

П. Ф. ИВАНКИН

**МОРФОЛОГИЯ ГЛУБОКОВСКОГО
МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ**

П. Ф. ИВАНКИН

553.061 + 553.27

257

МОРФОЛОГИЯ ГЛУБОКОВСКРЫТЫХ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР Ф. Н. Шахов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1970



Морфология глубококрытых магматогенных рудных полей. П. Ф. Иванкин. М., «Недра», 1970, стр. 288.

Морфологические особенности глубококрытых магматогенных рудных полей были выяснены при изучении огромного фактического материала по глубоко разведанным месторождениям цветных металлов, золота, железа (Рудного Алтая, Салаира, Урала, Забайкалья, Тургайского прогиба и других районов).

По характеру связи минерализации с магматическими породами выделены ореольные, многокорневые и однокорневые рудные поля. Среди корневых (к которым относятся многие крупные промышленные месторождения) выделены поля конического, плоского и комбинированного типов, различающиеся также по характеру симметрии.

Большое внимание уделено выяснению горизонтальных и вертикальных размеров рудных полей и характеру изменения на глубину их структурно-морфологических особенностей. Рассмотрена проблема глубины расположения корней магматогенных рудных полей разного типа и даны их количественные параметры. Автор полагает, что выявленные закономерности имеют общий характер для корневых рудно-магматических систем, сформированных в условиях глубин менее 5—7 км, где объем колонн флюида значительно увеличивается при восстающем движении колонны в геологической среде. Выявленные закономерности могут быть использованы для совершенствования методики геолого-геофизических поисков, разведки и оценки рудных месторождений.

Таблиц 6, иллюстраций 62, библиография 198 названий.

ОТ РЕДАКТОРА

Часто в обширных рудоносных районах и в пределах отдельных рудных полей возникает необходимость переоценки известных точек минерализации и оценки перспектив на глубину разрабатывающихся месторождений. Методов для выполнения этих работ не существует, если не принимать всерьез известного когда-то правила Гувера. Эксперт, привлеченный для решения таких вопросов, обыкновенно решает их на основе личного опыта и путем аналогии с большим числом известных ему месторождений.

Книга П. Ф. Иванкина предлагает решать вопросы оценки, прогноза и поисков на основе подмеченных автором закономерных сочетаний рудных тел в пространстве. Автор развивает идею о необходимости рассматривать рудные поля как трехмерные образования. Разобранный в центральной части книги громадный фактический материал убеждает читателя в прогрессивности, а также несомненном теоретическом и практическом значении установленных автором закономерностей в группировке и поведении рудных тел с изменением глубин.

В громадном большинстве рассмотренных месторождений рудные тела проявляют тенденцию конически соединяться в месте (корне) их выклинивания, особенность в свое время подмеченная рядом американских исследователей, правда, для месторождений неглубоких фаций. Приведенный в данной книге материал позволяет автору сделать вывод, что эта структурная особенность не зависит от генезиса рудных тел и наблюдается в большинстве месторождений, созданных рудоносными растворами магматического происхождения. Большая часть рассмотренных месторождений выклинивается на глубине менее 2 км и реже корневая система обнаруживается глубже в пределах 3—5 км. Этот вывод приближается к взглядам В. Линдгрена на глубину распространения рудной минерализации. Возможно, дальнейшие исследования обнаружат возникновение руд на большей глубине, но это не исключает необходимости поисков теоретических объяснений и причин установленной структурной особенности.

Поэтому в ряде последних разделов книги автор вынужден пересмотреть современные представления о физических свойствах рудоносных растворов, изменении их в процессе перемещения, характере отделения их из магматического расплава, способы образования форм магматических тел и рудных полей и т. д. Все эти вопросы представляют проблемы слабо освещенные в современной литературе, некоторые из них впервые поставлены автором. Естественно поэтому, что иногда предлагаемые решения дискуссионны. Тем не менее работа П. Ф. Иванкина открывает обширные перспективы для научных исследований и заслуживает самого серьезного внимания широкой геологической общественности. В заключительной части автором на базе установленных особенностей структур рудных полей излагаются методы постановки геолого-геофизических исследований и интерпретации получаемых ими результатов.

Ф. Шахов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Потребление руд промышленностью растет из года в год, однако обнаружить новые рудные месторождения становится все труднее. В освоенных горно-промышленных районах резерв легко открываемых месторождений почти исчерпан и усилия геологов давно уже направлены на поиски руд, скрытых на глубинах. Меняется само понятие глубинных поисков. В последние десятилетия глубины 0,5—1 км вблизи крупных рудников стали зоной массовых поисков и разведок руд; в недалеком будущем во многих районах забой разведочных выработок, вероятно, уйдут на глубины 2—3 км и более. Поэтому одной из важнейших задач учения о рудных месторождениях становится обобщение громадного опыта разведки и эксплуатации достаточно глубоко вскрытых рудных объектов с целью выработки основ теории и метода прогнозной оценки глубинных зон известных и поиска новых скрытых рудных месторождений. Этой трудной задаче и посвящена предлагаемая книга.

Следует отметить, что в районах, разрабатывавшихся на большую глубину, некоторые важные закономерности поведения рудных месторождений на глубинах замечены давно. В начале тридцатых годов XX в. оформились представления о рудных пучках — системах пространственно сближенных рудных тел, имеющих на глубине общую для них «отдушину» или «корень» (Л. Грейтон, А. Локк, П. Биллингслей, Г. Мак-Кинстри и др.). Близкие идеи были высказаны В. М. Крейтером (1940), А. В. Королевым (1962) и П. Ф. Иванкиным (1961).

В итоге многолетних структурно-генетических исследований рудных месторождений разного типа автор убедился, что основным вопросом при выявлении закономерностей распространения оруденения на глубину должна быть морфология и поведение на глубину тех рудно-магматических систем, которые многие теперь называют рудными полями. Собственно структурное и минералого-петрографическое изучение рудных полей является составной частью метода, который можно было бы назвать морфогенетическим. Не имея ясных представлений о форме рудных полей как трехмерных тел

и о тех законах, которые лежат в основе формообразования их, мы лишены главного — конкретного представления об объекте исследования и его возможных изменениях в геологическом пространстве. Любое магматическое интрузивное тело как и тело, созданное восходящим потоком гидротермального раствора, обладает общими закономерностями формообразования и симметрией. Это позволило автору свести накопленные данные, в первую очередь, по морфологии глубоковскрытых и полно оконтуренных рудных полей, и рассмотреть всю проблему на строгой фактической основе. Автор вполне разделяет положение о том, что морфологические черты перестают быть формальными, как только устанавливается их генетическая природа (Шахов, 1962).

В соответствии с поставленной задачей каждое рудное поле в книге описывается как составное геологическое тело с определенной формой, размерами, структурой и вещественной зональностью, свойственными ему закономерностями изменения на глубину тех или иных качеств и параметров. Приводятся сведения о характере и глубине залегания корней каждого рудного поля и общей вертикальной и горизонтальной протяженности оруденения. Подобным образом охарактеризовано около пятидесяти рудных полей медноколчеданных, полиметаллических, скарново-железорудных, золоторудных, редкометальных и других месторождений, формы и закономерности поведения на глубину которых достаточно определились.

Обширный новый фактический материал не вполне укладывается в рамки распространенных теорий и гипотез рудообразования. Однако автор сознательно избегая их полного рассмотрения в данной книге, касается лишь тех вопросов магматогенного рудообразования, которые совершенно необходимы для понимания выявленных морфологических закономерностей. Предлагаемые объяснения способов образования рудных полей разного морфологического типа, причин выклинивания на определенных глубинах роев рудных тел, наблюдаемых соотношений богатых сплошных руд и рассеянных вкрапленников и других описанных явлений, конечно, не бесспорны. Полная разработка этих теоретических вопросов не входила в задачу автора и не могла быть выполнена на первом этапе работ по столь сложной проблеме. По тем же причинам в книге не рассматриваются специально литолого-химические, структурные и другие факторы рудоотложения, играющие, как известно, важнейшую роль в формировании внутренней структуры рудных полей.

Обобщение данных по морфологии рудных полей оказалось делом необычайно трудоемким. Даже первый этап потребовал десяти лет целеустремленного труда. Автор при этом широко пользовался помощью и поддержкой со стороны многих геологов-разведчиков и рудничных геологов. С чувством глубокой благодарности он отмечает здесь большую помощь в работе геологов Рудного Алтая — Ю. Ю. Воробьева, В. М. Волкова, Н. И. Стучевского,

А. А. Малыгина, Ф. С. Толчинской, П. Г. Нечуятова, А. И. Гольфельда; Урала — Л. Н. Овчинникова, А. В. Пуркина, П. Я. Яроша, И. В. Воронина, Г. К. Долматова, В. Е. Зыкова, О. М. Образцова, М. С. Недождогина, Н. А. Сибирской, Т. Г. Трехсвятской; Восточного Забайкалья — А. И. Кулагашева, П. Т. Белова, Б. П. Санина, М. А. Свирского, С. В. Чеглокова, М. Ю. Циденова, Г. В. Синчукова, А. Ф. Воросова, И. Н. Эпова, В. Г. Звягина, Ю. А. Аферова; Западной Сибири — С. В. Майнагашева, М. К. Харагезова, А. С. Субботина, И. И. Федорова, А. В. Карелиной, И. А. Шпакова.

Без коллективной помощи геологов-практиков, которую автор неизменно получал на протяжении десятилетней работы по сбору фактических материалов, создание настоящего труда было бы просто невозможно.

Завершению труда во многом способствовали ближайшие сотрудники и помощники по работе — В. А. Булытников, К. Р. Рабинович, Ю. Д. Зубков, В. Н. Акчурина, Н. И. Соколова, А. А. Потапов, Л. М. Кононова, К. И. Власова. Много ценных критических замечаний и советов при просмотре рукописи сделали Ф. Н. Шахов, Ю. А. Кузнецов, Г. Л. Поспелов и Ю. А. Долгов. Всем им автор выражает свою искреннюю благодарность.

О ПРОБЛЕМЕ МАГМАТОГЕННОГО РУДНОГО ПОЛЯ

1. О ПОНЯТИИ МАГМАТОГЕННОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Процессы образования магматогенного оруденения, как и всякие геологические процессы, изменяются во времени и пространстве и характеризуются определенной прерывистостью. Такие понятия, как металлогенические эпохи и этапы, стадии и фазы минерализации, непосредственно выражают временную прерывистость рудообразования. Известно, что даже в пределах одной металлогенической провинции или в рудном поясе эта прерывистость неоднородна. Устанавливаемая последовательность этапов минерализации в соседних районах часто оказывается существенно различной. Не повторяются в полной мере и стадии минерализации на месторождениях одного генетического типа, расположенных в одном рудном узле. Таким образом, законы временной прерывистости рудообразования имеют характер сложных многопорядковых зависимостей, подверженных изменениям в пространстве.

Прерывистость эндогенного оруденения в пространстве также носит сложный многопорядковый характер. Принятое в геологии понятие металлогенических провинций утвердило факт существования прерывистости рудообразования глобального порядка. Региональные закономерности размещения оруденения устанавливаются при выделении рудных поясов, металлогенических зон, рудных районов, узлов. Подобное районирование в СССР стало особенно широко применяться после фундаментальных исследований В. А. Обручева, М. А. Усова, А. Е. Ферсмана, С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина и других ученых, заложивших основы современных металлогенических теорий и методов прогнозирования эндогенных полезных ископаемых.

Опыт изучения рудных регионов показал, что в сложной картине неоднородного пространственного размещения сотен и тысяч рудопроявлений всегда нащупывается некая исходная «элементарная» единица этой неоднородности. Такая наиболее мелкая характерная группировка рудопроявлений, обособленная пространственно от других рудных групп, обычно называется «рудным полем». Старое правило горняков — «ищи руду вблизи руды» — очень точно определяет практическое значение этой закономерности.

Теоретически последняя стала осознаваться сравнительно недавно, главным образом с оформлением металлогении как самостоятельной отрасли геологических знаний и практики массового составления крупномасштабных карт прогноза рудоносности.

Проблема рудного поля в последние два десятилетия привлекала внимание многих исследователей.

В. М. Крейтер, уделявший особенно много внимания изучению и систематике рудоносных структур, пишет: «Под рудным полем (узлом, группой) понимается участок земной коры, включающий серию пространственно сближенных одновременных или близких по времени и генетически родственных эндогенных месторождений, а также аналогичных месторождений, могущих быть здесь обнаруженными, отделенный от других рудоносных участков большими безрудными пространствами» (Крейтер, 1956, стр. 83). Совокупность рудных полей составляет определенную металлогеническую провинцию.

Д. И. Щербаков (1945) рудное поле понимает как совокупность генетически связанных между собой рудных проявлений, сравнительно тесно группирующихся в пределах определенной площади в прямой зависимости от особенностей ее строения. Рудный же узел, по его мнению, — это совокупность генетически связанных между собой проявлений, группирующихся около одного родоначального центра (обычно купола или ряда сателлитов магматического тела). Иногда рудные узлы совпадают с рудными полями, но чаще охватывают несколько близко расположенных рудных полей.

Е. Т. Шаталов определяет рудное поле как площадь (часть района, узла) с одновременными или близкими по возрасту генетически связанными и сближенными месторождениями и рудными телами. А. С. Великий, критически рассматривая многочисленные определения, приходит к выводу, что рудным полем следует называть «минерализованный (рудоносный) участок земной коры», который представляет собой специфическую часть региональной структуры, определяющей положение рудного пояса. Количество месторождений, входящих в рудное поле, различно и в частном случае оно может быть равно одному (Великий, 1961, стр. 18).

Следует заметить, что специфичность рудных полей в структурно-геологическом отношении, позволяющая их рассматривать как особые участки региональных структур, давно замечена геологами. Полно она выявляется при достаточно детальном изучении рудных поясов и металлогенических зон. На Рудном Алтае, например, своеобразие каждого крупного рудного поля как особого структурного узла с особым, обычно неповторимым, сочетанием литолого-стратиграфических, тектонических и других элементов наметилось на той стадии изучения, когда полиметаллический пояс был покрыт съемкой в масштабе 1:200 000, а рудные районы — в масштабе 1:50 000 и более детальном. Изучение своеобразия геолого-структурного положения и особенностей внутреннего стро-

ения рудных полей позволило осуществить структурно-металлогенетическое районирование всего полиметаллического пояса и эффективно использовать его при направлении поисково-разведочных работ (Иванкин, Пуркин, 1957).

Однако некоторые исследователи структурно-геологические особенности рудных полей кладут в основу самого понятия рудного поля. Ф. И. Вольфсон, например, полагает, что поскольку вопрос о генетической связи гидротермального оруденения с магматическими породами часто однозначно не решается, то вводить в понятие рудного поля признаки той или иной генетической связи минерализации с магматическими телами вообще нецелесообразно. Появление оруденения на той или иной ограниченной площади им связывается с наличием определенных складчатых и разрывных структур, обычно сопряженных с региональными разломами — глубинными рудоподводящими каналами, а также с развитием на этой площади благоприятных для локального отложения руд вмещающих пород. Рудное поле определяется как «...совокупность месторождений, приуроченных к сближенным локальным тектоническим элементам, связанным с региональными тектоническими нарушениями и проявленным на площадях развития благоприятных для рудоотложения вмещающих пород» (Вольфсон, 1955, стр. 19). Из такого понимания рудного поля вполне логично следуют методические рекомендации по его изучению, включающие прежде всего структурные аспекты задачи: «...рассмотрение закономерностей проявления рудных полей гидротермальных месторождений в основном сводится к выявлению тектонических структур, благоприятных для проникновения растворов и рудоотложения» (там же, стр. 19).

Особенно подробно разработал структурно-геологическое содержание понятий «рудное поле», «месторождение» и «рудное тело» Н. И. Бородаевский. Рудным телом, по его мнению, следует называть не всякое скопление руды, имеющее общий контур и определенную форму. Такое скопление отвечает лишь «промышленному контуру» рудного тела. Собственно же рудное тело — это «скопление руды в пределах естественного геологического контура, ограничения которого грубо совпадают с ... тектоническими элементами или явно зависят от конкретных элементов структур...». Под рудным полем понимается «площадь, характеризующаяся разнообразными соотношениями генетически однотипных рудных тел с определенными элементами структуры (или их сочетаниями). Таким образом, рудное поле — это площадь развития однотипных рудоопределяющих структур» (Бородаевский, 1960, стр. 34—36). Поскольку ведущим признаком поля является однотипность контролирующих структурных элементов, а последние могут вмещать «рудные тела различных эпох минерализации», то «площадь и конфигурация рудного поля... могут изменяться в довольно широких пределах...». Соответственно, необходимо различать поля с «однотипным» и «многократным» оруденением.

М. А. Карасик (1963) придает рудному полю не структурное, а преимущественно геохимическое содержание и полагает, что определяющими признаками при классификации полей должны быть ассоциации минералов и химических элементов в рудах и измененных породах. Рудное поле — это «обособленный минерализованный участок земной коры с закономерным сочетанием в его пределах комплекса ассоциаций минералов и химических элементов (с положительным кларком концентраций), локализовавшихся в виде совокупности сближенных или пространственно разобщенных рудных тел, рудопроявлений и ореолов рассеяния, связанных общностью стадийного процесса послемагматического минералообразования, обусловленного магматической деятельностью и развитием локальных геологических структур — частей более крупных (региональных) структурно-металлогенических элементов земной коры» (Карасик, 1963, стр. 52—53).

Как видно из краткого обзора предложенных определений рудного поля, в это понятие разными исследователями включаются следующие главные признаки: 1) пространственная сближенность генетически родственных рудных тел (месторождений) или «комплексов ассоциаций минералов и химических элементов» на ограниченной площади; 2) специфика структурных условий этой рудоносной площади, как части региональной структуры, обусловившая эту сближенность. Оба признака выражают эмпирически установленные закономерности.

Представители «крайних» тенденций, не удовлетворяясь этими явно недостаточными для генетической систематики полей признаками, склонны придать понятию рудное поле более углубленный и конкретный (и потому неизбежно более узкий) смысл.

Так, Н. И. Бородаевский склонен определяющими признаками рудного поля считать однотипность рудоопределяющих структур, т. е. однотипность связей рудных тел со структурными элементами. М. А. Карасик, напротив, решающее значение при классификации рудных полей придает «геохимическим комплексам элементов», связанным общностью стадийного послемагматического процесса. Естественно, понятие рудного поля в обоих случаях оказывается совершенно различным и по существу во многом неопределенным, так как главное решающее свойство поля — пространственная сближенность (рой, плеяда) рудных тел или месторождений — в этих определениях не раскрывается. Между тем приемлемое научное понятие должно полно отображать сущность предмета, его существенные свойства и генезис, учитывая по возможности и другие важные, хотя и менее существенные свойства его.

Однотипность рудоопределяющих структурных элементов, иначе — однотипность структурных условий процесса минерализации, очевидно, не может быть определяющей чертой самого процесса, создающего рудное поле. Пространственная прерывистость тех или иных структурных условий не является прямой причиной прерывистости рудообразования. Именно поэтому и рудное поле

как определенное явление прерывистости эндогенной минерализации теоретически вообще не может быть понято с чисто структурных позиций.

Общеизвестно, что на практике идея «есть благоприятная структура — есть и руда» чаще не подтверждается, чем подтверждается как для крупных и средних по масштабу, так и для локальных структур. Когда рудное поле вскрыто многими шахтами, детально изучено с поверхности и разбурено густой сетью скважин на большую глубину, — все важнейшие структурные элементы разных порядков и типов оказываются выявленными, изученными и сопоставленными между собой во времени и в пространстве.

Однако и при такой высокой исследованности поля часто не понятно, почему руды приурочены к одному структурному элементу и отсутствуют в других совершенно аналогичных или почему продуктивен данный участок зоны разлома, складки, трещинной зоны, в то время как десятки подобных же участков этого рудного поля и его геологического окружения лишены рудоносности. К этому надо добавить, что и границы рудных полей далеко не всегда определяются какими-либо «граничными структурами» (Н. И. Бородаевский). Очень часто гидротермальный процесс на флангах рудного поля прекращается без каких-либо видимых причин, между тем как система рудоконтролирующих структурных элементов распространяется далеко за пределы поля. Поэтому мы часто не можем понять и не понимаем с позиций классического структурного контроля следующее: почему рудное поле имеет данные (наблюдаемые) форму и размеры, чем определяется количество рудных тел и пространственные взаимоотношения их в эмпирически установленных границах поля.

Из сказанного следует, что различные структурные определения рудного поля, сводящие явление локальности сближенных группировок рудных тел к локальности рудоконтролирующих структурных элементов, являются односторонними.

Такие определения рудного поля в действительности представляют только часть определения, поскольку они не учитывают влияние формирующего рудное поле эндогенного процесса, с присущей ему пространственно-временной прерывистостью и другими свойствами. Недостаточность чисто структурных определений поля обуславливается тем, что отличительные признаки внешней геологической среды не объясняют и не заменяют особенностей самого процесса.

По мнению М. А. Карасика (1963, стр. 69), геолого-структурные, магматические и физико-химические факторы являются определяющими для локализации рудных полей, но для классификации их они якобы «не могут быть определяющими». С этим утверждением нельзя согласиться, так как перечисленные факторы как раз и определяют генетическую сущность эндогенного рудообразования вообще и, в частности, разные порядки прерывистости металлогенетического процесса во времени и пространстве (т. е. руд-

ные тела, поля и т. д.; стадии, эпохи, этапы минерализации). Казалось бы в основу классификации как раз и следует положить основные генетические особенности классифицируемых явлений, а это значит необходимо учесть влияние упомянутых факторов в их естественной связи на процесс рудообразования.

М. А. Карасик (1963, стр. 48—52) на основании ряда спорных предпосылок полагает, что рудные поля («обособленные минерализованные участки земной коры...») должны выделяться и различаться по геохимическим комплексам элементов, заключенных в рудах, измененных породах и ореолах рассеяния. Геохимический комплекс близок к понятию «рудная формация» и, таким образом, выражает вещественные различия минерализации. Поэтому классификация рудных полей М. А. Карасика напоминает классификацию рудных формаций. Стремясь сделать классификационной единицей рудные поля, а в действительности, не раскрывая содержания этого понятия, он классифицирует типы минерализации, проявившиеся в рудных полях. Так, например, в классе «контактовых рудных полей» он выделяет поля медно-железного, молибден-вольфрамового, марганцево-цинкового и свинцово-цинкового геохимических комплексов.

Можно согласиться с тем, что геохимические особенности минерализации, как и структурные особенности среды, должны быть учтены в определении понятия рудного поля и при классификации полей. Но вещественные признаки сами по себе тоже не могут раскрыть причины пространственно-временной прерывистости эндогенного процесса.

Таким образом, при определении понятия магматогенного рудного поля необходимо учитывать широкий круг связанных между собой геологических и геохимических явлений и процессов, составляющих определенную систему, имеющую какие-то фундаментальные отличия от других родственных систем.

По соподчиненности явлений можно составить следующий ряд таких родственных систем: рудный минерал — минеральный парагенезис (простое рудное тело, стадия минерализации) — рудное «месторождение» (жила, залежь, совокупность рудных тел) — рудное поле (совокупность месторождений) — рудный район, узел (совокупность рудных полей) — рудный пояс, провинция.

Каждая из приведенных систем определяется взаимодействием явлений разной природы и порядка, а поэтому сами системы представляют объекты разных отраслей геологической науки¹. Рудное поле является частью более крупных систем и само состоит из

¹ А. Е. Ферсман соотношение трех главных наук о веществе Земли представлял себе следующим образом. Земную кору можно представить состоящей из трех определенных систем: атом — соединение атомов — закономерное сочетание этих соединений. Первое — элемент — изучает геохимия, второе — минерал — изучает минералогия и третье — горные породы — изучает петрография (Ферсман, т. 5, 1960, стр. 551).

частей, что должно учитываться при выяснении причин, обуславливающих его как определенное самостоятельное целое.

Рассматриваемые в настоящей работе рудные поля в вещественном отношении являются продуктами магматического процесса. Каждое из них может быть представлено как определенная часть соответствующего рудоносного магматического комплекса. Поэтому при описании рудных полей автор стремился выявить те особенности развития магматических комплексов, которые обуславливают появление в определенных их частях пространственно сближенных группировок рудных тел.

Подобный подход, представляющийся вполне логичным, пока не был применен к определению понятия рудного поля и к систематике полей. Попытка подобного рода, предпринятая А. Г. Бетехтиным (1939), не получила развития. Рудным полем он предлагал назвать «...совокупность месторождений, генетически связанных с каким-либо массивом изверженных пород, вскрытым на поверхности или залегающим вблизи от нее». Представители структурного направления (Вольфсон, Великий) возразили против этого на том основании, что в понятие рудного поля не следует вносить гипотетическое содержание — источник минерализации.

Здесь необходима определенная ясность. Одно дело дать правильное генетическое определение понятия магматогенного рудного поля и совсем другое — суметь применить это понятие на практике в каждом конкретном случае. Первое предполагает абстрагирование от конкретных особенностей каждого поля, но учет самых общих и главных связей, установленных при изучении многочисленных рудных полей (разных формационных типов); второе предполагает практическое применение главных вскрытых закономерностей к конкретной, данной обстановке.

Объем современных фактических и теоретических данных о соотношении рудных полей с материнскими магматическими породами вполне позволяет рассматривать рудные поля как специфические части магматических комплексов, каковыми они по существу и являются. Эту научную задачу нельзя смешивать с практической задачей, например, по определению границ конкретного рудного поля и выяснению источника конкретного оруденения. Неизбежная гипотетичность отдельных конкретных решений не может служить препятствием для теоретического решения общего вопроса. По этой причине приходится категорически возражать против предложений тех исследователей, которые пытаются понять (и определить) рудное поле в отрыве от самого источника руды. При этом ключевая проблема отношения оруденения к материнскому его источнику, рудного поля — к магматическому комплексу отодвигается как бы в сторону.

Опыт показывает, что гидротермальные рудные поля, как правило, представляют собой закономерные совокупности определенных магматических и рудных тел. В этом отношении они являются полями «рудно-магматическими», т. е. определенными комплек-

сами магматических и рудных тел, находящихся в генетических или парагенетических отношениях. Это обязывает нас подходить к процессу образования рудного поля как к особому случаю многофазного магматического процесса, а к рудному полю — как к особому структурному узлу, где пространственно совместились разные фазы системы.

Здесь мы подходим вплотную к ключевому вопросу о форме рудного поля. Как мы видели, предложенные определения рудного поля оставляют открытым вопрос о том, является ли форма поля важным, определяющим его свойством. Не рассматривается этот вопрос и в специальной литературе по структурам рудных полей. Конечно, при изучении данного конкретного рудного поля его форма, размер и другие параметры всегда учитываются и определяются. Однако здесь имеются в виду не морфологические особенности конкретного поля, а общие закономерности морфологии магматогенных полей. Существуют ли они?

Для представителей формально-структурного направления подобная постановка вопроса должна представляться искусственной, так как форма поля, как и внутреннее его строение («структура»), ими будет пониматься как выражение свойств внешней среды. И действительно, понимая под рудным полем площадь¹ («узел», «блок») с определенной пространственной группировкой рудных тел, а под структурой его — совокупность рудоконтролирующих структурных элементов, нам ничего другого не остается как признать самодавяющее, все определяющее значение геологической среды («структур»), обуславливающей форму, размер, внутреннее строение поля. Ответ на поставленный выше вопрос, очевидно, может быть только отрицательным, поскольку форма поля всегда будет мыслиться как отражение конкретных структурных условий рудолокализации. Если же мы рудное поле воспринимаем как определенный рудно-магматический комплекс — совершенно закономерно возникает вопрос об общих закономерностях его морфологии.

При изучении любого многофазного магматического тела методически мы не можем оставить открытым вопрос о морфологии этого тела и составляющих его фаз, так как форма тела отражает не только влияния внешней среды, но и свойства самой магмы, например ее способность изменять свой объем при фазовых расслоениях и дегазации. Подобный же подход необходим и при изучении рудного поля, причем в этом случае, очевидно, должны учитываться различия в свойствах формообразования магм и постмагматических растворов при разном их состоянии. Отсюда становится очевидной актуальность представлений о морфологии магматогенных рудных полей. Последние должны быть рассмотрены

¹ Рудное поле при генетическом определении, очевидно, не может пониматься как «площадь», так как это — объемное трехмерное составное геологическое тело, сечение которого эрозийным срезом и дает «площадь».

как объемные трехмерные тела, характеризующиеся определенными геометрическими свойствами и изменениями этих свойств при различных воздействиях внешней геологической среды на рудно-магматический процесс.

Иными словами, следуя некоторым неразработанным идеям В. И. Вернадского (1965) о множественности состояний пространств, должны быть выявлены общие закономерности (свойства) пространства, отвечающие рудному полю, и найдены связи между пространством и процессом.

Мы вправе также ожидать, что для магматических рудных полей разного генезиса (собственно магматических, поздние- и постмагматических) общие свойства фигуры поля должны быть разными. Поэтому решение поставленной выше задачи должно осуществляться отдельно для разных генетических классов магматогенных полей.

Процесс формирования любого магматогенного рудного поля направлен не только во времени, но и в пространстве. В первом приближении можно различить два случая диаметрально противоположных по направленности в пространстве: а) развитие процесса идет сверху вниз, б) развитие процесса идет снизу вверх. К первому относятся такие процессы магматической дифференциации, когда в динамически спокойных условиях рудные компоненты под влиянием силы тяжести накапливаются в основании стратифицированных магматических тел, а обедненные рудным веществом породы слагают верхние их части. Закономерности симметрии таких «обращенных» рудных полей, корневые части которых располагаются выше зон рудонакопления, могут быть изучены на примерах ликвидационных и аккумулятивных магматических месторождений.

В настоящей работе мы ограничимся рассмотрением закономерностей формообразования полей, сформированных преимущественно в поздние этапы магматической деятельности при ведущем участии в процессах переноса и отложения минеральных веществ гидротермальных постмагматических растворов. Подобное ограничение задачи, нежелательное с точки зрения метода исследования, совершенно необходимо, так как в настоящее время мы не располагаем достаточно полными сведениями по морфологии рудных полей ортомагматического и пегматитового классов.

Рудные поля постмагматических (гидротермальных) месторождений, в отличие от ортомагматических, возникают при таком развитии процессов дифференциации, когда накопление руд происходит выше источника рудного вещества. Дифференциация сопровождается перемещением в пространстве различных продуктов магмы и это перемещение в общем случае направлено снизу вверх.

Со скрытым на глубинах источником связаны тепловая энергия, магматические внедрения и струи флюидов, перемещающиеся в направлении наименьшего давления и по наиболее легко доступным путям. В целом этот поток энергии и глубинного вещества,

взаимодействуя со средой, завоевывает определенное пространство. Геометрические свойства последнего должны быть прямо связаны с термодинамическими свойствами потока, зародившегося на глубинах и развивающегося по мере своего направленного движения и, наконец, затухающего на каких-то расстояниях от источника энергии и глубинного вещества.

Отсюда следует, что магматогенное рудное поле неизбежно должно характеризоваться какими-то направленными изменениями — нарастанием одних и уменьшением других качеств по мере движения от самых верхних своих частей (выклинки по восстанию) к более глубоким и от них — к корневой части поля — источнику. В отношении геометрии рудно-магматического процесса это должно означать наличие закономерных изменений фигуры рудного поля с глубиной, прямо не зависящих от свойств вмещающей среды. Фигура рудного поля, таким образом, должна обладать определенными свойствами асимметрии, так как глубинные части поля принципиально не могут быть повторены в более верхних его частях. Современные данные по глубинному строению магматогенных рудных полей вполне убедительно подтверждают это общее положение и дают возможность строго фактически подойти к проблеме морфогенеза рудно-магматических систем разного типа. Вполне понятно, что началом исследования рудного поля как определенного целого должно быть выявление его границ и количественных параметров, характеризующих фигуру поля.

В вещественном отношении рудное поле может быть рассмотрено как определенный «геохимический комплекс» (А. Е. Ферсман, М. А. Карасик), а будучи взятым в процессе становления, как некий «геохимический поток» с направленными вещественными изменениями во времени (этапы, стадии процесса) и пространстве. Изменения эти выражаются в определенной зональности минерализации, а также в смене фаций магматических пород. Изучение геометрических свойств и геохимической зональности рудно-магматических систем представляет собой лишь разные стороны одной задачи. Однако из-за недостатка сведений по зональности в настоящей работе рудные поля будут описаны главным образом со стороны их морфологии.

Чрезвычайно важны для понимания морфологических закономерностей, свойственных рудным полям гидротермального класса, представления о связях оруденения с материнскими магмами. Работами М. А. Усова, С. С. Смирнова, Ф. Н. Шахова, В. А. Николаева, Х. А. Абдуллаева и других доказано, что связи эти проявляются в разных формах на разных этапах и в разных условиях магматической деятельности. Приведем два примера, позволяющих охарактеризовать типичные случаи этих связей. Первый из них относится к области Малого Хингана, где наглядно эволюционируют формы связи редкометального (и сульфидного) оруденения с магматизмом в позднемезозойское время (Ишиксон, Рундквист, Павлова и др., 1959).

В фазу формирования эффузивных покровов и экструзий риолитов здесь имело место раннее (в самом начале кристаллизации) отделение растворов из экструзивных масс. Гидротермальный процесс, приведший к отложению деревянистого касситерита, порождается экструзивными телами на уровне их становления, а локализуется в приповерхностной части экструзивов в зоне мощностью всего 30—40 м. При этом возникают лишь небольшие рудные скопления, заключенные в больших объемах гидротермально измененных пород. Соотношение площадей ореолов измененных пород и руд в этом случае равно 70 : 1.

В фазу формирования интрузивных штоков гранит-порфира процессы отделения растворов идут иначе, а глубина зоны отделения опускается тем глубже, чем подвижнее разлом, контролирующий интрузив. Г. В. Ициксон выделяет переходную касситерит-сульфидную формацию, месторождения которой являются «дистиллятами» самих интрузивов гранит-порфира. Руды отлагались непосредственно в кровле материнского интрузивного штока, а частично — в эндоконтактной зоне его (грейзены). К началу отделения растворов, которое и в этом случае было ранним, проработанных трещинных зон еще не было. Поэтому минерализация рассредоточилась в обширных ореолах, давая повышенные скопления лишь в зонах ранних разломов. Соотношение площадей ореолов измененных пород и руд для этой формации равно 58 : 1.

Третья наиболее продуктивная формация приурочена к тем же интрузиям, но заключенным в трещинных структурах. Оруденение имеет с ними связь генетическую, но наиболее отдаленную; минерализующие растворы приходят с глубин не менее 900—1000 м из области корней этих интрузий. Такую связь уже принято называть «парагенетической». Большая проработанность и подвижность тектонических зон обуславливает многостадийность магматического и постмагматического процесса и высокую концентрацию гидротермальных продуктов. Отношение площадей ореолов измененных пород и руд в этом случае равно 3 : 1. В рассмотренном ряду совершенно закономерно меняются формы и размеры минерализованных площадей: от неопределенных «пятен» минерализации в экструзивах (морфологически — «бескорневые рудные поля») до хорошо выраженных рудных узлов, устойчиво прослеживающихся на большую глубину.

Аналогичные во многих отношениях явления были установлены для магматических комплексов Рудного Алтая при сравнительном изучении многочисленных месторождений цветных металлов, железа и золота (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1963). Многообразие связей между постмагматическими процессами и интрузивными породами здесь можно свести к трем главным типам их: 1) ранней дистилляции растворов из внешних (верхних) зон малоглубинных интрузий магм, сильно обогащенных водой, летучими и рудными; 2) отделению растворов из внутренних частей интрузивов в конце многофазно-пульсационного их становления; 3) посту-

плению поздних порций магм и растворов из глубинных остаточных очагов, располагающихся в корневых частях магматических комплексов.

В первом случае растворы отделяются от наблюдаемых на современном эрозийном срезе интрузивов в магматическую стадию их развития (обычно в конце ее) и проявляются в виде широких ореолов минерализации на уровне верхней зоны и кровли интрузивов. В начале зоной отделения растворов служит фронтальная (ореольная) внешняя часть интрузива, обычно представленная сателлитами; по мере консолидации сателлитов и коры интрузива эта зона опускается, совмещаясь с более поздними магматическими субфазами. Ореолы гидротермально измененных пород содержат преимущественно вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение. Минеральные трещинные жилы и локальные скопления руд здесь мало характерны.

Минерализованные площади («рудные поля») имеют обычно бесформенные, неправильные очертания, отражающие преимущественно структурно-морфологические особенности фронтальных частей рудоносных интрузивов; контроль минерализации различными структурными элементами выражен слабо. При бурном взрывообразном отделении минерализующих растворов возникают зоны рудоносных эруптивных и эксплозивных брекчий, обычно приуроченные к сателлитам интрузивных тел (Иванкин, Нурбаев, 1961).

Второй случай характерен для гипабиссальных многофазных гранитоидных интрузивов и таких рудных формаций, как скарновые железорудные и сульфидные, кварцево-жилвные медные, медно-цинковые и полиметаллические. Морфология ореолов гидротермальных пород, минеральные парагенезисы и их взаимоотношения с поздними магматическими фазами, в частности жилными интрузиями, свидетельствуют о том, что постмагматические растворы поступали в область контакта и кровли интрузива из его внутренних частей, откуда внедрились дополнительные интрузии и схизолиты. Подтверждается это и тем, что самые поздние жилные отщепления как бы вплетаются в постмагматический процесс, внедряясь после роговиково-скарнового этапа, но до отложения сульфидов.

Несомненно, зоны отделения растворов («остаточные очаги») даже в одном крупном интрузиве располагаются нередко на разных уровнях, причем они имеют тенденцию опускаться на глубину, с одной стороны, к концу становления сложного интрузива, а с другой, в тех частях интрузива, где он соприкасается с крупными подвижными разломами. Постмагматические растворы приходят в верхнюю зону интрузива и в кровлю его в виде компактных потоков и типичных «трещинных струй», что выражается в отчетливом контроле гидротермального процесса различными структурными элементами.

В обоих рассмотренных случаях связь оруденения с интрузивами генетическая, однако в первом она очень близкая — прямая, а во

втором более дальняя — косвенная по отношению к главной интрузивной фазе. Соответственно, при структурно-морфологическом изучении оруденения устанавливаются типичные «ореольные или бескорневые» рудные поля и нормальные рудные поля с внутриинтрузивными корнями.

Разная глубина залегания последних и разное отношение к рудному полю различных интрузивных фаз и даек дает возможность различать рудные поля по морфогенезу и степени родства оруденения с материнским магматическим комплексом. Обычным является случай, когда рудные тела и интрузивные дайки, составляющие рудное поле, имеют парагенетические отношения, между тем к крупному интрузиву они относятся одинаково как продукт к источнику и потому очень часто имеют своими корнями одну часть интрузива.

Третий характерный тип связи оруденения с магматическими породами — парагенетическая связь. От второго он отличается тем, что оруденение в этом случае не обнаруживает закономерной связи с крупными интрузивами и по времени образования значительно более позднее, чем главные магматические фазы этого комплекса. В то же время рудные залежи имеют тесную пространственно-структурную связь с комплексом самостоятельных «малых интрузий», причем самые поздние члены этого комплекса («рудные порфириды») вплетаются в гидротермальный процесс, отделяя, например, предрудный этап от рудного или разделяя разные стадии рудного этапа.

Структурные соотношения свидетельствуют о глубоком залегании источника малых интрузий и рудоносных растворов и общности путей внедрения их. Рудоносные растворы в толщах пород многокилометровой мощности проявляются в виде морфологически очень четких, компактных и протяженных потоков и струй, приуроченных к тектоническим зонам и послонным нарушениям. Роль складчатых и разрывных структур и их влияние на морфологию рудного поля возрастают по мере опускания источника растворов вниз, т. е. при увеличении расстояния между зоной рудоотложения и местом отделения раствора от магматической породы. Роль крупных разломов как факторов рудолокализации резко возрастает в самом конце становления рудоносных магматических комплексов и закономерность эта подтверждается во многих рудных районах Казахстана и Алтая. Происходит это потому, что тенденция удаления во времени и в пространстве оруденения от материнских магматических пород вообще усиливается в период затухания всего магматического процесса (В. И. Смирнов, 1957).

Когда зона отделения рудоносного раствора и зона отложения руд разделены небольшим расстоянием или пространственно близко совмещены, решающими факторами контроля рудоотложения становятся морфология материнского интрузива и особенности его первичного фазового строения. Такие рудные поля часто могут рассматриваться по существу как зоны определенных субфа-

ций интрузивов, например приконтактовые участки интенсивного поздне- и постмагматического аутометасоматоза и рудоотложения, зоны рудоносных эруптивных и взрывных брекчий, гидротермальные околонтрузивные шлейфы и т. п.

Напротив, когда источник рудоносных растворов и область разгрузки их разделены очень большим расстоянием, мы не видим какой-либо зависимости между морфологией, строением рудного поля и особенностями самого скрытого на глубинах источника. Рудное поле воспринимается как взаимосвязанная парагенная система малых интрузий магм и гидротермальных струй, проникших в верхние ярусы с больших глубин и распределившихся во вмещающих горных породах соответственно свойствам последних. Длительная миграция относительно небольших объемов магм и растворов через горные породы ведет к установлению устойчивых связей между мигрирующими жидкостями и геологической средой, что выражается, в частности, в возникновении классических закономерностей структурного контроля на подобных рудных полях. Структурно-морфологические особенности не только рудных залежей, но и поздних малых интрузий рудоносного комплекса в данном случае отчетливо зависят от вмещающей геологической среды.

Примеры, подобные рассмотренным выше, известны и в других детально изученных рудных районах. Они убеждают нас в том, что многие структурно-морфологические особенности постмагматических рудных полей в значительной степени зависят от характера генетических отношений оруденения к материнским породам. Решающее значение при этом имеют масштабы перемещения рудоносных растворов от источника их к месту разгрузки — рудному полю. Причины этого, как увидим ниже, становятся вполне понятными, если учесть некоторые мало обсуждавшиеся пока в учении о рудных месторождениях термодинамические свойства глубинных жидкостей — систем, способных к саморазвитию при меняющихся внешних условиях. На основании сказанного может быть предложено разделение постмагматических рудных полей на три крупные родовые группы: рудные поля первого, второго и третьего рода.

Рудные поля первого рода — это бескорневые или ореольные рудные поля, так как они формируются в условиях широкого фронта отделения рудоносных растворов от материнского магматического тела, причем место отложения руд и источник отделения рудных веществ пространственно сближены или даже практически совмещены. Часто это рудоносные фронтальные части и сателлиты материнских интрузивов, рудные ореолы вокруг их ядерных фаций, участки эндо- и экзоконтактовых зон с интенсивным проявлением аутометасоматоза.

Морфология и площадные размеры рудных полей первого рода зависят прежде всего от условий становления, формы, внутреннего строения и состава самого рудоносного магматического тела, т. е. от тех факторов, которые определяют неодинаковую интенсив-

ность дистилляции растворов из разных частей данного магматического тела в период его становления. Дополнительное влияние неоднородности внешней среды ведет к тому, что пространственные группировки рудопоявлений в эндоконтактах и ореольных зонах материнских интрузивов бывают разнообразными, то более отчетливо кустовыми, локальными, то рассеянными сравнительно равномерно вдоль их контактов. Границы «рудного поля» здесь часто условны или даже вовсе не могут быть установлены, как, например, на многих рудоносных площадях Южного Алтая.

Размеры минерализованных площадей могут варьировать также в очень широких пределах, поскольку они в конечном счете зависят от плана размещения и внутреннего строения материнских магматических тел. Именно в рассматриваемом случае становится часто совершенно условным различие между понятиями «рудный узел» и «рудное поле». Ореольная рудная минерализация в той или иной мере свойственна всем рудоносным магматическим формациям. Наиболее интенсивно же она проявляется у субэкструзивных тел и у малоглубинных интрузивов кислого состава, относящихся к данному рудоносному магматическому комплексу.

Поля первого рода, очевидно, являются морфологическим выражением определенного способа образования гидротермальных растворов. Оставляя полное рассмотрение этого тезиса на будущее, здесь отметим, что из всех теоретически допустимых В. А. Николаевым способов наиболее распространенным в рассмотренном случае является первый способ: «Гидротермальные растворы образуются в результате миграции газовой фазы в породы, вмещающие интрузию, при сравнительно высоких температурах этапа магматической дистилляции. Газовая фаза (надкритический раствор), испытывая те или иные иногда весьма существенные изменения своего химизма при взаимодействии с вмещающими породами и охлаждаясь, будет переходить постепенно и непрерывно в состояние сжатого гидротермального раствора, а если внешнее давление упадет, будет конденсироваться с образованием жидкой фазы меняющегося состава, в равновесии с трудно конденсирующимися составными частями газовой фазы, например углекислотой, водородом, кислородом и другими» (В. А. Николаев, 1955, стр. 122). Переход газовой фазы в жидкий раствор и взаимодействие последнего с вмещающими породами, завершающееся минералоотложением, осуществляется на коротких расстояниях, так что связь минерализации с магматическим телом оказывается очень тесной¹. Процесс этот может развиваться то преимущественно эволюционно, то очень быстро, взрывообразно. В последнем случае в строении минерализованных зон существен-

¹ Тот же эффект может возникнуть и в случае отделения от материнского магматического тела жидкого остаточного существенного водного рудного раствора (3-й способ В. А. Николаева), если геологическая обстановка вызывает раскристаллизацию этого раствора непосредственно в контактовых зонах интрузива.

ную роль играют рудоносные взрывные и explosивно-гидротермальные брекчи. Эти два крайних случая формирования дистилляционных месторождений, как увидим ниже, сильно различаются и по морфологическим особенностям рудных полей.

Рудные поля второго рода — это системы пространственно тесно связанных рудных (минеральных) и небольших магматических тел (даек, силлов, штоков), являющихся продуктами общего для них остаточного магматического очага. Последний может считаться «корнем» этой системы, так как мы вынуждены предполагать, исходя из наблюдающихся соотношений, что все пространственно обособившиеся фазы, составляющие рудное поле (поздние магматические инъекции, дорудные и рудные постмагматические растворы и т. п.), как таковые возникли в этом очаге путем расслоения изначально гомогенной «специализированной» остаточной магмы. Остаточные очаги могут локализоваться внутри батолитов и других крупных интрузивов на разных расстояниях от их кровли.

Материнские интрузивы имеют, как правило, многофазное строение, причем наблюдаемые пространственные размещения магматических фаз, в особенности поздних, обычно позволяют судить о местоположении питающего очага. Трещинная тектоника интрузивов, строение, состав и динамика вмещающих слонстых пород, а также морфология контакта влияют на локализацию поздних магматических фаз и гидротермальных зон. Чем длительней процесс становления интрузива и чем больший отрыв во времени жильных отщеплений и гидротерм от главной магматической фазы, тем отчетливей выступает роль трещин как глубинных подводных каналов и различных структурных элементов как факторов рудо-локализации.

Наиболее поздние остаточные растворы данного интрузива, как показывает опыт картирования полей, всегда приходят из более глубоких его частей по узко локализованным путям. Поэтому в околоинтрузивных зонах обычно наблюдается большое многообразие форм и размеров ореолов, созданных растворами разных этапов и стадий. Собственно «рудные поля», например сульфидных месторождений, накладываются на ранние морфологически менее четко выраженные и подчас более значительные по размерам сульфидоносные ореолы, такие как зоны скарнирования, эпидотизации, рассеянного окварцевания или серицит-хлоритового за-мещения.

Значительная пространственная рассредоточенность рудных тел (их групп, узлов) вдоль контактовой зоны может быть следствием поступления минерализующих растворов из нескольких обособившихся «остаточных очагов» в материнском интрузиве. Этот далеко нередкий случай возникновения «многокорневого» рудного поля, имеющего, как правило, небольшую вертикальную протяженность, будет рассмотрен особо. Он может быть рассмотрен как переходный между ореольными полями первого рода

и полями второго рода с неглубокими внутриинтрузивными корнями.

Компактные группировки рудных тел на относительно небольших площадях очень часто тесно сопряжены структурно и имеют общую корневую часть. Объемная увязка таких систем рудных тел и близкосоудновременных с ними магматических жил показывает, что корни тех и других располагаются на глубине в материнском интрузиве.

Многочисленные примеры незакономерно рассредоточенных рудопроявлений и четко локализованных группировок тел в околоинтрузивных зонах, т. е. рудных полей второго рода, дают два характерных комплекса Юго-Западного Алтая — змеиногорский и калбинский. Каждое характерное рудное поле, генетически связанное с определенным интрузивом, — редкометалльные в Калбе и Нарыме или скарново-полиметаллические в Рудном Алтае — указывает на существование остаточного рудоносного очага, обособившегося во внутренних частях интрузива (Щерба, 1957; Иванкин, 1962).

В истории развития многофазных рудоносных комплексов существуют некоторые характерные тенденции. С одной стороны, масштаб интрузивной деятельности по мере консолидации складчатой зоны сокращается, так что поздние фазы орогенных магматических комплексов бывают представлены небольшими внедрениями. Одновременно масштаб рудной минерализации возрастает и становится наиболее значительным в заключительный период формирования комплекса.

С другой стороны, благодаря консолидации верхних членов комплекса происходит непрерывное перемещение в пространстве магматической зоны вниз и потому относительно поздние отщепления растворов являются более глубинными, чем ранние. Остаточный магматический очаг (очаги) как бы перемещается сверху вниз, при этом потенциальная его рудоносность возрастает. В итоге, чем глубже погружается зона отщепления остаточных магм и рудоносных растворов (поднимающихся затем в область кровли интрузива по определенным каналам), тем более широкий ореол на уровне кровли образуют жильные интрузии и гидротермальные проявления.

При сравнении нескольких рудных полей одного и того же магматического комплекса или даже крупного интрузива корневые части крупных рудных полей всегда оказываются более глубокими, чем у рудных полей меньших по площади и масштабам минерализации. На Рудном Алтае эта закономерность действительно не только применительно к отдельным многофазным интрузивам комплекса, но и к системе комплексов, находящихся в комагматических отношениях.

Соответственно, рудные поля с глубинными корнями применительно к этому району подразделены нами на две группы. Собственно рудные поля второго рода — это системы жильных интрузи-

зий и рудных зон, корневые части которых располагаются внутри данного (наблюдаемого) материнского плутона на той или иной глубине. Особую группу составляют рудные поля третьего рода, которые представляют собой системы самостоятельных глубинных малых интрузивов и рудных зон, корневые части которых располагаются особенно глубоко и без видимых связей от размещения крупных плутонов (рис. 1).

При разделении корневых рудных полей на упомянутые две группы мы сталкиваемся с вопросом о «малых интрузиях», которые трудно отличимы от поздних отщеплений («даек второго этапа») крупных рудоносных плутонов (Шипулин, 1963; Абдулаев, 1957). Наиболее крупными по размерам рудными полями

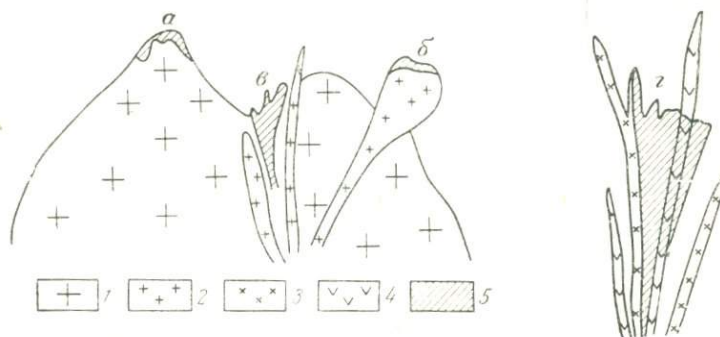


Рис. 1. Отношение к материнским магматическим породам рудных полей первого, второго и третьего родов

1 — первая (главная) фаза плутона; 2 — дополнительная фаза и схи-
зотиты; 3 — ранние «малые интрузии», 4 — поздние «малые интрузии»,
5 — магматогенные рудные поля: а — бескорневые, связанные с глав-
ной фазой плутона, б — бескорневые, связанные с дополнительной ин-
трузией, з — корневое второго рода, з — корневое третьего рода

данной металлогенической провинции, как правило, являются поля третьего рода, представленные поздними интрузиями и месторождениями наиболее поздних рудных формаций.

В истории развития магматических комплексов формы связи оруденения с магматизмом меняются в сторону преобладания тесных, прямых связей в ранние и косвенных, парагенетических — в поздние его этапы. Поэтому нормальным является образование рудных полей в последовательности: поля первого, второго и третьего родов. Формирование колонн малых интрузивных тел и поздних рудных залежей завершает историю развития магматического комплекса или всей комагматической серии, включающей несколько комплексов (Иванкин, 1962₁).

В регионах со сложной и длительной историей геологического развития при обычном унаследовании плана директивных тектонических структур и пространственном совмещении магматического комплекса нередко совмещаются и ареалы их постмагматической деятельности. Поэтому на практике мы нередко сталкиваемся со

случаями пространственной сближенности или даже наложения рудных полей первого, второго и третьего родов. Каждый «рудный район» и «рудный узел» полиметаллического пояса Алтая в сущности представляет собой пример подобного пространственного со вмещения разнородных полей.

В определенных условиях разнородные рудные поля могут возникать при развитии одного магматического комплекса или даже одного сложного длительно развивавшегося плутона. Примеры — разнообразные рудные проявления, связанные с вулканоплутооническими комплексами, при развитии которых области генерации рудных растворов с течением времени менялись, будучи приуроченными в начале к эффузивным и субвулканическим телам, затем к гипабиссальным интрузивным штокам, а в конце становления комплекса — к глубинным остаточным магматическим очагам. Соотношения ореольной минерализации (например редкометальной или золотой), развитой в экзоконтактах плутонов с кварцевожильными продуктивными пучками, корни которых уходят на большую глубину внутрь плутонов, достаточно наглядны.

Рудоносные участки по величине малы, по сравнению с общими размерами всего магматического комплекса или плутона. Так, Ольховский батолит в Западном Саяне имеет длину более 100 км, ширину 15—20 км, а рудоносные участки его — небольшие части приконтактовой зоны батолита, отстоящие друг от друга на расстоянии несколько километров.

Наблюдаемая прерывистость оруденения в пространстве зависит от структурно-морфологических особенностей магматического комплекса, его фазово-фациального строения, вещественной неоднородности, характера взаимоотношения с вмещающими породами и других свойств. Специфическими особенностями рудоносных частей магматического комплекса могут быть особенности морфологические, вещественные, фазово-фациальные, структурно-тектонические или определенное их сочетание. В процессе становления магматического комплекса даже изначально сравнительно однородная магматическая система (например, плутон) на определенной стадии развития распадается на несколько обособляющихся систем, приобретающих специфические черты эволюции. Те участки единого магматического комплекса (или обособленного плутона), развитие которых закономерно завершается рудообразованием, с полным основанием могут быть рассмотрены в качестве особых рудно-магматических систем.

Рудно-магматической системой мы будем называть естественные (природные) совокупности магматических пород и других минеральных образований (включая руды и связанные с ними первичные ореолы рассеивания металлов), являющиеся продуктами единого процесса магматической дифференциации. В основе единства такой целостной системы лежит общность первичного магматического расплава, гидродинамическая связь фаз, испытывающих те или иные перемещения в геологическом про-

странстве, и общность процесса дифференциации расплава. В принципе могут быть выделены области (и условия) зарождения и области (и условия) отмирания таких динамических систем, а также оценена их протяженность в пространстве и длительность развития во времени.

При такой постановке проблемы рудные поля первого, второго и третьего родов могут быть рассмотрены как определенные типы рудно-магматических систем, а само понятие рудного поля приобретает петрологическое содержание. Типизация магматогенных рудных полей и их генетическая классификация— дело будущего. Однако удовлетворяющая требованиям теории и практики классификация должна учитывать, помимо совокупности геолого-структурных факторов, также следующие: формационные и фациальные особенности рудоносных магматических комплексов; своеобразие магматической дифференциации и условия появления рудно-магматических систем в данном комплексе; физико-химические особенности рудообразующих сред (ликваты, дистилляты первого и второго родов, остаточные растворы — расплавы и другие); степень «растянутости» фаз системы в геологическом пространстве и во времени и характер их обособленности, чем в конечном счете определяется разная степень родства рудных и магматических тел на рудных полях; морфологические, геохимические и другие особенности систем.

Так как развитие рудно-магматических систем осуществляется в конкретной геологической обстановке, то влияние последней на формирующееся рудное поле проявляется неизбежно на всех стадиях процесса. Накопленный опыт и разработанные методики позволяют оценивать влияние стратиграфических, литолого-геохимических и структурно-тектонических факторов как на раннюю магматическую дифференциацию, предшествующую собственно рудообразованию, на формирование относительно поздних интрузивных тел, так и на развитие самого процесса постмагматической минерализации. Степень (и характер) влияния этих факторов в зависимости от различных причин может сохраняться значительной на всех стадиях процесса или, напротив, сильно изменяться во времени. Примеры подобного рода будут приведены при характеристике конформных и дисконформных отношений магматических и рудных тел на магматогенных рудных полях, а также при обсуждении способов образования тех и других. Роль и значение литолого-стратиграфических и структурно-тектонических факторов при отложении руд здесь не рассматриваются.

2. МЕТОДИКА ОБОБЩЕНИЯ ФАКТИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ ПО ГЛУБОКОВСКИМ РУДНЫМ ПОЛЯМ

Ставя целью выяснить некоторые общие закономерности формообразования магматогенного рудного процесса и принимая рудное поле за основной объект исследования, мы должны ясно пред-

ставить рудные поля как трехмерные тела (системы). К изучению морфологии рудных полей как трехмерных систем, уходящих своими корнями на глубину или выклинивающихся так или иначе на высоких уровнях, можно подойти двумя дополняющими друг друга путями. В протяженных рудных поясах и крупных регионах различные рудные районы испытывали обычно неодинаковую эрозию в геологические периоды после образования рудных месторождений. Поэтому всегда имеется возможность сравнить строение и морфологию рудных полей данного генетического ряда, сформированных в условиях различных глубин и, таким образом, получить некоторые сведения об особенностях строения пока недоступных глубинных частей слабо эродированных рудных районов.

В регионах с сильно дифференцированным геологическим развитием таким путем удастся сопоставить рудные поля со свойственными им строением и зональностью, сформированные в интервале глубин от 1—2 до 5—6 км (Рудный Алтай). Следует, однако, иметь в виду, что при этом мы получаем лишь косвенные сведения о строении глубинных зон, пользуясь ненадежным методом аналогии для разнородных геологических условий.

Более надежен путь прямого трехмерного изучения глубоко вскрытых выработками рудных полей. Всего несколько десятилетий назад этот путь был невозможен, так как он не обеспечивался необходимой глубиной вскрытия и полнотой разведки рудных полей. Отдельные примеры вскрытия шахтами рудных месторождений на большую глубину, естественно, не могли изменить дело, ибо всегда оставались неизвестными действительные границы рудного поля и характер связи между собой системы близко расположенных рудных залежей и месторождений.

В этом отношении показательна история изучения и эксплуатации таких древнейших горнорудных районов страны, как Восточное Забайкалье и Рудный Алтай. Богатейшие полно сохранившиеся архивные материалы почти за двухсотлетнюю историю эксплуатации этих районов весьма тщательно анализировались крупнейшими отечественными геологами — В. А. Обручевым, С. С. Смирновым, П. П. Пилипенко, В. П. Нехорошевым и другими. Однако анализ этот не мог дать достаточно полных представлений о морфологии рудных полей из-за нехватки фактических данных по объемному геологическому картированию рудоносных площадей.

До начала 40—50-х годов, когда разведочные работы приняли невиданный размах и планомерность и были получены новые факты о структурах рудных узлов на глубинах 500—600 м и более, сотни рудных месторождений и «присков» в упомянутых районах воспринимались геологами как пространственно обособленные, прямо не связанные друг с другом объекты. Они вошли в геологическую документацию и в историю как самостоятельные месторождения, рудники.

Конечно, давно была замечена и описана определенная пространственная группировка их. В Забайкалье А. Д. Озерский (1867 г.) такие группировки называл «свитами», «группами», «дистанциями». С. С. Смирнов в 1934 г. дал более стройную систему их соподчиненности и предложил названия «рудный район», «рудный узел», «группа», «участок». В. М. Крейтер (1956) применил для определенных группировок термин «рудное поле». Так, свыше 80 рудных месторождений в Нерченско-Заводском рудном районе, площадь которого 300 км², С. С. Смирнов объединил в 10 «участков», а В. М. Крейтер в два «рудных поля».

Действительные связи между пространственно сближенными системами рудных месторождений и действительные размеры рудных полей удалось выявить позже, причем решающую роль сыграло обобщение новейших фактических данных, полученных при систематическом разбуривании рудоносных площадей. Аналогичным образом обстоит дело на Урале и Рудном Алтае, где вертикальная протяженность рудных полей значительно большая и потому надежное оконтуривание их достигается при значительной глубине разведки.

Так, например, структурные связи между системой рудных месторождений Зырянского рудного поля, как и Лениногорского выявляются лишь на глубинах 600—1000 м и более; для выявления связей между Березовским и Новоберезовским месторождениями потребуются вскрытые глубин около 3—3,5 км и т. д.

Метод прямого трехмерного изучения глубоковскрытых рудных полей заключается в сопоставлении структурно-морфологических данных по верхним, средним и наиболее глубоким достигнутым этажам рудного поля. При этом мы выявляем закономерности изменения фигуры рудного поля с глубиной непосредственно и надежно, так как в сущности дело сводится к объемному картированию его.

Условием выбора рудного поля для подобного изучения должна быть высокая степень разведанности его, в частности полное оконтуривание флангов, прослеженность на достигнутую глубину всей системы рудных тел и гидротермальных зон, размещенных определенным образом в рудоконтролирующих структурах, а также интрузивных тел рудоносного магматического комплекса. Учет всех взаимосвязанных магматических и гидротермальных тел, как частей одного целого в связи с морфологией целого методически необходим, но, к сожалению, осуществляется он нелегко и не так уж часто в практике изучения рудных полей. Работа эта трудоемка и к тому же требует хорошего навыка объемного анализа геологических структур вообще. При тематических исследованиях на рудных месторождениях она в полном объеме не проводится, так как при решении обычных задач петрографического, геохимического или минералогического изучения месторождения ограничиваются характерными выбранными сечениями. Задачи объемного

минералого-парагенетического или геохимического картирования пока ставятся и решаются редко.

С другой стороны, обработка разведочных материалов самими разведчиками при подсчетах запасов в соответствии с инструкциями строится таким образом, что главной изучаемой единицей считается рудное тело, залежь, жила, зона или «месторождение». Геологическая графика оформляется соответствующим образом: она дает полное отображение формы и свойств рудного тела, жилы, зоны, участка, но почти никогда рудного поля.

Это естественное следствие того, что единицей разведки является рудное тело; оно же является объектом эксплуатации. На старых рудниках этот пробел иногда восполняется путем составления (обычно маркшейдерами — энтузиастами дела) аксонометрических проекций или блок-диаграмм горных выработок; в сводных геологических отчетах геологи нередко стремятся выразить объемные представления о рудном поле с помощью упрощенных наглядных схем, причем каждый ищет свой путь достижения наглядности. Однако ни то, ни другое не заменяет полноценную документацию объемной фигуры рудного поля.

Блок-диаграммы структурно-геологического содержания не получили широкого распространения из-за сложности их составления, а подчас и трудной читаемости. С другой стороны, десятки и сотни чертежей (планов, разрезов разных направлений), полно характеризующих структуру рудного поля, в совокупности не могут быть восприняты как целое и в лучшем случае воспроизводят ее по частям при изучении этого громоздкого материала на протяжении нескольких дней.

Опыт показывает, что при сложившейся практике оформления графики по рудным месторождениям самые общие геометрические свойства фигуры рудного поля часто остаются не вскрытыми. Весьма детально изображая морфологию тех или иных составных частей рудного поля, мы тем самым еще не изображаем рудное поле как целое. Например, при подсчете запасов руд и при их отработке составляются такие характерные сводные чертежи, как продольные проекции. Однако они составляются для отдельных рудных тел или частей крупных рудных зон и не дают представления о системе взаимосвязанных тел.

За очень редкими исключениями по рудным полям нет сводных продольных проекций. Поэтому не удивительно, что в литературе трудно найти примеры, иллюстрирующие поведение на глубину рудного поля как целого и составляющих его систем рудных зон и магматических тел. Приводимые в качестве иллюстраций характерные сечения (планы, выборочные поперечные разрезы), как и любые отдельные сечения сложных трехмерных фигур, не могут дать объемного представления о строении рудных полей.

Поскольку графический образ рудного поля отсутствует, мы лишены возможности анализа общих свойств его формы. Это одна из причин того, что важные закономерности поведения рудных по-

лей на глубину остаются иногда невыявленными даже при относительно полной разведанности рудного поля, например на стадии сводного подсчета запасов. С другой стороны, упрощенные представления о морфологии и внутреннем строении поля могут в сильной степени повлиять на правильность оценки его перспектив и привести к нежелательным последствиям в планировании его дальнейшей разведки и обработки. Подобные примеры, как известно, имели место даже на крупных, казалось бы хорошо изученных, меднорудных, полиметаллических, сурьмяно-ртутных и других рудных полях.

При обобщении материалов по рудному полю для поставленной цели необходимо прежде всего определить его границы и проследить их поведение на глубину, что предполагает выяснение характера взаимоотношения всей системы рудных тел и отношения каждого рудного тела к внешней геологической среде с учетом возможного изменения состава и строения среды на глубину. Это и дает представление о трехмерной фигуре рудного поля. Совершенно естественно, что с глубиной характер соотношения составных частей рудного поля может изменяться и потому геологическая природа границ поля на разных сечениях может быть различной. Подобного рода изменения должны найти графическое отображение.

Ниже указан перечень основных вопросов, которые мы стремились осветить при обобщении фактических материалов. Разная степень изученности полей, разнородность исходных данных (как литературных, так и фондовых), разнообразие природных условий и обстановок и многие другие причины не позволили выдержать эту схему во всех случаях с одинаковой полнотой и детальностью.

1. Положение рудного поля в региональной структуре, степень его разведанности и изученности. Геологические особенности поля. Установленная последовательность основных геологических событий, принимавших участие в формировании рудного поля. Генетический тип оруденения и структурный тип рудного поля; глубина формирования и степень эродированности рудного поля (при возможности дается количественная оценка).

2. Морфогенез рудного поля (морфология поля и определяющие ее факторы): размеры поля и его естественные границы; изменение формы, размеров и структуры поля по простиранию и на глубину. Морфология рудного поля на поверхности, на средних и глубоких горизонтах. Качественные и количественные зависимости между горизонтальными и вертикальными размерами рудного поля. Обобщенное представление о рудном поле как трехмерной фигуре, характерные размеры последней, закономерности ее положения и ориентировки в пространстве.

3. Основные черты внутреннего строения поля. Узловой характер оруденения. Размещение и типичные пространственные взаимоотношения рудных тел (зон) между собой, а также с интрузиями рудоносного комплекса. Типичные формы рудных зон, магматических тел и зон околорудно-измененных пород, законо-

мерности их изменения от поверхности до максимально изученных глубин. Пространственное положение и характер корневой части рудного поля.

4. Общие закономерности локализации руд, измененных пород и интрузивов в трехмерной фигуре рудного поля. Характер пространственно-временных взаимоотношений рудных образований с интрузивными породами рудоносного комплекса; типы руд и околорудно-измененных пород; стадии и этапы оруденения и их соотношения с дайковыми фациями интрузивных пород.

5. Зональность рудного поля: главные закономерности изменений важнейших элементов по простиранию, падению и склонению рудного поля, места максимального и минимального рудоотложения. Зональность рудных тел, околорудно-измененных пород и магматических тел рудоносного комплекса. Особенности магматизма и оруденения в корневой части рудного поля.

В качестве обязательной формы наглядного изображения фигуры рудного поля принято ортогональное проектирование. При обобщении имеющихся материалов составлялись три характерные проекции: план, поперечные и продольные вертикальные проекции. Все проекции для удобства чтения даются в едином масштабе геометрически связанными и оформляются в одной легенде. Чертежи максимально разгружены от излишних деталей, но основные закономерности формы рудных полей переданы без искажений даже на сильно схематизированных чертежах. Учитывается по возможности вся сумма первичных фактических данных, но на оформленных проекциях сеть горных выработок и буровых скважин, как правило, не показывается. При необходимости дается система горизонтальных и вертикальных сечений рудного поля, выбираемых так, чтобы фигура поля отображалась наиболее наглядно от поверхности до максимально разведанных глубин.

Очень много внимания уделено составлению сводных продольных проекций рудных полей. Опыт обобщения материалов по многим полям показал, что в практике работ обычно недооценивается роль такого элемента залегания геологических тел, как склонение, характеризующее их погружение в плоскости падения. Для суждения об ориентировке тела в пространстве и его морфологии обычно даются полные сведения в двух сечениях: на плане (простирание) и в поперечных сечениях (падение). Между тем, четкие данные о склонении рудных зон, даек, интрузивных штоков совершенно необходимы для суждения о глубинном строении полей, поскольку они характеризуют поведение этих геологических тел в направлении максимального удлинения, иными словами в направлении магматических колонн и гидротермальных струй, поступивших с глубин.

Составленные сводные продольные проекции рудных полей характеризуют формы геологических тел в направлении максимальной их устойчивости, а также взаимоотношения тел в плоскости падения главных рудоконтролирующих структурных элементов.

Именно эти проекции имеют особенно важное значение при решении вопроса о морфологическом типе рудного поля, характере его корневой части и локализации корней в определенных узлах глубинной структуры.

Продольная сводная проекция, как известно, может быть составлена лишь путем обобщения всей суммы поперечных разведочных (и эксплуатационных) сечений через рудное поле. Поэтому полнота и детальность именно продольной проекции является лучшим показателем степени изученности поля на глубину. Для поля, характеризующегося изометричными очертаниями на горизонтальных срезах, продольная проекция, естественно, не имеет такого значения.

В специальных публикациях и монографиях примеры графического изображения рудных полей немногочисленны. Как правило, даже самые детальные описания не сопровождаются сводкой данных по морфогенезу рудных полей. В литературе опубликовано, например, огромное количество характерных поперечных разрезов и структурных планов по рудным месторождениям. Однако даже в специальных структурных сводках трудно найти пример полного и наглядного графического изображения фигуры рудного поля как объемной трехмерной системы. Поэтому в основу настоящей работы положены сводные данные по рудным полям, полученные автором при личном изучении или путем обобщения материалов разведки и эксплуатации.

Приводимые в работе многочисленные чертежи имеют вид упрощенных схем. Но они совершенно достоверны во всех тех случаях, когда те или иные контуры проведены сплошной линией. Предполагаемые контуры даны пунктирной линией. Это условие строго соблюдается на всех авторских чертежах. За каждым внешне простым чертежом стоят многие детальные достоверные исходные чертежи, на основе которых давалось без искажения масштаба и смысла простое и наглядное отображение того или другого рудного поля.

По техническим причинам не удалось совместить на чертежах (пригодных для печати) трехмерное изображение формы рудного поля и его внутреннее геологическое строение. Однако в тексте приведены все необходимые сведения для такого сопоставления.

3. ТЕРМИНОЛОГИЯ

Представление о форме рудного поля может быть получено, если определены его границы. Границей рудного поля¹ называется поверхность, ограничивающая пространственно и структурно связанную систему рудных тел и гидротермальных зон (а при возможности и магматических образований), объединенных общностью происхождения и источника. Если рассматривать рудное поле как систему взаимосвязанных магматических инъекций и гидротер-

¹ Здесь и далее имеются в виду магматогенные рудные поля.

мальных струй, составляющих в сумме некоторый геохимический поток, то поверхность эта будет характеризовать конечную наибольшую по величине форму менявшегося во времени потока.

На практике часто не хватает данных для суждения о степени генетического родства гидротермальных и тех или иных магматических образований. В этом случае поверхность рудного поля фактически проводится по внешнему контуру гидротермально измененных и оруденелых пород. На проекциях рудного поля этот контур проводится по внешним границам минерализованных пород, равномерно оконтуривая их, и служит границей, отделяя измененные гидротермальным процессом породы от неизмененных. Контур проводится с учетом структурных и литолого-стратиграфических элементов («граничных структур»), контролировавших развитие минерализации в геологическом пространстве.

Границы рудного поля в одних случаях могут очень четко определяться структурными элементами, в других же прямо от них не зависеть. Как будет показано ниже, расстояния боковой миграции гидротерм от главных рудоподводящих каналов не могут быть произвольными и обычно характеризуются некоторыми средними количественными значениями, зависящими от особенности гидротермального процесса.

Поверхность, ограничивающая рудное поле в геологическом пространстве, образует трехмерную геометрическую фигуру, которую мы называем фигурой рудного поля. Выяснение фигуры поля, ее типа, линейных и угловых характеристик является важнейшей задачей обобщения фактических материалов по каждому детально разведанному рудному полю.

Фронт рудного поля или его верхняя граница — поверхность выклинивания рудного поля вверх по восстанию. О ней мы можем получить достоверные представления при изучении неэродированных (скрытых) рудных полей. Форма этой поверхности отражает характер затухания процесса в направлении движения потока эндогенных жидкостей и газов.

Корневая часть (или корень) рудного поля (К) — это глубинная часть структуры, часто своеобразный тектонический узел, куда по склонению, сближаясь в пространстве, уходят минерализованные зоны, рудные столбы и их системы, а также магматические жилы рудоносного комплекса. Этот термин по смыслу близок понятию «рудной отдушины», «вводному каналу» (ore inlet), введенному впервые в литературу А. Локком, П. Биллингслеем и Х. Шмиттом (Locke, Billingsley, Schmitt, 1934).

Корневая часть, как правило, отличается сравнительно небольшими размерами горизонтальных сечений, нередко резким снижением прерывистости (стадийности) и интенсивности оруденения (при высокой интенсивности изменения пород), увеличением относительного количества магматических пород и другими признаками. Границы корневой части на продольных и поперечных разрезах рудного поля являются непосредственным продолжением его бо-

ковых границ, что и определяет целостный характер фигуры рудного поля.

Ось рудного поля — условная линия, проведенная через центры горизонтальных сечений его. Она характеризует положение условной центральной струи в геохимическом потоке и является обычно кратчайшим расстоянием от корневой части поля до его фронта. Удобно также различать для характерных горизонтальных срезов рудного поля продольную (а) и поперечную (б) оси, которые делят контур на две равновеликие части, соответственно по простиранию и вкрест простирания рудного поля. Последние два параметра обычно используются для характеристики размеров рудного поля на эрозионном срезе или в случае незэродированного поля для характеристики характерных прифронтальных сечений.

Полная вертикальная протяженность рудного поля (в) — вертикальное расстояние между верхней границей — фронтом и корнем рудного поля. В том обычном случае, когда изучаемое поле подвергалось в той или иной мере эрозии, употребляется понятие «вертикальная протяженность рудного поля», которое характеризует расстояние между эродированной поверхностью его и корнем поля.

Общая зональность рудного поля — общие зональные изменения минерализации вдоль оси рудного поля от его фронта к корневой части. Помимо общей продольной зональности геохимического потока можно говорить о продольной струевой зональности (при отчетливом расчленении потока на струи), поперечной зональности и т. д. В настоящей работе мы будем обычно иметь дело с общей зональностью поля, характеризующей его как целое. Такая зональность может выражаться в смене по потоку интенсивности минерализации или ее характера. Соответствующие мичеральные зоны могут иметь зональное расположение в общей фигуре рудного поля. Будут приведены некоторые примеры прикорневых и прифронтальных фаций руд сульфидных и других полей.

Как показали исследования (Иванкин, 1962₂, 1963₁; Кулагашев и др., 1963), корневые рудные поля по морфологическим особенностям могут быть разделены на три группы: конические, плоские и комбинированные. Это предварительное деление и положено в основу при систематизации фактических материалов по рудным полям.

Конические рудные поля характеризуются изометричными или близкими к ним очертаниями горизонтальных сечений (точнее сечений, нормальных к оси рудного поля). Геометрически фигуры такого рудного поля представляют конус (пирамида) или умеренно уплощенный конус (пирамида). К рудным полям этого морфологического типа условимся относить все поля, для которых действительно такое отношение большого и малого диаметров эллиптического контура: $\frac{a}{b} \leq 3$, т. е. максимальная длина руд-

ного поля на эрозионном срезе (a) (или другом характерном горизонтальном сечении) превышает характерную ширину (b) его не более чем в 3 раза.

Для плоских рудных полей примем: $\frac{a}{b} \geq 10$.

К комбинированным рудным полям условимся относить все промежуточные по степени уплощенности рудные поля.

Указанное выше отношение, характеризующее степень линейности горизонтальных сечений поля или уплощенность его объемной фигуры, может быть названо коэффициентом линейности (уплощенности) рудного поля.

Введем также понятие относительной вертикальной протяженности рудного поля. Коэффициентом вертикальной протяженности рудного поля будем называть отношение максимальной длины рудного поля на эрозионном срезе (или другом характерном горизонтальном сечении) к (полной) вертикальной протяженности его, т. е. отношение $\frac{a}{b}$. По этому признаку условимся выделять: мелкокорневые рудные поля $\frac{a}{b} \leq 4$, поля средней протяженности по вертикали $\frac{a}{b} \geq 2 \leq 4$ и глубококорневые поля $\frac{a}{b} \leq 2$.

Важной характеристикой рудных полей является их наклон к горизонту, а также симметричность фигуры поля относительно оси поля и вертикали. Условимся по степени наклоненности поля к горизонту различать три группы полей: а) вертикальные и крутонаклонные (угол наклона оси к горизонту $60-90^\circ$), б) срединаклонные ($30-60^\circ$) и в) пологонаклонные рудные поля (30° и менее).

Плоские (и комбинированные) рудные поля относительно вертикали, проходящей через корневую часть, могут получить развитие либо в одном направлении, либо в двух противоположных. Поля первого типа условимся называть односторонними, второго — двусторонними. В последнем случае практически необходимо также различать симметричные (равномерно развитые в противоположных направлениях вдоль оси «а») и асимметричные поля.

Наконец, условимся различать несколько степеней эродированности рудного поля. Для этого удобно пользоваться сводными продольными проекциями полей, на которых по сумме прямых и косвенных данных вынесен общий контур рудного поля, включая снятую эрозией его часть, изображаемую предположительно. Будем различать: незэродированные рудные поля (поверхность эрозии прошла выше фронта рудного поля); слабоэродированные (эрозией снято менее одной пятой вертикальной протяженности рудного поля); умеренно эродированные и глубоко эродированные (эрозией снято не менее половины вертикальной протяженности рудного поля).

ГЛУБОКОВСКРЫТЫЕ МАГМАТОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ПОЛЯ

В этой главе сводятся фактические данные, собранные автором по морфологии магматогенных рудных полей некоторых регионов СССР. Наибольшее количество примеров относится к сульфидным месторождениям Рудного Алтая, Урала и Восточного Забайкалья. Эти объекты изучались автором в течение 1946—1965 гг. по первичным фактическим материалам. Материалы для характеристики рудных полей других регионов в основном заимствованы из печатных и других источников. При описании рудных полей автор стремился сохранить определенное единообразие, что далеко не всегда удалось сделать из-за недостаточности фактической информации.

Выбор рудных полей в значительной мере произволен. Он определялся в основном накопившимся материалом, позволяющим дать более или менее целостную картину рудного поля как трехмерного тела со свойственной ему геометрией. В сводку не могли быть включены многие другие типы магматогенных рудных месторождений.

**1. КОЛЧЕДАНЫЕ МЕДНЫЕ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЗАЛЕГАЮЩИЕ В ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ****Рудный Алтай, Чингиз**

Медные, медно-цинковые и полиметаллические месторождения наиболее экономически важных формаций Рудного Алтая представляют собой залежи, возникшие при взаимодействии магматогенных гидротермальных растворов с вмещающими породами в интервале глубин, по-видимому, от 0,5—1,0 до 4—6 км.

Изучение структур полей и парагенезисов минералов метасоматических пород и руд показало, что крупные, хорошо проработанные рудоносные зоны возникают при сквозном движении минерализующих растворов по определенным каналам. Притекающие с глубин массы растворов, пройдя цикл взаимодействия с вмещающими породами в рудопоглощающих структурах (типы которых

различны), частично уходят вверх, уступая место новым порциям растворов. Таким образом, устанавливается поток растворов, производящий на своем пути изменение в определенном объеме пород, обычно четко отграниченном от неизменных пород¹. Последующее отложение сульфидных руд происходит в измененных породах. На крупных рудных полях установлено, что зоны минерализованных пород при пологих погружениях и небольшой мощности имеют длину до 7—8 км и иногда более.

Геологические процессы, сформировавшие рудные поля, протекали в следующем порядке: смятие осадочно-вулканогенных отложений девона и карбона в складки и рассланцевание пород; образование нарушенных зон и смещение складчатых пород по ним; внедрение кислых, средних и основных малых интрузий, совпадающее с началом дорудного гидротермального этапа и сопровождаемое интенсивной деятельностью постмагматических растворов; дорудный этап минерализации, выражающийся в окварцевании, серицитизации, пиритизации пород, приводящий иногда к значительному переносу в направлении потока и локальному накоплению серного колчедана, кварца, карбонатов; рудный этап, обычно многостадийный, в течение которого последовательно приносятся медь, цинк, свинец и многие другие металлы — их спутники.

Типы структур рудных полей и закономерности рудоотложения существенно различаются в разных геолого-тектонических условиях, причем особо важное значение имеет положение полей относительно региональных зон смятия пород. Могут быть выделены три крупные группы полей: а) рудные поля за пределами непосредственного влияния региональных зон смятия; б) рудные поля, приуроченные к геологическим структурам, сопряженным с зонами смятия; в) рудные поля, заключенные в зонах смятия. К двум последним группам относятся все крупнейшие полиметаллические месторождения: ко второй из них — Лениногорское, Зыряновское, Золотоушинское, Орловское, к третьей — Березовско-Белоусовское, Тишинское.

Почти все эти рудные поля детально изучены (Иванкин, 1957; Каюпов, Ким и др., 1957; Щерба, Ермолаев, 1957). На примере их изучения были выделены главные типы рудоносных геологических структур, которые с теми или иными вариациями подтверждены на Урале и в Забайкалье. Ниже в обобщенной форме будут рассмотрены наиболее характерные представители рудоносных геологических структур разных типов, причем основное внимание уделено описанию фигуры рудного поля и закономерностям ее изменения с глубиной. Описание дается с учетом опубликованных данных и их не повторяют.

¹ Некоторые вопросы методики исследования рудообразующих потоков (струй) растворов ранее были рассмотрены В. А. Королевым (1959), а также П. Ф. Иванкиным и В. С. Кузбным (1957).

Мы рассмотрим фигуры гидротермальных рудных полей для следующих условий: когда хорошо расслоенная почти горизонтальная рудовмещающая толща лежит на тектонически нарушенном фундаменте (Лениногорское); аналогичная толща пород образует сжатую горст-антиклиналь, нарушенную продольными разломами (Зыряновское); аналогичные породы залегают в форме пологой моноклинали с послойными срывами (Золотушинское) и когда они расчленены секущими разломами разных направлений, образующими мощные рудо локализирующие тектонические каркасы (Николаевское). Совершенно специфические структурные условия рудоотложения в зонах смятия будут охарактеризованы на примере Березовско-Белоусовского поля.

Лениногорское рудное поле. Это рудное поле представляет собой блок хорошо расслоенных пологоскладчатых осадочно-вулканогенных пород девона, ограниченный ветвями регионального разлома и контактами крупных интрузивов. Для ограничивающих зон типичны линейные складки и рудоносные структуры березовского (иртышского) типа. Для толщи пологолежащего девона мощностью 1 км свойственны локальные брахискладчатые структуры и межслоевые срывы. Подстилающий эту толщу фундамент, представленный метаморфическими сланцами нижнего палеозоя, сложно расчленен на блоки разломами разных направлений и местами значительно перемещен. Некоторые из разломов пересекают также девонские отложения, сопровождаясь в них зонами мелкой трещиноватости.

По данным П. П. Булова и Н. Н. Курека (1939), Г. Н. Щербы (1957₂) и других исследователей, рудные тела располагаются в пологолежащем девоне, в пределах нарушенных трещинами купольных структур, в пористых туфах и туффитах, под экранирующим «критическим горизонтом» плотных алевролитов в виде согласных тел, местами же они отчетливо тяготеют к разломам. Рудные залежи имеют блюдцеобразную форму с круговыми и эллиптическими горизонтальными сечениями. 17 таких «рудных линз» сгруппированы на площади округлой формы со средним диаметром около 2,5 км.

Исследованиями К. Ф. Ермолаева (1957) и практикой работ доказано, что эти рудные тела, получившие название разных «месторождений» (Риддерское, Сокольское и др.), фактически между собой связаны и образуют одно сложное по форме и внутреннему строению образование. Анализ материалов рудничной геологии (Ф. С. Толчинская, Б. Л. Чепрасов и др.) показывает, что с глубиной меняется как морфология рудных тел, тип руд, так и общая интенсивность оруденения. В пределах глубины в 1 км можно наметить три этажа рудного поля с условными границами между ними.

Верхний этаж (мощностью 50—100 м) располагается сразу ниже «критического горизонта» и заключает в себе главную массу богатых сплошных руд, преимущественно свинцово-цинковых (от-

ношение $Cu : Pb : Zn$ равно $0,1 : 1,0 : 1,6$). Руды отлагались преимущественно путем «выполнения полостей отслоения» растворами на контактах пород разной компетентности в купольных структурах, причем сплошные массы кварц-баритов с «плавающими» обломками боковых пород и местами рвущими контактами локализовались в вершинах куполов.

Средний этаж (мощностью 50—120 м) включает главную массу прожилковых и вкрапленных руд. Широко распространены бедные руды, представленные метасоматическими вкрапленниками сульфидов. Границы рудных тел условны (химические контуры). Обогащенные участки представляют собой сложные переплетения («клубки») тонких кварц-сульфидных прожилков в хрупких дробленых породах, образующих систему послойных штокверковых зон. Местами прожилки образуют крутопадающие рудные зоны, сменяющиеся по падению крупными жилами. Для руд в среднем характерно отношение $Cu : Pb : Zn = 0,3 : 1,0 : 1,7$, свидетельствующее о возрастании относительной роли меди и цинка.

Нижний этаж (вертикальной протяженностью 200—300 м) не содержит межпластовых руд. Купольные структуры не выражены. Руды здесь представлены кварц-сульфидными сравнительно мощными и устойчивыми по падению жилами и сопутствующими им прожилками, образующими локальные сгущения. Отношение $Cu : Pb : Zn$ равно $0,6 : 1,0 : 2,8$ («медно-цинковый горизонт»). Крупные жилы и их группировки на глубоких горизонтах могут рассматриваться как рудоподводящие каналы. Вверх по восстанию они разветвляются и сменяются прожилковыми штокверками, развитыми в пластах хрупких кварцитов и затухающими в пластических породах. В целом снизу вверх, в направлении движения рудоносных растворов, имеет место общее разветвление крутопадающих трещинных жил, расширение рудных контуров и одновременно усиление контроля отложения руд литолого-стратиграфическими факторами.

Поэтому горизонтальные сечения орудененных пород на разных уровнях сильно отличаются при общем уменьшении рудных контуров с глубиной. На протяжении 300 м по вертикали сверху вниз, по данным геометроизации К. Ф. Ермолаева, горизонтальное сечение рудного поля уменьшается в 50—60 раз. При этом почти непрерывное пологое пластовидное тело верхнего этажа, создавшее славу Лениногорску, ниже разделяется на многочисленные крутопадающие рудные колонны (свыше 20-ти), которые далее с глубиной сужаются и соединяются и потому количество их уменьшается в 5—6 раз уже на 12-м горизонте. Общее погружение системы «рудных колонн» равно около $50—60^\circ$ (к ЮЗ), между тем угол падения пород и верхних пластовидных руд равен в среднем $10—15^\circ$.

В верхней части Лениногорского рудного поля, где преобладало межслоевое отложение сплошных руд (и сопутствующих серицитов, барита, доломитолитов), размер рудного поля в горизон-

тальном сечении максимален, причем параметры «а» и «б» близко одинаковы (около 2,5 км каждый). Сужение рудного контура с глубиной одновременно сопровождается сменой свинцово-цинкового профиля руд на медно-цинковый. Нижние, прикорневые, части рудного поля пока не разведаны.

На ранних этапах разведки рудного поля, когда осваивались в основном верхние его горизонты, естественно сформировалось представление о пластовом типе месторождения, получившее, как известно, широкое распространение и даже вошедшее в учебники. При разведке нижних горизонтов поля скважинами эти представления вначале были перенесены и на глубину. Однако контуры рудных тел, построенные путем интерполяции между рудными скважинами, полностью или частично не подтвердились при подземных горных работах. В настоящее время очевидно, что на рудном поле имеет место четко выраженная структурная (и вещественная) зональность рудоотложения и действительная морфология его отнюдь не пластовая. Объемный анализ рудного поля в интервале глубин до 1 км в сущности коренным образом изменяет представление об его морфологии.

Исследования Лениногорского рудного поля, выполненные коллективом разведчиков под руководством А. А. Малыгина, дали возможность по новому подойти к интерпретации данных глубинной разведки и эксплуатации рудного поля. По данным А. А. Малыгина, поле представлено двумя рудно-магматическими пучками, корни которых уходят круто на глубину вдоль зон главных разломов, окружающих горст-антиклиналь. Корни пучков представлены мощными штоко- и дайкообразными интрузивами неизмененных относительно полнокристаллических порфириров. Рудоносные фронтальные и прифронтальные (сильно расширенные в поперечных сечениях) зоны пучков, напротив, сложены автотематоморфически измененными порфирами, залегающими в виде силлов, их минерализованными эруптивными брекчиями, кварцитами, серицит-хлорит-кварцевыми породами, серицитолитами и полиметаллическими рудами разного состава и облика. Морфологическая и вещественная зональность этих рудно-магматических пучков свидетельствует, по-видимому, об очень близких генетических отношениях гидротермальных пород и сульфидных руд с порфирировыми интрузивами, многочисленными апофизы которых проникли по зонам межпластовых нарушений в толщу пологозалегающих вулканогенно-осадочных пород девона.

Зыряновское рудное поле. Детальные исследования, выполненные в последнее десятилетие (П. Г. Нечуятов, А. К. Каюпов, М. Г. Хасамутдинов, Е. Я. Никитин и др.), показали, что месторождение относится к группе среднетемпературных гидротермальных образований, связанных с комплексом малых интрузий. Приурочено оно к узкой, сильно осложненной разломами, поперечной горст-антиклинали, развившейся на западном крыле меридионального антиклинорного поднятия (Синюшинско-Ревнюшинского).

Рудоносная структура сложена осадочно-вулканогенными породами среднего девона, подстилаемыми ордовикскими сланцами. На восточном фланге она сопряжена с региональной зоной смятия, идущей вдоль главного поднятия; в западном направлении структура погружается на глубину и, вероятно, сопрягается с глубинным разломом, выполненным интрузивами габбро-плагиограни-

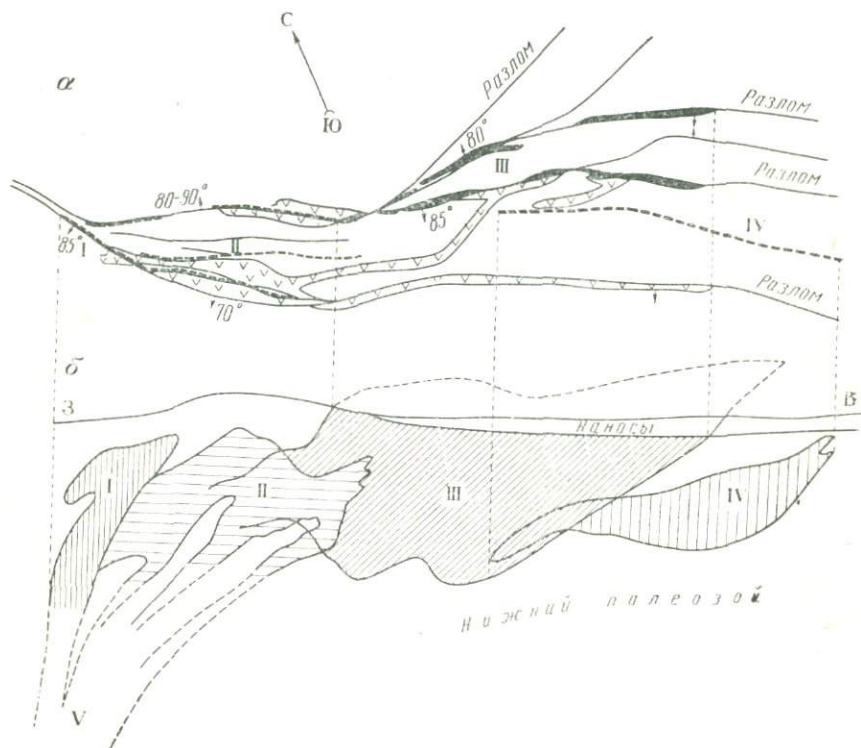


Рис. 2. Совмещенный план (а) и сводная продольная вертикальная проекция (б) Зырянского рудного поля. На плане даны главные рудоконтролирующие разломы, дайки порфиров, выходы рудных тел («промзон») на эрозионный срез (черное) и проекции по восстанию на эрозионный срез скрытых рудных зон (пунктир)

Контуры рудных зон: I — Заводская залежь, II — Маслянская промзона, III — Северная, Внутренняя и Южная промзоны, IV — Юго-Восточная залежь, V — корневая часть рудного поля

тового комплекса. Крылья и свод рудовмещающей складки, имеющей длину около 5 км и ширину менее 1 км, нарушены продольными разломами и зонами рассланцевания пород (рис. 2).

Дизъюнктивы ступенчато смещают фундамент, а выше по разрезу, в толще складчатого девона, они группируются на крыльях антиклинали, приводя к общему поднятию (типа диапирового) ядра по отношению к крыльям. В нарушенных крыльях заключены

мощные силлы порфириров, а в сводовой части, под экранирующей песчано-глинистой толщей, — седловидные залежи вкрапленных полиметаллических руд.

В зонах продольных нарушений, как и в ядре, залегают поздние дайки порфиритов и плитовидные тела богатых, нередко сплошных сульфидных руд, называемые «промзонами». В западном направлении все разломы, залежи интрузивных пород и рудные зоны сближаются, частью соединяются, а в восточном — веерообразно разветвляются (см. рис. 2). Явление сближения и соединения даек, а также рудных зон наблюдается и в поперечных разрезах по восстанию на всем протяжении рудного поля. Эта структура у разведчиков получила название «шатровой».

Если проанализировать все последовательно расположенные поперечные разрезы через рудное поле и вынести данные на сводную продольную проекцию, то мы получим картину, схематически переданную на рис. 2, б. Все рудные зоны (и многие дайки порфиритов) погружаются полого в западном направлении. Угол погружения некрутой в восточной и центральной частях рудного поля, близкий или равный по величине углу погружения оси горст-антиклинали. На западном фланге он быстро увеличивается и становится весьма крутым как раз в том участке, где по простиранию сближаются и соединяются в один узел рудоконтролирующие разломы.

На этом участке месторождение на коротком расстоянии по простиранию уходит на глубину, недоступную для обычной буровой разведки. Мощная толща безрудных флишеидных отложений на уровне эрозионного среза прорывается здесь лишь отдельными дайками порфиритов. Основная же их масса вместе с рудными телами уходит по склонению на большую глубину. Мощность и ширина рудных зон (а также ореолов окolorудных изменений) при погружении их на глубину сильно уменьшается, одновременно происходит их распальцевание. Относительное количество даек порфиритов при этом возрастает.

Прослеживая как меняется рудный контур в поперечных сечениях по простиранию всей горст-антиклинали, мы получаем представление об общей фигуре Зыряновского рудного поля. На рис. 3 представлена система таких сечений, характеризующих рудное поле от крайней западной прикорневой его части до восточной фронтальной. Не трудно видеть, что рудное поле в первом приближении напоминает искривленное, неравномерно сплюснутое с боков коническое тело. Длина его превышает 3 км, а площади поперечного сечения растут прогрессивно при движении с запада на восток.

На больших глубинах рудный контур вытягивается больше по вертикали, на меньших глубинах, т. е. на восточном фланге, он сильно расширяется по горизонтали. Весь этот минерализованный блок неправильной конической формы суженной своей частью погружается в западном направлении на глубину под углом около

15—30° к горизонту; чем западнее, тем угол погружения больше и одновременно тем меньше площадь поперечного сечения рудного поля. Когда угол погружения рудных зон по склонению превышает 50—60°, поперечное сечение рудного поля становится относительно малым. Соответственно меняется количественное соотношение между рудами и интрузивными порфиритами. Последние, увеличиваясь в мощности, как бы «вытесняют» руду на самых глубоких сечениях рудной зоны.

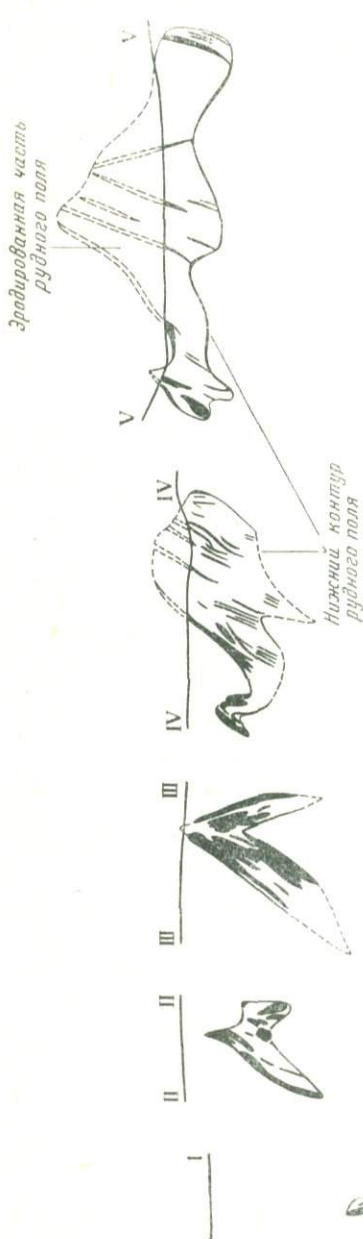


Рис. 3. Характер изменения формы и величины поперечного сечения Зырянского рудного поля при движении от прикорневой части (разрез I—II) к фронтальной (разрез V—V). Передан контур рудного поля (сплошная линия — доказанный, пунктирная — предполагаемый) и рудные залежи (черное)

Все это позволяет предполагать, что поздние магмы и минерализующие растворы проникали в горст-антиклинальную зырянскую структуру с глубины по сравнительно узкому каналу на западе рудного поля. На глубине около 1—1,5 км (от современного эрозионного среза) они стали растекаться в виде системы веерообразно расходящихся струй, двигаясь при этом как по межпластовым швам в ядре антиклинали (преимущественно вдоль ее оси), так и по зонам крутопадающих разломов. Ширина каждой струи рудоносных растворов, судя по морфологии рудных зон, была во много раз меньше ее длины, измеряемой в направлении течения растворов. Восточный фланг месторождения (Юго-Восточная залежь) наиболее удален от корневых частей поля, западный (Заводская залежь) — ближайший к нему.

Внутреннее строение и зональность рудоотложения в масштабе всего поля здесь не рассматриваются. Этим вопросам посвящены специальные публикации (Каюпов, Ким,

Никитина и др., 1957). Отметим, однако, что относительное количество таких подвижных компонентов, как теллур и селен, сильно увеличивается в восточной части, т. е. в области расширения поля, и снижается в западной. Верхние зоны месторождения отличались особенно интенсивным гидротермальным изменением пород, были обогащены золотом, серебром, баритом. Самые глубокие руды — это небольшие по мощности массивные рудные тела, имеющие резкие контакты с относительно слабо измененными породами.

Золотушинское рудное поле. Это детально изученное рудное поле располагается в пределах западного крыла простой мульды, сложенной осадочно-вулканогенными породами среднего и верхнего девона. Суммарная мощность изученного слоистого разреза кислых и основных эффузивов, их туфов и туффитов, а также кремнисто-глинистых алевролитов составляет около 2500 м. Эта мощная толща, имея общее не крутое моноклиальное падение к востоку, характеризуется сложным внутренним строением. Последнее обусловлено большой неоднородностью толщи, местными угловыми несогласиями между лавами, туфами и алевролитами; прослойным смятием пород, в особенности туфов и туффитов на контактах с покровами порфириров, которые сами подвергаются лишь растрескиванию; присутствием среди грубого вулканического агломерата сложных по форме субэкструзивных залежей порфириров, как согласных так и секущих.

Предрудные тектонические движения, помимо послонного дробления и смятия пород, привели к возникновению крутопадающих секущих взбросо-сдвигов. Последние контролируют размещение малых интрузий порфириров и порфириров. Структурными элементами, контролировавшими движение минерализующих растворов в моноклиально падающей толще, служили межпластовые швы, прослой пористых туфов и трещины. Пять типов рудных ловушек, описанные для этого месторождения, представляют собой различные комбинации этих элементов внутри рудовмещающей толщи (Иванкин, 1957).

Были изучены взаимоотношения гидротермальных зон и рудных тел со структурными элементами на протяжении нескольких километров в границах рудного поля (рис. 4). В плане рудолокализирующие контакты и рудные зоны расходятся по простиранию в северном и сближаются в южном направлениях. В южной части поля они сливаются в одну сравнительно маломощную зону, которая в месте сочленения с разломом вмещает крутопадающий шток интрузивных порфириров.

На продольной проекции все рудные залежи и участки наиболее интенсивного изменения пород размещаются в пределах сравнительно узкого контура, полого погружающегося к югу и уходящего на еще не изученную глубину в месте залегания штока. По мере движения к югу и на глубину в рудах возрастает роль меди и типичные полиметаллические залежи сменяются на юге

существенно медными. Меняется при этом и морфология руд: межпластовые залежи сплошных и вкрапленных метасоматических руд, окруженные мощными ореолами гидротермальных пород, на юге сменяются преимущественно трещинными жилами, залегающими на глубине в слабо измененных алевролитах.

Следует обратить внимание, что погружение рудных зон на глубину (на продольной проекции) начинается там, где они сближаются или даже сливаются по простиранию (в плане). Таким образом, корневая часть системы расходящихся по восставанию гидротермальных зон располагается в южной части поля, где-то в месте сочленения зоны с интрузивными штоками. На рис. 4 не по-

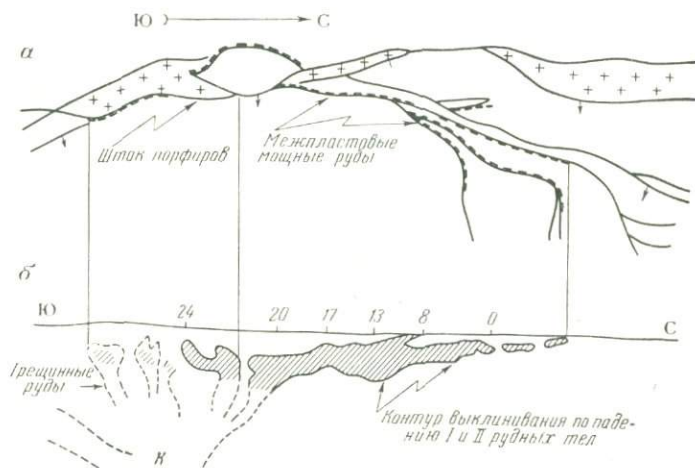


Рис. 4. Совмещенный план (а) и сводная продольная проекция (б) Золотушинского рудного поля. Проекция рудных тел переданы жирным пунктиром на плане и штриховкой на продольном разрезе

казаны многочисленные дайки порфиритов, которые дают характерные сгущения вблизи рудных зон.

В целом рудное поле имеет форму клиновидного блока длиной более 1 км, обращенного суженным концом к югу. В этом же направлении по простиранию толщи пород блок полого погружается на глубину, причем межпластовые мощные руды, развитые в расширенной его части, сменяются преимущественно трещинными рудами (в суженной части блока). Эрозионным срезом вскрыта расширенная часть блока так, что сами руды затронуты эрозией лишь в малой степени. Лишь две «границные поверхности» блока структурно хорошо выражены — боковые его ограничения, представленные контактами различных пород. По длине к северу оруденение затухает постепенно и никакими структурными элементами не ограничивается. В поперечных разрезах блока сульфидные руды залегают в виде параллельных моноклинальных линз, выклини-

вающихся по восстанию и падению так, что общее склонение всей рудной зоны оказывается при отстройке продольных проекций пологим южным.

Рудоконтролирующие контакты по падению уходят на глубину ниже контура выклинивания руд и потому в каждом отдельно взятом разрезе причины выклинивания месторождения на глубину остаются непонятными. Закономерность улавливается лишь на сводной продольной проекции, характеризующей пологий наклон всего рудного поля и локализацию корней его на глубине в пределах штока порфириров далеко к югу от места выхода руд на эрозионном срезе.

Ориентировочные параметры фигуры рудного поля таковы: коэффициент линейности поля около 11,5, коэффициент вертикальной протяженности около 3, угол южного склона поля 10—20°.

Николаевское рудное поле. Полого залегающие породы девона в пределах рудного поля нарушены разломами разных направлений, сопрягаясь, они образуют сложный тектонический каркас. Основой каркаса служит крупный взбросо-сдвиг — Карьерный, который нарушает нижнепалеозойский фундамент и смещает более чем на 1700 м слоистые отложения девона. По разломам не ранее позднегерцинского времени с глубин проникали интрузии порфириров и порфиритов и рудоносные растворы, которые вызвали окварцевание, серицит-хлоритовое замещение пород и отложили руды, вначале серные колчеданы, затем медные, медно-цинковые и свинцово-цинковые в виде преимущественно сплошных метакolloидных и кристаллически-зернистых масс (Иванкин, 1957).

Руды концентрируются в пределах каркаса в благоприятных для замещения пирокластических породах и тектонических брекчиях. Важнейшими факторами рудоотложения являлись узлы мелких разломов висячем боку главного разлома, тектонически осложненные контакты пород разной компетентности, пористости и состава (осадочных, пирокластических и интрузивных), благоприятные для замещения породы. Глубина формирования Николаевского месторождения была небольшой, вероятно, не более 600—800 м.

С поверхности поле представлено пятью обособленными рудными участками, известными с середины прошлого века. Они заключены в пределах контура треугольной формы размером 1 × 0,5 км. На глубине свыше 200 м жильные и штоковидные сульфидные тела этих месторождений соединяются и образуют одну сложную по форме и крупную залежь. Морфология и зональность последней детально описаны автором (Иванкин, 1957).

По мере опускания на глубину площадь рудного поля уменьшается (в 10 раз и более); уменьшается и количество рудных тел за счет их соединения по падению; ниже определенного уровня закономерно сокращается мощность главного массива руд.

Форма минерализованного блока пород, включающего все известные руды, довольно закономерна. В первом приближении она

напоминает полого наклонную вдоль главного разлома многогранную пирамиду, составленную как-бы из нескольких трехгранных пирамид. Пологие грани этой фигуры отвечают поверхностям слоистости вулканогенно-осадочных пород. Так, нижняя граница Крещенского рудного тела проходит по контакту экранирующих слонстых алевролитов в толще туфов; всякий бок Западной рудной апофизы подчинен прослою туффитов и т. д.

Крутопадающие грани фигуры определяются залеганием рудо-контролирующих разломов. Вершина пирамидального блока (корневая часть поля) располагается на глубине свыше 500 м в зоне главного рудоподводящего разлома. Ограничивающие блок боковые поверхности уходят вверх по восстанию под углом 40—45° к северу и северо-востоку вдоль этого разлома и сопряженных с ним мелких разломов. Крайние верхние рудные апофизы вдоль разломов выходят на уровень эрозионного среза, в то время как основная масса руд в всячем боку разлома скрыта на глубине под толщей слонстых туфов и эффузивов.

Исследование показало, что в этой структуре каркасного типа рудоносные растворы проникали в сторону от главного канала их движения на разные расстояния: минимальные в нижних частях рудного поля и максимальные — в верхних. Происходило определенное расширение потока растворов по мере их проникновения из корневой части поля вверх по восстанию структуры.

Угол расширения потока растворов можно измерить, пользуясь внешними контурами развития рудной минерализации на разных глубинах. Замеры на планах и в продольной вертикальной проекции поля дают средний угол 50°. Однако в пространстве этот угол непостоянен. Ближе к корневой части поля он более острый (около 30°), а по мере приближения к средней и фронтальной частям поля он увеличивается до 60 и даже до 90°. Крайние юго-западные рудные тела (Полуденное) составляют острый угол с рудоподводящим разломом; западная апофиза от главного массива руд в средней части пучка отходит под углом около 60°; в главном массиве руд во фронтальной части пучка имеются выступы (короткие мощные апофизы), отходящие в бок от рудоподводящего канала под прямым углом. Это явление встречается и на других рудных полях.

Параллельно с описанными изменениями происходит возрастание количества руд, приходящихся на поперечное сечение рудного поля. Рудный процесс в пространстве прекращался резко, о чем помимо отмеченного факта свидетельствует необыкновенно широкое развитие в верхах месторождения сплошных колломорфных руд и относительно слабое проявление околорудного метаморфизма в породах всячего бока.

Приведем некоторые количественные данные. Поток минерализующих рудоносных растворов начал расходиться под углом 30° на глубине около 500—600 м, считая от современного эрозионного среза. На протяжении около 1000—1200 м по восстанию поля крайние струи потока (апофизы) отклонились в бок от главного канала

на максимальную величину 300—350 м. Распадение потока на отдельные струи началось, по-видимому, выше корневой части, причем вначале растворы не отходили в сторону от главного канала более 40—50 м. Расчленение потока на несколько крупных струй произошло на глубине менее 400 м, где наблюдается наиболее обильное отложение сплошных руд.

В пределах рудного поля на поверхности сосредоточено около десяти пространственно обособленных даек и штоков интрузивных пород. Изучение показало, что подобно рудным телам все эти залежи магматических пород с глубиной сближаются и сходятся в один узел на глубине не более 600 м. Схождение их характеризуется углом 40—45°, причем вершина фигуры располагается в области корней рудного поля.

Таким образом, рудное поле представляет собой узел закономерно связанных в пространстве магматических и рудных тел определенной формы и ориентировки в пространстве. Этот узел, морфологически напоминающий искривленную многогранную пирамиду, отчетливо асимметричен в отношении локализации магматических пород и руд. Поскольку мощности малых интрузивов и рудных залежей в данном случае соизмеримы, то в поперечных сечениях поля наблюдаются следующие любопытные соотношения: порфировые породы в левой части разреза являются как бы продолжением руд, развитых в правой части разреза, и наоборот.

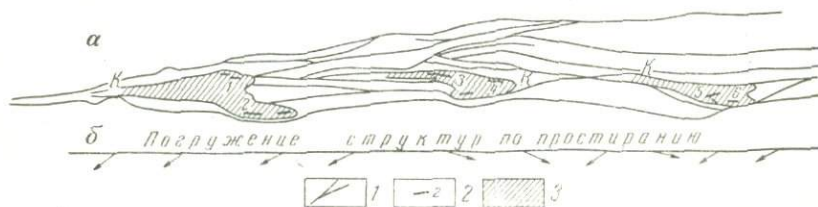


Рис. 5. Морфология и характер узлового строения Берзовско-Белоусовского многокорневого рудного поля. План (а) и схематическая продольная проекция (б)

1 — зоны повышенного расщепления пород; 2 — выходы рудных тел под чехлом рыхлых отложений. Месторождения: 1 — Новоберезовское, 2 — Берзовское, 3 — Иртышское, 4 — Карьерное, 5 — Белоусовское, 6 — Глубочанское; 3 — участки, отвечающие горизонтальным проекциям главных рудно-магматических пучков. Буквой К обозначены места, под которыми предполагаются на глубине 2—4 км корни пучков

Берзовско-Белоусовское рудное поле. Данное рудное поле имеет площадь около 100 км², здесь известно свыше 10 обособленных сульфидных залежей, которые образуют шесть месторождений (рис. 5). Располагаясь в пределах Иртышской зоны смятия, поле характеризуется интенсивным динамо-гидротермальным метаморфизмом слагающих его девонских и каменноугольных пород и специфическими условиями рудоотложения. Боковыми границами поля служат пояса разломов, вмещающие многочисленные плоские

штоки порфиристов, плагиогранит-порфиристов, альбитофиристов, фельзитов, лампрофиристов.

Тектонический план рудного поля может быть представлен как совокупность плоских, линзовидных и клиновидных блоков менее метаморфизованных пород, сохраняющих местами слоистое сложение, согласно облекаемых почти вертикальными зонами динамометаморфических сланцев, срывов и разломов. Пласты и слои пород полностью разлинзованы в зонах повышенного рассланцевания. В блоках между такими зонами они собраны в крутые сжатые складки. На контактах разнородных по составу толщ в блоках развиты межпластовые срывы и зоны пологого кливажа.

Основная масса гидротермально измененных пород, малых интрузивных тел и все сульфидные залежи приурочены к поясам разломов и зонам рассланцевания пород, ширина (мощность) которых вместе с сопряженными структурами достигает 600—700 м. В пространстве малые интрузивы и рудные тела, залегая согласно со сланцеватостью пород, образуют систему параллельных, кулисно расположенных плоских тел, уходящих по склону на глубину свыше 1 км.

Поразительную особенностью рудного поля является резкая вытянутость малых интрузивов и сульфидных залежей в одном направлении — по склону. В 1951 г. автором было установлено, что максимальное удлинение этих тел (длина свыше 4—5 км при мощности 10—20 м) всегда совпадает с вектором сдвига в плоскости Иртышского глубинного разлома, т. е. со склонением линейной ориентировки сланцев и бороздками скольжения на поверхностях сланцеватости (Иванкин, 1957). Магматические расплавы и сульфидные флюиды при своем восстающем движении в динамической активной зоне смятия, имеющей почти вертикальное падение, выбирали полого наклоненные к горизонту пути, унаследовавшие направление линейной тектонической ориентировки в сланцах.

Различные комбинации крутопадающих разломов, зон межслоевого кливажа в неполностью разлинзованных блоках пород и линейной ориентировки, дважды ундулирующей по простиранию рудного поля, создали два главных типа рудоносной структуры — березовский и белоусовский.

Отличительной особенностью структур березовского типа является приуроченность руд к сквозным узким зонам повышенного рассланцевания пород. Плоскости вторичной анизотропии — сланцеватость пород — господствуют над первичной слоистостью независимо от того, совпадает сланцеватость со слоистостью или пересекает ее под любым углом. Лентовидные рудные тела с полосчато-линзовым внутренним строением морфологически подчинены сланцеватости и нередко являются секущими по отношению к разлинзованным будинированным слоям.

В структурах белоусовского типа рудные тела подчиняются, с одной стороны, контактам складчатых пород, а с другой, — узким зонам межслоевого кливажа и продольных несогласных срывов

в ядрах и на крыльях антиклиналей, сохранившихся при расщеплении пород. Рудные тела в поперечных разрезах в основном согласны со складчатыми структурами, хотя и сопровождаются секущими апофизами. По простиранию они тянутся в виде узких многокилометровых лент, склонение которых подчинено ундуляции осей складок и линейной ориентировке сланцев. Структурам белоусовского типа свойственно ярусное расположение руд в связи с возникновением зон продольных срывов в складке на разных стратиграфических уровнях.

В пределах рудного поля длиной 40 км наблюдается отчетливое групповое (роевое) размещение малых интрузивов и сульфидных залежей. Явление это было замечено давно, однако подойти к пониманию его удалось около десяти лет назад, когда накопился громадный объем фактических материалов и структуры могли быть проанализированы на глубину до 1 км по всей длине поля. Построения показали, что все рудоносные зоны и сгущения малых интрузивов на рудном поле подчиняются одной общей закономерности: в пространстве они образуют веерообразные пучки, вытянутые по простиранию Иртышской зоны и наклонные к горизонту под разными углами, меняющимися от 0—10° до 35—40°.

На эрозионном срезе рудные зоны одного пучка отстоят друг от друга на расстояниях до 1—2 км и иногда более. Однако с глубиной они всегда сближаются, а соединения их (корни пучка) следует ожидать на глубинах около 3—4 км. Оказалось также, что в пределах рудного поля присутствует по меньшей мере три рудно-магматических пучка с обособленными корнями, отстоящими друг от друга на расстоянии 5—10 км и более (см. рис. 5). Рассмотрим морфологические особенности двух рудных пучков, имеющих обособленные корни: Березовско-Новоберезовского и Белоусовско-Глубочанского.

Березовско-Новоберезовский рудный пучок (рис. 6) возник в месте сопряжения главных разломов. Малые интрузивы и рудные зоны как бы обтекают шток гранодиоритов и по склонению уходят на глубину под этот шток. Корневые части пучка, как показывают отстройки, располагаются на глубине 2—3 км и 3—5 км к северу от выхода сульфидных залежей на эрозионный срез, под штоком. Длина рудных зон по склонению, угол которого равен 30—40°, вероятно, для каждого месторождения не менее 3—4 км. Пространственные соотношения рудных зон и морфология всего пучка видны на рис. 6. Выявленная последовательность интрузий и стадий гидротермального процесса такова.

1. Внедрение гранодиоритов, завершившееся мощным автотасоматозом с образованием эпидота, альбита, хлорита и др. Гранодиориты заполнили расширяющуюся вверх клиновидную структуру, созданную сопряжением двух главных зон разломов.

2. Повторные тектонические движения по главным разломам и зонам повышенного расщепления, а также срывы продольных контактов штока завершились внедрением поздних даек кварц-аль-

битовых порфиров и карбонат-слюдистых плагиогранит-порфиров. Эти дайки, внедряясь из-под штока, проникали по восстанию (и по простиранию) разломов в породы среднего палеозоя значительно дальше гранодиоритов.

3. После повторных подвижек по разломам из корневых частей пучка под углом 30—40° к горизонту в нарушенные породы проникали гидротермальные растворы предрудного этапа. Они образовали две расходящиеся по восстанию струи, которые привели к интенсивному изменению вмещающих пород на своем пути с преобразованием их в пиритсодержащие серицито-кварцевые, существенно кварцевые, хлоритовые, доломит-хлоритовые и другие породы.

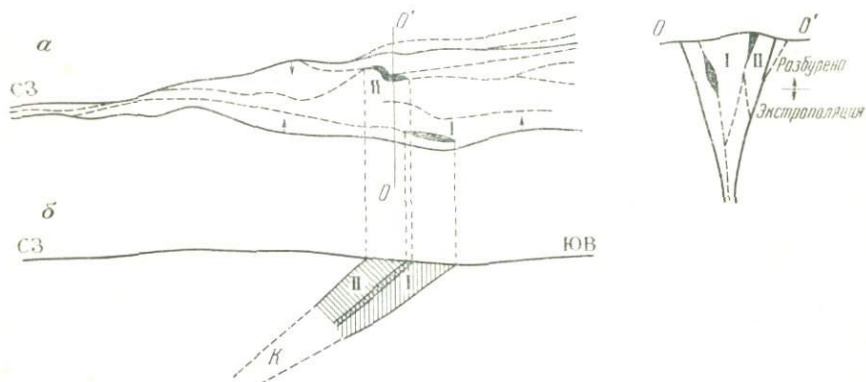


Рис. 6. Сводный план (а), вертикальная продольная проекция (б) и поперечный разрез (0—0') Берзовско-Новоберезовского рудного пучка. Главные разломы показаны сплошными линиями, разломы второго порядка — пунктиром. Черное — рудные зоны: I — Берзовская, II — Новоберезовская. К — предполагаемая корневая часть

4. После раздробления и брекчирования этих пород произошло внедрение поздних даек порфиров, а затем и сульфидоносных растворов, отложивших пиритовые и пирротиновые медные, медно-цинковые и полиметаллические руды. Сравнительно небольшие по объему порции порфировых магм, а также сульфидные флюиды проникали из корневых частей пучка вверх в общем по тем же каналам, что и превышающие их по объему массы растворов предрудного этапа.

Белоусовско-Глубочанский пучок (рис. 7) отличается еще большей длиной в плане и еще большей смещенностью в сторону корней от выхода руд на эрозионном срезе. Объясняется это весьма пологим погружением структур по простиранию в этой части рудного поля (0—15°) и ундуляцией линейных ориентировок. Отработанные рудные залежи Белоусовского месторождения имели следующие размеры: длина около 3000 м, ширина в плоскости падения 50—170 м, мощность от 1—2 до 10—15 м.

Шесть подобных лентовидных тел, отстоящих друг от друга в поперечном сечении примерно на одинаковом расстоянии в 150—

300 м, намечают в пространстве искривленную коническую фигуру, полого наклонную к горизонту в плоскости зоны смятия. Лишь в верхних сечениях этой фигуры рудные залежи (собственно Белоусовского месторождения) заключены в зонах межслоевых срывов на крыльях и в ядре нарушенной складки. На глубине залежи морфологически подчиняются крутопадающим зонам повышенного рассланцевания березовского типа.

Залежи седловидного типа (тип Бендиго) в данном случае возникают при продольной инъекции достаточно густых рудных растворов по межслоевым срывам и этот тип рудолокализации принципиально не отличается от формирования таких же ленто-

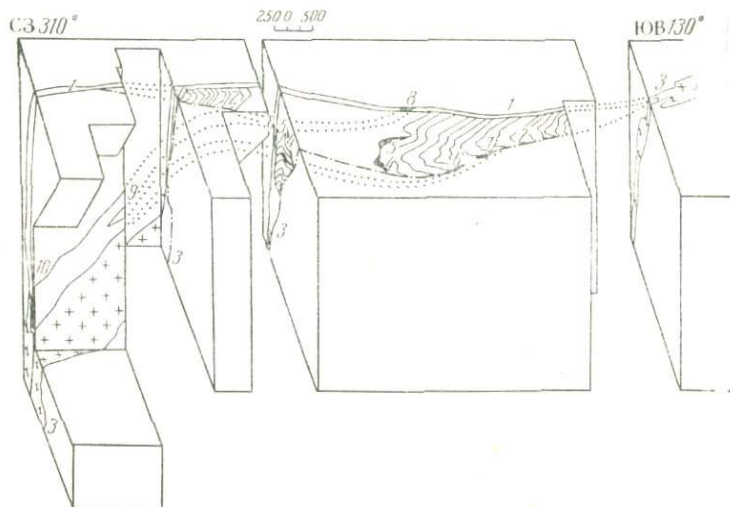


Рис. 7. Предполагаемое глубинное строение Белоусовско-Глубочанского пучка

1 и 2 — пояса разломов и малых интрузий, 3 — наклонный шток гранит-порфиоров и порфиоров; 4, 5, 6, 7, 8 — выходы на эрозионный срез рудных зон; 9, 10 — область предполагаемого соединения рудных зон на глубине

видных залежей в вертикальных зонах смятия. Механизм контроля рудоотложения складчатыми структурами в условиях почти продольного по отношению к оси складчатости движения рудных флюидов и колонн малых интрузий был подробно описан автором (Иванкин, 1957).

С большими расстояниями миграции рудных растворов в виде узких струй связана специфическая зональность месторождения (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1963). Наиболее глубинные фации руд (медно-пирротиновые, цинково-пирротиновые) представлены в нижних частях Березовской и Новоберезовской зон; фронтальным частям зон свойственны многокомпонентные серноколчеданные полиметаллические руды с кварцем и баритом, причем по восстанию залежей относительное количество свинца растет, а меди падает.

Шемонаихинское рудное поле. В отличие от описанных выше, это рудное поле представлено скарново-сульфидными залежами. Процесс отложения руд характеризовался здесь значительно меньшими масштабами (что вообще свойственно скарново-полиметаллической формации Рудного Алтая), а рудоконтролирующими элементами служили трещины и зоны брекчирования в ороговевших силикатных породах на контакте с крупными гранитоидными интрузивами. Участок сложен среднедевонскими эффузивами, туфами и алевролитами, несогласно залегающими на нижнепалеозойском фундаменте. Блок слоистых пологоскладчатых пород заключен среди гранитоидов змеиногорского комплекса и интродуцирован жильными альбитофирами, плагиогранитами и порфиритами.

Наиболее крупными рудоконтролирующими структурами являются два разлома взбросо-сдвигового характера — Северный и Южный. Они круто падают навстречу друг другу и сопрягаются в плане. Образуемый ими клиновидный блок разбит поперечными разломами второго порядка на три неравные части. Дайки, скарновые залежи, кварц-серицитовые, хлоритовые породы и полиметаллические руды располагаются в пределах этого блока и отчетливо тяготеют к зонам разломов.

Рудные тела локализируются либо в зонах главных субширотных разломов, либо в узлах сопряжения с ними нарушений второго порядка. Крутопадающие жильовидные тела сплошных и вкрапленных руд местами сопровождаются пологими апофизами, приуроченными к межпластовым швам на контактах эффузивных и осадочных пород. Склоняются рудные тела в плоскости главных разломов навстречу друг другу: западные тела имеют восточное крутое склонение, а восточные (Алексеевское) — западное склонение. Если сопоставить структурный план поля и совмещенный продольный разрез его, то нетрудно обнаружить, что с глубиной все рудные тела сближаются и, возможно, сходятся в один узел на глубине около 400—500 м, примерно, на уровне нижнепалеозойского яруса.

Фигура рудного поля, таким образом, близко напоминает трехгранную почти вертикальную пирамиду, обращенную вершиной вниз. Рудные зоны, имеющие форму нешироких полос на продольной проекции и «линз» в поперечных сечениях, развиваются из области вершины этой пирамиды, воздымаясь наклонно вдоль ее граней и ребер вплоть до эрозионного среза.

Рудное поле Акбастау. В хребте Чингиз, в Акбастау-Космурунском рудном узле, по степени разведанности удовлетворяет требованиям морфологического анализа главный объект — рудное поле Акбастау (рис. 8). По данным М. П. Русакова и К. И. Сатпаева (1958), это линейно вытянутая рудная зона с выходами на поверхность вторичных кварцитов, железных шляп и баритов, содержащая на глубине линзовидные массы меднопорфировых руд и массивных серных колчеданов с медью, цинком, свинцом. Система линзовидных рудных тел залегает в тектонической зоне смятия среди осадочно-вулканогенных пород палеозоя. Гидротермальное

оруденение парагенетически связывается с поздневарисскими экструзиями кварцевых альбитофиров, порфиров и фельзитов, в значительной мере превращенных во вторичные кварциты.

Изучение материалов, проведенное автором в 1962 г. совместно с Ю. Ю. Воробьевым, Н. В. Полянским, И. А. Санаровым, Л. С. Синкевичем и Г. И. Милевским, показало, что рудная зона Акбастау

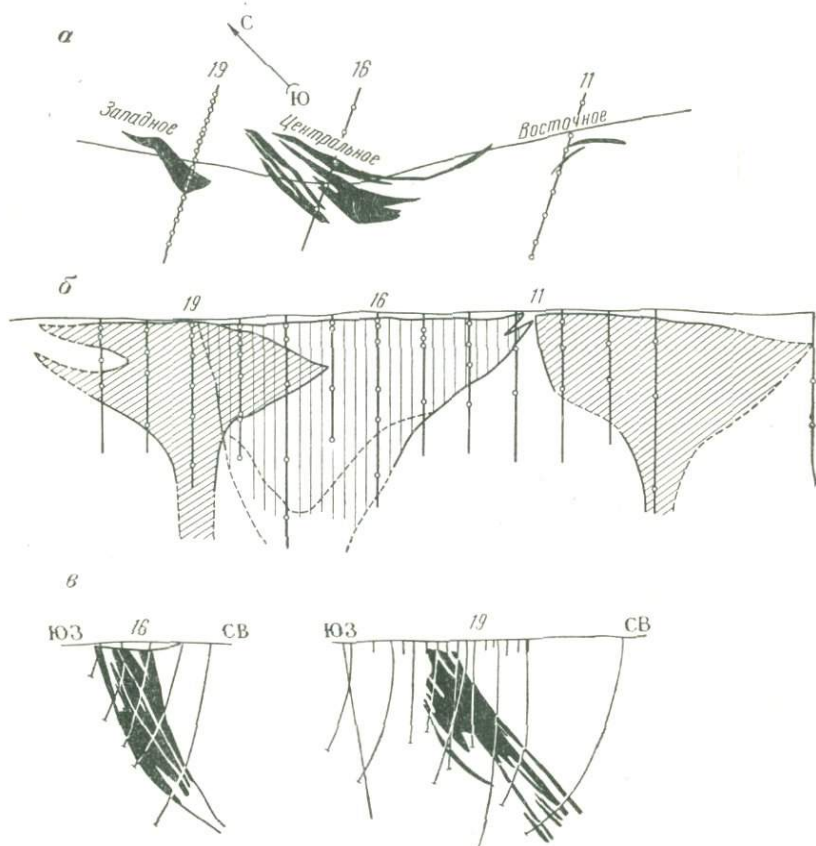


Рис. 8. Акбастауское рудное поле. План (а), продольная проекция (б) и поперечные разрезы (в)

Передана в трех проекциях морфология медноколчеданных залежей Западного, Центрального и Восточного участков, являющихся обособленными рудными пучками

представляет собой довольно характерный в отношении морфологии пример многокорневого рудного поля. Однако, в отличие от Березовско-Белоусовского поля, здесь развиты симметричные и сравнительно короткие колчеданных тел. На рудном поле выделяется три таких пучка, отвечающих Западному, Центральному и Восточному разведочным участкам. Возникают они преиму-

щественно за счет встречного склонения противоположных флангов колчеданных залежей в плоскости рудоконтролирующей зоны смятия, а отчасти за счет схождения внешних ограничивающих поверхностей рудных участков по падению в поперечных разрезах.

Форма каждого рудного пучка — линзовидная в плане и поперечных разрезах и грибообразная на продольной проекции (см. рис. 8). Характерны параметры рудных пучков, длина которых по простиранию примерно равна их вертикальной протяженности, т. е. коэффициент $\frac{a}{b} = 1$. Коэффициент уплощенности $\frac{a}{b}$ составляет 4—5 для каждого участка.

Салаир

В северо-восточной части Салаирского кряжа среди мощных нижнекембрийских известняков, песчано-глинистых отложений, андезито-дацитовых порфиритов, их туфов и туффитов широко распространены порфировые породы субвулканического облика. Е. А. Пономаревым (1966) эти породы выделены в особый комплекс субвулканических интрузий кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров и гранит-порфиров, отнесенных по возрасту к среднему-верхнему кембрию. Другие исследователи (Г. Л. Поспелов, А. С. Лопухов) не исключают герцинского возраста пород комплекса.

С этим комплексом в Салаире связано весьма широко проявившееся колчеданно-полиметаллическое оруденение. Морфологические особенности его рассмотрим на примере двух наиболее полно изученных рудных полей — Салаирского и Урского.

Салаирское рудное поле. Это поле изучалось многими видными исследователями Сибири: М. А. Усовым, Б. Ф. Сперанским, Ф. Н. Шаховым, А. Я. Булытниковым, И. В. Дербиковым, В. С. Лабазиным, С. С. Герингом, Г. Л. Поспеловым и другими. Их трудами заложены современные представления о геологии и металлогении района и его месторождений. Новейшие исследования (В. И. Зеркалов, А. С. Лапухов) посвящены выяснению некоторых дискуссионных вопросов, касающихся возраста полиметаллического оруденения и структурно-генетических особенностей рудных месторождений.

Рудное поле площадью около 5 км² детально разведано. Здесь существует разветвленная система горных выработок трех рудников и густая сеть буровых скважин. При изучении обширных материалов, положенных в основу морфологической характеристики рудного поля, а также материалов по Урской группе месторождений большую помощь автору оказали геологи И. И. Федоров, А. В. Карелина и И. А. Шпаков.

М. А. Усов (1935) полагал, что рудное поле представляет собой жерло древнего вулкана — экструзивное тело кератофира — среди однородных кембрийских известняков. Окварцевание, серицитизацию

пород и отложение руд в этом теле он связывал с деятельностью поствулканических эманаций, поступивших из кератофирового некка. Развитие этих идей в последующие годы привело к более сложному пониманию природы рудоносного комплекса. Так, Г. С. Лабазин, С. С. Геринг и И. П. Назабытовский в начале 50-х годов считали, что в строении комплекса принимают участие расслоенные эффузивно-туфовые породы, прорванные субвулканическими интрузиями порфиритов, базокварцевых и кварцевых кератофиров. Однако позже Г. Л. Поспелов допускал, что «эффузивы и туфы» Салаира в действительности представляют собой сложно инъецированные кислой магмой различные туффиты с прослоями мергелистых пород.

Геологические планы и сводные разрезы, составленные А. С. Лапуховым (1964, 1965), дают фактическое представление до глубины 1 км о морфологии салаирской «линзы» метаморфических и магматических пород. Породы эти слагают уплощенный шток с сечением $4 \times 1,5$ км, падающий на запад под углом $50-55^\circ$ и круто склоняющийся на юг. Висячем более глубоко эродированном боку штока контакт его с известняками простой волнистый, в лежащем — зубчатый. Кератофиры здесь дают глубоко заходящие в известняки апофизы. Шток имеет сложное внутреннее строение и состоит из кератофиров, порфиритов, минерализованных обломочных пород, метасоматитов и руд.

Наиболее распространены кварцевые кератофиры, залегающие сверху в виде акмолита, а на глубине в виде простого штока. На их долю приходится 40% пород поля на эрозионном срезе и около 85% на глубине 400 м. В области верхней выклинки акмолита развиты фельзитовидные кератофиры, перемежающиеся с брекчиями, которые относятся некоторыми геологами к туфам. На глубине акмолит постепенно переходит в шток, при этом кератофиры становятся нормально зернистыми, а глубже 500 м сменяются даже плагногранит-порфирами.

Центральная часть этого интрузивного тела представлена базокварцевыми кератофирами и порфиритами, местами с постепенным переходом между ними. Порфириты вблизи поверхности имеют миндалекаменный (и даже туфовидный) облик, а на глубине становятся массивными и однородными. Аналогичным образом с глубиной изменяются базокварцевые кератофиры: от линзовидно-брекчиевых порфиритов (фельзитовидных) с обильным хлоритом, серицитом и рудными до нормальных массивных порфиров с фенокристаллами альбита и роговой обманки.

Установленная последовательность формирования магматических и гидротермальных пород (от ранних к поздним) на Салаире такова: формирование порфиров и порфиритов в условиях тектонических движений; автометаморфизм пород, сменившийся интенсивным гидротермальным их изменением в ореольной части штока, причем наряду с кварцем, хлоритом, серицитом и пиритом широкое развитие получила рассеянная вкрапленность барита и сфалерита

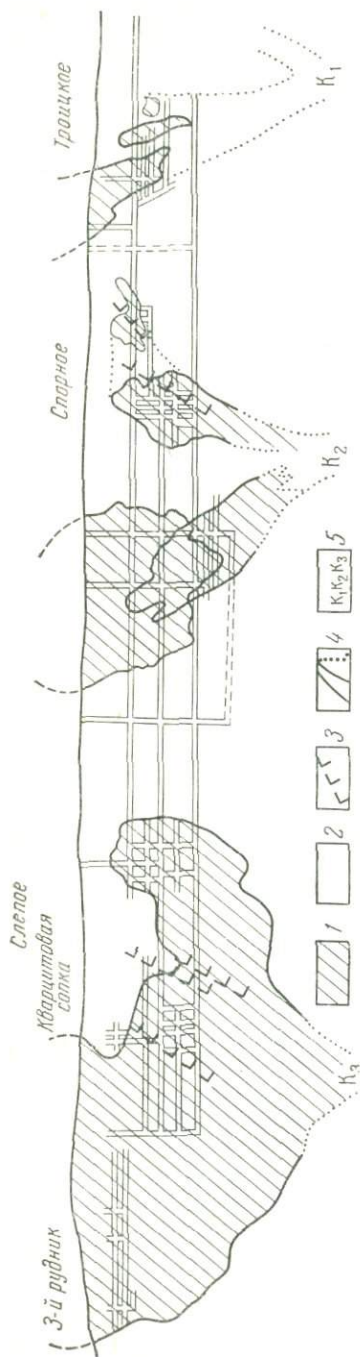


Рис. 9. Сводная продольная проекция Салаирского рудного поля

1 — вмещающие известняки, 2 — барит-полиметаллические руды, 3 — след пересечения даек диабазового порфирира, 4 — контуры рудных тел установленные и предполагаемые, 5 — корни рудных пучков

(фоновое содержание цинка 0,1 — 1%); формирование сливных и штокверко-вкрапленных кварц-барит-полиметаллических руд; внедрение даек диабазового порфирира; образование поздних кварц-карбонатных прожилков с баритом.

На рудном поле известно более 50 рудных тел, дающих несколько характерных группировок, получивших название отдельных месторождений. Морфологически тела разнообразны — вытянутые по склонению линзы, короткие неправильные ветвящиеся жилы, наклонные уплощенные столбы, гнездообразные скопления сливных руд. Г. Л. Поспелов, С. С. Геринг, А. С. Лапухов и другие установили, что сливные сульфидно-баритовые руды часто располагаются сразу над апикальными частями или в висячем боку мелких интрузивных тел кварцевого кератофира; нижние части тех же рудных тел уходят внутрь кератофира, представляя собой уже вкрапленную руду.

В пределах одного месторождения количество рудных тел велико на верхних горизонтах и уменьшается с глубиной, одновременно уменьшаются суммарные мощности руд и ценность их. Иными словами, группировки рудных тел имеют характер обычных «рудных пучков», выклинивающихся на глубину. Взаимоотношения рудных тел (в пределах одной из ветвей пучка) можно рассмотреть на примере месторождения Спорное (рис. 10). Общее представление о размещении и морфологии всех рудных пучков, составляющих рудное поле Салаира, дает сводная его продольная проекция (см. рис. 9).

Нетрудно видеть, что на рудном поле пространственно четко обособляются три рудных узла. Наиболее северный из них включает месторождения Третий рудник, Кварцитовая сопка и Слепое; средний объединяет месторождения Второй рудник и Спорное; к крайнему южному относятся рудные тела Первого рудника. Два первых пучка разведены наиболее полно. По типу фигуры все они относятся к уплощенным коническим пучкам с максимальным характерным углом конусности (в продольной проекции) $80\text{--}100^\circ$. Корни пучков располагаются, по-видимому, на глубине не более $600\text{--}700\text{ м}$ (считая от современного эрозионного среза). Если

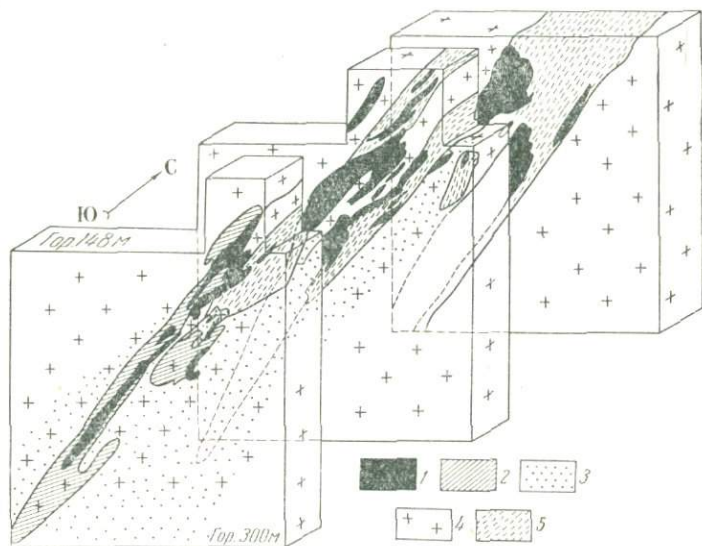


Рис. 10. Блук-диаграмма месторождения Северного. По А. С. Лапухову

1 — слитные барит-полиметаллические руды, 2 — вкрапленные руды, 3 — рассеянная сульфидно-баритовая минерализация, 4 — кварцевые кератофиры, 5 — туфосланцы

учесть, что снятая эрозией часть месторождений едва ли превышала $200\text{--}300\text{ м}$ по вертикали, то общую вертикальную протяженность наиболее крупного северного рудного пучка можно оценить в $800\text{--}1000\text{ м}$.

Размер пучков с севера на юг уменьшается, причем уменьшается несколько и глубина выклинка руд (см. рис. 9). Вместе с тем сами пучки хотя и двусторонни, но явственно асимметричны: у них более полно развиты северные ветви и угнетены южные. Скрытые (слепые) группировки рудных тел, не выходящие на эрозионный срез, составляют южные ветви пучков (месторождения Слепое и Спорное). Их верхние выклинки располагаются в $50\text{--}100\text{ м}$ ниже уровня эрозионного среза и предположительно на $200\text{--}350\text{ м}$ ниже уровня выклинок северных ветвей рудных пучков (см. рис. 10).

Таковы общие морфологические особенности Салаирского рудного поля. Отметим, что как и на южноуральских глубоко разбуренных колчеданных месторождениях, здесь устанавливается закономерная смена с глубиной рудовмещающих альбитофиро-порфиритовых пород, представленных вверху своеобразными эффузивоподобными «рыхлыми» фациями, на массивные штоковидные тела порфиров и порфиритов. Эта смена в Салаире происходит в интервале глубин 300—400 м, т. е. значительно меньших, чем, например, на Сибайском или Учалинском месторождениях.

На этих же глубинах начинают резко сокращаться не только объемы интенсивно минерализованных пород, но и объемы руд, так что корни рудных пучков локализуются сразу под зоной «рыхлых» альбитофиров и порфиритов, на уровне нормальной штоковой фации этих пород. Вероятно, отделение рудных флюидов от материнских пород альбит-порфиритового комплекса происходило где-то в области смены штоковой фации пород на фацию рассеянных инъекций («акмолит») и сопутствующих им эруптивных и эксплозивно-гидротермальных туфовидных брекчий. В этой области, вероятно, благодаря пересечению главной тектонической зоны с поперечными структурами (по Г. Л. Поспелову) существовали три центра отделения рудных флюидов, гидродинамически между собой непосредственно не связанных. Это и обусловило возникновение трех самостоятельных рудных пучков. В этом отношении Салаир близко напоминает аналогичное трехкорневое Акбастауское рудное поле.

Последовательность формирования магматических и гидротермальных пород также аналогична той, которая свойственна колчеданным месторождениям. Однако в условиях Салаирского поля, где рудоносные альбит-порфириновые интрузии прорывали мощную карбонатную толщу пород, сульфиды железа в автотетасоматической и рудный этапы деятельности интрузий не получили широкого развития. (Аналогичные особенности установлены также для продуктивных на полиметаллические руды порфировых интрузивов Южного Алтая, внедрявшихся в толщу известняков.) Зато весьма широкое распространение в этих условиях получает барит.

Дайки порфиритов (опять-таки как и на других колчеданных месторождениях) рассекают все гидротермальные породы и сливные руды. По падению они уходят в область корней рудных пучков (см. рис. 9), что может указывать на очень тесные связи на глубине рудных флюидов и поздних остаточных основных магм.

Урское рудное поле. Описание рудного поля приводится по данным В. М. Дворянова и В. И. Зеркалова. Урское рудное поле заключено в силикатных породах, подвергшихся интенсивному динамометаморфизму. Оно сложено песчаниками, туфопесчаниками, алеволитами и углистыми сланцами, содержащими линзы известняков, нередко графитизированных. В этих породах залегают кварцевые кератофиры и альбитофиры, а также их туфовидные брекчии. Порфириновые породы слагают несколько кулисообразно располо-

женных тел, ориентированных вдоль зон смятия. Они в значительной мере превращены в порфиroidы, кварц-хлорит-альбитовые тонкополосчатые и серицит-кварцевые сульфидизированные сланцы. Широко распространены хлоритовые, графитизированные филлитовидные и серицитовые сланцы. Последние обычно вмещают руды.

Рудовмещающими структурами служат три сближенных и параллельных кулисных зоны смятия, ориентированных под острым углом к простираанию региональных структур. Рудные тела (преимущественно массивные существенно пирит-сфалерит-халькопиритовые по составу) имеют форму плоских линз и распальцовывающихся по восстанию жилковидных залежей, нередко лентообразных. Соотношение их длины по простираанию и падению равно 1 : 1,5 — 1 : 2,5. Мощности руд и количество рудных тел с глубиной уменьшаются, причем изменения эти становятся весьма существенными в интервале глубин от 0 до 400—500 м.

В целом рудное поле представляет собой крутопадающий к юго-западу блок рассланцованных пород общей длиной 11 км и шириной 1,5 км. Выявленные и разведанные на глубину сульфидные залежи в этом блоке образуют три характерные группировки, получившие название Белоключевского, Самойловского и Ново-Урского месторождений. Особенности их морфологии на уровне эрозионного среза и до глубины 600 м, где все три месторождения практически выклиниваются, видны на схематическом плане рудного поля и совмещенных продольных проекциях месторождений (рис. 11).

Линзы Северная, Новая и Первая Белоключевского месторождения в плоскости рудоконтролирующей зоны смятия на глубину сужаются, имея характерные клиновидные контуры. Вершины этих клиновидных контуров сильно сближаются уже на глубине 500 м, а ниже они практически сходятся. Поэтому месторождение, имеющее значительную протяженность вблизи поверхности, на глубине в прикорневой части представлено узкой короткой зоной минерализованных сланцев. Северная ветвь этого рудного пучка (линза Северная) выклинивается вверх по восстанию значительно ниже уровня эрозионного среза, средняя ветвь — примерно на его уровне, а область верхней выклинки южной ветви (линза Первая) располагалась по крайней мере на 200—300 м выше уровня эрозионного среза. Учитывая эти данные, можно ориентировочно оценить максимальную вертикальную протяженность Белоключевского месторождения в 800—1000 м.

Угол конусности описанного рудного пучка (на продольной проекции) равен 50—60°. По своему типу это плоский двусторонний почти симметричный рудный лучок с относительно глубоко залегающей корневой частью. Два других месторождения морфологически подобны описанному, отличаясь от него лишь внутренним строением: оба они представлены компактными сульфидными залежами, не распадающимися на пространственно обособленные линзы.

Особенно показательна в этом отношении Ново-Урская протяженная плитовидная залежь сплошных сульфидов, окруженная ореолом вкрапленников и имеющая на продольной проекции вид равнобедренного треугольника с углом 45° . Судя по фигуре, это наиболее глубоко эродированное месторождение рудного поля.

По отношению к телам массивных кварцевых кератофиров месторождения располагаются также одинаково: они приурочены к местам северо-западных выклинок этих тел. Учитывая это об-

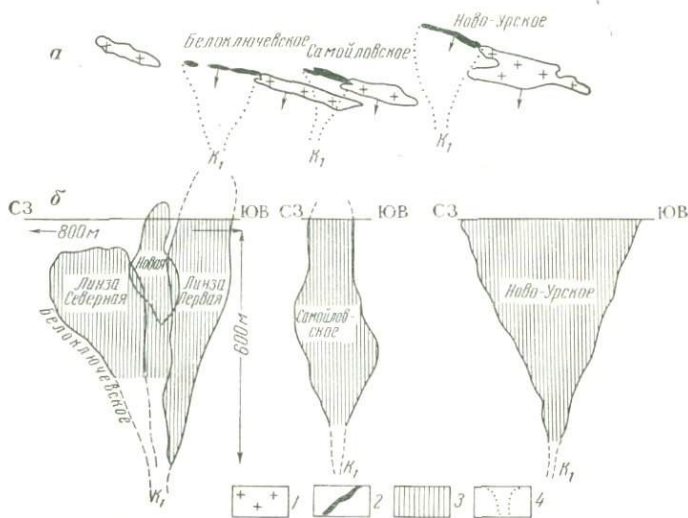


Рис. 11. Урское рудное поле, план (а) и продольные вертикальные проекции месторождений (б)

1 — кварцевые кератофиры, 2 — колчеданные залежи на эрозионном срезе, 3 — вертикальные проекции колчеданных залежей, 4 — контуры горизонтальных проекций месторождений

стоятельство, а также меньшую степень эродированности Белоключевского месторождения по сравнению с Ново-Урским, можно предположить, что вся система кератофировых тел и связанных с ними рудных пучков (т. е. все рудное поле как единая рудно-магматическая система) погружается по простиранию в северо-западном направлении, в сторону горы Копна.

Урал

Колчеданные месторождения вдоль восточного склона Урала располагаются на протяжении свыше 700 км. Залегая в вулканогенно-осадочных отложениях силурийского или девонского возраста, подвергшихся складчатости и метаморфизму разной интенсивности, формируясь в условиях разных глубин и в структурах разного типа, они сильно отличаются по морфологии, внутреннему строению и

степени перекристаллизации рудного вещества. Существует большая специальная литература по геологии и генезису этих месторождений, изучавшихся и эксплуатировавшихся на протяжении многих десятилетий. Литература, затрагивающая поставленные А. Н. Заварицким (Заварицкий и др., 1950) некоторые новые проблемы — прежде всего проблемы генезиса и метаморфизма колчеданных месторождений, связана с именами А. В. Пэка, В. А. Заварицкого, В. И. Смирнова, С. Н. Иванова, Т. Н. Шадлун, В. П. Логинова, М. Б. Бородаевской, И. В. Ленных, В. А. Прокина, Г. Ф. Червяковского и др.

Однако до последнего времени не было проведено исследований, которые бы ставили своей целью систематическое изучение вопросов морфологии колчеданных полей Урала и потому совершенно необъятный ценнейший материал детальных разведок, сплошь и рядом глубинных, вполне однозначно решающих многие морфогенетические вопросы, почти не затронут в литературе. Морфологические особенности рудных полей по этой причине почти не были приняты во внимание при дискуссии о генезисе колчеданных месторождений, хотя, как нам кажется, именно они могли существенно повлиять на содержание дискуссии.

В настоящей работе мы не будем касаться вопросов возраста и генезиса колчеданного оруденения. Цель ее иная — дать фактическую сводку по рудным полям как трехмерным системам и показать характерные типы фигур полей, залегающих на Южном Урале в слабометаморфизованных вулканогенных породах, а на Среднем Урале — в зеленокаменных динамометаморфических сланцах. Последующее сопоставление подобных новых данных, полученных по ряду регионов, вероятно, позволит рассмотреть и старые дискуссионные вопросы с иных позиций.

К сводке фактических материалов по морфологии колчеданных полей Урала автор приступил в 1962 г. Изучение материалов разведки и эксплуатации на местах, осмотр карьеров и подземных выработок, помощь рудничных геологов и разведчиков и использование опубликованных данных позволило составить достаточно полное представление по морфологии следующих рудных полей: Блявинского, Сибайского, им. XIX Партсъезда, Учалинского, Гайского, Дегтярского, им. III Интернационала, Левихинского.

Описанию **Блявинского рудного поля** посвящена монография Г. Б. Роговера (1939) и сводная статья А. К. Герман и Л. Д. Русаковой (1962). Месторождение располагается в силурийских спилитах, их туфах и кремнисто-глинистых сланцах, слагающих крыло синклинали, падающее к западу под углом 50° . Для участка характерны дизъюнктивные нарушения различных направлений и послойное смятие пород. Широко распространены альбитофировые породы, массивные и брекчиевые, слагающие согласные штоковидные тела и дайки. Эти магматические тела четко приурочены к разломам нескольких направлений. Главная нарушенная зона вмещает наиболее крупные плоские штоки альбитофиров. Размеры штоков

в плане в поперечнике составляют 400—500 м, 100—150 м и меньше.

Рудные залежи, представленные сравнительно однообразными медистыми массивными колчеданами, также приурочены к этой зоне и располагаются частью сразу висячем боку интрузивных кератофиров, а частью сменяют их по восстанию. От главной зоны отходят многочисленные дайки альбитофира и потому общий тектонический план поля имеет клиновидно-блоковый характер.

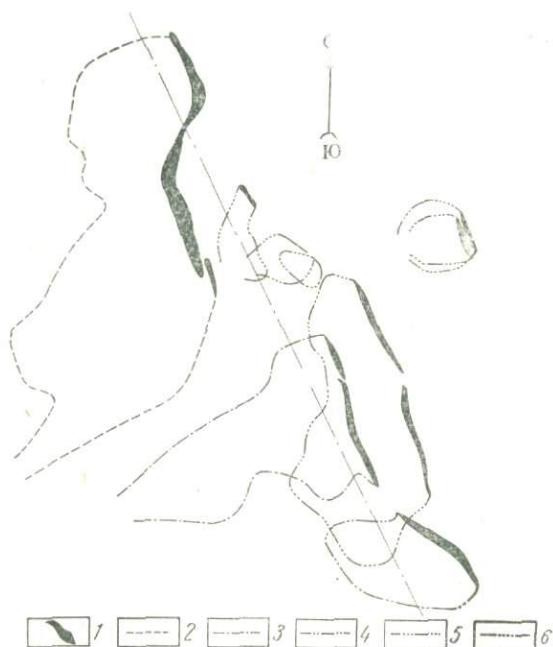


Рис. 12. Блявинское рудное поле, план

1 — выходы колчеданных тел на эрозионный срез; проекции на горизонтальную плоскость; 2 — Северной линзы, 3 и 4 — Южных линз, 5 — Восточной, 6 — линз Малой и № 1—7

Морфология рудного поля весьма закономерна (рис. 12). Главная Северная линза, две линзы Южные, Восточная линза и линза Малая, а также мелкие линзы № 1—7 в пространстве образуют сходящийся на глубину рой залежей. Северная линза погружается к югу, а обе южные — к северу и потому на глубине сближаются, при этом их горизонтальные размеры уменьшаются. Мелкие залежи с главными обнаруживают структурную связь в поперечных разрезах и также погружаются закономерно на глубину. Все залежи вместе взятые образуют фигуру правильного, почти симметричного двустороннего пучка, корневая часть которого располагается на глубине около 500 м под рудным полем, ближе смещаясь к его юж-

ному флангу. Весь пучок наклонен к западу, согласно с падением рудолокализирующей зоны. Мощности руд в пучке с глубиной уменьшаются постепенно, а вверх по восстанию сокращаются быстро.

Размеры пучка таковы: максимальная длина (приходящаяся в данном случае на эрозионный срез) составляет 1600 м, максимальная горизонтальная ширина около 400 м, расстояние между поверхностью и корневой частью — примерно 500 м, а между корневой частью и предполагаемой выклинкой руд по восстанию (рис. 12 и 13) — порядка 600—700 м. Отношение горизонтальных размеров пучка на уровне современной поверхности $\frac{1600}{400} = 4$ характеризует тип пучка, как близкий к нормальному коническому, хотя заметно и уплощенный. Отношение длины пучка к его вертикальному измерению $\frac{1600}{700} = 2,3$.

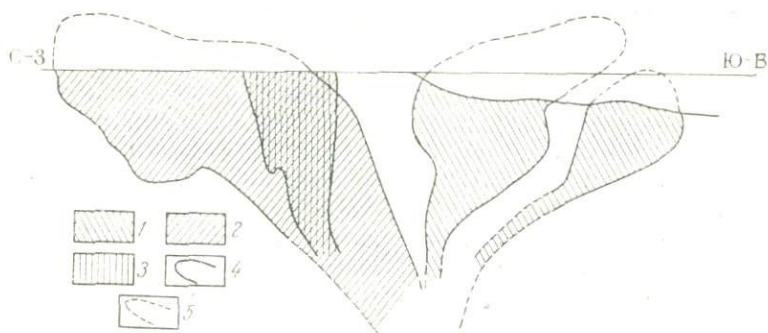


Рис. 13. Блявинское рудное поле, продольная вертикальная проекция рудных тел

1 — Южные линзы; 2 — залежь Северная; 3 — линзы Малая и № 1, 2, 3, 4; 4 — контуры достоверные, 5 — контуры предполагаемые

Обращает на себя внимание то, что штоковидные залежи кератофиров в рудной зоне морфологически во многом подобны рудным залежам. Более того, главная Северная залежь в местах наибольшей своей мощности выклинивается на глубину в начале резко путем распальцевания на штокообразные тела, так что фигура выклинивания руд напоминает «коренной зуб». По падению и склонению эта залежь упирается в интрузивный шток кератофира, уходящий на глубину.

Морфологические особенности Блявинского рудного пучка обусловлены следующим: малой глубиной формирования рудных залежей (несомненно меньшей, чем, например, на Учалинском месторождении); блоковым типом тектонической структуры и отсутствием хорошо выраженных слоистых экранов, подобных надрудным толщам в рудоносных брахантиклиналях. Рудоносные растворы, поднимаясь с глубин по узкому каналу, отложили свой груз на сравнительно коротком пути в 600—700 м по вертикали; в этой

вертикальной зоне поток растворов распался на несколько (6—8) струй, которые, расходясь веерообразно под углом около 30—60°, не имели условий для значительного горизонтального растекания на стороны. В морфологическом отношении рудное поле имеет много общего с Николаевским месторождением (Алтай), хотя и отличается более полной симметрией.

Сибайское рудное поле. Этому рудному полю посвящены труды Ф. И. Ковалева, К. Д. Субботина, С. Н. Иванова, И. В. Ленных, В. А. Прокина, В. М. Рудакова, К. Г. Долматова, М. Б. Бородаевской, Н. А. Перижняк и других. В них содержится всесторонняя характеристика этого интереснейшего месторождения. Огромные материалы документации карьеров и подземных выработок обобщены коллективом геологов под руководством И. В. Воронина. К настоящему времени рудное поле и его ближайшие окрестности разбурены скважинами по густой сетке, магматические и рудные тела оконтурены. Изучено их отношение к налегающим слоистым породам.

Новейшие геологические карты рудовмещающую структуру отображают в виде горст-антиклинального меридионального вытянутого сооружения, ограниченного с запада и востока крутопадающими разломами. Длина его равна 12 км, ширина 2—3 км. Горст-антиклиналь сложена альбитофирами, спилитами, разнообразными обломочными породами того же состава, которые отнесены к эффузивно-пирокластическим образованиям нижнего девона. Эти породы перекрыты слоистой, более спокойно залегающей толщей туфопесчаников, кремнистых сланцев, туфов и лав андезитовых порфиритов.

Предполагается, что породы рудовмещающего комплекса нормально стратифицированы. В низах его развиты массивные альбитофиры с «нижние спилиты». Выше альбитофиры сменяются брекчиями альбитофиров, на которых залегают «верхние спилиты» мощностью не менее 500 м. Между альбитофировыми породами и «верхними спилитами», имеющими преимущественно обломочное сложение, залегают обломочные породы смешанного (альбитофир-спилит) состава мощностью не более 25—30 м.

Простираение пород варьирует от северо-восточного до меридионального, падение — от близ горизонтального (Старый Сибай) до весьма крутого восточного, вертикального и обратного западного. По простираению и восстанию различные разности альбитофиров и диабазов нередко подвержены быстрым фациальным изменениям.

Обращает на себя внимание несоответствие между простой морфологией всей горст-антиклинали, нормальным облеканием ее слоистыми отложениями улутаусской свиты и своеобразным внутренним строением ядра структуры. Залежи альбитофировых и диабазовых пород ядра не повторяют контуры внешних границ складки. В южной части рудного поля они притыкаются вообще резко несогласно (под углом 50—70°) к слоистым яшмоидам. В поперечных разрезах ни один из предполагаемых стратифицированных горизон-

тов не повторяется и потому впечатления о складчатости ядра, повторяющей структуру свода слоистой толщи, не создается.

Залежи альбитофиров (как и на Салаирском поле) имеют форму неправильных распальцованных тел, круто уходящих на глубину. В верхних частях структуры они увеличивают мощность, расширяются в виде штоковидных тел и полого погружаются под брекчии альбитофира и «верхние спилиты». Местами же они образуют настоящие секущие дайки и сложно разветвленные жильные интрузивные тела. «Спилиты лежащего бока» также образуют залежь крайне сложной формы, которую затруднительно представить себе как первично пластовидное тело, смятое в складку.

В целом ядро сибаяевской структуры скорее производит впечатление сложного куполовидного магматического тела, уменьшающегося в поперечных сечениях на глубину, где оно вообще приобретает форму крутого штока. Это тело следует относить, по-видимому, к категории малоглубинных интрузивов субвулканического типа, которые сопровождаются, как и на других колчеданных месторождениях, мощными эруптивными и автометасоматическими процессами. Подобные интрузивы часто тяготеют к горст-антиклинорным структурам и вообще к тектоническим блокам, испытывающим поднятия (Иванкин, Иншин, Кузубный, Ведерников, 1960). Приурочиваясь к глубинным разломам, они сильно расширяются в приповерхностной зоне, подчиняются здесь складчатости слоистых толщ, реже рвут их, давая силлово-лакколитовые, штоковые и дайковидные тела. Среди скоплений эффузивно-пирокластических пород подобного же или сходного состава интрузивные тела субвулканического типа выделить не легко.

Фигуру рудного поля характеризует сводный продольный профиль (рис. 14), составленный с большой помощью И. В. Воронина и Г. К. Долматова.

Все рудные залежи Старого и Нового Сибая (включая залежь Слепую) взаимосвязаны и в пространстве образуют двусторонний асимметричный пучок с мощно развитой северной и слабо выраженной южной ветвями. Корневая часть этого огромного пучка рудных зон располагается на глубине свыше 600—700 м между разведочными профилями 28 и 23. Это относительно маломощный канал длиной 200—300 м, отвечающий, по-видимому, узлу сопряжения меридиональных и диагональных разломов, хорошо видимому на планах карьера. В прикорневой части руды быстро уменьшают мощность по падению, однако полностью не выклиниваются. Маломощные жильовидные, возможно, столбообразные рудные тела между профилями 28—23 уходят на глубину свыше 650—700 м.

Во всех других профилях руды по падению оконтурены. Вверх по восстанию от этого щелевидного рудоподводящего канала развиваются три главные рудные ветви. Одна — стволовая — представлена мощной Новосибаяевской залежью; вторая — вначале (между профилями 22—20) короткими апофизами, отходящими на глубине от Новосибаяевской залежи круто к северу, затем очень

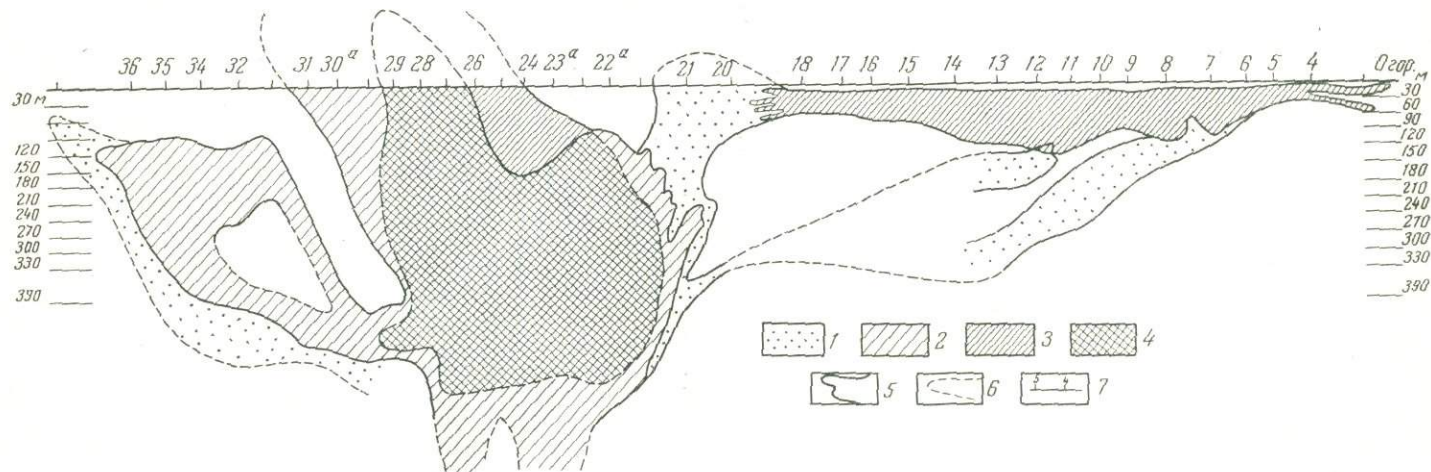


Рис. 14. Сводный продольный профиль Сибайского рудного поля

1 — вкрапленные цинкостые руды, 2 — сплошные колчеданные руды малой мощности, 3 — сплошные и брекчиевидные колчеданные руды умеренной мощности, 4 — сплошные колчеданные руды большой и весьма большой мощности, 5 — контуры достоверные, 6 — контуры предполагаемые, 7 — номера разведочных профилей

длинной, почти горизонтально погружающейся преимущественно пологопадающей залежью Старого Сибая; третья — Слепой залежью, отходящей в южном направлении под умеренным наклоном к горизонту. Три главные ветви дают рудный пучок, у которого углы встречного погружения фланговых ветвей варьируют от 0—10° до 30—40° (в продольной проекции).

Учитывая морфологические особенности всего пучка и составляющих его рудных тел, следует полагать, что сульфидные флюиды на глубине двигались по узкому вертикальному каналу, а на расстоянии 600—700 м (от современного среза) получили возможность растекаться в стороны, формируя три основных потока. Стволовой поток, расширяясь сразу над корневой частью, при вторжении в каркасно-блоковую структуру сформировал необыкновенно мощную залежь, которую К. Д. Субботин рассматривает как шток, а М. Б. Бородаевская и Н. А. Перижняк (1961) как линзовидно-сундучную. Залежь сложена сплошными рудами, имеющими чрезвычайно резкие контакты с боковыми породами. Ее внутреннее строение свидетельствует о неоднократном проникновении в притоткрывавшиеся полости концентрированных флюидов, менявших состав во времени.

Так называемая «осевая зона связки залежей» (по Н. В. Петровской, 1961) располагается сразу над корневой частью пучка; непосредственно к ней прилегают и пирротиновые руды, располагающиеся в донной части залежи, на контакте с «нижними спилитами». Эти руды по аналогии с подобными алтайскими М. С. Шнайдер (1962) отнес к глубинной фации дифференцированных сульфидных залежей. Образуются они в условиях дефицита в рудном флюиде главных подвижных компонентов его (сера, вода, углекислота, щелочи), т. е. в нижних частях восходящих потоков рудообразующего раствора, где флюиды становятся «густыми»; метасоматические вкрапленные руды, естественно, здесь не получают заметного развития.

Залежь Старого Сибая, напротив, может рассматриваться как наиболее ярко выраженная фронтальная часть потока флюидов. Последний проник в пологие структуры между альбитофирами и «верхними спилитами» и получил возможность направленного движения вдоль оси горст-антиклинали в северном направлении. Путь в 1,5—2 км, по-видимому, достаточен (в условиях движения через грубые брекчии) для того, чтобы поток растворов дифференцировался по составу. Крайние фронтальные части потока (северные части рудной зоны Сибая) обогатились водой, серой, щелочами, углекислотой и были относительно обеднены тяжелыми металлами. Этим можно объяснить закономерно нарастающую к северу интенсивность гидротермального метаморфизма пород (в начале кислотного выщелачивания с образованием серицито-кварцевых пород, затем — отложения оснований), увеличение в этом направлении метасоматических вкрапленников сульфидов, а также постепенное затухание минерализации на фланге рудного поля. Характерные

зональные отношения минеральных комплексов, выявляемые при сопоставлении Нового и Старого Сибая, на которые обратил внимание В. А. Прокин (1963), по-видимому, могут быть объяснены аналогичным образом.

Сибайское рудное поле по типу относится к двусторонним комбинированным с неодинаково развитыми флангами. Отношение длины его к ширине указывает на ведущую роль в рудолокализации разломов меридионального простирания и пологих отслоений вдоль контактовых поверхностей в ядре купольной структуры. Роль пологих направлений и поверхностей как рудолокализирующих элементов увеличивается при удалении (вверх и в стороны) от корней пучка, что, как увидим далее, вообще характерно для магматогенных рудных полей.

Растворы прорываются с глубин по крутым или вертикальным каналам с очень большой энергией и до определенной глубины как бы «не считаются» с пологими структурными поверхностями. Но на определенной критической глубине, израсходовав энергию, они уже не способны к значительному вертикальному воздыманию и прорыву толщ. Снизившееся внутреннее давление растворов при этом как бы уравнивается давлением вышележащих пород и тектоническим сжатием их. На этой критической глубине растворы начинают растекаться в стороны, находя слабо наклонные пологие структурные пути, причем именно в этих условиях особенно важной становится роль «непроницаемых» экранов. Для Сибайского месторождения отношение общей длины поля к его максимальной вертикальной протяженности равно около 2,5.

Выяснение особенностей строения и состава магматического комплекса пород в корневой части рудного поля требует специальных исследований. Имеющиеся материалы позволяют лишь отметить в этой связи следующие факты: альбитофиры погружаются в сторону корневой части рудного поля и образуют на глубине крутопадающее тело; брекчиевые разности этих пород с глубиной выклиниваются и максимально расширяются вверху купола; дайки жильных диабазов и порфиритов (позднерудного возраста) образуют характерный узел как раз над корневой частью поля. Корни всего «рудо-магматического пучка», по-видимому, располагаются восточнее Нового Сибая, на глубине свыше 1000 м, в той части регионального разлома, где с ним сопрягаются на глубине диагональные нарушения.

Рудное поле им. XIX партсъезда. Поле сложено хорошо расслоенными вулканогенно-осадочными породами (алевролитами, известняками, андезито-базальтовыми порфиритами, их туфами), среди которых заключено пластовидное тело альбитофиров. Весь слоистый комплекс залегает очень полого, обнаруживая местами небольшие поднятия и прогибы. Руды также залегают очень полого. Заключены они в альбитофировых породах.

На рис. 15 приведены сводные планы, продольный и поперечный разрезы через поле с выноской контуров рудных тел. Три

рудных участка — Северо-Западный, Восточный и Юго-Восточный — представляют собой систему взаимосвязанных рудных

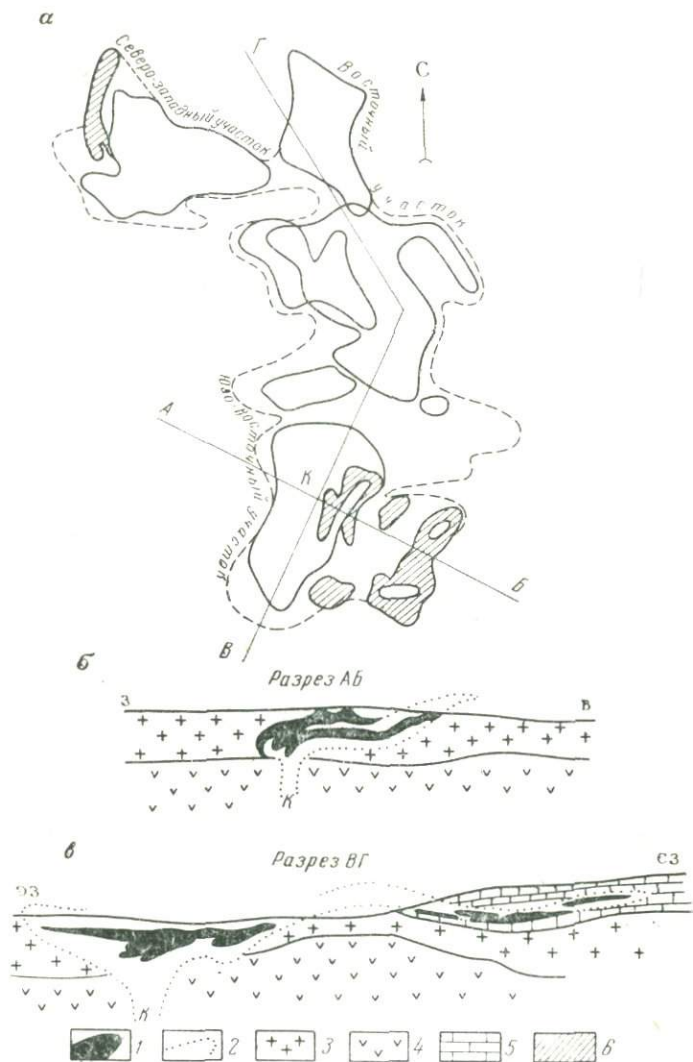


Рис. 15. Рудное поле им. XIX Парт'сyezда, план (а), поперечный (б) и продольный (в) разрезы

1 — рудные залежи; 2 — внешний контур вкрапленной сульфидной минерализации; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — диабазовые порфиры; 5 — известняки; 6 — выходы руд на поверхность

тел. Залежи сплошных руд, хотя и сильно сближены и местами перекрывают в разрезах друг друга, но все же в пространстве

обычно обособлены. Однако контур, включающий не только рудные тела, но и интенсивно серицитизированные и кварцованные породы, содержащие 5—10% рассеянных сульфидов, дает четкую картину структурного единства всей системы рудных тел.

На Северо-Западном и Восточном участках этот контур на глубине замыкается и проходит параллельно лежащим бокам рудных тел, несколько ниже их. На Юго-Восточном участке, в области, показанной на плане буквой «К», он круто погружается на глубину в форме сплюснутой воронки. На этом участке рудные тела пересекают напластование пород, причем некоторые жилы падают круто. На всей разбуренной площади нет других уходящих на глубину минерализованных разломов. Поэтому только эту воронку есть основания рассматривать как корневую часть всего рудного поля. Здесь располагаются и наиболее крупные разломы, в частности субмеридиональный, вдоль которого вытянут контур воронки. Расстояние между верхней выклинкой руд (выше эрозионного среза, по экстраполяции) и корневой частью поля, где произошла выклинка руд по падению, едва ли превышает 300—400 м.

Таким образом, это своеобразное рудное поле с коротким вертикальным измерением и сильно развитое в горизонтальном направлении может быть рассмотрено как разновидность конического — «грибообразный подтип» последнего. На Алтае близким аналогом его является верхняя часть Лениногорского рудного поля, где главная масса руд также распространена под пологолежащим экраном — на обширной площади, а на глубину контур рудного поля быстро уменьшается, причем межпластовые руды сменяются жильными. Многоэтажность оруденения, по-видимому, важная особенность конических крутонаклонных пучков, развившихся в пологолежащих расслоенных толщах, и она должна учитываться при оценке глубоких горизонтов таких полей.

Учитывая морфологические особенности поля, слабую дифференцированность и тонкозернистость руд, обилие в них гипса при малом количестве нерудных, а также особенности строения участка, можно предположить, что глубина формирования месторождения была мала. Сочетание крутопадающих разломов, нарушающих фундамент и нижележащие толщи, с экранирующей слоистой толщей (улутаусской) обусловило значительное горизонтальное распространение рудоносных магматических инъекций и рудных флюидов.

На примере описанного рудного поля и во многом аналогичного ему Молодежного рудного поля можно убедиться, что морфологические закономерности пологой межслоевой инъекции рудного флюида своеобразны. На рис. 16 дано сопоставление контуров пологих рудных полей и схем разветвления межпластовых рудных струй, реконструированных по мощностям и очертаниям рудных залежей. Нетрудно видеть, что характерными особенностями межпластового пологого потока рудных растворов является

зубчато-волнистое очертание его фронта, распространяющегося на определенное расстояние от главных рудных струй. Продольным проекциям крутонаклонных рудных полей подобные формы не свойственны (см. рис. 23).

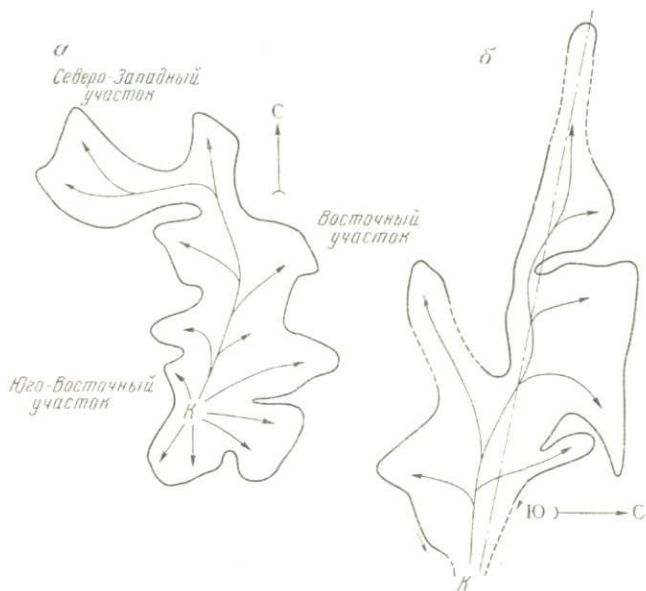


Рис. 16. Сравнение контуров пологих рудных полей с межпластовым залеганием колчеданных руд. а — рудное поле им. XIX Партсъезда, б — Молодежное. Стрелками дано предполагаемое направление движения главных рудных струй при формировании этих полей

Учалинское рудное поле. По данным исследований М. Б. Бородавской, М. С. Михайловой, У. С. Нафикова (1960) и других, на рудном поле развито два комплекса пород: нижний рудовмещающий спилито-кератофировый и верхний, представленный пироксен-плагноклазовыми порфиритами, их туфами, туфопесчаниками и кремнистыми сланцами. По мнению одних исследователей, нижний комплекс сложен в крутые складки и резко несогласно перекрывается слоистыми отложениями улугаусской свиты, другие считают, что наблюдаемые соотношения могут быть объяснены коробчатыми складчатыми формами, сильно усложненными дизъюнктивными нарушениями. Через рудное поле проходит региональный разлом меридионального простирания, к которому причленяется несколько диагональных нарушений, расчленяющих структуру на блоки.

Морфология рудовмещающих порфировых пород типична для субвулканических интрузий подвижных зон. Порфиры слагают плосколинзовое, распальцованное по восстанию тело, переходящее

на глубине в дайковидный плоский шток. Последний в плоскости главного разлома полого погружается к северу и уходит под диабазы. Видимая длина выхода порфировой залежи равна 2 км, мощность 200—300 м, максимальная прослеженность на глубину составляет 1 км. От нее отходят в стороны короткие кулисно расположенные апофизы. По восстанию порфиры выклиниваются на разных гипсометрических уровнях, причем массивные их разновидности сменяются туфовидными брекчиями и зонами серицит-кварцевых пиритизированных пород. Наиболее поздние магматические породы представлены дайками порфиритов, пересекающими в разных направлениях измененные порфиритовые породы и колчеданные руды. Возраст их позднерудный.

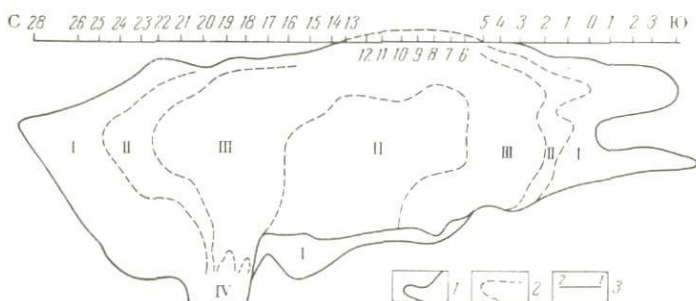


Рис. 17. Сводная продольная вертикальная проекция Учалинского месторождения. Участки рудной залежи разной мощности: I — умеренной, II — большой, III — весьма большой; IV — прикорневая часть залежи, распальцованная на мелкие тела, уходящие на большую глубину

1 — контуры рудной залежи установленные; 2 — условные контуры, разграничивающие участки рудной залежи разной мощности; 3 — номера разведочных профилей

Колчеданные медно-цинковые руды слагают мощную компактную залежь, заключенную внутри альбитофировых пород. Залежь нигде не выходит за пределы измененных альбитофировых пород, простирается и падает согласно с ними. По своему объему она примерно в 5—6 раз меньше объема порфировой залежи. Контакты сплошных руд с вмещающими породами резкие. Очертания залежи на сводной продольной проекции видны на рис. 17.

По падению залежь околнута практически по всей длине. Корневая часть ее располагается на участке, где меридиональная подвижная зона, контролирующая положение порфиров и руд, пересекается системой диагональных разломов северо-восточного простирания. Диагональные разломы имеют встречное падение и, пересекая главную зону на глубине 500—600 м, создают сильно нарушенный почти вертикальный воронкообразный блок. Корни рудной залежи, представленные маломощными столбообразными рудными телами среди сильно измененных пород, приходится как раз на этот участок глубинной структуры.

Рудное тело по морфологическому типу относится к двусторонним однокорневым сильно уплощенным, что объясняется преобладанием плоскопараллельной анизотропии среды, созданной мобильной региональной зоной разлома. Рудное поле отчетливо асимметрично: у него полно развита южная ветвь и относительно слабо северная. Максимальное расстояние вторжения сульфидных флюидов по простиранию зоны от подводящего канала составило: в южном направлении 1200 м, в северном около 660 м, вверх по восставанию 500—600 м. Причина особенно мощного прорыва флюида в южном направлении не вполне ясна. Однако имеются основания предполагать, что асимметрия рудной зоны отражает общее северное погружение магматических пород рудоносного комплекса.

Внутреннее строение рудной зоны указывает на центробежное движение сульфидных флюидов от корней рудного поля к флангам. Выклинивание рудной залежи также носит характер нормального постепенного утонения и распальцевания ее на флангах. Местами в зоне возникли характерные «сундучные» блоки необычайно мощных руд с резкими, почти ортогональными ограничениями. Как и на Николаевском, Новом Сибайском, Блявинском и некоторых других колчеданных месторождениях, такую необычную морфологию руд следует связывать с инъекцией флюида в каркасно-блоковую структуру, при неравномерном раздвигании блоков на разных отрезках движения потока флюида.

Гайское рудное поле. Оно было детально изучено и описано В. И. Скрипиль, М. С. Недожиговым, Н. А. Сибирской (1961, 1962), М. Б. Бородаевской, Н. А. Перижняк (1961₁) и В. И. Старостиным (1963). Новейший фактический материал, полученный при документации карьеров и подземных выработок, сведен В. Е. Зыковым, О. М. Образцовым, Н. Г. Казанцевой и другими геологами, оказавшими автору большую помощь при изучении этого месторождения.

На рудном поле помимо рудовмещающего комплекса выявлены две отчетливо стратифицированные толщи пород: надрудная и подрудная. Первая представлена покровными диабазами, прослоями их туфов и яшмами. Мощность ее около 1000 м, залегание пологое, до горизонтального. Хорошо слоистая подрудная толща мощностью не менее 700 м сложена туфами андезитовых порфиритов, туфопесчаниками, кремнистыми сланцами. Эта толща по данным бурения также характеризуется пологим, местами почти горизонтальным залеганием. Ни на Сибайском, ни на Учалинском месторождениях слоистая толща, подстилающая рудоносный комплекс пород, не достигнута скважинами. Лишь на Гайском месторождении есть возможность сопоставить залегание (и морфологию) надрудной, рудной и подрудной толщ.

Рудовмещающий комплекс представлен преимущественно альбитофирами и разнообразными их брекчиями, часть которых описывается как туфы; в меньшей мере развиты кварцевые порфи-

риты и смешанные по составу альбитофир-диабазовые брекчии и диабазы. Горные породы интенсивно изменены, сульфидизированы, местами рассланцованы. Наиболее интенсивное отложение руд произошло в верхах рудовмещающей толщи. Глубокозалегающие руды контролируются в основном тектоническими зонами, служившими главными рудоподводящими структурными элементами (М. Б. Бородаевская и др.). Известны пластообразные, жилкообразные и сложные по форме грибообразные и разветвленные столбообразные рудные тела. Морфология их обусловлена совокупным влиянием пологих экранирующих поверхностей и крутопадающих

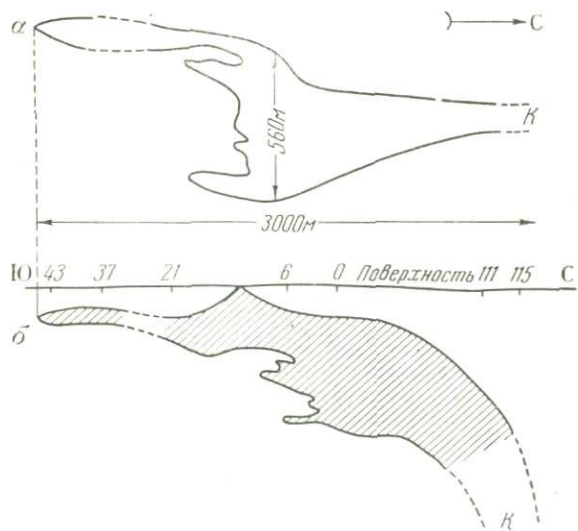


Рис. 18. Схематический план (а) и продольная вертикальная проекция (б) рудной зоны Гайского месторождения

тектонических зон, продольных и поперечных, местами падающих навстречу друг другу и сопряженных на глубине.

Все рудные тела, учитывая ореолы вкрапленников и прожилков, образуют одну довольно компактную минерализованную рудную зону. Прослеженная длина ее равна около 3 км. Общее представление о морфологии зоны могут дать разрезы, приведенные на рис. 19. Очертания рудной зоны в плане и третья ее характерная проекция — продольная вертикальная — даны на рис. 18.

Достигнутая детальность разведки поля обеспечивает надежное оконтуривание рудной зоны на всем указанном ее протяжении. Это замечание относится не только к верхним, но и к нижним (по падению) выклинкам рудных тел. На представленных проекциях видно, что зона почти полностью оконтурена. Оговорка «почти» относится к крайнему северному флангу поля, где руд-

ная зона, сужаясь по ширине и резко уменьшаясь в мощности, круто погружается к северу по простиранию и уходит на глубину, не достигнутому бурением.

Анализ материалов показал, что Гайское рудное поле в известных границах представляет собой односторонний рудный пучок с корневой частью, лежащей на глубине более 1 км в северной части поля. Рудоносные растворы вначале поднимались на северном фланге поля почти по вертикальному узкому каналу (профили 111, 115). Далее, отклоняясь к югу, поток растворов двигался почти горизонтально под экранирующей надрудной толщей в плоскости главной подвижной зоны.

Соответственно рудное поле можно разделить на три части: прикорневую (к северу от профилей 106—109), среднюю (между профилями 106—5) и фронтальную (к югу от профиля 5). В при-

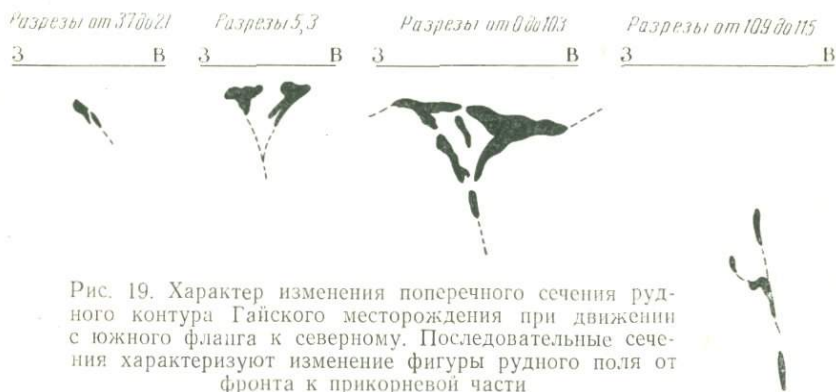


Рис. 19. Характер изменения поперечного сечения рудного контура Гайского месторождения при движении с южного фланга к северному. Последовательные сечения характеризуют изменение фигуры рудного поля от фронта к прикорневой части

корневой части руды маломощны и локализуются в весьма крутопадающей тектонической зоне, представленной узкой полосой серицит-кварцевых сланцев. В средней части развиты наиболее мощные руды, причем рудные тела здесь наиболее значительны по размерам, а вся рудная зона имеет максимальную ширину. Фронтальная часть — это область постепенного выклинивания рудной зоны в южном направлении.

Вначале наблюдается распальцовка и выклинивание главных рудных тел (залежи 1, 3, 4) так, что на коротком расстоянии (сразу южнее профиля 5) во много раз уменьшается поперечное сечение всего рудного пучка. Здесь затухает по фронту тот поток растворов, который отложил главную массу руд севернее. Затухание происходит почти по всему фронту потока. Но вдоль западного, наиболее подвижного разлома (М. Б. Бородаевская) растворы в виде узких почти горизонтальных струй имели возможность проникнуть далеко к югу и отложить по пути руды (Южная залежь). Эта залежь характеризует весьма постепенное затухание мощного рудного процесса на фланге рудного поля.

Альбитофировые породы на глубину погружаются в северном направлении, т. е. в сторону корней рудного поля, и воздымаются к югу, в сторону его фронтальной части. Как и на Сибайском и Учалинском месторождениях, имеются основания предполагать, что корни Гайского рудного поля опускаются в область глубинной структуры, откуда вторгались и рудоносные магмы. К сожалению, северная часть структуры пока недостаточно изучена даже с поверхности и потому особенности геологического строения прикорневой области в должной мере не выявлены.

Если мысленно не принимать в расчет южную фронтальную часть поля, то общую форму его рудного контура можно представить в первом приближении в виде трехгранной призмы, суженной и сильно сжатой с боков в прикорневой части. Средняя часть рудного поля в отношении его общей фигуры напоминает Зыряновское поле. Южный фланг его в морфологическом отношении является скорее аналогом линейных рудных залежей березовско-белоусовского типа.

В целом Гайское рудное поле должно быть отнесено к типу комбинированных. Характерные его параметры таковы: коэффициент уплощенности фигуры поля $\frac{a}{b}$ равен не менее 10, коэффициент вертикальной протяженности $\frac{a}{c}$ — около 7, угол погружения фигуры поля к северу 10—20° в верхней части и 40—50° в нижней. Отношение горизонтальной длины к вертикальной ширине соответствует примерно 6 : 1.

Важной особенностью Гайского рудного поля, как и других односторонних рудных полей (Зыряновск, Белоусовско-Глубочанское), является большая протяженность рудной зоны, пологое погружение рудных тел по простиранию, максимальная устойчивость их по склонению. Подобные поля особенно «чувствительны» к колебаниям уровня эрозионного среза. Гай — практически «слепое» месторождение, руды которого почти не эродированы. Однако достаточно было эрозионному срезу опуститься всего на 500 м ниже современного, как от этого уникального месторождения осталась бы очень скромная по размерам вертикальная рудная жила (в прикорневой части), которая едва ли позволила бы нам составить представление о действительных масштабах рудного поля, снятого эрозией.

Дегтярское рудное поле. Монографическое описание месторождения, выполненное С. Н. Ивановым и Н. И. Меркуловым (1937), дополненное важнейшими материалами съемок и разведок (Т. Г. Трехсвятская и др.), а также впечатлениями при личном ознакомлении с месторождением позволяет составить вполне определенное представление о структурно-морфологических особенностях рудного поля.

Рудное поле заключено в субмеридиональной зоне смятия шириной около 1 км, сложенной метаморфизованными эффузивами,

туффитами, змеевиками, известняками, альбитофирами, в значительной мере превращенными в динамосланцы. Зона отвечает одному из наиболее крупных региональных глубинных разломов Среднего Урала. Известняки и змеевики служат лежачим боком для мощной дайки кварцевого альбитофира, а эта последняя — лежачим боком рудной зоны. Руды непосредственно контактируют с альбитофирами, сменяясь выше пирит-кварц-серицитовыми сланцами мощностью до 150—200 м.

Залежь медистых колчеданов имеет форму плитовидной жилы уникально большой протяженности. Длина ее равна 4800 м, мощность варьирует от 3—8 до 50 м. Мощность центральной жилы велика (30—50 м), в сторону флангов она постепенно уменьшается. Падение жилы восточное под углом 60—65°, однако на большой глубине (свыше 400—450 м) в центральной части жила местами становится вертикальной и даже приобретает обратное падение. В продольной вертикальной проекции имеет место встреч-

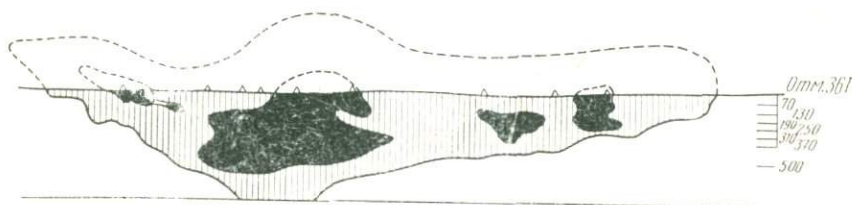


Рис. 20. Продольная проекция рудной залежи Дегтярского месторождения. По С. Н. Иванову и М. П. Меркулову. Черным даны участки с большими мощностями руд

ное склонение северного и южного флангов жилы, так что «... месторождение представляет собой сильно раскрытый несимметричный веер с ровно срезанным верхом» (Иванов, Меркулов, 1937, стр. 55).

Таким образом, длина рудной залежи, как и площадь горизонтального ее сечения, с глубиной пропорционально уменьшается. Ранее предполагалось, что на глубине 600—650 м происходит полное выклинивание всего «рудного веера». В настоящее время на основании двух глубоких подсечений колчедана можно предполагать, что корни сходящейся на глубину в виде веера залежи, возможно, уйдут на еще большую глубину (рис. 20).

Морфологические особенности месторождения позволяют отнести его к типу двусторонних плоских рудных полей. Корневая часть поля лежит в плоскости глубинного разлома на глубинах 600—650 м и иногда ниже. Она представляет собой часть зоны пирит-кварц-серицитовых сланцев, длина которой по простиранию едва ли превышает несколько сотен метров, т. е. она по крайней мере в 10 раз короче длины рудного веера на эрозионном срезе.

Характерны некоторые детали строения рудного веера. Уже

упоминалось, что центральная его часть отличается большой мощностью руд. Этот прикорневой рудный столб имеет в общем крутое склонение. В сторону флангов мощность руд уменьшается постепенно до полной выклинки и распальцовки залежи колчедана. Рудной жиле свойственны локальные пережимы и раздувы в участках флексурных изгибов рудовмещающей трещины. На продольной вертикальной проекции оси таких изгибов располагаются полого и погружаются согласно с погружением ветвей рудного пучка.

Жила, таким образом, имеет как бы струйчатую зональность мощности, причем пологонаклонные «струи» разных мощностей подчеркивают общую форму веера и погружаются в сторону корня его. Руда представляет собой плотный мелкозернистый медистый колчедан, почти не содержащий нерудных минералов, и имеет резкие контакты с вмещающими породами. В лежащем боку широко развиты полосчатые колчеданы. В рудной залежи нередко наблюдаются маломощные дайки порфиритов, согласные с контактами залежи.

По данным С. Н. Иванова и М. И. Меркулова (1937), содержание меди по месторождению в среднем равно около 1%, а цинка 1,5%. Не принимая во внимание зону вторичного обогащения, можно отметить закономерное увеличение содержания и меди и цинка с глубиной, в особенности глубже 400—450 м, т. е. в прикорневой части поля. В поперечных разрезах отмечается повышенная концентрация этих металлов в лежащем боку рудной жилы. Мощные раздувы ее относительно бедны медью, а пережимы обогащены, поэтому, например, фланги рудного веера представлены относительно богатыми рудами. На флангах возрастает также содержание мышьяка, барита, золота, серебра, т. е. тех металлов, которые накапливаются на фронте колонны рудных растворов.

Рудное поле несомненно сильно эродировано, о чем свидетельствует его форма на продольной проекции. Поэтому истинные параметры поля надежно не определимы. Однако, учитывая положение нижнего контура выклинивания жилы, ее внутреннее строение и обычное для плоских пучков совпадение по направлению верхней и нижней выклинок, в грубом приближении можно восстановить сгустую эрозийную часть месторождения (см. рис. 20). С учетом реставрированной части длина поля (a) составит 5000 м, вертикальная протяженность от верхней предполагаемой выклинки руд до корневой части (b) около 1000—1200 м. Средняя характерная мощность рудной жилы (c) равна около 10—20 м.

Коэффициент уплощенности поля $\frac{a}{b}$ равен 250, а коэффициент вертикальной протяженности $\frac{a}{c}$ равен 5.

При формировании рудного поля сульфидные флюиды имели возможность распространения в плоскости разлома на необычно

большое расстояние и растекались в виде веерообразно расходящегося плоского потока. Расстояние горизонтального их проникновения по крайней мере в пять раз превышало их вертикальный прорыв, считая от корней. Аналогичным образом распространялись в плоскости глубинного разлома более ранние магмы альбитофира и более поздние (внутрирудные по времени вторжения) порфиритовые магмы.

Левихинское рудное поле. Левихинские колчеданные залежи в значительной мере отработаны и морфологически хорошо изучены. Исчерпывающее описание структур и геолого-генетических особенностей месторождения дано А. В. Пэком (1950). Мы ограничимся лишь дополнительными краткими сведениями, характеризующими общий морфологический тип рудного поля и взаимоотношения составляющих его залежей.

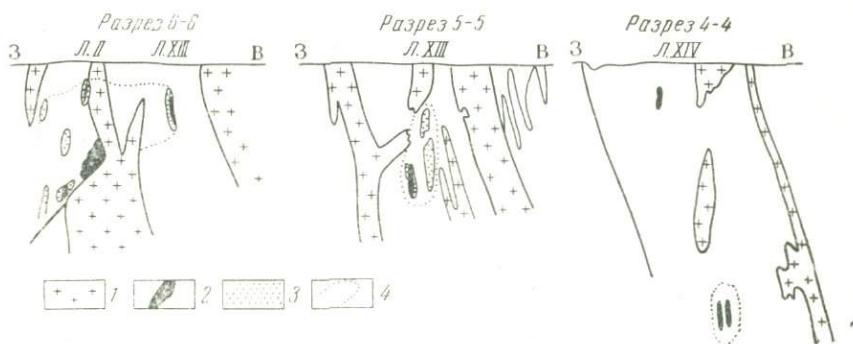


Рис. 21. Поперечные разрезы через Восточную рудоносную полосу Левихинского рудного поля

1 — альбитофиры; 2 — сплошные колчеданы; 3 — перебойные руды; 4 — контур рудного пучка

Изучение опубликованных материалов и более поздних данных разведки и эксплуатации месторождений показало, что рудное поле состоит из двух параллельных рудных зон, имеющих обособленные корни. Западная зона, включающая шесть месторождений (Левиха VI, IX, V, X, I—XI, IV—XII), представляет собой сложную линейную структуру, расчлененную многочисленными диагонально ориентированными дайковидными телами порфиров на блоки, вмещающие рудные тела. Последние в пространстве группируются в виде двух крупных роев, погружающихся под углами около 45° по простиранию зоны в северном направлении. Каждый рой имеет отчетливо обособленный корень на глубине более 1 км, так что в целом западная рудоносная полоса совмещает в себе два уплощенных рудных пучка. Южный пучок объединяет рудные залежи Левиха IV—XII и Левиха I—XI, а северный, погружающийся по склонению более круто, включает залежи Левиха V, IV и VI.

Восточная зона также объединяет систему колчеданных рудных залежей, которые в данном случае не выходят на эрозионный срез, так как в верхней части рудного поля погружаются по простиранию весьма полого. На сводных чертежах (рис. 21, 22) можно видеть проекции рудной зоны и составляющих ее тел. В южной части была расположена (ныне выработанная) серия залежей, заканчивающихся на глубине и вверху среди динамосланцев, содержащих вкрапленность сульфидов. К северу за дайкой порфирита располагаются другие залежи сплошных и вкрапленных («перебойных») руд. Погружаясь на глубину, залежи сужаются, приобретая неправильные и грушевидные формы. Они нередко выклиниваются тупо, в особенности в южном направлении (т. е. по восстанию).

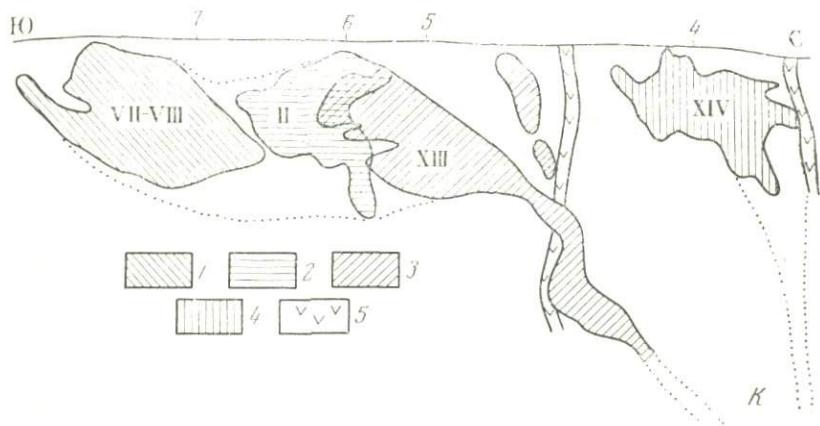


Рис. 22. Сводная продольная вертикальная проекция Восточной рудоносной полосы Левихинского рудного поля. Заштрихованы проекции колчеданных залежей («месторождений»): 1 — Левиха VII—VIII; 2 — Левиха II; 3 — Левиха XIII; 4 — Левиха XIV; 5 — дайки порфиритов

Сопоставляя сводную продольную проекцию (см. рис. 22) и поперечные разрезы (см. рис. 21), видим, что все вместе взятые колчеданные залежи (Левиха VII—VIII, II, XIII) образуют главную ветвь рудного пучка, имеющую пологое погружение южнее широтной дайки порфирита. Севернее дайки сильно сужающийся рудный пучок приобретает более крутое погружение. Обособленные массивные залежи и вкрапленники залежи Левиха XIV образуют вторую более круто погружающуюся ветвь пучка, ограниченную с севера еще одной дайкой порфирита¹. Общая картина сужения рудного пучка по мере его погружения на глубину хорошо видна при сопоставлении поперечных разрезов 6—6, 5—5, 4—4 и продольной проекции.

¹ По новейшим данным не исключено, что залежи Левиха XIV отвечают южной фронтальной части самостоятельного рудного пучка, корни которого лежат значительно севернее.

Таким образом, Левихинское рудное поле имеет по крайней мере три пространственно обособленных корня. Оно сформировано тремя независимо развивавшимися колоннами сульфидного флюида, которые круто поднимались с глубин в тех частях структуры, где меридиональные тектонические зоны пересекались субширотными порфирировыми дайками. На определенной глубине колонны флюида отклонялись в южном направлении, расширялись и разветвлялись на струи, все более при этом выполаживаясь. В этом отношении морфологические особенности левихинских рудных пучков повторяют общие закономерности формообразования асимметричных колчеданных полей.

А. В. Пэк уделял особое внимание изучению своеобразных блоковых форм и тупых выклинок колчеданных тел при соприкосновении их с порфирировыми дайками и другими породами. На основании изучения данных подземного картирования он пришел к выводу, что нормальное выклинивание колчеданных тел по простиранию или падению — явление исключительное и наблюдается лишь на флангах левихинских месторождений. Нормой же являются тупые выклинки и резкие контакты колчеданов с боковыми породами.

Эту поразившую его особенность рудных тел он объясняет следующим образом: колчеданные тела образовались путем замещения каких-то пород, которые были раньше пересечены этими дайками, а удивительная сохранность последних в колчеданных телах говорит о том, что эти не известные нам породы замещались значительно легче, чем породы даек (Пэк, 1950, стр. 267).

Однако, если учесть описанную особенность морфологии и погружения по простиранию левихинских рудных пучков, отмеченное свойство составляющих рудных тел не представляет ничего принципиально нового по сравнению, например, с рудными залежами Дегтярского, Блявинского, Николаевского и других месторождений. С явлениями блоковой, «сундучной», морфологии рудных залежей на колчеданных месторождениях мы встречаемся очень часто.

В условиях Левихинского рудного поля, представленного полого склоняющимися рудными пучками, горизонтальные и вертикальные сечения рудных тел не могут дать картины нормального выклинивания рудных тел. Подобное выклинивание должно быть свойственно лишь фронтальным частям пучков, т. е. в данном случае южным флангам месторождений, что фактически и подтверждено на Левихинском рудном поле. Кроме того, порфирировые дайки здесь (как и на многих других колчеданных полях) по падению уходят в область корней рудного поля.

Отсюда следует, что в определенных пределах сульфидные флюиды должны были инжецировать в породы вдоль даек (см. правую часть рис. 22). Поскольку форма рудных струй в нормальном сечении близка к изометричной, то и образуемые ими удлиненные по склонению столбообразные, грушевидные и иные рудные

тела в произвольном сечении (например, горизонтальном) неизбежно имеют блоковую форму и резкие ограничения. В этой связи не лишне еще раз отметить методическую необходимость изучения морфогенеза рудных тел в связи с изучением морфологии более крупных единиц — рудных полей.

Выводы

1. Выше были охарактеризованы как трехмерные геологические тела следующие колчеданные медные и полиметаллические месторождения, заключенные в вулканогенно-осадочных породах: Ле-

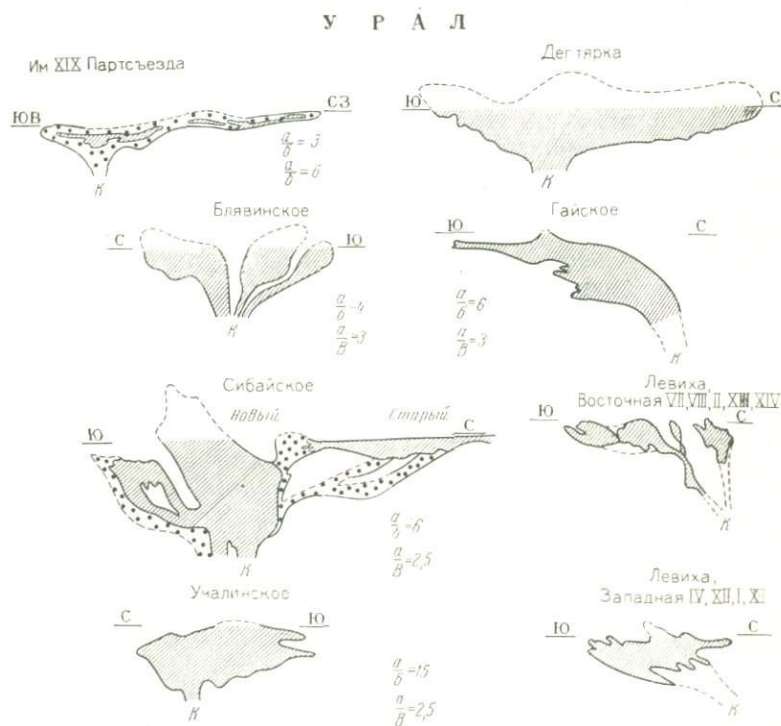


Рис. 23. Сравнение продольных проекций колчеданных медных и полиметаллических размеров строго

ниногорское, Золотушинское, Николаевское, Шемонаихинское, Зырянское, Березовско-Белюсовское (на Алтае); Акбастауское; Салаирские; Блявинское, им. XIX Партсъезда, Сибайское, Гайское, Учалинское, Дегтярское, Левихинское. Среди этих достаточно представительных рудных полей мы не встретили полного повторения стратиграфо-литологических, геолого-структурных и тектонических обстановок, при которых формировались рудоносные интруз-

живные комплексы и рудные месторождения. Это обстоятельство дает основание сделать заключение, что типизация рудных полей, основанная на учете тех или иных свойств геологической среды рудообразования, в лучшем случае предполагает создание очень громоздких классификаций, опирающихся на сотни примеров. Сколь угодно полный учет особенностей геологической среды и структурных условий рудообразования сам по себе совершенно недостаточен для решения задач по морфологии и генезису колчеданного оруденения, оценке возможной глубины его распространения и для классификаций полей с прикладными целями.

РУДНЫЙ АЛТАЙ



ЧИНГИЗ, САЛАИР



ских рудных полей Урала, Рудного Алтая, Чингиза и Салаира. Сравнительные не соблюдены

2. На всех рассмотренных рудных полях выявляется общая закономерность, состоящая в определенной взаимосвязанности систем рудных тел, закономерном их сближении и выклинивании в относительно небольших по размерам узлах глубинных структур — корневых частях рудных полей. Это явление рудного (рудно-магматического) пучка, свойственное колчеданным месторождениям, служит лучшим объективным доказательством эпигенети-

ского происхождения руд и глубинного источника рудообразующих растворов в вулканогенных формациях (Иванкин, 1965₁). Оно установлено для разных типов геологических структур и потому не может рассматриваться как явление производное только от структур. Напротив, структурные факторы лишь видоизменяют характер (форму) центробежно развивающейся рудно-магматической системы, но не определяют само явление рудно-магматического пучка.

3. Колчеданным и полиметаллическим рудным полям, заключенным в вулканогенных толщах, свойственны конические, плоские и комбинированные фигуры, причем морфологический тип поля непосредственно зависит от свойств геологической среды, ее динамики на уровне рудоотложения и характера структур. Наряду с двусторонними симметричными рудными полями, формируются несимметричные и односторонние, на которых главные массы руд отлагаются далеко в стороне от рудоподводящих каналов. Основные морфологические типы колчеданных полей переданы на чертеже в виде характерных сводных продольных проекций (рис. 23). Морфогенетическая интерпретация типовых фигур требует рассмотрения ряда общих вопросов и будет дана в конце работы.

4. Отношение колчеданного оруденения к магматизму на основе данных объемного изучения глубокоразбуренных рудных полей требует специального обсуждения и здесь не рассматривается. Однако следует отметить, что для рудных полей Южного Урала и Салаира намечается определенная приуроченность главных скоплений сульфидных руд к верхним (прифронтальным) частям субвулканических порфирировых комплексов, где массивные порфирировые залежи (шток-лакколитовой, дайковой субфации) сменяются фельзитами, эруптивными и эксплозивно-гидротермальными брекчиями, метасоматическими кварцитами, серицит-кварцевыми и другими измененными породами.

Эти широко проявляющиеся аутометасоматические изменения субвулканических пород повсеместно сопровождаются рассеянными сульфидными вкрапленниками, причем наряду с преобладающим пиритом (а иногда баритом) заметную роль играет сфалерит, реже халькопирит, галенит и другие минералы. Морфологические особенности ранней рассеянной сульфидизации изучены недостаточно, так как прямого практического значения она обычно не имеет. Однако можно считать, что эти ореолы в общем отвечают очертаниям гидротермально измененных магматических тел и окружающих их зон серицит-кварцевых пород.

Собственно рудные залежи, как и дайки порфирировых пород, образуются позже и локально накладываются на ореолы ранней рассеянной минерализации. На этом основании можно заключить, что ранние гидротермальные изменения пород (вместе с рассеянной сульфидизацией их) отвечают этапу аутометасоматической деятельности субвулканических магматических тел, которая осо-

бенно интенсивно проявляется во фронтальных частях порфировых комплексов.

Колчеданно-полиметаллические залежи и сопутствующие дайки порфиритов возникают позже, будучи продуктами специфических «рудно-магматических колонн», корни которых располагаются всегда в относительно глубоких частях субвулканических комплексов. На некоторых рудных полях определенно корни располагаются на уровне массивных относительно полно раскристаллизованных пород плагιοгранитпорфирового облика.

Рудные залежи и порфировые субвулканические интрузии характеризуются в целом конформными отношениями. Наиболее поздние члены рудоносных комплексов — дайки среднего и основного состава, напротив, в большинстве случаев дисконформны по отношению к порфирам и рудам. Все это говорит о близости времени формирования пород порфирового комплекса и колчеданных руд, о тесных генетических связях тех и других. Поздние порции средних и основных магм, формирующие дайки, хотя и являются составными частями комплекса порфировых пород, однако во времени отрываются от него больше, чем сульфидные руды. Они формируются в условиях значительной консолидации рудовмещающих толщ, уже после становления рудных залежей.

Описанные месторождения Рудного Алтая специфичны. Корни их залегают значительно глубже, чем у рудных полей Урала, Салаира и Чингиза. Интрузии рудоносного комплекса представлены относительно малыми телами, которые в пределах освещенных глубин не обнаруживают той зональной сопряженности с рудами, которая отмечена для Урала и Салаира.

Лишь на относительно мелкокорневых Николаевском и Ново-золотушинском рудных полях наблюдается «уральско-салаирский тип» тесных отношений порфировых интрузий и близких по возрасту конформных им колчеданных залежей.

2. СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЗАЛЕГАЮЩИЕ В КАРБОНАТНЫХ И КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ

Хорошо известно, что морфология сульфидных гидротермальных тел в карбонатных породах своеобразна. Если не иметь в виду вкрапленный тип минерализации в доломитах (тип рудных районов Три-Стэйт и Миссури в США), магматогенный генезис которого спорен, и некоторые типичные стратифицированные месторождения свинца и цинка, то для подавляющей массы промышленных свинцово-цинковых месторождений в известняках справедлив вывод о крайне сложной их морфологии.

Такие термины, как пластообразные, линзовидные и жилообразные залежи, для этих месторождений часто применимы лишь условно. Широко распространены «трубообразные», «червеобразные» и другие прихотливо ветвящиеся тела и залежи типа «манто» («лентовидные»), представляющие по существу разновид-

ность плоских трубообразных тел, согласных со слоистостью карбонатно-терригенных пород.

Характер ветвления секущих и согласных жило- и трубообразных тел в известняках нередко вызывает у геолога соответствующие аналогии, и такие образные выражения, как «рудное дерево», «древовидная рудная залежь», «рудный пучок» и им подобные в специальной литературе по месторождениям этого типа встречаются довольно часто.

Самыми общими особенностями морфологии сульфидных тел в известняках являются следующие: относительно небольшие по величине и обычно близкие по форме к изометричным поперечные сечения тел при значительной протяженности их по длине (трубы и «манто»); резкие границы рудных тел — массивные руды четко отделяются от пустой карбонатной породы одной поверхностью; неожиданные раздувы, тупые выклинки и разветвления тел, которые далеко не всегда имеют очевидные причины в виде влияния тех или иных структурных элементов вмещающих пород.

Своеобразная морфология рудных тел в известняках в теоретическом отношении еще ждет своего объяснения. Можно согласиться, что «...основную проблему трубообразных залежей составляет проблема пространства» (Мак-Кинстри, 1959, стр. 197). Гипотеза метасоматического замещения боковой породы сульфидными минералами не объясняет все стороны этого процесса. Однако и в данном случае морфогенез рудных тел является лишь частью более общей проблемы — морфогенеза рудных полей. Соответственно без рассмотрения сводных фактических материалов по морфологии взаимосвязанных систем рудных тел (т. е. рудных полей) в карбонатных породах затруднительно судить о происхождении форм отдельных тел.

Рассмотрим примеры, относящиеся к трем областям развития рудовмещающих карбонатных пород в СССР: Приаргунью в Восточном Забайкалье, Карамазару в Средней Азии, Северному Прибалхашью в Казахстане, а также зарубежные месторождения аналогичных формационных типов.

Восточное Забайкалье

Полиметаллический пояс Забайкалья, выделенный в 1932 г. С. С. Смирновым в междуречье Аргуни и Шилки, включает 29 рудных узлов, связанных с мезозойским тектоно-магматическим циклом. Полиметаллические месторождения, по данным С. С. Смирнова, Г. Л. Падалки, В. Н. Козеренко, В. С. Кормилицына, А. И. Кулагашева и других исследователей, пространственно тяготеют к периферическим частям юрского геосинклинального прогиба, где развиты прибрежные лагунно-континентальные отложения юры. Локализуются они преимущественно в карбонатных породах нижнего палеозоя — фундаменте геосинклинали и связаны структурно и генетически с интрузиями продуктивного

нижнекиммерийского комплекса — штоками и дайками диоритов, гранодиоритов, сиенитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, диабазов, лампрофиров.

Месторождения представлены следующими типами: арсенипит-пиритовым, буланжерит-галенит-арсенипитовым, галенит-сфалерит-пиритовым, галенит-сфалеритовым. В общем виде эти типы отвечают последовательным стадиям рудного процесса, при котором были образованы также различные переходные формации. В генетическом отношении месторождения также разнообразны, хотя большая часть их принадлежит к группе среднетемпературных образований.

В морфологическом отношении С. С. Смирнов выделял: трубчатые, неправильно гнездовые и т. п. тела в доломитах и известняках; «псевдопластовые» залежи и жилы на контактах или вблизи контактов известковистых и неизвестковистых пород; трещинные жилы, проходящие в разных породах. Исчерпывающая сводка фактических материалов по геологии и генезису этих месторождений дана им в специальной монографии (С. С. Смирнов, 1961). Структуры отдельных месторождений позже детально описывались В. М. Крейтером (1956) и другими геологами.

При изучении металлогенических карт разных рудных районов пояса выявляется очень яркая общая закономерность: роевая (кустовая) группировка «месторождений» в пространстве. Подмечена она была еще в прошлом веке А. Д. Озерским (1867), который по соподчиненности от крупных к мелким выделял «свиты», «группы» и «дистанции» месторождений.

С. С. Смирнов различал «рудные узлы», «группы», «участки». Так, например, в Черенско-Заводском рудном районе, где на площади 300 км² известно около 80 месторождений, по признаку пространственной сближенности и общности геологической позиции месторождений он выделял 10 рудных групп. В. М. Крейтер (1956) объединил их в два «рудных поля».

На примере Приаргуны легко убедиться, что роевая группировка руд и несколько (не менее трех) порядков ее прерывистости наблюдается повсеместно в полиметаллическом поясе. Однако до последнего времени закономерности эти по существу оставались не исследованными. В 1961 г. автор впервые предпринял попытку подойти к их выяснению с учетом опыта и результатов изучения рудноалтайских месторождений, ставя целью выявление глубинных связей систем близко расположенных рудных залежей и малых интрузий в известняках. Основное внимание при этом уделялось увязке ранее известных данных по строению верхних частей «рудных групп» С. С. Смирнова с данными по структуре нижних их горизонтов, полученными при буровой разведке и проходке подземных горных выработок в последние два десятилетия.

Так как к этому времени имелись все основания предполагать, что количество обособленных «месторождений» с глубиной будет

уменьшаться, а «рудные группы» скорее всего будут отвечать системам взаимосвязанных рудных зон, то представлялось необходимым проверить эти предположения путем фактических отстроек на нескольких представительных рудных группах. Первая публикация по Забайкалью на эту тему содержала программу нового исследования (Иванкин, 1962₂). Подобное исследование в течение 1961—1965 гг. выполнялось П. Ф. Иванкиным, А. И. Кулагашевым, В. А. Фаворовым, А. И. Ступиной, О. Н. Тарасюком по Акатуйскому, Кадаинскому, Октябрьскому, Центральному, Спасскому, Кличкинскому, Благодатскому, Воздвиженскому и другим участкам. Частично результаты ее были опубликованы А. И. Кулагашевым и другими (1963).

Ниже описывается несколько рудных полей Приаргунья, на примере которых достаточно полно раскрываются выявленные закономерности. В начале мы рассмотрим рудные поля, заключенные в мощных относительно однородных карбонатных толщах (нерзаводская и быстрихинская свиты), затем в толще, представленной чередованием карбонатных и терригенных слоев (алтачинская свита).

Акатуевское рудное поле. Общий структурный план рудного поля определяется взаимоотношением четырех крупных тектонических зон, нарушающих нижнепалеозойскую толщу известняков и доломитов с прослоями сланцев. Разломы сходятся в один узел на северном фланге поля и веерообразно расходятся в южном направлении. В поперечном разрезе они имеют встречное падение и, по-видимому, сходятся на глубине. К этим зонам приурочены многочисленные мелкие интрузии рудоносного комплекса, а также большинство рудных тел. Выделяется главная, западная и крайняя западная зоны, связанные между собой более мелкими нарушениями. Помимо зон разломов, важную роль в рудолокализации играли контакты карбонатных и песчано-глинистых пород, в особенности места выклинивания сланцевых пачек по простиранию в складчатой толще.

На участке между собственно Акатуевским и Восточно-Акатуевским месторождениями размещается более 40 рудных тел, которые образуют несколько четких группировок с определенными размерами и формой (в плане). Наиболее мелкие группировки на руднике называются «рудными участками», средние — «месторождениями», а вся совокупность рудных тел — рудным полем. Представляет значительный интерес выяснение соотношений между отдельными телами и их различными группировками.

Рассмотрим наиболее мелкие группировки на примере Первого, Второго и Третьего участков Северо-Акатуевского месторождения. Первый из них в плане представляет линейную рудную зону длиной 200—250 м, вмещающую три плоских рудных трубы, а в пространстве — структуру «рудного веера». Это случай «плоского рудного пучка», развившегося в плоскости одной тектонической зоны на контакте сланцев и известняков.

Второй и Третий участки имеют в плане не линейные, а близкие к изометричным очертания — эллиптические. Короткая ось эллипса около 150—200 м, длинная около 250 м. В каждом эллипсе заключено до 5—6 рудных труб, круто уходящих на глубину. До изученной глубины 300 м сближения труб как будто не отмечается, хотя часть труб на глубине выклинивается, сменяясь дайками порфириров.

Если рассмотреть взаиморасположение указанных трех участков и четвертого — Октябрьского, пространственно к ним близко прилегающего, то мы также очертим на карте рудоносную площадь, близкую по форме к эллипсу со средним радиусом около 500—600 м.

Поскольку главные рудоконтролирующие разломы имеют встречное падение, то с глубиной размеры эллипса несомненно уменьшаются, а рудные участки (группировки труб) сходятся. Не менее 15 рудных труб (и много даек) обнаруживают пучковую структуру, причем в пределах крупного пучка (со средним радиусом эллипса 500—600 м), который в данном случае получил название «месторождения», обособляются более мелкие «элементарные» пучки (третьего порядка), названные «рудными участками».

Следует отметить, что на глубине пучковая структура в данном случае изучена пока слабо. Дальнейшие поиски слепых рудных труб должны вестись при параллельном решении задачи о характере взаимоотношения на глубине «рудных участков».

На Акатуевском поле намечается два типа пучков: плоский (на эрозионном срезе дает линейную рудную зону) и конический (на эрозионном срезе дает фигуру круга или эллипса).

Благodatское рудное поле. Рудовмещающая структура представляет собой синклиналь, ядро которой сложено доломитами, а крылья — сланцами и мергелями. Она нарушена крупными субмеридиональными разломами, с которыми сопряжены диагональные трещины, и интродуцирована плагиогранит-порфирами и лампрофирами.

Благodatским месторождением называется совокупность рудных труб и гнезд, заключенных в смятых и окварцованных доломитах на южном склоне горы одноименного названия. Вся эта гора «...лизъявлена» крайне неправильной серией выработок, а с поверхности имеет почти сплошной покров из обрушин над старыми работами и отвалом» (С. С. Смирнов, 1961, стр. 114). В плане контур месторождения имеет форму эллипса с диаметрами 200 и 300 м. На глубине 170 м он уменьшается до 90×100 м. В этом контуре заключено на поверхности не менее 15—20 обособленных рудных тел. С глубиной количество рудных тел уменьшается, так как происходит выклинивание и соединение рудных труб по падению (склонению).

При этом, как установил М. А. Свирский, происходит характерный «перескок» слепых рудных тел с одних рудоконтролирую-

щих разломов (и мест их Т-образного сочленения) на другие, причем имеются минерализованные проводники, идущие от одной рудной трубы к другой. Аналогичным образом ведут себя дайки порфиритов, пространственно тесно связанные с рудными телами. В итоге вся система рудных тел с глубиной сближается, сменяясь на уровне нижнего горизонта несколькими более устойчивыми трубами, и приобретает определенное склонение к юго-востоку. Это склонение хорошо видно на продольной проекции древних работ, приведенной в книге С. С. Смирнова (1961, рис. 33). При подсечении более глубоких горизонтов месторождения оно полностью подтвердилось.

В 700 м к югу располагается Екатерино-Благодатское месторождение. На поверхности в его эллиптическом контуре (200 × 300 м) заключено более шести рудных тел, а на нижнем горизонте штольни — их два, причем эти относительно мощные устойчивые по падению рудные тела пространственно сближены. Рудный пучок, заключенный между поверхностью и горизонтом нижней штольни и имеющий древовидную форму, погружается круто к северо-востоку.

Таким образом, оба рудных пучка погружаются навстречу друг другу и сближаются в области (на местности участок пади), где интрузии рудоносного комплекса образуют сложный узел. Корневая часть системы рудных труб обоих месторождений располагается на неизученных пока глубинах около 600 м. В этом двустороннем пучке преобладают типичные рудные трубы, с которыми определенным образом комбинируются жиловидные тела, короткие по простиранию, но устойчивые и протяженные по склону. Во многом аналогично описанному Трех-Святительское рудное поле.

Кадаинское рудное поле. Это поле, широко известное отчасти благодаря уникальным бурундучным текстурам руд, было исследовано и описано В. М. Крейтером (1956) и С. С. Смирновым (1961). Оно залегает в нижнепалеозойских доломитизированных известняках и доломитах, содержащих прослойки филлитов. Рудное поле представляет собой меридиональный клиновидный блок доломитов, ограниченный с востока тектоническим разломом типа сдвига (зона смятия и брекчирования пород с горизонтальными бороздами скольжения), а с запад-северо-запада — пластом углисто-глинистых разливованных сланцев, который срезается зоной разлома. В этом блоке заключены рудные тела, главные из них Осиновский шток и Кадаинская жила. Вдоль зоны разлома, имеющей почти вертикальное падение, в доломит внедрились дайки гранит-порфира и спессартита. Последние широко развиты также в породах клиновидного блока, где находятся в чрезвычайно тесных структурных взаимоотношениях с рудами.

Шток галенит-сфалеритовых руд имеет в вертикальных сечениях форму клина, острием уходящего на глубину. Падает он к востоку (угол 70—75°), а склоняется к югу под углом около 60°.

Кадаинская сульфидная жила залегает в плоскости разлома. В поперечных разрезах она также падает к востоку, но значительно круче штока и потому с глубиной с ним сближается. В продольной вертикальной проекции жила имеет форму равнобедренного треугольника, обращенного на глубину острым углом. Другие более мелкие рудные тела (Спасский, Воздвиженский штоки и др.) располагаются в непосредственной близости от описанных и представляют собой боковые ответвления на верхних горизонтах от Асиновского штока.

В целом минерализованный блок пород имеет характерную форму уплощенного конуса. Важной особенностью этого однокорневого рудного поля, судя по его фигуре, является следующее: эрозийный срез здесь прошел сравнительно недалеко от корней поля. Поэтому горными выработками, ушедшими на Кадаинском рудном поле примерно на ту же глубину, что и на других рудных полях Приаргунья, вскрывается та часть поля, которая в других случаях пока не достигнута даже скважинами.

Контур уплощенного конического пучка на эрозийном срезе имеет размеры 350×100 м. На глубине 200—250 м пучок рудных тел фактически нацело выклинивается, сменяясь короткой (50 м) вертикально падающей зоной брекчий перекристаллизованного доломитизированного известняка, сцементированной кварцем, пиритом и анкеритом. С глубиной «...резко разубоживаясь... шток параллельно «окварцевывается», кроме того, более изобильным становится и турмалин» (С. Смирнов, 1961, стр. 252). Спессартиты, характерные и для верхней части месторождения, с глубиной увеличивают мощность и образуют сложные по форме «клубки» в месте выклинивания руд. Руды и спессартиты как бы проникают друг в друга, их контакты имеют необыкновенно прихотливые очертания; наблюдаются изолированные участки спессартита в руде, и наоборот.

Морфология Кадаинского пучка в схематическом виде передана на рис. 30. Коэффициент уплощенности поля $\frac{a}{b}$ равен примерно 4, а коэффициент вертикальной его протяженности $\frac{a}{\delta}$ составляет менее 1,5.

Трубообразные рудные тела, рудные штоки и группировки их в пределах конических по форме объемов минерализованных пород характерны для сравнительно однородных карбонатных толщ (быстрицкая и нерченско-заводская свиты), подвергшихся перекристаллизации. В хорошо расслоенных в структурном и литохимическом отношении карбонатно-терригенных толщах (отдельные части нерченско-заводской свиты и алтачинская свита) формируются рудные поля плоского типа. Помимо трубообразных тел, развивающихся в известняках и в этом случае, возникают лентовидные, пластообразные и другие их формы. Примеры полей подобного рода даны в табл. 1.

Некоторые параметры, характеризующие фигуры рудных полей
Нерченско-Заводского района (по А. И. Кулагашеву)

Морфологические типы полей	Размеры рудных полей, м		$\frac{a}{b}$	Глубина корневой части, м	$\frac{a}{v}$	Угол раско- дения по вос- станию руд- ных зон, град	Примеры полей
	длина	ширина					
Плоские не пол- ностью симмет- ричные	4500	100	45	1500	3	83	Воздвиженское
Плоские двусто- ронние симмет- ричные	4000	150	27	1500	2,7	73	Спасское
Конические	700	250	2,8	600	1,1	62	Благодатское

Воздвиженское рудное поле. По данным А. И. Кулагашева, оно располагается в нижней части нерченско-заводской свиты, представленной чередованием карбонатных и терригенных пород, собранных в синклиналию складку. Рудное поле представляет собой линейную зону, вытянутую вдоль согласных с простираем складки тектонических разломов, сопровождающихся оперяющими диагональными трещинами. Руды располагаются в горизонте белых и серых доломитов как в крыльях, так и в ядре складки в двух зонах послонных нарушений, отстоящих друг от друга на 10—20 м. Зоны эти более крутые вверху (60°) и пологие на глубине (20°), причем в местах перегиба зон увеличивается мощность рудных тел. Вдоль рудных зон повсеместно развиты брекчии, дайки фельзит-порфира и лампрофиры.

Общая длина рудного поля на поверхности равна 4,5 км, а на глубине 400 м примерно вдвое меньше. Построения показывают, что на глубине 1000 м длина рудного поля составит всего 300—100 м. Это явление обусловлено встречным весьма пологим склоением рудных залежей на противоположных флангах рудного поля, названных в прошлом самостоятельными месторождениями. Совершенно аналогичным образом ведут себя «дайки» (плоские мелкие штоки) диабазов, лампрофиров, фельзит-порфиров. Они также разветвляются вверх по восстанию и полого склоняются, образуя вместе с рудными залежами плоский рудно-магматический пучок, напоминающий веер.

Собственно Воздвиженское месторождение — часть поля длиной 1,6 км — представлено не менее 10 телами массивных руд трубо- и жилообразной формы. Наиболее крупные трубы на верхних горизонтах имели толщину до 20—50 м; с глубиной мощность быстро уменьшается. Однако на глубине около 200 м система наклонных извилистых труб переходит в залежи типа «манто» — пологонаклонные пластовидные тела; еще ниже эти последние вновь

сменяются трубообразным телом, которое является корнем всей чрезвычайно разветвленной на верхних горизонтах рудной залежи с общим склонением на северо-восток под углом 45° . Эта залежь имеет по склонению длину около 800 м, ширину вверху 500 м, а на глубине 80 м. Это довольно типичный плоский пучок, параллельно которому склоняются обособленные лентовидные рудные тела (рис. 24). Так, Юго-Западное месторождение — это полойная зона, включающая вкрапленно-прожилковые рудные тела, которая на продольной проекции имеет вид узкой ленты длиной около 1 км, уходящей по склонению в основание описанного рудного пучка. Следует заметить, что в поперечных сечениях этой лен-

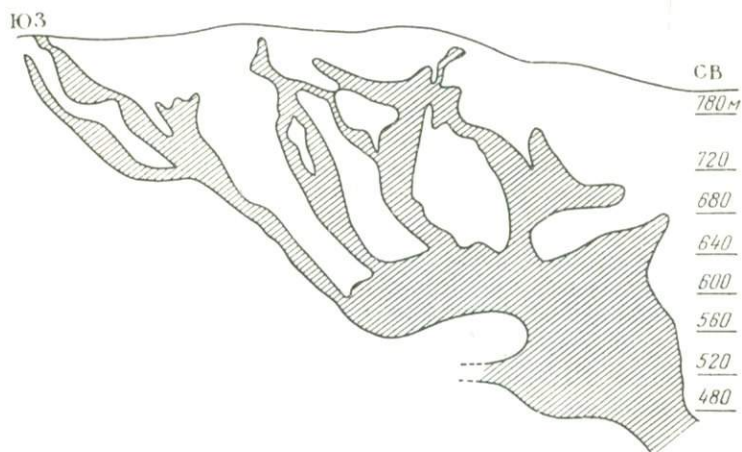


Рис. 24. Морфология главного рудного пучка Воздвиженского месторождения. Продольная проекция. По А. И. Кулагашеву

товидной зоны рудные тела весьма напоминают обычные «седловидные жилы» с той лишь разницей, что в данном случае, в отличие от классического (Бендига), они располагаются в шарнире синклинали, а не антиклинали.

Рудному полю в целом свойственна определенная зональность рудоотложения. На флангах поля проявляются преимущественно поздние минеральные ассоциации, в центральной части его совмещаются ранние и поздние из них. На флангах мышьяк почти полностью исчезает, но появляется в значительных количествах сурьма (сульфосоли). В прикорневой части поля развиты сильно мышьяковистые (за счет арсенопирита) богатые свинцово-цинковые руды, причем здесь для них характерен марматит, а на флангах — клейфан.

Описанная морфология и особенности внутреннего строения рудного поля свидетельствуют о том, что свинцово-цинковые рудоносные растворы на глубине более 300—400 м (от современного

эрозийного среза) проникали в плоскости зон разломов по узким щелям. Выше, в нарушенной слоистой толще, они, проникая вверх, одновременно значительно растекались на стороны по межслоевым швам, иногда почти горизонтально в местах флексуобразных изгибов слоев по падению, давая залежи типа «манто». Во многих участках растворы, проложившие еще более узкие пути в доломите в плоскостях секущих трещин и в местах их сопряжений, сформировали рудные трубы, разветвляющиеся вверх по восстанию. Фигура рудного поля в значительной мере определяется влиянием на распределение гидротерм в карбонатно-терригенной толще продольных разломов.

Спасское рудное поле. На участке Спасской горы в Нерчинско-Заводском районе С. С. Смирновым (1961) описана линейная рудная зона, вмещающая десятки рудных «приисков», среди которых впоследствии были детально изучены Спасское, Центральное и Октябрьское месторождения. Все рудопроявления и месторождения приурочены к сильно нарушенному пласту известняков и доломитов, залегающему в крутопадающей песчано-глинистой толще. Вдоль пласта на значительном расстоянии проходит мобильная тектоническая зона, которая вмещает интрузии рудоносного комплекса — штоки и дайковые тела граносиенит-порфиоров, гранодиоритов и др.

Известняки и доломиты подвергались вначале интенсивной пластической деформации, локальному скарнированию, затем — растрескиванию. Вблизи интрузивных штоков они местами замещены гранат-эпидотовыми скарнами с магнетитом и сульфидами и почти повсеместно окварцованы. Четко выражено избирательное их оруденение при резком преобладании прожилково-вкрапленных руд над сплошными. При анализе разведочных материалов по Спасской гряде оруденелых известняков выявляется два рудных пучка: Октябрьский и Центрально-Спасский (рис. 25). Морфология их различна и, по-видимому, прямо зависит от степени консолидации боковых пород при дорудной термальной перекристаллизации и окремнении их.

Собственно Октябрьский пучок имеет длину по простиранию около 3500 м и состоит из пяти жилообразных рудных зон. Последние в плане сближаются в северо-восточном направлении и сходятся в один узел на контакте штока гранодиоритов. При этом сульфидные зоны сменяются скарнами. Развитие рудных зон в виде веера, в центре которого размещается интрузивный шток, окаймленный скарнами, является характерной особенностью структуры месторождения. На отдельных участках рудные зоны согласны с вмещающими породами, однако в целом по отношению к простиранию известнякового пласта они секущие.

По мере углубления пять обособленных рудных зон (в контуре 300×150 м) сближаются, укорачиваются и соединяются. Лампрофировые дайки ведут себя аналогичным образом, причем нередко

они как бы сменяют рудные тела по падению¹. Фигура Октябрьского пучка уплощенно коническая с параметрами $\frac{a}{b} = 2, \frac{a}{c} = 1$ и общим склонением под углом 50—55° в сторону корней интрузивного штока. Стадии минерализации, наложившиеся на ороговикованные породы, развивались в следующей последовательности: скарновая, кварц-карбонат-сульфидная (пирротин, арсенопирит, пирит), пирит-сфалерит-буланжеритовая, карбонат-буланжерит-галенитовая.

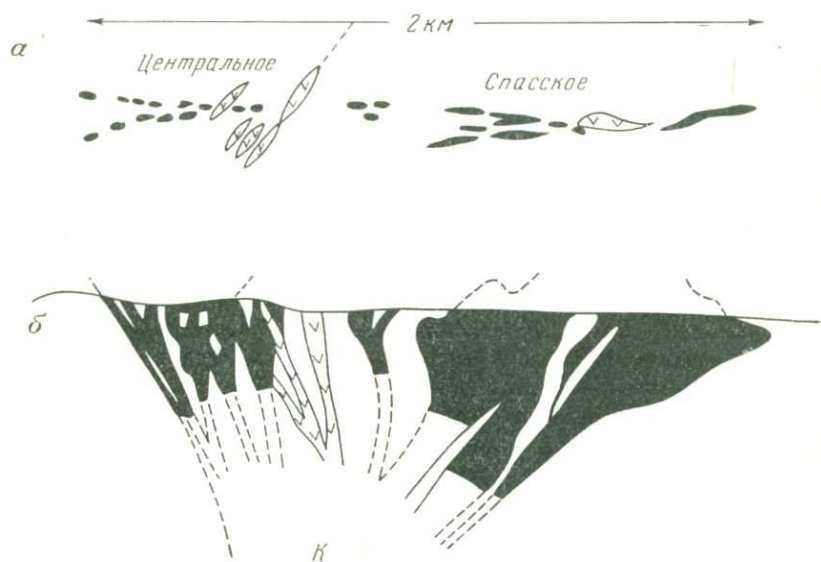


Рис. 25. План (а) и сводная продольная проекция (б) Центрально-Спасского рудного пучка. По А. И. Кулагашеву

Большая группа описанных С. С. Смирновым приисков (Спасское, Близь-Третьеспасское, Доронинская шахта, Близь-Доронинский, Третье-Спасское, Вершинно-Спасское, Перво-Второ-Спасское, Центральное-Ивановское, шурфы № 12 и 24, Старозерн-туевское и др.) образуют единую зону протяженностью 2400 м и известную теперь под названием Центрального и Спасского месторождений (см. рис. 25). Рудные тела располагаются как на контактах пласта известняков с терригенными породами, так и внутри его, причем слабая минерализация прослеживается почти непрерывно, а кондиционные руды образуют несколько обособленных ветвей.

¹ Подобное явление наблюдается на многих полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья.

Предполагавшееся в процессе буровой разведки устойчивое залегание руд (в виде протяженных зон) на Центральном месторождении не подтвердилось при последующих штольневых работах. «Зоны» распались на плоские трубчатые тела (сечения 50×10 м, 20×4 м и подобные), вся система которых по данным горных работ погружается на северо-восток, т. е. под Спасское месторождение. Северо-восточный фланг этого последнего хорошо разбурен на глубину. Надежно установлено его юго-западное погружение.

Увязка всех рудных тел Центрального и Спасского месторождений, взятых в трех измерениях, дает фигуру плоского веерообразного пучка, корневая часть которого располагается, по видимому, на глубине 1000—1200 м от современного эрозионного среза. Каждое отдельное месторождение также имеет форму пучка и потому с глубиной горизонтальные размеры его уменьшаются.

Для рудного поля в целом А. И. Кулагашевым установлена закономерная «центробежная» смена минеральных зон. При движении от корней рудного поля к его флангам пирит-пирротиновые и пирит-арсенопиритовые руды со сфалеритом и буланжеритом сменяются минерализацией более поздних стадий: пирит-буланжерит-сфалерит-галенитовыми, пирит-сфалерит-галенитовыми и другими рудами, содержащими клейофан и антимонит. Ранние стадии локализовались преимущественно в прикорневой части поля, поздние — распространялись почти повсеместно в его пределах. Поэтому явления телескопирования минерализации (с возникновением своеобразных сурьмянисто-мышьяковистых колчеданно-полиметаллических руд) весьма отчетливы в прикорневой части и практически отсутствуют на флангах поля.

Кличкинское рудное поле. Названное поле располагается в алтачинской толще филлитов, кварцитов и доломитов, прорванной гранитоидными интрузиями. Оно весьма подробно было описано С. С. Смирновым. Позже месторождения детально разведывались на нижних горизонтах горными выработками и буровыми скважинами. С. С. Смирнов, отмечая особенности руд, содержащих помимо обычных галенита, сфалерита, пирита, арсенопирита и буланжерита, также шеелит, топаз, аксинит, слюды, зеленый турмалин, писал: «Своеобразна намечающаяся как будто бы некоторая зональность главных рудных скоплений, а именно — переход от высокотемпературных ассоциаций к более низкотемпературным с юго-востока на северо-запад. Так, это имеет место в Кличкинском месторождении, где северо-западная оконечность... несет руды, совершенно лишенные топаза, турмалина, слюд и т. п., но заключающие барит и своеобразный «поздний» кварц. Аналогичное мы имеем и для «главной рудной линии» группы, линии, по которой расположены Савинское 5 и Почекуевское месторождения» (С. Смирнов, 1961, стр. 368).

Предполагалось, что месторождения группы были созданы «рудными потоками», которые шли из диоритовой интрузии. Эти

предположения находят подтверждение при анализе строения глубинных частей поля, которое в целом представляет собой очень своеобразный рудно-магматический пучок комбинированного типа. Он состоит из трех ветвей: северной (субширотной), центральной (меридиональной) и южной (субширотной). Каждая ветвь рудного поля представляет собой плоский пучок длиной около 1,5—2 км, полого погружающийся в сторону общей для них корневой области — к диоритовому штоку (Иванкин, 1962₂ рис. 5, 6, 7).

Северный пучок включает Старо-Почечуевское, Ново-Почечуевское и Переходное месторождения (Адамовский прииск). Он имеет вид линейной рудной зоны длиной 1600 м, погружающейся к юго-востоку под углом от 10 до 30°. Многочисленные маломощные рудные тела, короткие по падению, но протяженные по склонению (т. е. имеющие лентовидную форму), погружаются под такими же углами. По склонению они уходят на значительную глубину и притыкаются к северному контакту штока кварцевых диоритов. История разведки пучка поучительна в том отношении, что без учета явления пучка и закономерностей пологого погружения на глубину рудных лент даже густая сетка скважин не гарантирует полноценность разведки месторождения.

Центральный пучок содержит основные скопления руд и активно эксплуатируется в настоящее время. Детальные материалы, составленные Б. П. Савиным и другими геологами, позволяют получить полное представление о его внутреннем строении. Пучок включает в себя Первое и Второе верхние тела, Савинское месторождение № 5 и залежь Южную. Судя по данным горных выработок, он состоит из большого количества жило- и линзовидных тел и плоских рудных штоков, вся система которых падает очень круто, но погружается к югу полого (под углом 25—45°).

Взятые вместе рудные тела образуют зону шириной (в плоскости падения) около 200 м на глубине и более 500 м в верхней части. Сохранившаяся от эрозии часть пучка имеет длину по склонению 1400 м (до известной глубины). По-видимому, значительная часть его эродирована. При прослеживании рудных тел по восстанию видно, что количество их возрастает за счет разветвления зоны и отдельных рудных тел (Архангельская, 1963, фиг. 37 и 38).

Аналогичные в основных чертах строение и протяженность имеет *Южный пучок*, который объединяет: Кличкинский прииск, Савинское месторождение № 2, Колчеданный прииск и многие другие. Этот пучок рудных тел (и даек гранитоидов) при крутом северном падении полого (10—20°) погружается в плоскости падения к востоку, уходя в область главного разлома.

Взаимоотношение описанных трех рудных зон в пространстве определяется положением Кличкинского разлома и штока рудоносных кварцевых диоритов, сложно разветвляющегося вследствие сопряжения с этим разломом складчатых структур и более мелких субширотных нарушений. Наблюдается довольно строгая со-

подчиненность морфологии и размещения описанных зон и контактовых поверхностей штока. Круто уходящая на глубину часть штока непосредственно прилегает к разлому и как бы ограничивается с трех сторон рудными зонами. Корневые части пучков располагаются в месте сочленения штока и разлома на глубине порядка 500—700 м. С. С. Смирнов полагал, что рудные потоки, сформировавшие сульфидные залежи Кличкинского поля, шли «...из какого то центра, приуроченного к главной диоритовой интрузии» В. В. Архангельская (1963) на основании некоторых данных, говорящих в пользу возможного докиммерийского возраста диоритов, склонна отрицать связь с ними оруденения Кличкинского поля. Вопрос этот в настоящее время однозначно не решается. Помимо отмеченных связей следует учитывать, что в строении кличкинских рудных пучков местами принимают участие лентовидные залежи грейзенизированных гранитов, а также дайки порфиритов, секущие диориты. Поэтому нельзя исключать случай структурного совмещения разновременных интрузивных комплексов в тектонической структуре длительного развития.

На примере Кличкинского рудного поля можно видеть некоторые закономерности развития рудно-магматических систем в сопряженных тектонических структурах. Магмы ранней главной фазы прорываются с глубин по зоне главного разлома и дают выше сложно разветвляющиеся тела, морфологически подчиненные структурам сопряжения. Аналогичная закономерность уже отмечалась для Березовско-Новоберезовского поля. Более поздние жильные интрузии и гидротермальные струи, отходя от основного глубинного канала, также разветвляются по мере движения вверх и в верхних частях структуры дают пологонаклонные к горизонту протяженные пучки. Зональность оруденения в Кличкинской структуре, в частности соотношение флюоритовой, цеолитовой, свинцово-цинковой, мышьяковой и железорудной (пирит, пирротин, магнетит) минерализаций, с учетом выявленной фигуры поля специально не изучалась. Однако известно, что марматит-пирротиновые руды свойственны глубокопогруженным частям центральной зоны, а низкотемпературная минерализация типична для фронтальных верхних частей ее.

Казахстан и Средняя Азия

Рассмотренные выше рудные поля киммерийского возраста, по мнению автора, важно сравнить с аналогичными (по типу минерализации, литологическим и другим физико-химическим условиям процесса рудоотложения) полиметаллическими месторождениями герцинского возраста. С этой целью ниже сведены фактические данные по Акджальскому и Ачисайскому (Казахстан), Кансайскому и Курусайскому (Средняя Азия) рудным полям. Примеров этих еще недостаточно для типизации фигур рудных полей мезозойского и герцинского возрастов, но они свидетельствуют в пользу

общности главных механизмов формирования гидротермальных тел и их систем в карбонатно-терригенных смятых толщах.

Акджальское рудное поле. Это поле является характерным представителем полиметаллических месторождений Центрального Казахстана. Оно сложено известняками, частью скарнированными, и песчано-сланцевыми породами верхнего девона и карбона, прорванными небольшими штоками и дайками диоритовых порфириров, монцитит-порфириров, сиенит-порфириров, диабазовых порфириров. Складчатые породы нарушены мощным широтным разломом, который вместе с сопряженными зонами межпластового дробления служит наиболее важной рудоконтролирующей структурой.

По И. И. Боку и Л. А. Мирошниченко (1958), оруденение среднекарбонového возраста относится к полиметаллическому скарно-во-карбонатному типу. Существенно цинковые руды с галенитом, баритом и умеренным количеством пирита залегают в мраморизованных известняках и тяготеют к контакту их с силикатными породами. Морфология рудного поля схематически передана на рис. 26.

Длина поля на эрозионном срезе составляет около 4 км, по отношению к выходам интрузивных штоков поле несимметрично: восточная часть составляет 3 км, западная 1 км. В поперечных разрезах форма рудной зоны по длине закономерно изменяется, что хорошо видно на рис. 26. Вблизи интрузивных штоков, с двух сторон «сжимающих» зону, последняя имеет почти вертикальное падение, плитовидную форму и разветвляется вверх по восставанию. На крайнем восточном фланге, в складчатых известняках, она представлена последними пологими залежами. В промежуточных разрезах наблюдается постепенное укорачивание зоны по падению и переход вертикальной рудной ленты в распальцованную многоэтажную систему пологих лентовидных тел, конкордантных со складчатостью.

При изучении сводной продольной проекции, видно, что рудная зона лишь в незначительной степени затронута эрозией сверху, а по падению повсеместно выклинивается нормально. Исключение представляет лишь малый по длине интервал в месте сочленения зоны со штоками диорит-монцититовых пород, где самые глубокие разведочные скважины не вышли из пределов зоны.

Следует обратить внимание на закономерный характер верхнего и нижнего контура выклинивания руд. Если не принимать пока в расчет крайний фланг, где «седловидные жилы» получили обратное (восточное) склонение, то остальная часть рудной зоны длиной около 3 км имеет форму веера, основание которого приходится на упомянутый участок необычно большого погружения руд на глубину. Восточный и западный фланги этого «рудного веера» имеют встречное склонение и очевидную тенденцию к погружению на глубину к штокам. Последние на глубине сближаются и, вероятно, соединяются.

Таким образом, корневая часть рудного поля — это узко локальный узел, располагающийся на глубине свыше 600—700 м в месте сочленения продольного разлома с интрузивом. Только из этого узла линейной рудоносной структуры могли поступать с глубин минерализующие растворы, сформировавшие как западный, так и восточный фланги рудного поля. Помимо рассмотренных морфологических соотношений, это подтверждается зональностью ору-

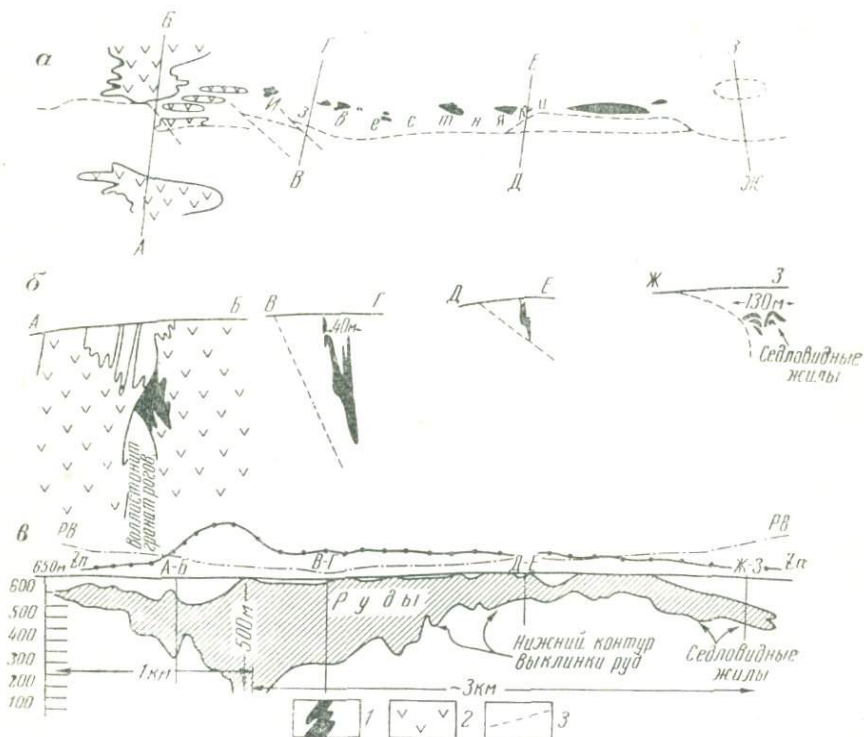


Рис. 26. Морфология Акджалского рудного поля. План (а), разрезы (б) и продольная проекция (в). По материалам В. В. Колесникова
 На продольной проекции даны графики изменения содержания Pb и Zn
 1 — руды; 2 — кварцевые дисрит-порфиры, монцит-порфиры; 3 — взбросо-сдвиги

денения, которая на представленной схеме отображается изменением относительных содержаний цинка и свинца по простиранию зоны. Максимальное отложение цинка имело место в прикорневой части рудной зоны, оно постепенно снижалось к обоим флангам и на флангах было минимальным; содержание свинца, напротив, относительно увеличивается на флангах поля и снижается вблизи интрузивных штоков.

В целом фигура описанного рудного поля характеризуется чрезвычайно большим коэффициентом уплощенности и малым ко-

эффицентом вертикальной протяженности. Его параметры таковы: $\frac{a}{b}$ не менее 100, $\frac{a}{v}$ не менее 5. Угол расхождения рудных струй выше корней рудного поля по простиранию линейной зоны составлял: на глубине 700—600 м около 90°, выше — до 140—160°; на флангах зоны рудные растворы двигались в горизонтальных и диаметрально противоположных направлениях, местами давая затеки вниз в лимбах складок. Близким морфологическим аналогом Акджальского рудного поля являются Дегтярское на Урале и Спасское в Забайкалье.

Ачисайское (Турланское) рудное поле. Как и другие аналогичные рудные поля в хребте Каратау, оно приурочено к слоистой интенсивно смятой карбонатной толще. Подобно рудному району Миссисипи—Миссури изверженные породы, за исключением единичных даек порфиритов, здесь отсутствуют не только на рудном поле, но и на значительном от него удалении. Рудовмещающая толща в основании представлена брекчией турнейских известняков и доломитов, сцементированных карбонатами со слабым свинцовым оруденением. Выше залегают массивные и грубослоистые доломиты (содержащие основные скопления руд), которые вверх по разрезу сменяются тонкослоистым и полосчатым известняком.

По данным В. Г. Ли и В. И. Степанова (1947 г.), породы слагают крупную брахисинклиналь, нарушенную широтным разломом. С ним сопряжены многочисленные более мелкие разрывы — сдвиги и надвиги, — контролирующие рудную минерализацию. Все рудное поле подстилается межпластовой брекчией, возникшей, вероятно, при тектонических движениях по главному разлому.

На рудном поле известно 37 рудных тел сложной формы и самых различных размеров. В основном они отработаны. Характерны неправильные жилеобразные тела, трубы с резкими раздувами и боковыми апофизами. Длина тел по простиранию (при очень пологих погружениях) варьирует от 20 до 750 м, по падению — от 10 до 370 м, а мощность — от 0,5 до 20 м. Тела имеют различное падение, однако склоняются все в одну сторону — на запад. В восточной части поля угол склонения равен 30—50°, в западной 10—20° и иногда меньше. Анализ размещения рудных тел в пространстве выявляет резко асимметричную фигуру рудного поля, которая иллюстрируется здесь сводной продольной проекцией (рис. 27).

Рудное поле лишь в малой степени эродировано и имеет общее пологое склонение. Поэтому на вертикальных поперечных разрезах видим почти не искаженное проектированием поперечное сечение его фигуры. Оно изометрично, близко по форме к окружности или округленному многоугольнику. В продольной проекции фигура поля сужается под острым углом в сторону погружения и, таким образом, в целом имеет вид острого конуса. Эта в общем довольно правильная фигура заметно усложнена лишь на одном участке со стороны всяческого бока, где некоторые рудные

кономерном развитии потока рудных растворов в пространстве. Поток флюида, проникавший в основание рудного поля по пологонаклонной тектонической зоне в виде узкой струи, сохранил свое основное направление и вверх, однако по мере восстания он сильно расширяется и разветвляется, используя при этом тектонические трещины самой разной ориентировки. Это разветвление закономерно в том отношении, что боковые струи флюидов не уходили в сторону далее определенной воображаемой поверхности, у которой прекращалось оруденение.

Фигура поля, построенная по крайним выклинкам рудных тел в каждом поперечном сечении, характеризует в конечном счете морфологию всего потока флюидов, создавшего рудное поле, в данном случае — коническую. Следует подчеркнуть, что в толще известняков нет никаких структурных поверхностей, которые бы прямо образовывали эту коническую поверхность. Напротив, рудовмещающие трещины, как правило, уходят за границу поля, не изменяя элементов залегания, а коническая фигура в целом косо ориентирована к напластованию известняков.

Для гидротермальных полиметаллических месторождений, залегающих в известняках, конический тип фигуры рудного поля, создаваемый трубообразными и лентовидными залежами, надо считать вообще характерным. Таковы, например, «рудные деревья» Кансая в Средней Азии, рудные пучки на месторождениях Мексики и в других районах. Несколько характерных примеров таких полей были детально исследованы А. И. Кулагашевым и другими (1963) в Забайкалье. Особенностью Ачисайского конического рудного поля является необычно пологая ориентировка фигуры поля по отношению к горизонту, близко напоминающая рассмотренную выше аналогичную ориентировку Белоусовско-Глубокоочанской системы лентовидных тел, а также рудный пучок Центральной Юрики (Мак-Кинстри, 1959). Последний напоминает Ачисайское рудное поле даже морфологически.

Интересны в морфологическом отношении полиметаллические месторождения Кураминской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня, представленные высокотемпературными скарновыми, а также средне- и низкотемпературными свинцово-цинковыми и мышьяково-полиметаллическими рудами с кварцем, баритом, маршаном. Генетически они связываются многими исследователями с верхнепалеозойскими интрузиями гранит-порфиоров, гранодиорит-и-сиенит-порфиоров, аляскитов и различных порфиритов. Для месторождений, заключенных в известняках девона и карбона, здесь также характерны трубообразные ветвящиеся залежи сплошных руд и зоны вкрапленников. В осадочно-вулканогенных породах верхнего палеозоя и в гранитоидах получают развитие трещинные жили и минерализованные сколовые зоны.

Кансайское рудное поле. Рассмотрим несколько примеров, относящихся к так называемому Кансайскому рудному полю, пользуясь при этом опубликованными работами института ИГЕМ

(В. М. Бабенко, Ф. И. Вольфсон, В. Н. Левин, В. Н. Титов и др., 1965), а также статьей П. А. Шехтмана, П. А. Поварова, Т. М. Марипова (1962). В пределах этого «рудного поля», локализуясь в известняках вдоль дизъюнктивов, расположены месторождения: Королево, Окурдован, Южная Дербаза, Северный Кентау, Кансай, Новый Камарский, Шевчуновское. Каждое из этих месторождений пространственно обособлено и представлено самостоятельной системой рудных тел.

Месторождение Центральный Кансай представлено двумя участками — собственно Кансайским и Южно-Дербазинским. Рудные тела контролируются трещинами северо-восточного и широтного простираний, которые сопряжены с крупным надвигом и развита в его висячем боку.

На блок-диаграмме месторождения Центральный Кансай (рис. 28) видно сопряжение разломов Четка и Главного, определяющих связь рудных тел на глубине. «Большая часть рудных тел находится на верхних горизонтах месторождения, с глубиной они выклиниваются, либо причленяются к главным рудным телам... Рудные тела, имеющие на верхних горизонтах форму уплощенных трубчатых тел, по падению постепенно приобрезают форму типичных труб и на более нижних горизонтах причленяются к главным трубообразным рудным телам 04—2 и частью Четка-1» (Бабенко, Вольфсон и др., 1965, стр. 42).

Еще ниже предполагается соединение этих рудных тел между собой и с рудным телом Новое с образованием одной крутосклоняющейся рудной трубы. Одновременно эти исследователи отмечают, что залежи на всем протяжении сложены массивными, а по периферии вкрапленными сфалерит-галенитовыми рудами, ассоциирующими с андрадит-салитовыми скарнами. С глубиной количество пироксена уменьшается, а граната увеличивается.

На блок-диаграмме, составленной Ф. В. Козловым (Бабенко, Вольфсон и др., 1965) для месторождений Кансай и Западный Кансай, можно видеть, что не менее пяти ветвящихся вверх трубообразных тел имеют склонение, направленное к одному участку, находящемуся на глубине свыше 500—600 м в зоне Южно-Дербазинского надвига. Ф. И. Вольфсон указывает, что для трубообразных рудных тел собственно Кансайского месторождения характерно следующее: их суммарная площадь сечения сохранялась значительной (600—700 м²) до глубины около 260 м, а ниже начала резко сокращаться.

Месторождение Западный Кансай, разветвленное в верхних горизонтах, на глубине сменяется одной вертикальной трубой, уходящей в область общего корня. Более поздние данные разведки показали, что на глубине, в области сопряжения сколовых нарушений с Главным надвигом, произошло повторное увеличение площади оруденения за счет появления скрытых рудных тел (Шехтман и др., 1962).

На разрезе (рис. 29), составленном Т. М. Мариновым, можно видеть, что весь рудный пучок, включающий около 13 рудных тел,

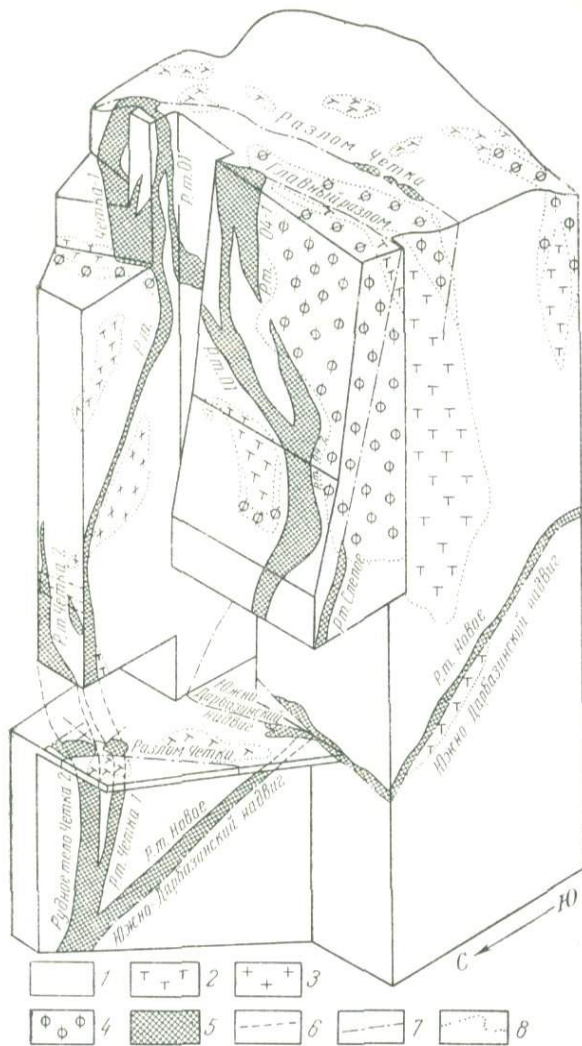


Рис. 28. Блок-диаграмма месторождения Центральный Капсай. По В. М. Бабенко

1 — известняки, 2 — сиениты, 3 — гранодиорит порфиры, 4 — флоголитовые скарпы, 5 — сульфидные руды, 6 — след рудных тел в пространстве, 7 — разрывные нарушения, 8 — границы пород

имеет как бы двухъярусное строение. Верхняя часть его имеет древовидный характер. На глубине, судя по разрезу, имеется вто-

рой пучок рудных тел. Оба элементарных пучка соединяются вертикальными трубами, имеющими сравнительно устойчивые поперечные сечения. Содержания свинца и цинка в рудах относительно постоянны.

Рудные трубы, связывающие элементарные пучки, как и дайки сиенит-диоритовых порфиров, имеют вертикальное падение. Принимая за корневую часть пучка наибольшую глубину, указанную на разрезе (см. рис. 29), мы можем измерить средний угол расхождения конического пучка; он равен около 40° . Углы разветвления «рудных стволов» в верхней части месторождения варьируют в пределах от $10-20$ до $80-90^\circ$. Наиболее мощные рудные тела (Северное, 04, 01) разветвляются под углом, близким к прямому.

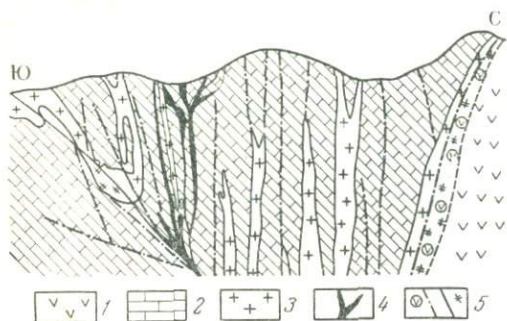


Рис. 29. Геологический разрез через месторождение Кансай. По Т. М. Марипову

1 — эффузивные породы, 2 — известняки, 3 — сиенит-диоритовые порфиры, 4 — рудные тела, 5 — тектонические нарушения

несколькими вертикально падающими рудными телами, развитыми вдоль контактов даек монцонит-порфира. Эти дайки и рудные тела подходят к зоне надвига и рудному телу Южной Дарбазы на глубине около 300 м. Вся система рудных тел обоих месторождений (6—7 рудных тел выше седьмого горизонта), даек монцонит-порфира и пиритизированных зон образует характерную фигуру пучка с углом расхождения крайних ветвей около 45° .

Рассмотренный пример Центрального Кансая показателен в том отношении, что вся описанная система «участков» и «месторождений» в действительности представляет единое сложное древовидное рудное тело, разветвляющееся вверх по восстанию столь значительно, что единство его стало выявляться лишь при детальном изучении глубинных зон рудного района. Подобная система, поскольку для нее доказывается общность глубинных корней, по нашему мнению, и должна быть названа рудным полем (в данном случае третьего рода). По опубликованным данным, к сожалению, нельзя установить характерные для него количественные параметры, в частности, соотношения вертикальных и горизонталь-

Южно - Дарбазинский участок, по Ф. И. Вольфсону (1951), представлен тремя рудными телами, из которых так называемое Нижнее залегает непосредственно в зоне Южно-Дарбазинского пологопадающего надвига. От него в висячий бок примерно на глубине 180 м отходят более крутые Среднее и Верхнее рудные тела. Месторождение Северная Дарбаза представлено не-

ных размеров фигуры поля, однако принадлежность последней к типу конических крутосклоняющихся не вызывает сомнений.

Курусайское месторождение. Это месторождение описывается как пример группировки сульфидных рудных тел, заключенных в известняках, окруженных изверженными породами. На главном рудном участке, в эллиптической контуре 120×150 м, с поверхности известно более 10 рудных тел. Подземными работами установлено, что все они имеют трубообразную форму и сложены полиметаллической рудой с андрадитом, магнетитом, пирротином, пиритом, сфалеритом, галенитом. На участке присутствуют небольшие интрузивы порфириров и микродиоритов, которые контролируются теми же тектоническими нарушениями, что и рудные тела. Главный разлом в плане образует подковообразный изгиб, повторенный дайкой порфира. В зоне этого разлома располагается столбообразное рудное тело № 1, выходящее на эрозионный срез примерно в центре рудной площади. Все остальные рудные тела могут рассматриваться как его ответвления, отходящие в стороны в плоскости зоны разлома и в бока ее.

При сопоставлении плана поверхности и поперечных разрезов установлено, что система рудных тел заключена в блоке пород конической формы. Своей вершиной конический блок погружается в зону главного рудоконтролирующего разлома на глубине свыше 200 м. Блок несколько уплощен так, что нормальное его сечение на эрозионном срезе¹ имеет не круговое, а эллиптическое сечение. Длинная ось эллипса совпадает с направлением главного разлома, это указывает на преимущественное проникновение гидротерм при восстающем движении в плоскости этой зоны. Интрузивные породы участвуют в структуре «рудно-магматического пучка». Микродиориты, как и руды слагают, по-видимому, столбообразные залежи, а порфиры—дайки, далеко уходящие по простираанию за пределы рудоносного участка.

* * *

Подобные примеры описаны и в других районах. Так, характеризуя структуры гидротермальных месторождений, Г. Мак-Кинстри (1959) уделял много внимания проблеме «рудных пучков», трубообразных форм рудных залежей и «манто» в карбонатных породах. Впервые термин «рудный пучок» в американской литературе употреблен Л. Грейтенем в 1933 г. применительно к месторождению Морокоча (Перу), где группы разветвленных вверх рудных тел на глубине переходят в небольшую компактную залежь типа «манто». Грейтон и Беррелс, П. Биллингслей и А. Локк, а также В. М. Крейтер (1940) так называют связанные между собой группы рудных тел, разветвляющиеся вверху подобно ветвям дерева. Рудные пучки описаны в районе Тинтик (Юта, США),

¹ При вертикальном погружении конического блока эрозионный срез его отвечает нормальному сечению.

Юрика (Невада, США), Бисби (Аризона, США) и во многих других районах. В Голдфилд (Невада, США) согласно П. Биллингслею и А. Локку главный рудный пучок ответвляется вверх от корня, залегающего в породах фундамента на глубине 450 м; вблизи поверхности ветви пучка имеют длину до полумили.

Для полиметаллических месторождений Мексики, залегающих в известняках, типичны трубообразные залежи и залежи типа «манто». Причем к последним относятся в сущности те же уплотненные рудные трубы, но залегающие полого и в особенности при параллельном расположении их длинных осей поверхностям слоистости вмещающих пород. Подобного рода залежи автором были описаны под названием лентовидных (Иванкин, 1957).

Характерные соотношения крутонаклонных труб и залежей типа «манто» наблюдаются в районе Санта Эулалия (Мексика). Почти горизонтально лежащие известняки на глубине пересекаются крутыми рудными трубами. От них вверх ответвляются залежи типа «манто», которые вдоль пологой слоистости прослеживаются на сотни и тысячи футов и постепенно выклиниваются при удалении от трубы.

На месторождении Гилмен (Колорадо) трубы диаметром 90 м в верхней части переходят в залежи типа «манто», которые вдоль пластов известняка под углом 12° прослеживаются на расстояние до 1200 м.

На руднике Провиденсия в Сататекасс (Канада) на большой глубине (горизонт 19) имеется лишь одна труба, а близ поверхности (горизонт 3) наблюдается около двадцати залежей типа «манто». Расщепление рудного пучка по восстанию сопровождается изменением характера структурного контроля. Ниже 12 горизонта преобладает контроль трещинами, выше — слоистостью.

На месторождении Охуэла, Дуранго (Мексика) каждая рудная труба имеет форму дерева с несколькими ветвями и с одним корнем¹. Главная труба вблизи поверхности имеет площадь поперечного сечения 1000 м², а на глубине 868 м только 15 м².

Выводы

1. В разделе дан сводный фактический материал по морфологии более пятнадцати детально изученных эндогенных рудных полей кайнозойского, киммерийского и герцинского возраста. При обзоре полиметаллических рудных полей, заключенных в карбонатных и карбонатно-терригенных толщах, установлено большое многообразие геологических и структурных обстановок рудообразования. Как и на примерах колчеданных полей, автор приходит к выводу, что учет особенностей среды рудообразования не может явиться достаточной основой для разделения и морфологической типизации полиметаллических полей.

¹ Речь идет, по-видимому, о многокорневом рудном поле.

Задачи выявления морфологических черт рудных полей, их размеров и закономерностей поведения оруденения на глубину, а также определения причин роевой группировки рудных тел разного порядка принципиально не решаются путем одного изучения состава и строения рудовмещающих толщ, характера складчатых и дизъюнктивных деформаций и других особенностей внешней среды.

Действительно общие определяющие закономерности формообразования рудных полей несомненно заложены не во внешней среде, а в самом эндогенном гидротермальном процессе, в свойствах глубинного металлоносного флюида, проявляющихся через взаимодействие со средой. Поэтому при сравнении колчеданно-полиметаллических полей, заключенных в вулканогенно-осадочных толщах, со свинцово-цинковыми полями в карбонатных толщах мы обнаруживаем в первую очередь не коренные отличия, а общие черты их морфологии.

Общность выражается в явлении рудного (рудно-магматического) пучка с глубинными корнями, присущего в одинаковой мере как колчеданным медным и полиметаллическим, так и свинцово-цинковым полям. Она улавливается даже при беглом сравнении сводных проекций свинцово-цинковых рудных полей в карбонатно-терригенных породах (рис. 30) с проекциями характерных колчеданных полей (см. рис. 23). Эта эмпирическая закономерность должна быть отправной при различного рода теоретических построениях и выработке методики глубинной оценки рудных полей.

2. Однако имеются и важные особенности морфологии и внутреннего строения полиметаллических полей, обусловленные несомненно влиянием специфических свойств карбонатной геологической среды. Описанным рудным полям (при сравнении их морфологии с колчеданными) свойственно следующее:

а) сравнительно сильное ветвление рудных зон и залежей по восстанию, приводящее к возникновению большого количества рудных тел в верхних частях рудных полей;

б) сильное удлинение рудных тел в одном направлении, совпадающем с общим направлением разветвления рудных пучков по восстанию.

Типичные рудные трубы и залежи «манто» являются принадлежностью сульфидных месторождений, сформированных в карбонатных толщах. Мощные компактные сравнительно изометричные залежи сплошных сульфидов — блоковые, сундучные — не редки на колчеданных полях (Николаевское, Блявинское, Новое, Сибайское и др.); сульфидным месторождениям в известняках они не свойственны. Для колчеданных полей легко указать примеры, где практически вся масса руд концентрируется в пределах одной компактной залежи того или иного морфологического типа (Учалинское, Дегтярское, Тишинское и др.); подобные примеры не известны среди сульфидных корневых рудных полей в известняках.

Даже в весьма совершенных рудоконтролирующих структурах (например, Спасский и Ачисайской), где казалось бы имеются все

условия для отложения руд в виде мощных единичных залежей, в действительности происходит большое рассредоточение рудного процесса в пространстве и формируются многочисленные обособленные тела. Об этом же свидетельствует чрезвычайно типичное явление отщепления от вертикальных и вообще крутых рудных труб узких межслоевых лентовидных залежей — «манто».

З А Б А Й К А Л Ь Е

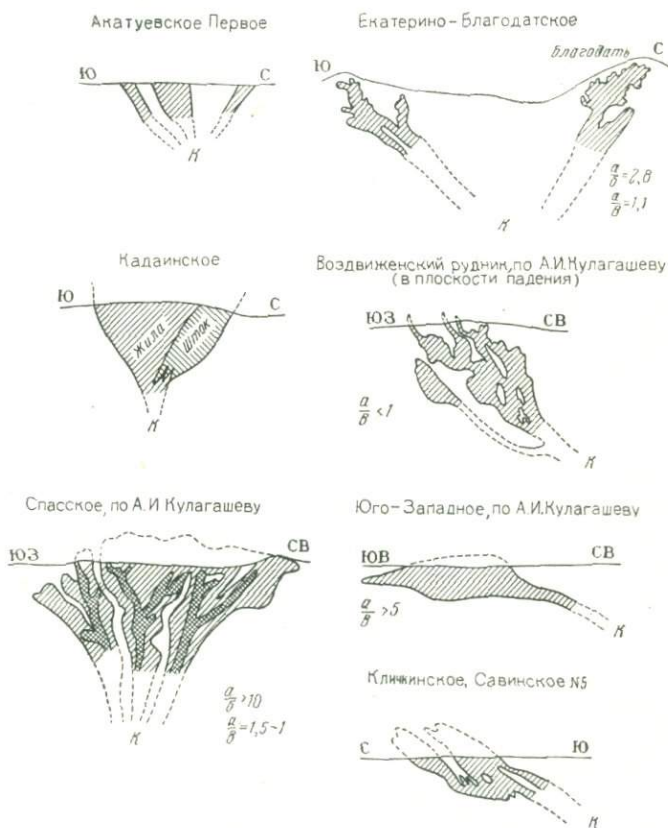


Рис. 30. Сводные продольные проекции и разрезы свинцово-цинковых рудных залежей Казахстана и Сред

В мощных карбонатных толщах свинцово-цинковые эндогенные рудопроявления всегда располагаются роями, группами, причем в пределах крупных групп (отвечающих рудным полям) обособляются средние («месторождения») и мелкие плеяды рудных тел («участки»). Соответственно рудные пучки в этих условиях делятся на порядки (Иванкин, 1962).

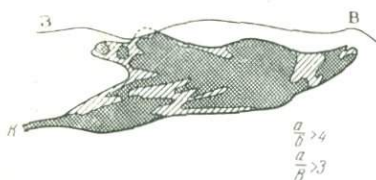
Отсюда следует, что карбонатная среда в большей мере, чем любая другая, способствует разветвлению первоначально компактных колонн эндогенного раствора на расходящиеся в стороны струи с нарастающим ветвлением последних по мере удаления от рудных отдушин. Взаимодействие раствора с карбонатной породой столь

КАЗАХСТАН СРЕДНЯЯ АЗИЯ

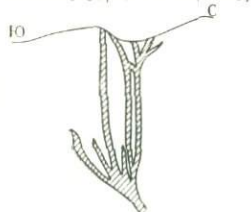
Акджальское, по материалам
В. В. Колесникова



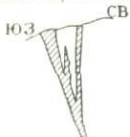
Анисайское, по материалам В. Г. Ли
и В. И. Степанова



Кансайское, по Т. М. Марилову



Чурусайское, по Ф. И. Вольфсону



свинцово-цинковых полей Забайкалья,
Средней Азии

активно, что практически исключается возможность рассеянной трещинной инфильтрации и диффузии растворов через большие объемы карбонатов и на длительные расстояния.

Поэтому при движении через карбонатные породы глубинного раствора уже на протяжении первых сотен метров (обычно сразу выше зон скарнообразования) формируются узкие направленные компактные струи концентрированного раствора, которые создают трубообразные и лентовидные тела массивной руды. Длина их может достигать 1,5—2 км при ширине в несколько десятков метров и малой мощности. Генезис подобных форм рудных тел нуждается в специальном обсуждении, так как предположения о простом метасоматозе или заполнении полостей в данном случае явно недостаточны.

3. Среди сульфидных месторождений описанной группы в известной мере близки к некоторым колчеданным (по особенностям морфологии и внутреннего строения) те из них, которые залегают в существенно терригенных толщах, содержащих пласты карбонатных пород. Таковы Воздвиженское, Спасское, Кличкинское, Акджальское рудные поля. Резкая вещественная и структурная анизотропия среды, усиленная межпластовыми тектоническими движениями, создает предпосылки к формированию в этих условиях рудных полей плоского морфологического типа как двусторонних в разной мере симметричных, так и резко асимметричных односторонних. Подобные рудные поля среди свинцово-цинковых отличаются наибольшей протяженностью по простиранию (до 4,5—5 км), устойчивостью на глубину и масштабами.

Помимо сплошных богатых руд, определенно преобладающих в рудных пучках, заключенных в однородных карбонатных толщах, в плоских рудных полях широко развиты вкрапленно-прожилковые руды. Рудные трубы присутствуют и на плоских рудных полях, однако их объем относительно мал и к тому же и здесь тяготеют к прослоям и линзам карбонатных пород. Относительно инертная силикатная среда способствует при наличии благоприятных структур не только дальней миграции рудных растворов в виде компактных струй, но не исключает (в отличие от среды карбонатной) существование широких рассеянных по мелкой трещиноватости потоков рудоносных растворов. Условием формирования особенно протяженных линейных зон со свинцово-цинковым оруденением надо считать благоприятное сочетание структур, обеспечивающих возникновение протяженных колонн растворов в существенно терригенных (или вулканогенных) породах и широкий контакт растворов с пластами карбонатных пород.

3. СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В качестве примеров морфологии детально изученных скарново-магнетитовых полей рассмотрим: а) Ангаро-Илимские и Ангаро-Катские месторождения триас-юрского возраста, сформированные в условиях платформы и генетически связанные с траппами; б) уникальные герцинские месторождения Тургайского прогиба, генетически связанные с диорит-сиенитами; в) месторождения Тельбесского района, обнаруживающие тесную связь с контактами девонских диоритов, порфиритов и известняков.

Ангаро-Илимский железорудный район Сибирской платформы

Описание района дается по опубликованным данным Г. И. Антипова, М. А. Иващенко, В. В. Корабельникова, М. К. Косыгина, Г. А. Косыгина, Г. А. Кузнецова, П. М. Пехарина, Г. В. Рослякова, Л. Г. Страхова («Ангаро-Илимские железорудные месторождения»), и Л. Г. Страхова и Г. М. Ширяева (1965).

На Сибирской платформе в Ангаро-Илимском железорудном районе на площади 300×150 км известно 18 месторождений, образующих три группы: Коршуновскую, Рудногорскую, Ангарскую. Месторождения заключены среди осадочных пород нижнего палеозоя, преимущественно в ордовикских карбонатных и песчаниковых породах, характеризующихся спокойным залеганием, осложненным антиклинальными куполами и дизъюнктивами. Месторождения однотипны по структурно-морфологическим особенностям и составу. Общей особенностью их морфологии является коническая форма трубки, заключающей скарнированные туфобрекчии, измененные траппы и магнетитовые руды.

Рудоносные структуры одними исследователями рассматриваются в качестве вулканических трубок (трубок взрыва), други-

ми — образованиями тектоно-метасоматическими. Поскольку в этой части Сибирской платформы помимо траппов других магматических пород нет, все исследователи единодушно признают генетическую связь оруденения именно с траппами. Это подтверждается и прямыми соотношениями массивных траппов, брекчиевых масс, скарнов и руд в трубках, а также различными косвенными данными.

Так, по геофизическим данным установлено, что в районах развития трубок на определенной глубине залегают интрузии траппов; последние полностью заполняют нижние части некоторых трубок и т. д. На поверхности во всем районе лав и покровных образований неизвестно. Интрузивные же разности траппов развиты широко. Верхняя возрастная граница траппового магматизма (и оруденения) однозначно не определена. Многими она принимается как триас—юра. Начало магматизма относится к перми.

Природа туфобрекчиевых трапповых пород, выполняющих трубки, во многом еще загадочна. Авторы монографии «Ангаро-Илимские железорудные месторождения» поддерживают представления М. Л. Лурье и С. В. Обручева и полагают, что такие формы и образования могли быть созданы только в результате действия взрывных туфовых вулканов. Они намечают такую последовательность образования трубок и оруденения: 1) образование разломов в фундаменте платформы и флексур в слоистых породах; внедрение силлов; 2) прорыв газами чехла платформы и образование «каналов вулканов»; 3) вынос туфового материала и заполнение им трубок; 4) внедрение траппов в трубки и образование некков, за чем последовало проседание пород вокруг трубок благодаря уходу газов и понижению давления в очаге; 5) повторное внедрение траппов, образование даек, усиление трещинообразования и проседания бортов трубок; 6) образование скарнов и руд. По мнению других исследователей (Меняйлов, 1962), трубки Сибирской платформы с вулканическими трубками не имеют сходства ни по одному характерному признаку и что они «...безусловно не вулканического происхождения, а скорее субвулканического с деструктивными изменениями, включая подземные взрывы» (Меняйлов, 1962, стр. 163). Брекчиевидные породы этот исследователь рассматривает как результат метасоматической переработки зон дробления трубчатой формы. «Трубки могли... зародиться в трещинах растяжения, особенно на пересечениях трещин. В результате обрушения апикальных частей трубок могли возникнуть цилиндрические тела, позднее выполненные обломками различных пород». (Там же, стр. 164.) Предполагается, что скарнирование и оруденение обломочных пород связано с последующим заполнением трубок магмой.

Подобного рода разногласия, как было показано в одной из работ автора (Иванкин, 1965₂), свойственны современному уровню решения проблемы. При изучении минерализованных брекчиевидных масс во многих рудных районах мира исследователи сталки-

ваются с этими вопросами. Ни вулканическая, ни тектоно-метасоматическая гипотезы не дают удовлетворительного объяснения всей сумме фактов. Пространственно-временная связь между массивными магматическими породами, их брекчиями и гидротермальными образованиями указывает на совершенно специфическое развитие процессов магматической дифференциации в условиях малых глубин, когда скрытые эксплозии являются следствием бурного отделения рудоносных растворов от материнских магм. Именно в этой связи и представляют особый интерес морфогенетические особенности рассматриваемых месторождений.

По размерам трубки делятся на крупные (сечения от $1 \times 0,8$ до $2,4 \times 0,7$ км), средние (от $0,5 \times 0,3$ до $0,7 \times 0,5$ км) и мелкие (от $0,3 \times 0,9$ до $0,2 \times 0,08$ км и иногда меньше). В плане они изометричны или имеют форму эллипса, причем контуры их чаще бывают плавноизвилистые, реже имеют выступы и щелевидные ответвления. В вертикальных сечениях все разбуренные трубки имеют коническую форму и потому стенки их с глубиной постепенно сближаются. Причем угол наклона стенок вверх более пологий, а на глубине более крутой, так что глубже 500—600 м канал становится узким, а угол конусности острым (около $20-30^\circ$)¹. Иногда канал разветвляется (Рудногорское) и приобретает щелевидную форму.

Трубки имеют почти вертикальное склонение и потому прорывают поперек напластования вмещающие слоистые породы кембрия, ордовика, силура, залегающие почти горизонтально. Непосредственно вокруг трубок вмещающие породы сильно трещиноваты и брекчированы, причем отдельные крупные блоки пород смещены. Боковые породы вокруг трубки образуют обычно чащеобразный прогиб радиусом до 0,5—0,6 км, причем у контактов трубки пласты резко загибаются вниз, принимая падение до 50 , а иногда и до $70-90^\circ$. Только вблизи мелких трубок нет подобной пластической деформации боковых пород. В данном случае (вокруг подковообразной Кожемской трубки) наблюдается загиб пластов вверх.

На глубину трубки прослежены бурением до 700 м. Геофизические интерпретации показывают, что глубина залегания мощных пологих трапповых интрузий под трубками варьирует от 500—600 м (Тубинское месторождение) до 1,6—2,3 км (Рудногорское, Коршуновское). Графические построения по опубликованным разрезам, основанные на учете угла конусности трубок, позволяют глубину корней трубок оценивать в 1,0—1,4 км. Истинная вертикальная протяженность трубок не известна, так как степень эродированности их пока оценивается лишь очень приближенно, исходя из различных гипотетических предположений.

¹ Кимберлитовым трубкам свойственны еще более острые углы конусности, что прежде всего и отличает их в морфологическом отношении от описываемых.

Указанные в табл. 2 глубины эрозии трубок, по-видимому, должны рассматриваться скорее как заниженные, чем оптимальные, так как невозможно себе представить развитие (в открытой структуре) скарнового процесса на глубине 200—500 м от поверхности. Ни пироксены, ни гранаты в зонах современных гидротермальных вулканических струй не образуются на глубинах по крайней мере 1,0—1,5 км.

Таблица 2

Таблица основных параметров трубок ангаро-илимского типа
Составила Н. А. Соколова по опубликованным материалам

Месторождения	Название трубок	Размеры горизонтальных сечений, м		Прослеженные глубины, м	Угол конусности трубок, град		
		на поверхности	на глубине		в прикорневой части	на глубине 500—600 м	у поверхности
Рудногорское	Центральная	1800 × 560	200 × 100	600	30	60	80
	Западная	320 × 350	210 × 220	290	—	—	—
	Северная	380 × 110 или 380 × 160	70 × 170	460	—	—	—
Красноярское	Главная	1300 × 860	250 × 150	626	30	60	85
Шестаковское		600 × 500	600 × 500	427	20	35	40—45
Капаевское		—	—	—	—	—	90

Месторождения	Название трубок	Вертикальная протяженность, м			
		установлен. по стратигр. данным, по Н. В. Павлову	предполагаемая по геофизическим данным, по М. К. Кузнецову	предполагаемая по углам конусности	Глубина эрозивного среза по данным Н. В. Павлова, Л. Г. Стрехова
Рудногорское	Центральная	1000	1500	1000	200—300
	Западная	—	—	—	—
	Северная	—	—	—	—
Красноярское	Главная	1000	1500—2000	1200	500—550
		1000	1000—1500	1350	700—800
		—	—	—	150—100

Заполняющие трубку туфобрекчии состоят из обломков долеритовых порфиров, долеритов, базальтоидных пород, аргиллитов, песчаников, известняков. Иногда присутствуют обломки чуждых пород (гранитов, сиенитов). Главная масса обломков представлена долерит-порфиритами. Цемент брекчий — измельченные обломки того же состава, а также скарновые и гидротермальные

минералы — магнетит, гематит, цеолит, кальцит, хлорит и другие обломки имеют или остроугольную форму или со сглаженными углами. Слоистость и сортировка материала отсутствуют.

Заполняющие трубки породы гидротермально сильно изменены с образованием пироксена, серпентина, апатита, цеолита, сульфидов цветных металлов и др. Преобладают гранатовые и пироксеновые скарны брекчиевидного сложения, в которых магнетит является цементом нерудных обломков. Широко развиты также сетчато-прожилковые руды (в траппах, песчаниках и др.), которые в зависимости от густоты рудных прожилков дают переходы от штокверка к сплошным рудам. Для таких («метасоматических») руд характерны постепенные переходы от богатых руд в безрудные скарны. Подобные руды преобладают на Коршуновском месторождении и широко распространены на Рудногорском. Морфологически они характеризуются линзо-, штоко- и столбообразной формами тел и залежами неправильной формы.

Более богатые жильные руды, имеющие резкие контакты с вмещающими породами и кругозалегающие (Красноярское, Рудногорское и другие месторождения). Они имеют преимущественно массивно-зернистое и полосчатое сложение. Жильные руды чаще тяготеют к центру трубок, где иногда сливаются с густовкрапленными брекчиевыми рудами. Ближе к периферии шире развиты вкрапленники и слабо оруденелые скарны. На разрезах можно также видеть, что жильные руды на определенных глубинах выклиниваются, в то время как вкрапленники уходят ниже разведенных уровней.

На всех месторождениях известны дайки и силлы долеритовых порфиритов, в основном согласные с телами брекчий и руд, т. е. участвующие в структуре трубки. В краевых частях они подверглись автобрекчированию, причем обломки цементируются аналогичными по составу сильно хлоритизированными порфиритами. Подобные более поздние вторжения траппов также сопровождаются интенсивным автометасоматозом и оруденением. Таковы самые общие морфогенетические особенности рудных трубчатых структур Ангаро-Илимского района.

Рудногорская группа трубок. По-видимому, эта группа представляет собой систему (пучок) диатрем, сходящихся на глубине к общему целевидному каналу — трубке Центральной. Главная трубка, вмещающая основную массу руд, расщепляется на ряд каналов уже на глубине 300—600 м. Западная, Северная и Южные трубки погружаются в область корней Центральной трубки. Пучок этих трубок прорывает горизонтально лежащие свиты силура, ордовика и кембрия. Падение пород в сторону трубки равно 5—7° на расстоянии 200—300 м от ее границ, а вблизи границ достигает 20—40°. Наибольшее выкручивание пластов вниз происходит сразу ниже тех мест трубок, где угол конусности их резко увеличивается. В верхних частях трубок преобладают скарнированные туфы, в нижних — руды брекчиевидно-вкрапленные.

Все выделенные разновидности туфов и брекчий имеют между собой постепенные переходы. При нарастании степени извержений они переходят в пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны с разным количеством хлорита, кальцита, серпентина и др. Вкрапленные руды локализованы внутри трубок, жильные тяготеют к разлому, идущему вдоль удлинения главной трубки, и заходят в боковые породы.

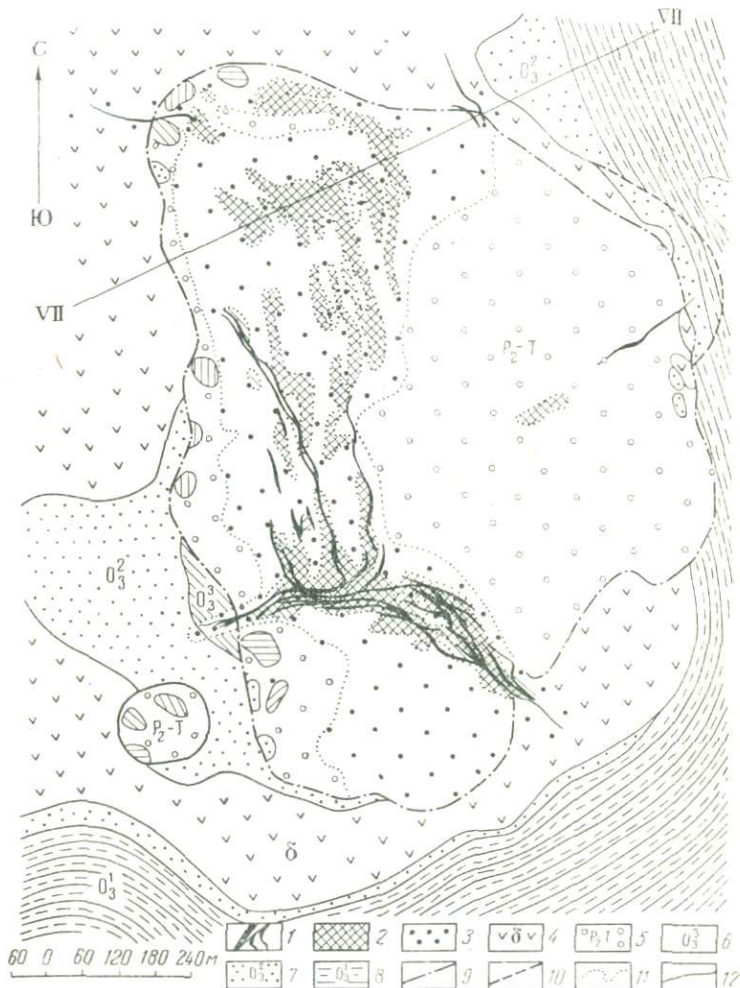


Рис. 31. Геологическая карта Красноярского месторождения железных руд. Составил Л. Г. Страхов

1 — жилы магнетитовые руды; 2 — метасоматические магнетитовые руды; 3 — скарновые породы; 4 — траппы; 5 — туфобрекчии; 6 — породы верхнебратской подсуиты; 7 — породы среднебратской подсуиты; 8 — породы нижнебратской подсуиты; 9 — борты вулканической трубки; 10 — предполагаемые линии сбросов; 11 — контакты диффузионные, 12 — контакты стратиграфические и интрузивные

Красноярская трубка. Породы среднего и верхнего ордовика вмещают силлы траппов, залегающие горизонтально. За 100—150 м до рудной трубки пласты слоистых пород и силлы приобретают наклон в сторону трубки под углом 5—10°. Агломератовые породы, заполняющие трубку, со всех сторон окружены массивными долеритами. Последние слагают силл мощностью 70—90 м,

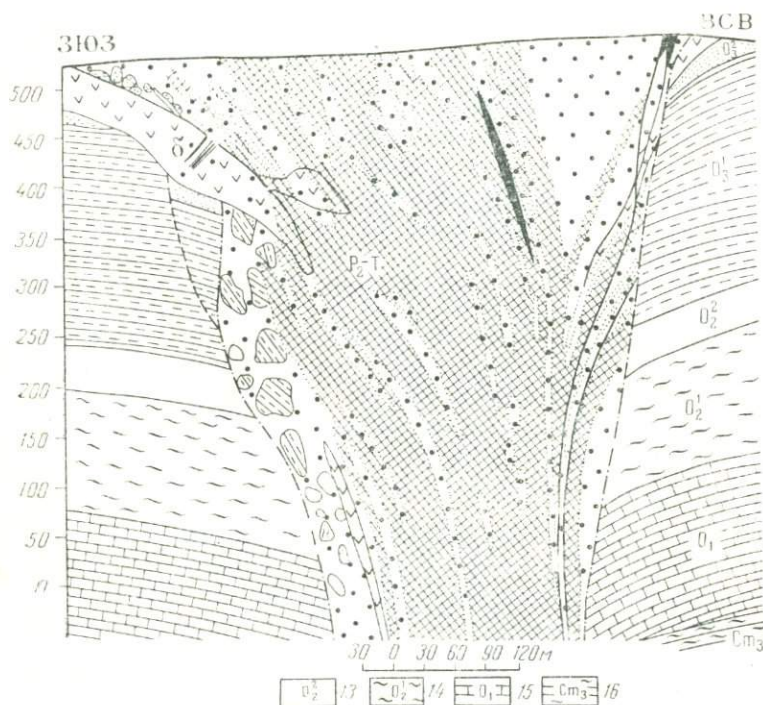


Рис. 32. Геологический разрез через Красноярское месторождение по линии VII. Составил Л. Г. Страхов

1—12 — то же, что на рис. 31, 13 — породы верхнеамарской подсвиты; 14 — породы нижнеамарской подсвиты; 15 — породы устькутской свиты; 16 — породы верхоленской свиты

залегающий между пластами песчаников ордовика. В 9 км к юго-западу от месторождения, у р. Ангары, силл переходит в крутопадающую дайку. Вблизи трубки силл эродирован и мощность его не определяется. Однако по периферии трубки на разбуренных разрезах можно видеть, как подошва силла выкручивается, от силлы отходят крутые дайкообразные тела, уходящие внутрь трубки вдоль ее границ. В самой трубке дайковидные тела скарнированных траппов прослеживаются на глубину более 600 м (рис. 31 и 32).

Присутствуют также слабо измененные долериты, которые проникают в крупноглыбовую брекчию в виде даек и мелких апофиз, что дает основание Л. Г. Страхову и Г. М. Ширяеву (1965) заключить о более позднем внедрении долеритов, чем образование туфобрекчий. Скарны, брекчиевидные руды и туфобрекчии дают между собой постепенные переходы. Устанавливаемая последовательность смены минеральных парагенезисов (диопсид, гранат—магнетит; хлорит, кальцит, серпентин—магнетит, гематит; хлорит—пирит; хлорит, кальцит, серпентин, кварц) свидетельствует о резко проявленных явлениях наложения, быстром снижении температуры и давления в скарново-рудном процессе. Рудная трубка Татьянинского месторождения во многом аналогична рассмотренной.

Шестаковская трубка. Она прорывает отложения верхнего кембрия и нижнего ордовика, причем «некк туфобрекчии» лишь частично выходит на эрозионный срез. Большая часть его скрыта под пачкой карбонатных пород мощностью около 100 м. Преобладание массивных и брекчированных порфиритов, заполняющих трубку, отсутствие в окрестностях слоистых пород моложе ордовика, а также морфологические особенности трубки позволили В. В. Коробельникову высказать предположение о значительной глубине эрозии, при которой «... сохранились наиболее глубокие корни трубки в виде некка, представленного порфиритом» («Ангаро-Илимские железорудные месторождения», стр. 196).

Скарнированию подверглись порфириты, в меньшей мере известковистые слоистые породы. Брекчиевые и массивные руды возникли при замещении скарнов магнетитом, кальцитом, хлоритом. Следует отметить, что заметного отгиба пластов вниз на контакте со штоком порфиритов и брекчии в данном случае не наблюдается. Перемещение блоков известняков в кровле штока указывает скорее на движение обратного направления.

Капаевское месторождение. По данным Л. Г. Страхова и Г. М. Ширяева (1965), это месторождение служит примером рудоносной структуры, характерной для верхней зоны рудно-магматических систем ангаро-илимского типа. В самом Ангаро-Илимском районе эта зона отсутствует, так как здесь уровень эрозионного среза относительно низок: эрозией сняты все отложения моложе верхов ордовика — силура вместе с верхними частями рудоносных структур. В Ангаро-Катском районе сохранились отложения среднего—верхнего карбона, нижней перми и нижнего триаса. Они прорваны дайками долеритов и сопутствующими им скарново-рудными зонами протяженностью по простиранию до 1800 м.

В минералогическом отношении зоны эти аналогичны ангаро-илимским трубкам, однако существенным отличием служит появление в значительном количестве (наряду с гранатом, пироксеном, хлоритом, эпидотом, серпентином и др.) халцедона и кварца. Месторождение представляет собой кольцевую скарново-рудную зону диаметром около 1 км, от которой расходятся радиально-на-

правленные секущие скарново-рудные жильные тела. Наибольший диаметр этой структуры равен 6,4 км, наименьший до 3,5 км.

Увязка рудных тел на основании геофизических и буровых данных приводит Л. Г. Страхова и Г. М. Ширяева к выводу, что кольцевые и радиальные тела образуют единый рудный пучок с очень большим углом конусности вблизи поверхности (более 140°). На глубине более 600 м (на уровне верхнего ордовика) предполагается переход этой радиально-кольцевой рудной структуры в обычную трубку ангаро-илимского типа, для верхних частей которых угол конусности, как было показано, равен 70—90°. Уже на глубине 200—400 м основная масса руд сосредоточивается в центре структуры, куда полого склоняются по простиранию все радиальные рудные жилы. В рудах этого месторождения содержится относительно много окиси железа, а в скарнах больше халцедона, кварца и хлоритов.

С другой стороны, расчет баланса выноса и привноса элементов при замещении боковых пород ангаро-илимских месторождений скарнами и рудами привел к выводу о выносе больших количеств кремнезема в верхнюю (эродированную) зону. Таким образом, помимо стратиграфических и структурных данных, приведены прямые геохимические доказательства для отнесения Капаевского месторождения к верхней зоне рудной трубки ангаро-илимского типа.

Следует подчеркнуть, что в строении участка этого месторождения нет никаких «конусов туфовых вулканов» и «туфовых валов», которые предполагаются гипотезой вулканического происхождения трубок в верхних частях последних. Мощные силы траппов также отсутствуют, хотя маломощные дайки, которые подвергаются магнетитовому оруденению вдоль контактов, типичны. Аналогичные кольцевые структуры дают рудоносные траппы и скарново-рудные зоны на других месторождениях (например, Тагарском в Среднеангарском рудном районе).

Анализируя приведенные данные и учитывая некоторые общие особенности развития рудоносных магм в условиях малых глубин (Иванкин, 1965₂), мы приходим к выводу, что Ангаро-Илимские рудные трубки не должны относиться к образованиям вулканическим или тектоническим. В данном случае мы имеем дело, по-видимому, просто с особыми условиями дифференциации закрытой колонны рудоносной трапповой магмы в процессе ее восстающего движения к поверхности через отложения чехла платформ. Из сопоставления описанных трубок следует, что вертикальная зона наиболее интенсивной дифференциации магмы лежит между резко суженными каналами трубок (на уровне не выше кембрия) и фронтальной сильно расширенной частью структуры, представленной пучками жильных долеритов и руд (на уровне перми—триаса). Вертикальная протяженность этой зоны, содержащей руды в разных трубках на всех уровнях, составляет около 1,5 км.

Принципиальная схема морфологии и внутреннего строения такой сложной дифференцированной интрузии представлена на рис. 33. На основании данных по Шестаковской трубке можно ду-

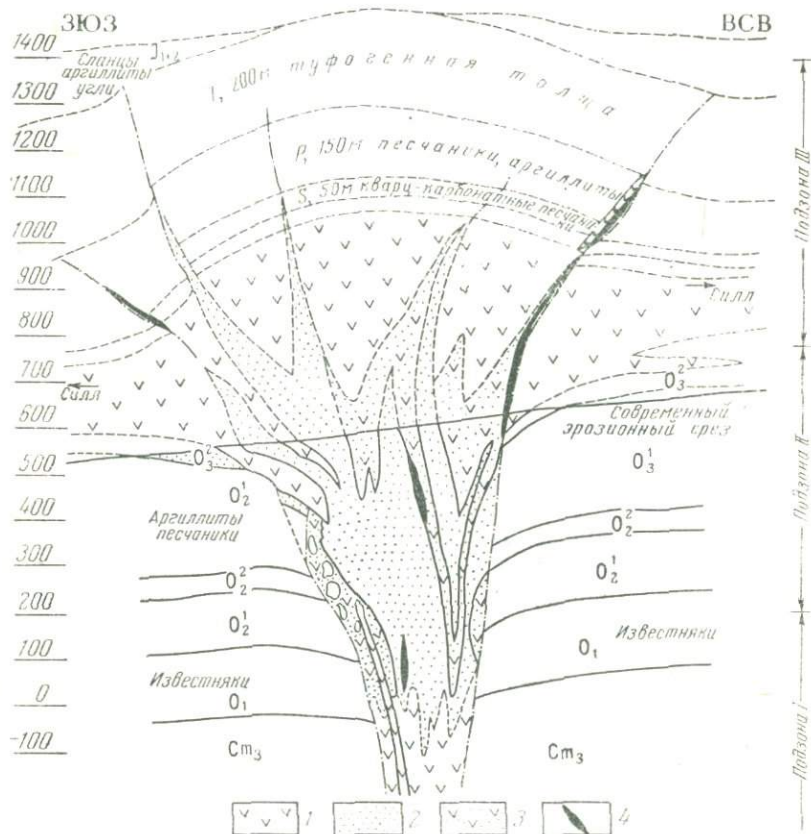


Рис. 33. Идеализированный разрез Ангаро-Илимских рудных трубок с реставрацией эродированных частей трубок путем учета данных по Ангаро-Катскому району

Подзона I — уровень Шестаковского месторождения; подзона II — уровень Красноярского, Рудногорского месторождений; подзона III — уровень Копяевского месторождения

1 — траппы; 2 — взрывные брекчии траппов, скарнированные и оруденелые; 3 — скарнированные траппы; 4 — жильные магнетитовые руды

мать, что нижняя доступная прямому изучению часть зоны представлена массивными порфиритами и их эруптивными брекчиями, подверженными скарнированию и кальцит-хлоритовому замещению. Эту подзону I, по-видимому, следует рассматривать как прикорневую, в основном массивную часть интрузива. Возможно,

ниже она нормально сменится мощными межпластовыми траппами.

Подзона II вертикальной протяженностью не менее 600—700 м представляет основную часть быстро расширяющегося вверх штока, где пространственно совмещены массивные магматические породы, их брекчии, скарны, руды и другие гидротермалиты.

Для суждения о характере дифференциации магмы, прерывистости и последовательности стадий этого процесса данных еще недостаточно. Однако их достаточно для того, чтобы отказаться от предположения о большой разорванности во времени магматического и скарново-рудного процесса. Так, в брекчированных траппах глубоких частей трубок (Шестаковское месторождение) цементом служит, наряду с более поздним порфиритом, кальцит и хлорит — минералы скарново-рудных тел; известны брекчии, состоящие из обломков зернистых долеритов и обломков сплошной магнетитовой руды, сцементированные «туфобрекчией» (Красноярское) или порфиритом (Шестаковское); в ряде трубок выделяются дайки траппов, секущие брекчии, с которыми (дайками) жильные руды имеют одинаковые элементы залегания (Красноярское, Кожемские); между эруптивными брекчиями («некки»), туфовидными брекчиями, скарнами и рудами брекчиевого сложения наблюдаются постепенные переходы; наконец, жильные массы магнетита дают постепенные переходы к рудному цементу брекчий.

Все эти факты не могут быть поняты без предположения о неоднократном внедрении магмы, ее твердении и дроблении, чередовавшихся с отделением газов. Последние вызывали дополнительное брекчирование и метасоматическое замещение пород. Сменившие их рудные флюиды при снижении температуры и давления в трубке дали рудный цемент брекчий и трещинные жилы.

Можно думать, что массовому брекчиеобразованию предшествовала сравнительно спокойная интрузия магмы, сформировавшая силлы, а возможно, и силлово-лакколитовые залежи в купольных структурах. Эксплозивно-гидротермальная деятельность сопровождала повторные внедрения сильно газированных магм, прорвавшихся вертикально по разломам через породы чехла. Возникновение воронки — бисмалита, брекчиеобразование и мощный автометасоматоз пород — это несомненно единый прерывистый процесс.

Вначале имело место расширение вертикальной колонны трапповой магмы вследствие адиабатического расширения выделяющихся из нее газов; затем ее твердение и разрыхление при движении и под воздействием газов; скарнирование пород и рудоотложение нормально завершало развитие вертикальной трапповой интрузии, локализуясь в средней и верхней сильно расширенной ее части.

Судя по изменению углов конусности воронок, наиболее значительное расширение системы «магма—газ—раствор» имело место на уровне верхнего ордовика — силура. Здесь, в верхней части

бисмалитов, высвобождалась в процессе дифференциации магмы та избыточная энергия сжатых газов, которая (в совокупности с глубинным интрузивным давлением колонны) раздвигала стенки камеры, куполовидно приподнимала кровлю (карбон, пермь, триас) и создавала в ней кольцевые и радиальные структуры, отмеченные внедрением даек и гидротермальных рудных струй.

Эта же избыточная энергия создавала обратный импульс, воздействуя на расширенные стенки воронки, вызывая в узкой кольцевой зоне пластические отгибания пластов пород вниз и локальные смещения блоков пород¹. Утечка газов по радиальным и кольцевым разломам несомненно должна была сопровождаться падением давления (и температур) внутри всего интрузивного бисмалита, в значительной мере превратившегося к этому времени в пористую массу explosивно-гидротермальных брекчий. В связи с этим происходило уплотнение его, локальные обрушения минерализованных брекчий и просадки кровли с возможным возникновением послерудных депрессий над рудными бисмалитами.

Геохимические особенности пневматолито-гидротермального процесса обстоятельно описаны Л. Г. Страховым и Г. М. Ширяевым (1965). Минералообразование начиналось в скарновую стадию и завершалось в гидротермальную при общей последовательности отложения минералов: диопсид—гранат—магнетит—кальцит—серпентин—хлорит—кварц. Однако это был не обычный скарновый процесс, так как здесь нет контакта гранитоидного интрузива с карбонатными породами и нет зоны термального метаморфизма на контакте.

Скарнированию подверглись не успевшие остыть разрыхленные при explosиях массы материнских траппов (частью боковые породы) в условиях проходящего через них потока флюидов, причем несомненно с глубины поступали не только вода, хлор, углекислота, щелочи и железо, но также кальций и магний. Л. Г. Страхов обращает внимание на факт постоянного присутствия в рудных растворах на всех стадиях процесса железа, кальция и магния совместно, чем объясняется устойчивый состав скарнов и руд независимо от того, какие породы ими замещаются. Метасоматическая зональность в ангаро-илимских скарнах отсутствует.

Важной особенностью процесса является также отсутствие четкого временного и тектонического перерыва между скарновым и гидротермальным этапами. Эти этапы (стадии) в данном случае выделяются условно по разнице температур выпадения минералов в указанной выше последовательности. Взаимоотношения минералов и их агрегатов указывают скорее на единый не прерывающийся процесс, начавшийся в условиях пневматолита и заканчивающийся при жидкостном состоянии растворов. Эти изменения

¹ Аналогичные явления свойственны многим дифференцированным вертикальным интрузиям и выше были отмечены, например, для северокавказских «лакколитов».

могли быть обусловлены как снижением температуры и давления, так и кинетической дифференциацией флюида. Падение давления, благодаря расширению структуры вверх и утечке опережающей волны газов, вероятно, было главной причиной перехода растворов в жидкостное состояние. Этим можно объяснить постепенную смену скарнового этапа гидротермальным, разложение ранних силикатов с образованием хлорита, серпентина и кварца, массовую цементацию обломков скарнированных пород гидротермалитами и постепенный переход рудных вкрапленников и гнезд в «жилы выполнения трещин».

Цементация брекчий и скарнов рудными гидротермалитами может рассматриваться как одно из следствий уплотнения растворов при дегазации и охлаждении их в определенных участках потока растворов. Массивные рудные жилы, имеющие резкие контакты с брекчиями, возникают при движении по трещинам уже уплотненных дегазированных растворов, близких по консистенции к коллоидным и содержащим, помимо железа, много кальция, магния, воды, кремнезема. При выпадении из такого раствора магнетита остается остаточный послерудный раствор, дающий гнезда и прожилки хлорита, кальцита, серпентина, кварца и халцедона, т. е. минералы «послерудной стадии».

Основным условием особого развития дифференциации рудоносной трапповой магмы, завершающейся образованием скарново-магнетитовых воронок, надо считать вертикальное перемещение ее вверх в виде колонны (бисмалита) через слоистые толщи чехла.

При вертикальном перемещении магмы на расстоянии 1,5—2 км в условиях платформы с присущим ей горизонтальным залеганием пластов пород происходит столь значительное снижение термодинамического режима, что дифференциация магмы уже не может идти спокойно, эволюционно. Она носит резко выраженный спонтанный характер и выражается прежде всего в массовом отделении летучих — хлора, воды, углекислоты, а также избыточного железа, магния, кальция и других металлов.

Интрузия развивается пульсационно, так как дегазация магмы сопровождается ее остыванием и отвердеванием верхней части колонны. Наступающие снизу магмы интродуцируют в ранее возникающие массы взрывных брекчий. Сами брекчии есть все основания рассматривать как особую фацию рудоносных траппов — верхнюю зону бисмалитов, стратиграфически отвечающую в условиях Ангаро-Илимского района толще пород от верхнего кембрия до перми и триаса включительно¹.

В заключение следует отметить, что господствующая форма залегания траппов — силлы — хорошо согласуется с описанным выше явлением — рудоносными бисмалитами. Последние противо-

¹ Необычно большое количество хлора в этой магме ряд исследователей (Н. В. Павлов, А. Г. Бетехтин и др.) склонны объяснять заимствованием его магмой из соленосных отложений кембрия

положны силлам не только чисто морфологически, но и в более глубоком смысле. Как подчеркнул Ю. М. Шейнманн (1956), образование тонких (50—200 м) пластин, протягивающихся на 100—200 км, каковыми являются крупные силлы Сибирской платформы, необычно. Оно указывает на чрезвычайную подвижность магмы (благодаря обилию летучих) и внедрение ее под большим давлением, что в прошлом неоднократно подчеркивал В. Н. Лодочников. Но магма, формирующая силлы, представляет хотя и насыщенную энергией, но практически замкнутую систему, так как, распространяясь на огромные пространства, она тем не менее находится в неизменном термодинамическом поле благодаря специфике платформы: горизонтальному залеганию толщ и хорошей герметизации магмы. Поэтому ее скрытые потенциальные возможности к взрывообразованию и кинетической дифференциации не получают выражения.

Специальные наблюдения Ю. М. Шейнманна показали, что силлы часто выклиниваются тупо, раздвигают слои и на выклинках сопровождаются небольшими закрытыми взрывными воронками. Если же эта магма при наличии разломов получает возможность восстающего движения в виде узкой вертикальной колонны, то, как мы пытались показать выше, совершенно неизбежно происходят явления, столь ярко представленные на примерах ангаро-илимских рудно-магматических систем конического типа.

Как отмечает Ю. А. Кузнецов (1964), в пределах устойчивых областей известны очень пестрые по составу магматические формации, всегда представленные интрузиями центрального типа. Выделяя поэтому особый ряд формаций центральных интрузий и трубок взрыва, Ю. А. Кузнецов особо подчеркивает свойственный этим интрузиям интенсивный метасоматоз магматической и постмагматической стадий (нефелинизация, фельдшпатизация, биотитизация, серпентинизация, карбонатизация и др.). Можно думать, что характерные морфологические и петрогенетические особенности этих интрузий в значительной мере обусловлены своеобразными условиями кинетической дифференциации магм в платформенном чехле, качественно отличными от условий орогенов.

Тургайский прогиб

В пределах Тургайского прогиба открыты, детально разведаны и вовлечены в эксплуатацию крупнейшие в СССР и в мире магнетитовые месторождения — Сарбайское, Соколовское и Качаровское. Рудоносный район, вытянутый меридионально на несколько сотен километров, сложен основными эффузивами, их туфами и туффитами, содержащими прослой известняков с визейской фауной.

Собранные в складки и местами интенсивно нарушенные эти отложения прорваны герцинскими интрузиями диоритов, гранит-порфиров и сиенитов. Месторождения располагаются в контактах интрузивов с осадочно-вулканогенными породами и в зависимости от морфологии контакта и структурных условий сильно различаются по морфологическому облику. От других магнетитовых месторождений Урала и Казахстана они существенно отличаются чрезвычайно широкой скаполитизацией пород, предшествующей отложению основной массы магнетита. Рудные тела секутся более поздними дайками фельзит-порфиров, альбитофиров, диабазовых порфиров.

В опубликованной коллективной сводке «Магнетитовые руды Кустанайской области» (1958, авторы С. Д. Батащев-Тарасов, Н. М. Беляшов, Н. И. Иванченко, И. А. Кочергин, В. К. Пятунин, Д. Д. Топорков, М. П. Федин, Д. О. Онтоев и др.), в монографиях А. М. Дымкина (1966) и М. А. Карасика (1963) дано полное описание геолого-генетических особенностей этих месторождений. Опубликованы графические материалы, характеризующие морфологию и структуру различных участков скарново-рудных зон и их изменения от поверхности до глубины около 1 км. Эти материалы и положены в основу приведенной ниже морфологической характеристики месторождений.

Качарское рудное поле. Складчатый эффузивно-осадочный комплекс общей мощностью не менее 1500 м на участке месторождения прорван гранит-порфирами. Северная, западная и южная границы рудного поля определяются положением горизонта известняков, имеющих общее падение к центру поля и как бы подстилающих его в западной части. В восточной части поля широко развиты гранит-порфиры, образующие вблизи поверхности обособленные морфологически сложные тела, соединяющиеся на глубине 600—700 м и также погружающиеся под центральную часть рудного поля.

Помимо этого интрузива, погружающегося к северо-западу, на глубине вскрыты гранит-порфиры и в западной части поля, в ядре брахиантиклинали. Гранит-порфиры предположительно генетически связываются с габбро-диорит-порфирами, крупное тело которых в 20 км от Качара вмещает вкрапленные магнетитовые руды. Общая чашеобразная структура поля обусловлена сопряжением горизонта известняков с гранит-порфировыми интрузивами. Она имеет поперечник около 2 км и глубину до 1 км и иногда более. Ее форма осложняется внутренними брахиантиклиналями, массивами гранитоидов и дизъюнктивными нарушениями. Пироксен-альбитовые и скаполитовые породы, вкрапленные и сплошные руды образуют мощную зону, располагающуюся внутри этой усложненной чашевидной структуры в общем согласно с ее очертаниями. Причем выше этой кольцевой зоны, в центре чаши, залегают пироксен-плагноклазовые порфириты и их туфы. Предполагается, что богатые магнетитовые руды (свыше 46% железа)

образованы в основном при замещении известняков, а вкрапленные скаполит-магнетитовые руды и скаполитовые породы приурочены к эффузивам, их туфам и верхним гранит-порфирам.

Зона в целом и рудные залежи имеют пологое залегание (15—45°). Северная залежь имеет мощность более 350 м при длине свыше 2600 м, ширине 1200 м. В ней выделяется верхнее рудное тело малосернистых сплошных руд, окруженное скаполит-магнетитовыми вкрапленными рудами. Сплошные руды с вкрапленными имеют резкие контакты. Нижнее рудное тело представлено сплошными рудами с обильным пиритом и апатитом. Южная залежь сплошных руд приурочена к куполу брахискладки и имеет форму полумесяца. Длина ее 600 м, ширина 500 м, максимальная мощность 260 м.

Зона хорошо разбурена, так что многие скважины вошли в подрудное дно структуры — в гранитоиды, порфириды, известняки. Только в одном участке, приходящемся примерно на центр рудного поля, самые глубокие скважины не вышли из рудной зоны. Здесь на глубине 945—1093 м залегает обособленное мощное массивное рудное тело, вероятно штокообразной формы, окруженное с боков гранитоидами. Именно этот участок на глубине рудного поля имеются основания рассматривать в качестве прикорневого. Сама корневая часть, судя по встречному падению интрузивных контактов, лежит там, куда уходит почти вертикально вдоль южного сброса упомянутое рудное тело и колонна метасоматически измененных пород.

Если учесть результаты приведенного ниже морфологического анализа Соколовского и Сарбайского полей, то можно предположить, что в основании Качарского поля должен залегать крупный массив магнетитовых руд — прикорневой рудный столб, который может уйти на большую глубину ниже пологого «дна» рудного поля. Упомянутая глубокая скважина, по-видимому, вошла в подобный столб.

Качарское рудное поле по морфологическому типу должно быть отнесено к полям коническим, сформированным при центробежном растекании флюидов из одной «рудной отдушины», залегающей на глубине около 1200 м (от современного эрозионного среза). Главной зоной, контролировавшей движение потоков газов и гидротерм и минералоотложение, служили контакты известняков с вышележащими эффузивами и последних с гранитоидами. На определенных расстояниях от этих контактов как вверх (сотни метров), так и вниз скарнирование и оруденение пород затухало, чем следует объяснить присутствие в самом центре поля крупного блока неизмененных пород.

Вдоль упомянутых контактов, судя по развитию и постепенному выклиниванию рудной зоны вверх по восстанию, минерализующие струи проникали на расстояние до 2000 м от прикорневой части. Непосредственно над ней зона вертикального измене-

ния пород также велика (около 1 км). Однако по мере удаления от прикормовой части она уменьшается: вдвое через 0,5 км и примерно в десять раз через 1 км.

Соколовское и Сарбайское месторождения расположены в 40 км от Качарского. Их нередко относят к одному рудному полю, так как они отстоят в 8 км друг от друга. Они разделены меридиональной толщей плагиоклазовых порфиритов, под которой залегает крупный интрузив диоритов. Последний образует два выступа в форме уплощенных штоков вдоль тектонически нарушенных границ упомянутой толщи порфиритов, причем интрузивы в обоих случаях на значительных протяжениях имеют активные контакты с известняками как по простиранию, так и по падению линейных структур. Месторождения располагаются в контактах интрузивных штоков с известняками и эффузивами. Помимо диоритов и диорит-порфиритов в эндоконтактах интрузивов, а также в обособленных вблизи них телах присутствуют сиениты, граносиенит-порфиры и сиенит-порфиры.

Соколовское рудное поле. Поле приурочено к восточной границе меридиональной толщи эффузивных порфиритов. В плане оно представляет узкую полосу измененных известняков и порфиритов, скарнов, скаполитовых пород и руд общей длиной более 7 км. В южном направлении эта полоса резко обрывается, упираясь в диоритовый шток, к которому в этом же месте приключается с востока мощное дайковидное тело граносиенит-порфиритов. Клиновидное сочленение этих двух интрузивов, погружающихся на глубину с северным склонением, определяет южную границу поля.

В северном направлении рудная зона тянется вдоль контакта известняков и эффузивов, причем на протяжении первых двух километров от клиновидного сочленения в лежащем боку зоны повсеместно присутствуют гранитоиды, затем они выклиниваются и зона продолжается на контакте порфиритов и известняков. Зона представлена гранатовыми, пироксеновыми и эпидот-актинолитовыми скарнами, скаполитовыми породами, сплошными и вкрапленными магнетитовыми рудами.

Для характеристики структурно-морфологических особенностей столь протяженной и сложной зоны было изучено около 50 развечных профилей, составлена сводная продольная проекция и намечены некоторые важные закономерности поведения зоны на глубину. Оказалось, что вся соколовская рудная зона длиной более 7 км имеет в глубинных своих частях не менее трех рудопроводящих корней, которые отстоят друг от друга по простиранию зоны на расстоянии 2—3,5 км. Рудная зона в изученных пределах состоит, вероятно, из трех рудных пучков, лежащих в плоскости одного рудоконтролирующего разлома и частично перекрывающих друг друга во фронтальных частях. Наиболее полно изучен южный рудный пучок, лежащий между развечными профилями 0—41. Описание этого пучка приводим ниже.

Крайние южные профили (—3, —2, —1, 1, 2, 3) характеризуют глубокоэродированную южную фронтальную часть зоны, склоняющуюся к северу под углом около 30°. По падению магнетитовые руды здесь быстро выклиниваются, сменяясь диоритами и граносиенитами, причем характер контакта руд и гранитоидов — зубчатый, пламевидный. Скарны не развиты и массивные руды местами непосредственно граничат с гранитоидами и известняками (висячем боку).

Профили 5, 6, 7, 8, 9 пересекают прикорневую часть зоны, где моноклинные руды большой мощности имеют склонение к одному центру и уходят на глубину более 1 км. В этих сечениях

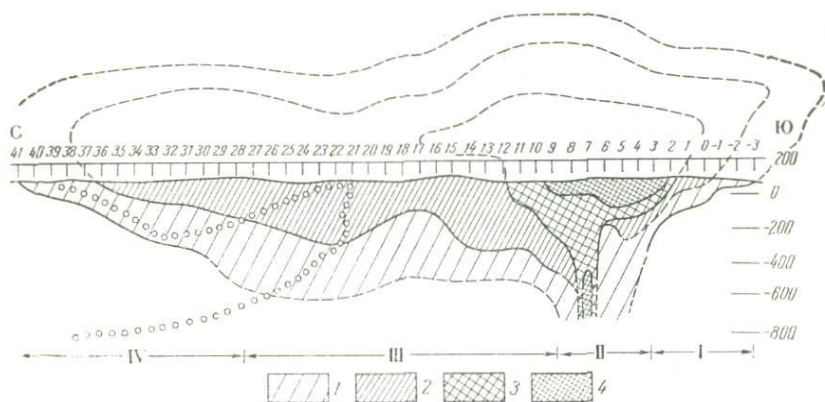


Рис. 34. Сводная вертикальная продольная проекция Соколовского месторождения

1 — нижняя часть зоны с горизонтальной мощностью руд от 0 до 70 м; 2 — переходная по мощности часть зоны с мощностями руд от 70 до 100 м; 3—4 — рудный столб с весьма большими мощностями руд: 3 — от 100 до 150 м, 4 — от 150 до 200 м и иногда более

I — южная фронтальная часть зоны, II — прикорневые части зоны; III — средняя часть зоны, IV — северная фронтальная часть зоны

зоны появляется заметное количество скарнов. В типичных разрезах со стороны лежачего и висячего боков ее развиты гранитоиды.

Руды необычайно большой мощности образуют как бы рудный штوك, расширяющийся вверх (как в плоскости зоны, так и в поперечных сечениях) и сужающийся на глубину. Рудный штук своим основанием уходит на глубину в ту же область, куда погружается клиновидное сопряжение диоритового и граносиенитового интрузивов. Севернее на протяжении двух километров наблюдается в общем постепенное уменьшение мощности руд, разветвление и выклинивание рудных тел, имеющих общую лентообразную («пластообразную») форму (рис. 34).

Здесь можно выделить среднюю (III) и северную фронтальную (IV) части скарново-рудной зоны. Средняя часть характеризуется постепенным воздыманием руд по простиранию по мере удаления

от прикорневой ее части. Со стороны лежачего бока здесь прослеживаются скаполитизированные гранитоиды с ксенолитами боковых пород, висячем боку развиты известняки, имеющие зубчатый контакт с рудой. Почти вертикальная рудная залежь богатых руд в поперечных разрезах имеет клиновидную форму, постепенно сужается на глубину и расширяется вверх.

Севернее профилей 19—20 залежь разветвляется на отдельные лентовидные тела, разделенные скарнами так, что в крайних разрезах этой части зоны (разрез 28, рис. 34) количество рудных тел достигает 7—8, а суммарная мощность зоны превышает 400 м. Далее к северу происходит последовательное выклинивание рудных тел, однако наиболее мощные из них прослеживаются до профилей 35—38, где поднимаются к эрозионному срезу. Еще севернее по простиранию зоны магнетитовые руды встречены многими рудными профилями. Однако предварительная увязка имеющихся неполных материалов показывает, что эти руды относятся к обособленному «рудномагматическому пучку», корневая часть которого, как и массив гранитоидов, находится севернее профиля 40 на глубине вдоль той же тектонической структуры. Вся северная фронтальная часть рудного пучка между профилями 28—40 характеризуется отсутствием гранитоидов.

Выделенные четыре части скарново-рудной зоны хорошо согласуются с общими закономерностями изменения мощностей руд в зоне. На составленной продольной проекции отдельно показаны части зоны с горизонтальными мощностями руд: от 0 до 70 м, от 70 до 100 м, от 100 до 150 м и от 150 до 200 м и более. Зона минимальных мощностей руд везде располагается в нижней части крутопадающей рудовмещающей структуры, причем закономерность эта сохраняется как в северной и южной фронтальных частях поля, так и в основании его. Поэтому она не может быть объяснена только влиянием вмещающих пород или структурных факторов на скарново-рудный процесс.

Оценивая влияние этих факторов, следует учитывать, что выклинивание руд по падению в интервалах зон III и IV происходит более постепенно, чем в интервале зоны I, где массивы руд мощностью до 200 м местами резко выклиниваются, распальцовываясь по падению в гранитоидах. Зона промежуточных мощностей руд (от 70 до 100 м) занимает большую часть рудовмещающей структуры и дает наиболее ясное представление о грандиозных масштабах рудного процесса и его необычайно большой устойчивости в пространстве.

Наконец, зона максимальных мощностей руд (от 100 до 200 м и более) несмотря на большую протяженность по простиранию (длина около 1 км вблизи эрозионного среза) в масштабах всего рудного поля четко локализована: она располагается над корневой частью рудного поля. В данном случае подобно тому, как на столь же уникальных Сибайском и Дегтярском рудных полях, мы сталкиваемся с явлением особенно интенсивного рудоотложе-

ния непосредственно над рудоподводящим каналом. Такие прикорневые рудные столбы в отношении генезиса представляются образованиями загадочными, если их рассматривать в отрыве от других взаимосвязанных элементов, характеризующих общий морфогенез рудного поля. Будучи сопоставленными с этими элементами, они приобретают особый генетический смысл и значение, так как морфология рудных штоков в значительной мере подсказывает путь к объяснению закономерностей фигуры всего рудного поля.

Прикорневой рудный шток Соколовского месторождения имеет установленную вертикальную протяженность около 700 м, максимальную протяженность 1 км, мощность в верхней части 260 м, а в нижней немногим более 100 м. Разрез 7, расположенный, по-видимому, в центре рудного штока (см. рис. 34), показывает, что двукратное уменьшение мощности происходит на глубине 200—250 м, а ниже руды почти не изменяют мощность до глубины 700 м. Нет оснований ожидать, что ножка рудного столба ниже слишком быстро выклинилась. Продольные размеры столба с глубиной меняются следующим образом: длина вблизи поверхности равна 1 км, длина на глубине 350 м составляет 500 м, глубже — около 100—200 м.

Таким образом, сильно расширенный в верхней части столб на глубине 350—400 м приобретает как бы трубообразную форму. Рудный столб в северном направлении сравнительно постепенно переходит в залежь промежуточной мощности, а в южном — выклинивается резко. В соответствии с этим асимметричный вид имеет и вся фигура рудного поля: у нее полно развита северная часть и сравнительно мало южная.

Общие параметры фигуры поля таковы: длина (между профилями 3 и 41) 4,5 км (длина северной части поля 3,5 км, южной 1 км, считая от центра штока); максимальная установленная вертикальная протяженность 0,8 км, средняя характерная ширина 0,1—0,2 км. На продольной проекции указаны также предполагаемые контуры эродированной части рудного поля (на основании его намечившейся морфологической зональности и по аналогии с другими полями, фигуры которых аналогичны). Соколовское месторождение, по-видимому, должно быть отнесено к числу глубокоэродированных, так как эрозией снято около половины всей рудной зоны.

Сарбайское рудное поле. В плане это поле имеет эллиптический контур длиной 3600 м и максимальной шириной 200 м. Оно представлено двумя крупными рудными залежами, разделенными двухсотметровой полосой скаполитовых пород, пироксеновых скарнов, гранитоидов, а также реликтовых блоков известняков и эффузивов. Обе залежи и вмещающие породы падают круто к западу. Висячем боку всей рудной структуры преобладают известняки, в лежачем — диориты и сениит-диориты.

По составу залежи аналогичны. Они сложены мелкозернистыми массивными магнетитовыми рудами, содержащими небольшие количества пироксена, пирита и пирротина, магнетитсодержащими пироксен-гранатовыми скарнами («вкрапленные руды») и пирит-пирротинowymi рудами. Залежи имеют полосчатое сложение, выражающееся в чередовании сплошных магнетитов с рудными и безрудными скарнами. Сульфидные руды, образующие пластообразные массы, тяготеют к лежащим бокам магнетитовых залежей. Они представлены как сплошными массами, так и вкрапленниками. Рудные залежи пересекаются дайками диорит-порфиров и сиенит-порфиров.

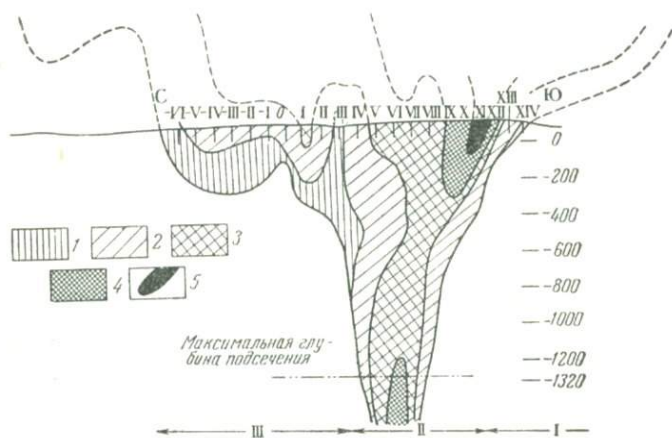


Рис. 35. Продольная проекция на плоскость падения Западной залежи Сарбайского рудного поля. По И. А. Кочергину, с дополнениями автора

Мощности рудного тела: 1 — от 0 до 30 м, 2 — от 30 до 100 м, 3 — от 100 до 150 м, 4 — от 150 до 200 м, 5 — свыше 200 м. I — южная фронтальная часть, II — прикорневая часть, III — северная фронтальная часть

Восточная залежь разбурена по простиранию на протяжении 2700 м и на глубину до 1026 м, причем в большинстве профилей по падению руды не оконтурены. Нормальная мощность руд варьирует от 25 до 180 м. Залежь нарушена широтным разломом, сместившим ее по типу левого сдвига более 300 м. Западная залежь, имеющая мощность от 23 до 190 м, прослежена по простиранию около 1900 м и почти полностью оконтурена по падению. Глубина подсечения ее скважинами составляет 118—820 м.

Для морфологической характеристики залежей воспользуемся планами, поперечными разрезами и сводными продольными проекциями.

Западная залежь (рис. 35) представляет собой глубокоэродированный плоский двусторонний рудный пучок, у которого сохра-

нилась в основном прикорневая часть. Северная фронтальная часть пучка (между профилями 0 и VII) частично сохранилась при эрозии, так как нижний контур выклинивания руд проходит примерно на 350 м ниже эрозионной поверхности. Воздымаясь вверх по восстанию, эта нижняя часть залежи выходит на эрозионный срез, обуславливая нормальное постепенное выклинивание рудной зоны по простиранию к северу.

Остальная часть залежи (между профилями II—XIII) представляет собой прикорневую рудный столб, чем объясняется ее своеобразная морфология: огромные мощности руд, устойчивые по падению на расстоянии 1400 м и уходящие глубже в профилях VI

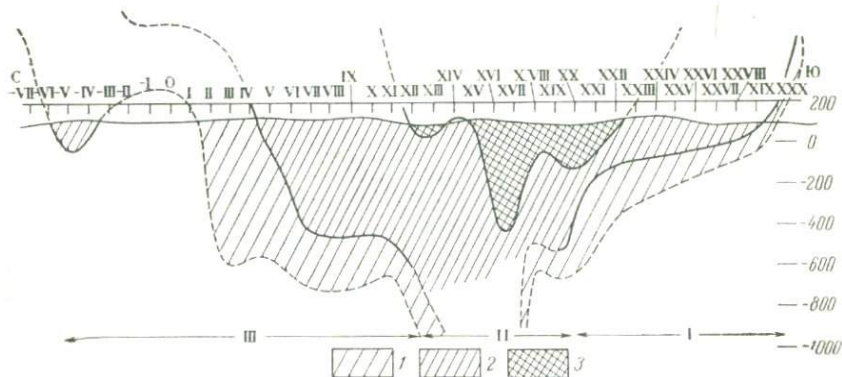


Рис. 36. Вертикальная продольная проекция Восточной залежи Сарбайского рудного поля

1 — нижняя подзона с мощностями руд от 0 до 100 м; 2 — плитовидная часть залежи мощностью от 100 до 200 м; 3 — плитовидная часть залежи мощностью от 200 до 280 м (мощности горизонтальные).
I — южная фронтальная часть, II — прикорневая часть, III — северная фронтальная часть залежи

и VII. На поверхности на южном фланге мощные руды выклиниваются резко. Вследствие большой эродированности залежи угол конусности рудного столба на продольной проекции мал: он составляет 60° до глубины 700 м, а глубже уменьшается до $30\text{--}20^\circ$, так что фигура рудной залежи ниже отметки -600 напоминает уплощенную воронку. Корневая часть этого рудного пучка уходит на глубину более 1 км.

Восточная залежь морфологически аналогична Западной, но эродирована заметно меньше (см. рис. 35 и 36). Количественная оценка различий в степени эрозии вполне возможна, так как тип фигур рудных пучков одинаков, а генетически залежи родственны. Сравнительное изучение проекций приводит к выводу, что разница в степени эродированности залежей составляет около 400 м. Эта цифра получается в том случае, если уровень эрозионного среза Западной залежи совместить с горизонтом -350 м Восточной за-

лежи. При таком совмещении фигуры залежей почти полностью повторяют друг друга не только по форме, но и по размерам.

У Восточной залежи, помимо прикорневого рудного штока, сохранились от эрозии нижние уровни как северной, так и южной фронтальных частей пучка. Прикорневая часть залежи в нижней своей подзоне, где мощности руд изменяются от 0 до 100 м, характеризуется в общем постепенными выклинками на глубину. Более удаленные от прикорневой части разрезы дают фигуру выклинивания руд по падению в виде острого угла. В разрезах, прилегающих к прикорневой части, руды выклиниваются тупо, меняя мощность от 100—200 м до 0 на расстоянии 200 м.

В промежуточной подзоне с мощностью руд 100—200 м форма залежи простая плитовидная. Она осложнена лишь заключенными в руде блоками скарнов и дайками. Так как эта подзона (как и первая) заметно более развита в северной части залежи, можно заключить, что общая фигура рудного пучка была асимметрична и до эрозии напоминала фигуру Соколовского месторождения. Во всяком случае обе рудные зоны — Сарбайская и Соколовская — имеют ясно выраженную однотипную горизонтальную асимметрию: северные части двусторонних рудных пучков развиты полнее южных.

На примере наименее эродированной Соколовской структуры можно видеть, что длина северной части пучка превышает длину южной в три раза. Эти закономерности следует принять во внимание при геометрической реконструкции эродированных частей Сарбайского рудного поля и при ориентировочной оценке вероятного количества эродированной руды на каждом из этих месторождений.

Подзона максимальных мощностей руд Восточной залежи располагается между профилями XV—XXI, т. е. проектируется над корневой частью. Примерно посередине подзоны проходит поперечный разлом. Морфологически прикорневой рудный столб довольно хорошо выражен в верхней части залежи, до глубины 300—400 м, особенно на нулевом горизонте, где горизонтальная мощность руд достигает почти 300 м. Глубже мощности руд уменьшаются, однако зона их мощностей 100—200 м уходит столбом на глубину ниже отметки —800 м. Средний угол конусности восточного рудного пучка составляет около 90°. Выше отметки —300 м он увеличивается до 100—200°, а ниже отметки —500 м уменьшается до 30°, т. е. морфологически нижние разведанные части прикорневого рудного столба Восточной залежи аналогичны примерно средним по глубине залегания частям рудного столба Западной залежи.

Таким образом, морфологический анализ рудных залежей показывает, что Сарбайское рудное поле в отличие от Соколовского представлено двумя рудными пучками, имеющими обособленные корни. Корневая часть Западной залежи располагается на глубине около 2 км в створе профиля VI, а Восточной на глубине 2,5—

3 км в створе профиля XVI¹. Расстояние между корневыми частями в горизонтальном направлении составляет 1,3 км.

В методическом отношении важно отметить некоторые закономерности строения этого двухкорневого рудного поля, несомненно обусловленные положением в пространстве двух его глубинных «рудных отдушин». Прежде всего это четкая пространственная обособленность двух рудных залежей², нигде в пределах поля не имеющих между собой связи несмотря на генетическое тождество залежей. Эта особенность поля по существу оставалась непонятной до проведения морфогенетического анализа его. На основании полученных результатов можно утверждать, что рудное поле сформировано не одним, а двумя потоками рудоносных флюидов, каждый из которых представлял обособленную термо-гидродинамическую систему. Гидравлической связи между этими системами не было, о чем свидетельствуют автономные морфологические закономерности рудных пучков.

Затем обращает на себя внимание кулисовидное расположение рудных залежей при смещении Восточной залежи относительно Западной по простиранию к югу на 1300 м, если измерять смещение по расстоянию между характерными южными выклинками мощных руд в обоих случаях. Сам факт кулисного смещения (не говоря уже о расстоянии) не находит объяснения в структуре рудного поля, так как все рудоконтролирующие элементы и литологические комплексы нормально продолжают по простиранию к северу и югу в обоих случаях.

Между тем учет пространственного положения корневых частей залежей (и соответствующих их морфологических зон) сразу же выявляет причину этой закономерности. Она состоит в том, что в параллельных меридиональных рудоконтролирующих зонах корневые части залежей расположены не на одной широте, а смещены соответствующим образом как раз на расстояние 1300 м. Большие размеры Восточной залежи по сравнению с Западной, как было показано выше, объясняются меньшей степенью эродированности первой. Графически не трудно показать, учитывая объемные фигуры плоских рудных пучков с присущими им углами конусности, что различия в уровне эрозии на 400 м как раз и вызывают разницу в длинах залежей, равную около 800 м.

В заключение попытаемся оценить степень эродированности Сарбайского поля по сравнению с Соколовским. Для этого воспользуемся приемом сравнения фигур этих двух полей и прежде

¹ Глубина залегания корней рудных залежей определена по углу конусности нижних частей прикорневых рудных штоков. Точка пересечения ограничивающих шток поверхностей (линий — на продольных проекциях) принята предположительно за нижнее окончание этих штоков. По аналогии с другими рудными полями подобное предположение правомерно.

² В опубликованных материалах на Сарбайском месторождении принято выделять три рудные залежи: Западную, Восточную и Юго-Восточную. Однако подобное деление формально, так как Юго-Восточная залежь является лишь смещенной частью Восточной.

всего их сводных продольных проекций (рис. 37). Сравнение показывает, что даже менее эродированная Восточная залежь Сарбайского рудного поля имеет, по-видимому, большую глубину эрозии, чем Соколовское месторождение. Количественную оценку этого различия дать затруднительно, так как фигуры полей не вполне тождественны. Можно предположить лишь, что вертикальная протяженность прикорневых рудных штоков Сарбайских залежей более значительна, чем протяженность на глубину Соколовского рудного штока.

В известной мере это практически подтверждено следующим: мощные руды наиболее эродированной Западной залежи уходят

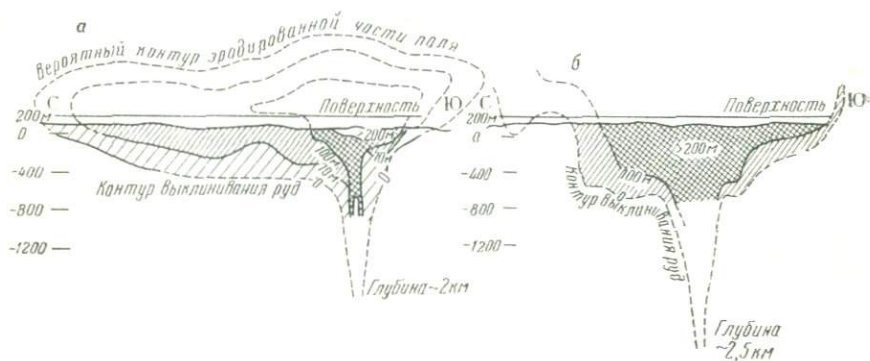


Рис. 37. Сопоставление продольных проекций Соколовского (а) и Восточной залежи Сарбайского (б) месторождений

на глубину по падению на расстояние 1300 м. Судя по продольным углам конусности, Соколовский рудный столб может уйти на глубину до 2 км, а рудный столб Восточной залежи Сарбайского рудного поля на глубину 2,5 км. Ниже этих глубин массивные столбообразные рудные тела, по-видимому, выклиниваются.

Тельбесский железорудный район

Этот старейший горнорудный район Сибири изучен и опосковано весьма детально. Описание его дано в трудах М. А. Усова, Ф. Н. Шахова, И. В. Дербилова, А. С. Калугина и многих других. Наиболее полные сведения по состоянию на 1956 г. опубликованы Г. Л. Пospelовым в монографии «Железорудные месторождения Алтае-Саянской области». В последние годы большим коллективом геологов подведены итоги пятнадцатилетних исследований собственно Тельбесского железорудного района (Пospelов Г. Л., Лапин С. С., Шарапов В. И., Васильева А. И., Демчук В. Г., Дымкин А. М. и др.).

Установлено, что многочисленные скарново-магнетитовые месторождения района пространственно тесно связаны с тельбесским

гранитоидным батолитом длиной около 100 км и шириной до 10 км. Батолит, имея докембрийский возраст, прорывает кембрийские, кембрийские и ордовикские отложения. По своему типу рудоносный плутон относится к формации «пестрых батолитов», состав и внутреннее строение которых обусловлены в значительной мере ассимиляцией вмещающих терригенно-карбонатных и эффузивно-туфовых пород, богатых железом, магнием и другими основаниями.

Формируясь в мощной интенсивно складчатой толще пород, нарушенной продольными разломами, интрузив, как показал С. С. Лапин, поглощал в различных своих частях разные по составу части разреза. По мнению Г. Л. Поспелова (1960), при этом возникают интрузивы со сложной контактовой поверхностью, обладающие вещественной и структурной зональностью.

В Тельбесском плутоне выделены: зона ядра — область сплошного развития гранитоидов (адамеллитов, гранитов) и зона ореола — область, где изверженные и вмещающие породы сложно сочетаются друг с другом. Последняя представлена всегда более основными по составу изверженными породами — диоритами и диоритовыми порфиритами, реже габбро. Зона ядра практически не содержит скарново-магнетитовых залежей и реликтов вмещающих пород. Все месторождения приурочены к зоне ореола плутона, где среди гранитоидов развиты останцы вмещающих пород («зона внутреннего ореола»), а среди измененных вмещающих пород развиты сателлиты интрузива.

По генезису месторождения относятся к типичным контактово-метасоматическим образованиям. Предполагается, что они парагенетически связаны со всеми породами плутона и возникают в постмагматический этап его развития на путях струйчатой миграции растворов по трещинам сквозь тело интрузива и его ореольную зону. В связи с этим в указанных монографиях особое внимание было уделено изучению трещинных структур, в частности рудоконтролирующим «трещинным перекресткам», возникающим при пересечении продольных и поперечных разломов. Подчеркнута также важная роль карбонатных пород, в особенности нижнекембрийских, с участками развития которых ассоциирует подавляющее количество месторождений.

В процессе крупномасштабного картирования и разведки рудоносных площадей геологами (М. К. Харагезовым, В. А. Яланским, А. С. Субботиным, Л. Г. Горбачевым, В. Г. Руткевичем и др.) выяснены важные закономерности сонахождения скарново-рудных тел. Так, в практике работы сложилось следующее соподчинение понятий, характеризующих размещение этих тел в ореольной зоне плутона.

Рудной группой (узлом) называется совокупность близко расположенных месторождений, приуроченных к определенным частям плутона (характерная часть эндоконтакта, сателлит) и контролируемых обычно единой структурой. Группы отстоят друг

от друга на 5—10 км (Сухаринская, Темирская, Казская, Тельбеская и др.).

Месторождением называются группировки настолько сближенных рудных тел, что их удобно разрабатывать одной производственной единицей. Размеры месторождений в поперечнике до 1 км, отстоят они друг от друга на расстоянии 1—3 км. Далее выделяются участки и отдельные рудные тела линзообразной, столбообразной или древовидной формы длиной от 20 до 360 м, мощностью от 2 до 35 м и протяженностью по падению от 30 до 380 м.

Однако, как указывает Г. Л. Поспелов, «... между рудными телами и месторождениями, между месторождениями и рудными узлами можно найти промежуточные звенья. Вместе с тем практически рудные тела, месторождения и рудные узлы обычно отчетливо отделены друг от друга как разные группировки эндогенной рудной массы» («Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», 1958, стр. 247). Удовлетворительного теоретического объяснения эти ключевые для района закономерности пока не нашли.

По существу остается не ясно: почему скарново-рудные тела дают группировки отмеченных трех-четырёх порядков, чем определяются наблюдаемые на эрозионном срезе формы и размеры этих группировок и каковы закономерности поведения их на глубину.

Буровыми работами установлено полное выклинивание на глубине многих месторождений района. Предполагавшаяся ранее возможность появления новых глубинных скарново-рудных узлов, располагающихся ниже известных, этими работами пока не подтверждена.

При изучении опубликованных сводных работ по району и личном ознакомлении с месторождениями¹ у автора сложилось впечатление о значительном своеобразии морфогенетических особенностей тельбесских скарново-магнетитовых узлов. Размеры и вертикальная протяженность тельбесских месторождений, в отличие от описанных выше, невелики. Поэтому при обычных глубинах разведки здесь достаточно освещается строение глубоких горизонтов рудных узлов и появляется возможность рассмотреть положение корней скарново-рудных узлов в материнском плутоне. Устанавливается приуроченность корней рудных узлов к ореольной гибридной зоне плутона, мощность которой варьирует от нуля до 0,7—1,0 км, а местами, возможно, и более. В ряде случаев эта зона полностью пересечена глубокими скважинами.

Предварительно намечены следующие типовые случаи локализации месторождений в ореольной зоне, графически переданные на рис. 38.

¹ Автор благодарит М. К. Харатегзова и А. С. Субботина, которые всемерно ему в этом способствовали.

I. При внедрении языковидных пологих спателлитов диорита фронтальной части интрузива в существенно карбонатную толщу магнетитовые руды (и скарны) в виде мелких гнезд и пологих пластообразных тел локализируются непосредственно на контакте с известняком, образуя как бы ореолы вокруг спателлитов. Вертикальный размах оруденения мал — десятки метров (Кедровка III). Рудные тела не дают группировок, свойственных рудным пучкам.

II. При внедрении крутых дайкоподобных и клиновидных спателлитов в вулканогенно-осадочные породы, содержащие мало-мощные прослои карбонатных пород, скарны и руды располага-

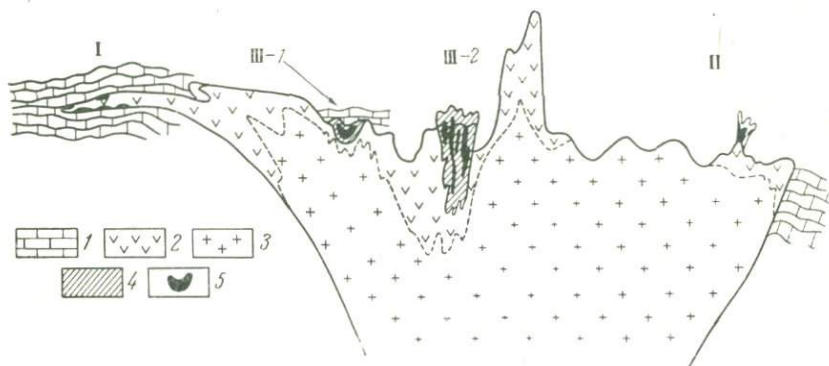


Рис. 38. Принципиальная схема (вертикальный разрез), иллюстрирующая положение скарново-рудных узлов разной вертикальной протяженности в Тельбеском плутоне и их отношении к ореольной зоне гибридных диоритов и гранитоидам ядра плутона

I — тип Кедровки III; II — тип Одрабаша—Тельбеса, III—1 — тип Верхнего Учулена, Медвежьего и др., III—2 — тип Темир-Тау

1 — известняки; 2 — диориты; 3 — адамеллиты, граниты; 4 — скарны; 5 — магнетитовые залежи

ются сразу над спателлитами среди трещиноватых ороговикованных пород и отчетливо контролируются трещинами. Пологие и умеренно пологие залежи, согласные с полосчатостью роговиков, на глубину распадаются на мелкие крутые тела, быстро выклинивающиеся, между тем как скарны уходят на большую глубину. Вертикальная протяженность оруденения 100—250 м, эффект рудного пучка выражен слабо (Тельбес, Одрабаш). Характерны пучки даек диабазовых порфиритов, корни которых, судя по структурным соотношениям, располагаются на глубине в области выклинки скарново-рудных зон.

III—1. При формировании скарново-рудных узлов среди материнских диоритов корни узлов в зависимости от положения останцов известняка могут располагаться на разных глубинах от кровли интрузива, что вместе со структурно-тектоническими факторами определяет разную вертикальную протяженность узлов. При неглубоком залегании блоков известняка формируются отно-

сительно короткие по вертикали (200—500 м) скарново-рудные узлы типа месторождений Медвежьих, Амфитеатр-Бегунец, Юго-Западные штоки и др. Фронтальные их части располагаются, как правило, на уровне кровли плутона или проникают в нее на небольшие расстояния. На ряде месторождений с более выдержанными на глубину рудными телами довольно отчетливо выражен эффект рудного пучка.

III—2. Корни скарново-рудного узла располагаются глубоко вблизи границы гибридных диоритов и гранитоидов ядра плутона. Пневматолито-гидротермальные растворы распространялись вверх колонной вплоть до кровли плутона, частью уходили в кровлю и получали, таким образом, большую вертикальную протяженность до 800—1000 м. Эффект рудного пучка в данном случае выражен наиболее полно. Горизонтальные размеры скарново-рудных узлов зависят от углов конусности. С глубиной они закономерно уменьшаются, при этом уменьшаются также размеры и количества рудных тел.

В качестве примеров последних двух типов рассмотрим Верхнеучуленское и Темиртауское месторождения.

Верхнеучуленское месторождение. По данным Ю. Д. Зубкова, оно представляет собой чашеобразную скарново-рудную зону с наибольшими горизонтальными размерами 500×100 м и протяженностью на глубину 200 м. Эта зона располагается в диоритах и гранодиоритах, окружая снизу останец известняка, который на верхних горизонтах служит заполнением чаши. На глубину размеры ксенолита уменьшаются (причем на горизонте 260 м известняки исчезают).

Скарны и руды наиболее широко развиты сразу под расширенной частью ксенолита. Ниже они образуют короткий столб, быстро выклинивающийся на глубину. С глубиной вначале исчезают известняки, затем магнетитовые руды, затем скарны. Сменяется сверху вниз и состав пород плутона — в сторону уменьшения на глубине гибридных богатых железом диоритов и увеличения количества лейкократовых гранитоидов. Ксенолит известняка и сопутствующий ему скарново-магнетитовый узел как бы «подвешены» в материнском плутоне, причем нет никаких оснований предполагать, что глубже нижней выклинки скарнов имеются какие-либо каналы движения рудообразующих растворов с глубин.

Темиртауское месторождение. Месторождение заключено в диоритах, оно имеет вертикальную протяженность не менее 900 м (а руд около 750 м) и максимальные горизонтальные размеры вблизи поверхности 1200×500 м, а на глубине 550 м — соответственно 1000 (с перерывами)×40 м. В этой сужающейся на глубину почти вертикальной колонне километровой протяженности по падению заключены скарны, сульфидно-магнетитовые руды, роговиковые породы, блоки карбонатных пород и метасоматически измененные диориты.

Размещение этих образований таково, что в общем контуре колонны отчетливо обособляются три «элементарные» скарново-рудные колонны, каждая из которых имеет форму крутопогружающегося к югу столба с небольшими углами конусности ($10—30^\circ$) в вертикальных поперечных сечениях. Горизонтальные сечения столбообразных колонн близки к изометричным и по площади с глубиной уменьшаются.

Наиболее крупная западная колонна с поперечником $150—250$ м непрерывно прослеживается по падению около 900 м. Многочисленные крутоориентированные рудные тела имеют наибольшие мощности в верхней части колонны (до глубины 200 м), а ниже, распальцовываясь, постепенно выклиниваются и глубже $400—500$ м остаются лишь маломощные рудные столбы среди скарнов и роговиков.

Восточная колонна, также выклинивающаяся с глубиной, погружается на восток и причленяется к обособленному останцу известняков среди диорита.

Поэтому корни скарново-рудных колонн на глубине обособляются. Останцы известняков (доломитов) известны на всех уровнях колонны, однако наиболее крупные из них располагаются сверху. Очередность полного выклинивания пород и руд по склонению колонн на глубину таково: вначале полностью выклиниваются магнетитовые руды, затем известняки, скарны и, наконец, диопсид-плагноклазовые роговиковидные породы. Ниже располагаются диориты, которые глубже сменяются гранитами (адамеллитами).

Соотношение описанной колонны с вмещающими гранитоидами таково. Располагаясь целиком в диоритах, колонна со стороны лежащего бока «подстиляется» диоритами лишь небольшой мощности, так как ниже они на коротком расстоянии постепенно переходят в адамеллиты. Со стороны висячего бока развиты однородные диориты. На глубине диориты сменяются гранитами, причем морфология условной границы тех и других зубчатая, пламевидная. Под основаниями скарново-рудных колонн граница опускается, а между ними — поднимается вверх, так что скрытые клиновидные выступы гранитоидов разделяют корни рудных колонн.

Таковы важнейшие морфологические особенности Темиртауского наиболее крупного магнетитового месторождения Тельбесского плутона. От Верхнеучуленского — представителя рядовых мелких месторождений — оно отличается в основном лишь количественными параметрами, обнаруживая большое сходство основных генетических характеристик. Сопоставляя фигуры тельбесских скарново-рудных узлов, мы видим, что в описанном выше ряду их морфологических типов (I, II, III—1, III—2) слева направо возрастает вертикальная протяженность рудных колонн, уменьшаются углы конусности и возрастают размеры рудных месторождений (рис. 39).

Отмеченные особенности локализации и морфологии скарново-магнетитовых месторождений указывают на значительно более тесную связь оруденения с породами плутона, чем предполагается гипотезой глубинного источника оруденения. Источником магнетитовых руд и сопутствующих им цветных металлов и золота в данном случае имеются все основания считать те гибридные магмы, которые сформировали внешнюю зону гранитоидного плутона и возникли при ассимиляции гранитной магмой зеленокаменных пород, эффузивных порфиритов, известняков и других вмещающих пород. Мощность этой зоны интрузива достаточно велика для

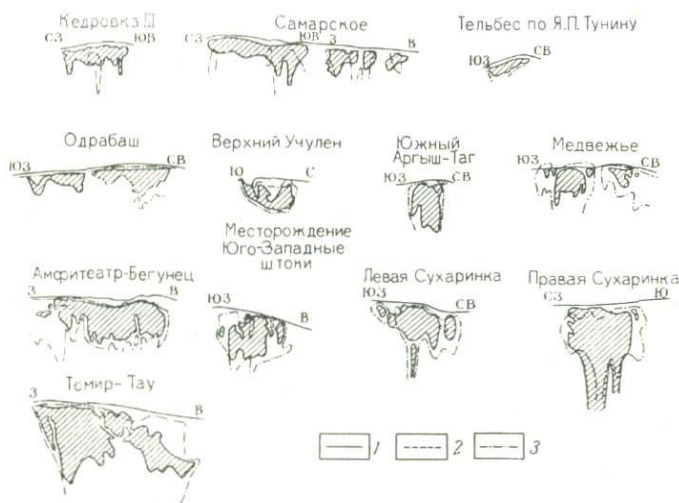


Рис. 39. Сопоставление сводных продольных проекций скарново-магнетитовых месторождений Тельбесского рудного района.
По Ю. Д. Зубкову

1 — контур руд установленный; 2 — контур руд предполагаемый;
3 — контур скарнов

того, чтобы сформировать не только мелкие, но и крупные месторождения, если имеются условия для отщепления рудных компонентов от магмы.

О том, что именно эта зона является рудопроизводящей, свидетельствует следующий факт: корневые части решительно всех оконтуренных месторождений не опускаются ниже ее «дна», в область более кислого и однородного по составу ядра плутона. На наиболее крупных месторождениях, таких как Темиртауское (с запасами магнетитовых руд около 40 млн. т), в диоритах вокруг скарнов и руд широко развиты своеобразные маложелезистые калишпат-пироксен-плагноклазовые и другие породы с аплитовидной и роговиковой структурой, которые дают постепенные переходы, с одной стороны, к скарнам, а с другой, — к гибридным дио-

ритам (за счет последних они и образуются, судя по многочисленным реликтам). Объемы этих маложелезистых пород, учитывая высокие содержания железа в диоритах, достаточно велики для того, чтобы послужить источником руд даже для относительно крупного месторождения.

Чрезвычайно важная для района закономерность состоит в том, что места выклинки магнетитовых месторождений на глубине располагаются в тех частях гибридной зоны интрузива, где неизменно присутствуют известняки (доломиты). Иногда они слагают довольно крупные блоки внутри скарново-рудных узлов, в других случаях обнаруживаются лишь в виде небольших останцов среди магматических и метасоматических пород. Эта связь устойчиво повторяется на десятках рудных участков и потому ей нельзя не придавать значения решающей причины в зарождении и локализации скарново-рудного процесса внутри (или на контакте) диоритов.

Учитывая отмеченное выше пространственное положение корневых частей рудных узлов, а также тот факт, что схизолиты плутона, включая их кислые разновидности, внедряются в скарны (а диабазовые порфириты рассекают и сульфидно-магнетитовые руды), следует сделать вывод о роли известняков не только в том, что они охотно замещались скарнами и рудами, локализуя очаги метасоматоза среди алюмосиликатных пород. Еще до начала собственно скарнового процесса, воздействуя на интрузирующую метастабильную гибридную магму как легкорастворимые флюсы, останцы известняка (доломита) создавали совершенно специфические условия эволюции магмы в пределах определенных ограниченных ее объемов, прилегающих к останцам. Возникали локальные очаги магмы с пониженной температурой кристаллизации.

Магма была несомненно пересыщена основаниями (железом, кальцием, магнием и др.), а также газами, благодаря растворению и диссоциации карбонатов. Тем самым предопределялась относительно поздняя кристаллизация и особое направление дифференциации такой гибридной магмы, получившей специализацию благодаря растворению карбонатов в определенном «герметизированном» объеме. Оно состояло в сбрасывании магмой обильной газовой фазы, дававшей начало скарновому процессу в прилегающих массах отвердевшего диорита и карбонатных породах, а также в обособлении жидкого железосодержащего флюида, сформировавшего массивные магнетитовые тела¹.

Останцы карбонатной породы в гибридной магме, таким образом, играют двойную роль: на стадии их магматического замещения они предопределяют совершенно специфическую местную

¹ А. Е. Ферсман считал, что образованию магнетита должна способствовать обстановка, содействующая появлению комплексного железосодержащего аниона. По его мнению, ассимиляция магмой известняков с появлением в ней обильного кальция может явиться как раз такой обстановкой (Ферсман, т. 2, 1939).

дифференциацию богатой основаниями и летучими магмы, на стадии кристаллизации магмы — локализуют очаги поздне- и постмагматического метасоматоза, воздействуя уже на обособившиеся рудоносные флюиды.

Такое представление о взаимодействии карбонатных пород и железоносной гибридной магмы в известной мере подтверждено экспериментами. Л. Н. Овчинников (1961) установил, что в зоне взаимодействия магматических расплавов с известняком образуется пироксен-плагноклазовая порода. Из расплава выносятся железо, магний, щелочи, цветные металлы и другие компоненты, которые «... обособляясь и концентрируясь, замещают известняк с образованием моделей рудных тел широко наблюдаемых в природе».

Подобный механизм образования скарново-рудных узлов, естественно, предполагает вполне определенные морфогенетические их закономерности, так как зона генерации рудных растворов и место отложения руд функционально тесно связываются и ставятся в зависимость от размещения останцов известняка в материнских породах (или контактов последних с карбонатной толщей). И действительно, именно морфогенетический анализ месторождений показал, что вероятные масштабы вертикальной миграции рудоносных флюидов от мест отделения к месту отложения руды в районе были невелики, варьируя в пределах от первых десятков метров (кедровский тип) до 0,7—1 км.

В этих пределах изменения расстояний миграции определялись локальными геологическими обстановками, степенью тектонической подвижности и сквозностью рудоконтролирующих структур (Г. Л. Поспелов). Несомненно, общим фоном, определяющим короткие расстояния миграции рудоносных флюидов и быстрое рудоотложение, были условия малой глубинности, придавшие всему рудоносному плутону резко выраженный гипабиссальный облик, что подчеркивал ранее М. А. Усов.

Подобный специфический генезис тельбесских месторождений, возникающих вследствие обособления на небольших глубинах в теле одного плутона многочисленных «рудных очагов», хорошо объясняет главные особенности этого района: обилие мелкокорневых скарново-магнетитовых узлов, прямую зависимость масштаба месторождения от глубин залегания корней, преимущественно изометричные очертания узлов в плане, их мало закономерное размещение в пространстве в смысле структурно-тектонического контроля и др.

Выводы

1. Сравнительная морфологическая характеристика большой группы скарново-магнетитовых месторождений, сформированных в условиях платформы и подвижных зон, выявляет некоторые закономерности формирования месторождений, прямо не зави-

сящие от геологических структур. К ним относятся явления скарново-рудного глубинного пучка, выражающего закономерные пространственные отношения на рудных полях парагенных продуктов магматизма: скарнов, руд и даек. Эффект пучка возникает в случае перемещения вверх скарно- и рудообразующих флюидов на заметные расстояния.

В гипабиссальной зоне (Тельбесский плутон) этот эффект уже заметен при расстояниях вертикальной миграции рудообразующих растворов 100—300 м (см. рис. 39). При вертикальной протяженности колонн минерализующих растворов, превышающих 1 км, он выражен очень отчетливо. Не подлежит сомнению, что эффект глубинного пучка связан с определенными свойствами эндогенных жидкостей (и газов), поскольку они перемещаются в земной коре, независимо от того, в платформенных или геосинклинальных участках коры происходит их перемещение к земной поверхности.

2. Морфологический тип скарново-рудных полей прямо зависит от условий среды и особенностей взаимодействия с нею расширяющихся вверх колонн эндогенных жидкостей и газов. В условиях нарушенного разлома горизонтально лежащего слоистого чехла платформы формируются конические скарново-магнетитовые колонны («рудные трубки»), сменяющие вверх по восстанию штоки массивных и брекчиевидных материнских трапповых интрузий. Верхняя зона неэродированных рудных трубок представлена рудными полями с радиально-кольцевым размещением даек долерита и жил магнетита (Ангаро-Катские месторождения, по Г. Л. Стрехову).

В участках сильно нарушенных разломами одного господствующего направления простой конический тип рудного поля сменяется уплощенно-коническим, переходным к плоскому (Рудногорское). При вертикальном восстающем движении колонны трапповой магмы, богатой летучими, на расстоянии 1,5—2 км в условиях малых глубин и в обстановке платформенных структур происходит столь значительное снижение термодинамического режима¹, что дифференциация магмы уже не может идти эволюционно (как в силах). Она приобретает спонтанный пульсационный характер, сопровождается актами автобрекчирования твердеющих порций магмы и бурно отдает летучие и жидкостные рудные флюиды. Скрытые эксплозии, перерастающие в скарновый и рудный процесс, являются следствиями подобного развития дифференциации и одновременно причиной возникновения конической фигуры всей рудно-магматической колонны.

3. В условиях подвижной складчатой зоны Тургая штоковидным рудоносным интрузивам габбро-диоритовых и сиенитовых пород, локализующимся вдоль глубинного разлома, сопутствуют колонны постмагматических растворов конической формы. Од-

¹ Имеется в виду уменьшение давления, сопровождаемое одновременным увеличением объема магмы за счет расширения отделяющихся газов.

нако их коническая форма устойчиво сохраняется лишь до определенной глубины, отвечающей прикорневым внутриинтрузивным частям скарново-магнетитовых полей. Выше потоки растворов сильно расширяются, преимущественно в плоскости рудоконтролирующих зон смятия и складчатости, формируя протяженные по простиранию рудные поля плоского типа (Соколовское, Сарбайское). Расстояние горизонтального бокового движения рудных растворов от вертикального конического канала достигает 3 км и иногда более, при глубине залегания корней рудного поля не менее 2—2,5 км.

В геологических структурах, характеризующихся одинаковой проницаемостью для растворов, горизонтальное растекание их происходит центробежно и примерно с одинаковой интенсивностью в разных направлениях. Возникающее в этих условиях скарново-магнетитовое поле конического типа характеризуется большими углами конусности, т. е. имеет чашевидную форму (Каچارское). Хотя рудные растворы в обоих случаях способны уходить в стороны на расстояние 2—3 км и более, наиболее интенсивное отложение магнетита в виде сплошных масс происходит в прикорневых частях рудных полей¹. Скопление громадных масс богатой магнетитовой руды, заключенной в прикорневых рудных столбах уплощенно-конической формы, — весьма важная особенность тургайских месторождений.

4. Морфогенетическое изучение тельбесских месторождений приводит к выводу, что мелкие скарново-магнетитовые месторождения, рассеянные в гибридных диоритах эндоконтактной зоны гранитового плутона, возникают при взаимодействии гибридной богатой железом магмы с карбонатными породами, играющими роль флюса при магматической дифференциации. В этом убеждает теснейшая связь корней скарново-рудных зон с останцами известняков в диоритах, преимущественно изометрические очертания скарново-рудных узлов в плане и намечающаяся прямая зависимость между количеством магнетитовой руды в каждом узле и глубиной залегания корней узлов в рудопроизводящей зоне гибридных гранитоидов.

Основные этапы развития рудоносного плутона представляются в следующем виде: образование существенно гранитного расплава на глубине; перемещение его вверх и формирование периферической зоны гибридной магмы за счет железо-магнезиальной контаминации; взаимодействие гибридной магмы с известняками на фронте интрузива и отщепление железоносных флюидов в участках взаимодействия.

5. Сопоставляя Тельбесский и Тургайский железорудные районы, мы сравниваем в определенном отношении крайние случаи

¹ Причина этого, возможно, связана с явлениями динамической газовой-жидкостной дифференциации колонны рудоносного флюида. Явления эти в общем виде будут рассмотрены в главе III.

рудолокализации: в одном районе широко развиты мелкие быстро выклинивающиеся на глубину залежи; в другом представлены немногочисленные, но уникальные по масштабу и протяженности месторождения. Сравнение позволяет предположить, что имеются определенные связи между фигурами скарново-железородных полей, масштабами рудоотложения и глубиной залегания корней месторождений. Когда место отделения скарново-рудных флюидов и место отложения руд пространственно сближены, то короткие по падению рудные залежи образуют рассредоточенные группировки нескольких порядков (называемые участками, месторождениями, рудными полями).

В Тельбесском районе могут быть выделены бескорневые (орельные) рудные поля (первого рода) с протяженностью оруденения по вертикали менее 200—300 м и многокорневые поля второго рода, причем протяженность по вертикали составляющих их рудных узлов также сравнительно невелика (менее 1 км). Рудные поля Тургая — это поля третьего рода, корневые части которых располагаются глубоко. Скаполито-скарновые зоны и компактные массы руд образованы растворами, вертикальное перемещение которых превышало 2—3 км.

6. В целом рассмотренные скарново-магнетитовые поля дают примеры формообразования магматогенных геологических тел, во многом аналогичные тем, которые были описаны для других классов эндогенных месторождений. Общими, в частности, являются типовые фигуры рудных полей и намечающиеся особенности их симметрии (см. рис. 23, 30, 39).

4. ЗОЛОТОРУДНЫЕ МАГМАТОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Золоторудные месторождения представлены громадным разнообразием генетических, формационных и структурно-морфологических типов. Имеются основания полагать, что существует по крайней мере три гетерогенных ряда золоторудных формаций, разделяемых по типу продуктивных магм: гипербазитовый, базальтоидный и гранитоидный¹. Представителями гипербазитового ряда формаций являются ликвационные и аккумулятивные месторождения, где золото проявляется в качестве важного спутника платины, хромита и хромистого железняка. В продуктах глубинной дифференциации базальтоидных магм, например в медноколчеданных и полиметаллических рудах Урала и Рудного Алтая, золото и его постоянный спутник в этих формациях серебро являются весьма существенными составными частями. В некоторых формациях этого ряда (например, в кварц-барит-полиметаллической) по своей ценности эти металлы являются даже ведущими. К базальтоидному ряду формаций следует отнести также эпите-

¹ Этому вопросу посвящен доклад П. Ф. Иванкина и К. Р. Рабиновича на Второй конференции по золоторудным месторождениям Сибири (Томск, 1966).

мальные месторождения, связанные с субвулканическими щелочноземельными породами. Наиболее многочисленны, однако, золоторудные месторождения гранитоидного ряда формаций, представленные пегматитами, скарнами, кварцевыми и кварц-турмалиновыми жилами с небольшими и умеренными количествами пирита, пирротина, арсенопирита и других сульфидов.

Золотоносные флюиды способны отделяться от материнских магм и формировать руды на разных глубинах. Известна связь золотой минерализации с древними гранито-гнейсовыми комплексами (Аляска, Канада, Орегон и Колорадо в США и др.). По некоторым данным золото способно концентрироваться в зонах гранитизации, в этих случаях оно ассоциирует с альбитом, калишпатом, апатитом, мусковитом¹. Довольно широко распространены золотоносные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, связанные с аплит-пегматитами и пегматоидными гранитами, что позволило А. Я. Булытникову (1948) выделить особую группу таких месторождений.

Но особенно многочисленны золоторудные проявления в гипабиссальной зоне, где оруденение локализуется как в апикальных частях и контактах гранодиоритовых, диоритовых и иных по составу материнских плутонов, так и на некотором удалении от них. Оно известно в виде скарновых, различных гидротермальных кварцево-жильных и штокверковых формаций, отличающихся по минеральным ассоциациям, температурам образования, количеству и характеру жильных интрузий и многим другим признакам. Имеющиеся классификации золоторудных формаций (А. Я. Булытников, Н. В. Петровская, Н. И. Бородаевский) учитывают эти важнейшие геолого-генетические признаки.

Для субвулканической зоны характерны специфические эпитермальные золотые и золото-серебряные месторождения, которые, по мнению Г. Шнейдерхена (1958), образуют отдельную группу, имеют корни в субвулканических изверженных телах и не дают переходов к более глубинным (плутоническим) месторождениям. Этим месторождениям свойственны интенсивное изменение вмещающих пород (каолинизация, серицитизация, пропилитизация), четкое телескопирование и специфический состав минерализации (халцедоновидный кварц, адуляр, цеолиты и др.), а также приуроченность к вулканогенным породам андезито-дацитового и риолитового типа. К числу таких месторождений относятся Крипл-Крик в Колорадо, Комсток в Неваде, месторождения Румынии, Белая Гора в Приморье, Балейское в Забайкалье.

Наиболее полная структурная классификация золоторудных месторождений, опубликованная Н. И. Бородаевским (1960), включает четыре группы и шестнадцать типов их. Классификация дает представление о многообразии морфологических типов золоторудных тел и характере их связей с различными структурными

¹ По данным К. Р. Рабиновича (1963 г.).

элементами в разных геологических условиях. Эти условия Н. И. Бородаевский учитывает, выделяя структурные типы золоторудных полей: в слоистых толщах осадочных и эффузивных пород, в массивах интрузивных пород, в толщах метаморфических пород и в толщах неоднородного сложения. Главные рудораспределяющие элементы в этих условиях имеют неодинаковую природу, что сказывается на методе геолого-структурного картирования полей.

При выявлении морфологических закономерностей, свойственных золоторудным полям, помимо учета структурных факторов и влияния их на форму рудных тел, необходимо исследовать еще характер пространственной взаимосвязи самих рудных тел. Когда полезная минерализация представлена одним крупным телом, например штокверком, или немногими непосредственно соединяющимися залежами, то объемное представление о рудном поле в целом достигается при обычном структурно-геологическом его изучении и разведке. Однако подобные случаи сравнительно редки.

Большей части золоторудных полей, как известно, свойственно обилие рудных тел (жил), их рассредоточенность и сложные взаимоотношения в пространстве. Представления о морфологии таких рудных полей можно получить лишь путем выяснения пространственно-структурных отношений друг к другу всех рудных тел и контура внешних их выклинок на разных глубинах, что в итоге дает нам представление о фигуре рудного поля и специфике глубинных корневых его частей. Ни в одной известной нам классификации месторождений сведения о фигурах золоторудных полей и закономерностях изменения их с глубиной не приводятся. Сведения о глубине распространения золотого оруденения также не приводились, насколько известно, в систему при разработке структурных и минералогических классификаций.

Проводимая в этом направлении работа (автором совместно с В. А. Булытниковым и К. Р. Рабиновичем), позволяет предложить лишь предварительную группировку полей, опирающуюся пока на сравнительно небольшое количество лично изученных примеров и достаточно полных описаний отечественных и зарубежных месторождений (табл. 3). Рудные поля в этой таблице разделяются: 1) по характеру строения их глубинных корневых частей; 2) отношению корней к магматическим породам, с которыми пространственно ассоциирует золотое оруденение; 3) по морфологическим особенностям самих рудных полей, т. е. по типам их фигур. В таблице указываются также некоторые особенности геологической позиции и внутреннего строения, свойственные выделенным рудным полям.

Рассмотрим три первых признака группировки полей.

1. По характеру корней выделены ореольные («бескорневые»), многокорневые и однокорневые золоторудные поля.

К ореольным отнесены такие системы коротких по падению (склонению) рудных тел и минерализованных зон, при формировании которых миграция золотосодержащих растворов не могла

**Предварительная классификация магматогенных золоторудных
По П. Ф. Иванкину, К. Р. Раби**

Морфогенетические особенности рудных полей				
характер корней рудных полей	особенности фигур рудных полей, а для многокорневых — особенности фигур отдельных рудных узлов	протяженность рудных полей на глубину	положение корней рудных полей в породах рудоносного магматического комплекса	
1	2	3	4	
Поля ореольного типа („бескорневые“)	Субвулканические		Вкрапленно-прожилковая минерализация в контактовых зонах экструзивов	
	Плутонические	Формы, подчиненные структурам контактов магматических тел	Невелика, обычно менее 200—300 м	Ореольная минерализация в апикальных зонах гипабиссальных гранитоидов: а) вкрапленная в роговиках и скарнах; б) жильная в роговиках и скарнах
Многокорневые поля	Субвулканические	Поля конечного типа: а) с преобладанием жильных и штокервово-вкрапленных руд б) с преобладанием некков, диатрем и неправильных масс минерализованных брекчий	Мелкокорневые Мелкокорневые и переходные	Корни заключены в субвулканических и вулканических породах

полей по морфогенетическим признакам
Новичу и В. А. Булытникову

Геолого-структурная позиция рудных полей	Морфология рудных тел, их структурное положение и взаимо- отношения	Особенности мине- рализации	Примеры
5	6	7	8
			Не изучены
Контактные зоны небольших интрузивных што- ков по периферии пестрых батолитов в складчатых областях	Неправильные тела, гнезда, лин- зы	Сульфидизиро- ванные скарны и роговики	Натальевское, Лебедское и Сино- хинское в Алтае- Саянской горной области; Кэбл, Голд-Хилл и Ник- кель-Плэт в Се- верной Америке Контакты штока Манка (Южный Алтай) и др.
Фронтальные части зон грани- тизации в под- вижных структу- рах	Мелкие разоб- щенные жилы	Кварц, кали- шпат, турмалин, биотит, пирротин, халькопирит	Курчумско-Мар- какольский золото- рудный район, Ав- роренско-Предгор- ненская зона (Во- сточный Казах- стан), Казаковское (Забайкалье)
Области моло- дой активизации с проявлением ан- дезитового и ли- паритового вулка- низма. Обычно в узлах пересече- ния и сопряжения региональных разломов	Штокверки и сильно развет- вляющиеся вверх живильные системы, прежилково- вкрапленные зоны и брекчии. Харак- терна небольшая (100—200 м) вер- тикальная про- тяженность зоны всёма богатых руд в штокверках	Эпитермальный минеральный комплекс халце- доновидного кварца, адуляра, каолинита, теллу- ридов и селени- дов золота, пи- рраргирита и др.	Северный уча- сток Балейского месторождения Крипл Крик — трубка Крессон, Колорадо; Илим- ское?

Морфогенетические особенности рудных полей

характер корней рудных полей	особенности фигур рудных полей, а для многокорневых — особенности фигур отдельных рудных узлов	протяженность рудных полей на глубину	положение корней рудных полей в породах рудоносного магматического комплекса	
1	2	3	4	
Многокорневые поля	Субвулканические	Поля плоского и комбинированного типов. Характерны субвулканические штоки и дайки	Мелкокорневые, переходные и глубококорневые	Корни оруденения, по-видимому, общие с корнями субвулканических малых интрузий
		Плутонические	Поля конического и комбинированного типов: а) с преобладанием мелких жил и штоков б) с преобладанием протяженных жил	Глубоко- и мелкокорневые
Поля плоского типа: а) с преобладанием протяженных линейно-ориентированных жил	Глубококорневые, переходные к мелкокорневым		Корни заключены в минерализованных региональных тектонических зонах смятия, вмещающих малые интрузии рудоносного комплекса	

Геолого-структурная позиция рудных полей	Морфология рудных тел, их структурное положение и взаимоотношения	Особенности минерализации	Примеры
5	6	7	8
	<p>Системы жил несредко большой протяженности в глубоководных и более мелкие жилы, а также штокверки, брекчи и зоны вкрапленников — в мелкокорневых. Вертикальная протяженность богатых рудных столбов в мелкокорневых полях менее 200 м, в глубоководных — превышает 400—500 м</p>	<p>Сложные гипо- и мезотермальные минеральные комплексы в глубоководных, переходные и эпитеермальные в мелкокорневых. Характерно телескопирование</p>	<p>Балейское, зоны I, III, IV; Комсток, Невада; Дарасунское, Ключи</p>
<p>Складчатые области с развитием позднеорогенных пестрых по составу гранитоидных батолитов. Рудные поля тяготеют к узлам сопряжения длительно развивающихся тектонических структур с массивами диоритов и гранодиоритов</p>	<p>Сопряженные системы жил большой протяженности в глубоководных, штокверки и системы небольших жил в переходных и мелкокорневых</p>	<p>Простые гипотермальные, реже мезотермальные кварц-сульфидные комплексы с переменным количеством пирротина, пирита, халькопирита, блеклых и др. Телескопирование не характерно</p>	<p>Коммунар, Джембет Ольховское, Центральное, Комсомольское, Степяк, Аксу, Бестюбе</p>
<p>Приурочены к продольной тектонической зоне, ограничивающей золотоносный гранодиоритовый батолит и контролирующей дополнительные крупные интрузии</p>	<p>Линейные и кулисовидные системы крупных жил, столбообразно уходящие на глубину, группирующиеся в виде рудных узлов вдоль зоны протяженностью до 192 км</p>	<p>Простые мезотермальные кварц-сульфидные жилы с малым количеством сульфидов и интенсивным околожилным изменением пород березит-лиственитового типа</p>	<p>Мозер-Лод в Калифорнии; Аргонавт, Кеннеди, Гросс-Валлей и др.; Сладен Маларик и др., Канада</p>

Морфогенетические особенности рудных полей			
характер корней рудных полей	особенности фигур рудных полей, а для многокорневых — особенности фигур обособленных рудных узлов	протяженность рудных полей на глубину	положение корней рудных полей в породах рудоносного магматического комплекса
1	2	3	4
Многокорневые поля	б) с преобладанием средних и мелких жил разной ориентировки		
Однокорневые поля	Поля плоского типа обычно с конформным отношением рудных тел и малых интрузий (двусторонние и односторонние) Поля плоского и комбинированного типов с дисконформным отношением рудных тел и малых интрузий	Глубококорневые	Корни пучков даек гранитоидов и гидротермальных жил располагаются в глубинных частях региональных разломов и линейных интрузивных поясов
	Плутонические		

быть сколько-нибудь значительной. В зонах смятия, на фронте выклинивания гранитных акмолитов среди кристаллических сланцев и мигматитов, известны короткие золотоносные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы и гнезда, которые дают постепенные переходы в аплиты, микрограниты или пегматиты. Они могут рассматриваться в качестве ореола акмолита, где накапливались в процессе его формирования кремнисто-щелочные золотосодержащие растворы, сформировавшие такие жилы и гнезда. В мезо- и гипабиссальной зонах ореольный характер имеет золотоносность сульфидизированных роговиков вокруг гранитных тел, а также зон скарнов и скарноидов.

Минерализация подобного типа может быть развита на значительной площади и в околоинтрузивных зонах, но в пространстве она обычно неустойчива, носит рассеянный характер и на глубину сравнительно быстро заканчивается. Рудоносные магматические тела с ореольной минерализацией обычно однофазны; расщеплен-

Геолого-структурная позиция рудных полей	Морфология рудных тел, их структурное положение и взаимоотношения	Особенности минерализации	Примеры
5	6	7	8
Приурочены к зонам смятия, вмещающим небольшие рудоносные интрузии			Крылатовское, Маралиха, Алкабек
Приурочены к активизированному региональному разлому в консолидированных складчатых областях вдали от выходов крупных плутонов на эрозивном срезе	Лентовидные жилы, весьма протяженные по склонению уплощенные столбы и залежи, конформные с малыми интрузиями Короткие многочисленные жилы выполнения, локализирующиеся преимущественно в дайках, дисконформные	Простые гипотермальные с подчиненными мезотермальными кварц-сульфидные минеральные комплексы. Характерна графитизация пород Мезотермальные минеральные комплексы. Характерна березитизация и лиственитизация пород	Восточный Казахстан; Колар, Индия; Советское, Енисейский край; Хемсток, Дакота; Бизтимайн, Канада Березовское, Урал

ные жильные интрузии, если они присутствуют, имеют послерудный возраст. Ореольная минерализация в золоторудных районах, по-видимому, широко распространена и как источник россыпного золота имеет важное значение. Однако она редко достигает той интенсивности, при которой формируются промышленно важные поля корневого типа. Морфологическое описание ореольных рудных полей в данной книге не приводится.

К многокорневым отнесены такие золоторудные поля, которые имеют отчетливый узловый характер внутреннего строения при пространственной обособленности корней каждого рудного узла на глубоких горизонтах рудного поля. Каждый такой узел представляет собой отдельное месторождение, рудный участок, свиту жил или зону, причем пространственная обособленность его, не всегда хорошо выраженная на поверхности вследствие сближения или даже соприкосновения рудных тел, относящихся к разным узлам, на глубоких горизонтах увеличивается.

Многокорневые рудные поля формируются в условиях, когда существует несколько пространственно сближенных, но непосредственно (гидродинамически) не связанных рудоподводящих каналов. Подобные условия обычны в местах пересечения региональных рудоконтролирующих разломов и трещинных зон, особенно в областях молодой тектонической активизации. Имеется несколько наглядных примеров рудных полей подобного рода, сформированных на разных глубинах в различных толщах пород и в широком интервале температур (Коммунар, Дарасунское, Балеиское, Крипл-Крик и др.).

Внешней отличительной особенностью их является необычно большая площадь рудного поля (до 5—10 км², а иногда даже и более) и четко выраженный узловый характер группировки рудных тел в пространстве. Структурно-морфологические особенности рудных тел могут быть самыми различными, так как факторы их узловой группировки даже в пределах одного рудного поля могут быть неодинаковыми.

Однокорневыми названы такие золоторудные поля, в пределах которых рудные тела образуют связанное целое, причем характер этой связи с глубиной не только не теряется (что свойственно ореольным полям), но, напротив, становится более тесным. Независимо от того, представлены ли рудные тела жилами, штокверками, вкрапленными или сплошными залежами, с глубиной они сближаются и либо соединяются, либо выклиниваются, но всегда так, что продолжения (следы) этих тел в основании рудного поля уходят в один структурный узел—корень, имеющий небольшие горизонтальные размеры по сравнению с площадью рудного поля. На верхних горизонтах однокорневое жильное поле может иметь узловое строение.

Однако обособленные жилы и их группировки в отличие от таковых у многокорневых полей с глубиной соединяются или прилегают на разных уровнях к общему для них рудоподводящему каналу. При этом обычно уменьшается количество рудных тел, их мощность и полезная минерализация, а количество сопутствующих рудам жильных интрузий, напротив, увеличивается. В качестве характерных примеров однокорневых полей ниже описываются Ольховское месторождение, некоторые месторождения Восточного Казахстана, Колар в Индии и др.

II. По характеру отношения корней рудных полей к магматическим породам, с которыми ассоциируется золотое оруденение, с достаточной определенностью выделяются три их группы.

А. Золоторудные поля, корни которых заключены внутри субвулканических пород—андезито-дацитов, липаритов и др.

Б. Золоторудные поля, корни которых заключены внутри плутонов диоритов, гранодиоритов и других гранитоидов.

В. Золоторудные поля—глубинные пучки малых интрузий и

гидротермальных жил, корни которых не имеют связи с субвулканами и крупными плутонами.

А. К первой группе относятся так называемые эпитермальные золотые и золото-серебряные месторождения. Г. Шнейдерхен (1958) на примерах месторождений «субвулканического цикла» Карпат, Суматры, Явы, Японии, США и других регионов дает следующую их общую характеристику. Рудные жилы, штокверки и зоны вкрапленников тесно связаны с субвулканическими и интрузивными штоками, а иногда вулканическими жерлами. «На известной глубине системы рудных жил начинаются от немногочисленных безрудных корней, которые вверх все более и более ветвятся с образованием новых жил. Вместе с тем кверху быстро возрастает интенсивность оруденения. На коротких расстояниях по вертикали располагаются один над другим все новые и новые, все более богатые металлами парагенезисы, количество благородных металлов в которых возрастает. . . Еще выше рудные жилы разбиваются и распадаются на бесчисленные прожилки. . . Высота всего минерализованного штокверка в общем разрезе может достигать 500—700 м, причем оптимальной зоной благородных металлов является верхняя треть, всего лишь 150—250 м верхней части штокверка» (Шнейдерхен, 1958, стр. 183—184).

Таковы, например, месторождения Крипл-Крик, Колорадо. Богатейшие месторождения теллуридов золота и флюорита этого района, по А. Бэтману (1949), располагаются в массиве брекчированных изверженных пород миоценового возраста, представляющего собой, вероятно, пробку вулкана. Массив имеет размеры от 3,2 до 4,8 км в поперечнике и уходит на глубину в докембрийские кристаллические породы девятью воронкообразными корнями. Массив сформирован последовательными внедрениями лагит-фонолита, сиенита, фонолита и щелочных базальтоидов. В нем заключены кварц-адуляр-сульфидно-флюоритовые жилы с теллуридами золота и киноварью, а также взрывные трубки с богатой минерализацией того же типа. Жилы и жильные зоны сильно разветвлены на верхних горизонтах; с глубиной они сходятся и количество их уменьшается. На глубине свыше 450—500 м они, как правило, обеднены и не выгодны для эксплуатации. Помимо жил характерны рудные брекчии, слагающие трубки. Так, трубка Кресон имеет в диаметре 210 м и прослежена до глубины 600 м, где она разветвляется.

Одним из крупнейших скоплений золото-серебряных руд является также месторождение Комсток в Неваде, залегающее вдоль сброса в третичных пропилитизированных эффузивах. Оно представлено живообразно разветвленным на флангах кварцевым телом длиной 4 км, мощностью до 100 м и протяженностью на глубину более 900 м. Оруднение (электрум, аргентит, сульфосоли, серебро) резко ухудшилось на глубине 600 м (Бэтман, 1949).

Из месторождений СССР к этой группе могут быть отнесены Белогорское, Балейское и Дарасунское рудные поля. Месторожде-

ние Белая Гора, по данным Г. В. Фосса (1963), приурочено к покрову базальта, прорванному экструзиями липаритов и их брекчий. Халцедоновидный золотиносный кварц, сопровождаемый каолинитом и малым количеством пирита, халькопирита, арсенопирита, прустита, киновари и др., слагает прожилки, штокверковые столбы и цементирует брекчии. С глубиной интенсивность оруденения и изменения пород снижаются.

Балейское рудное поле. По данным П. С. Бернштейна (Бернштейн, Петровская и др., 1961), оно представляет собой крупный грабен глубиной около 1 км, заложённый на консолидированных палеозойских структурах в месте пересечения региональных разломов. Изучение материалов, полученных В. И. Лазовским, С. В. Чеглоковым, М. Ю. Циденовым, Г. В. Синчуковым, А. Ф. Воросовым и другими геологами, дополненное личным осмотром автором рудного поля, позволяет дать следующую его характеристику.

Нижняя и средняя части грабена заполнены верхнеюрскими лавобрекчиями и агломератами андезит-дацитов, среди которых присутствуют субвулканические их аналоги. Выше залегают перемытые вулканические агломераты и груболоистые почти горизонтально лежащие терригенные конгломераты и песчаники. Депрессия имеет, по-видимому, тектоно-вулканическое происхождение, причем наибольшие прогибы ее были синхронны с верхнеюрским вулканизмом. По данным Н. А. Фогельман (1961), оруденение связано с нижнемеловым криптовулканическим магматизмом, проявившимся в виде эксплозивных брекчий, фельзитов и кварцевых порфиров.

В пределах депрессии, основание и борта которой сильно осложнены разломами, обособляется шесть жильных узлов (зон)¹. Их относительное расположение и морфологические особенности видны на рис. 40. Северный участок представляет собой короткий по склонению штокверк, имеющий форму конуса, погружающегося к юго-западу вдоль тектонического разлома, который ограничивает депрессию. Жильный штокверк развился в лежащем боку разлома в палеозойских диоритах. Горизонтальные сечения штокверка с глубиной уменьшаются следующим образом: на III горизонте 400×250 м, на V 300×200 м, на VI 200×150 м, на VII—IX — почти полное выклинивание. Соответственно уменьшаются общая длина и количество жил (более чем в десять раз) при увеличении их средней мощности (в 2,5—3 раза). Корневая часть штокверка — узкий и короткий слабоминерализованный канал — погружается в плоскости разлома в основание тектоно-вулканической депрессии.

Два соседних участка, лежащие южнее, представляют собой разные ветви одной жильной системы, имеющей общую корневую

¹ При морфологическом изучении рудного поля и его жильных узлов большую помощь автору оказывали геологи Балейского комбината А. Ф. Воросов, С. В. Чеглоков, Г. В. Синчуков, М. Ю. Циденов.

часть на глубине 500 м. Северо-западная более полно развитая ветвь морфологически напоминает конический штокверк Северного участка, более удлиненный по простиранию и погружившийся на большую глубину. Главная стволовая жила этой ветви вблизи поверхности имеет длину 1100 м, а на IX горизонте 170 м. Уменьшается с глубиной также размер всей жильной ветви, погружающейся в целом к юго-востоку.

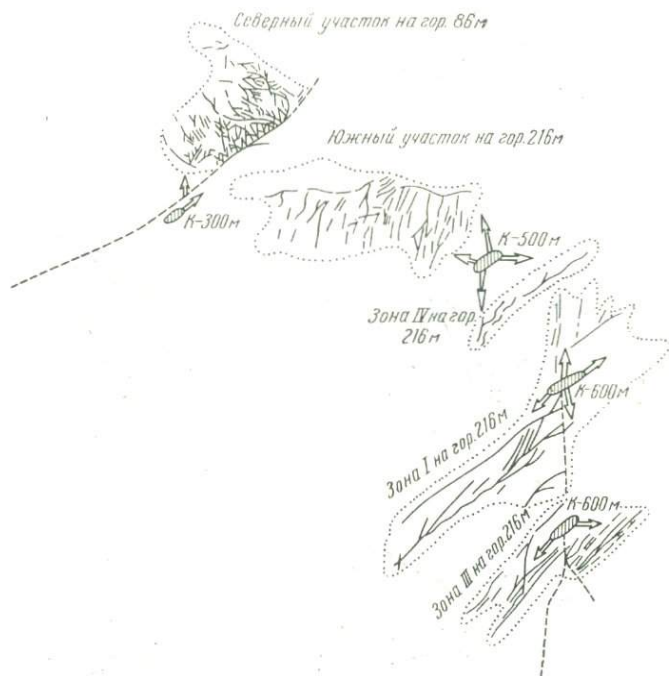


Рис. 40. Схематический план БалеЙского рудного поля. Передано взаимоотношение жил, границы участков (точечный контур) и проекция на план корней жильных пучков (заштрихованные овалы). Стрелками указаны предполагаемые господствующие направления бокового растекания гидротерм

Вторая ветвь имеет по отношению к первой встречное северо-западное падение. Она характеризуется преобладанием жил одного (северо-восточного) простирания и морфологически относится к жильным пучкам плоского типа. Корни всего двустороннего жильного пучка и малые интрузии уходят в палеозойское основание депрессии, а прифронтальная сильно разветвленная его часть залегает в нижнемеловых песчаниках и конгломератах.

Рудные участки, располагающиеся в южной части поля, представляют собой довольно типичные линейные жильные зоны, протяженность которых по простиранию во много раз превышает их ширину. В трехмерном изображении они имеют вид умеренно уп-

лощенных жильных пучков с углами конусности (на продольной проекции) от 50° до 90° (рис. 41). Внутреннее строение зон характеризуется присутствием протяженных и мощных стволовых жил, которые сопровождаются, в особенности со стороны висяче-

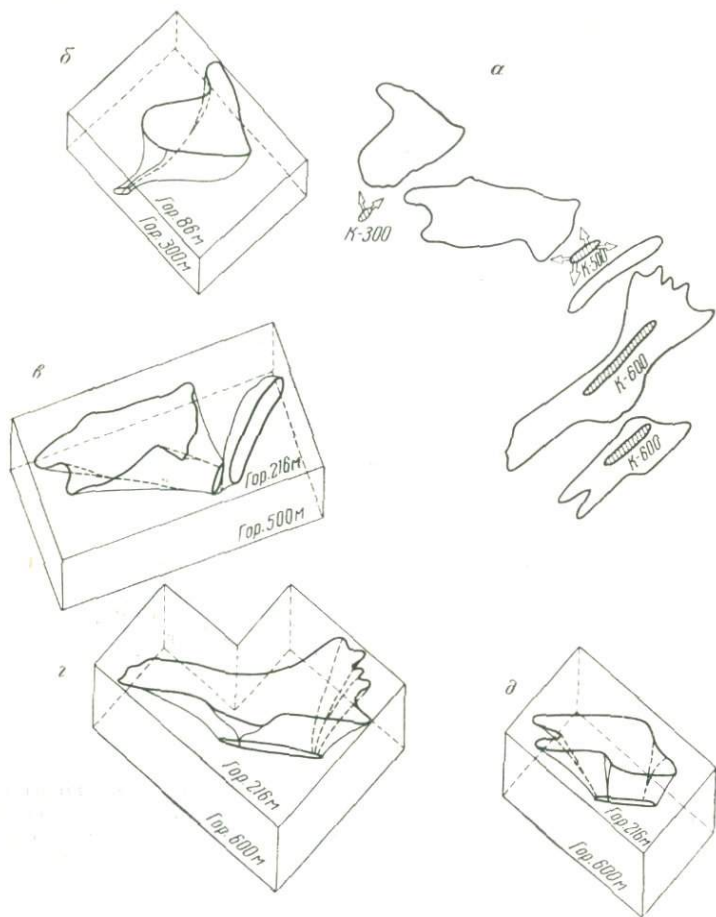


Рис. 41. План (а) и трехмерное изображение фигур жильных пучков Балейского рудного поля:

б — фигура жильного пучка Северного участка; в — фигура жильного пучка Южного участка и зоны IV; г — фигура жильной зоны I; д — фигура жильной зоны III

го бока, многочисленными более мелкими жилами, разветвляющимися вверх по восстанию в виде «жильных метелок».

В продольной проекции жильные зоны асимметричны: юго-западные их фланги весьма развиты по простиранию, северо-восточные — короткие. Корневые части жильных зон лежат в плоскости столовых жил на глубине около 600 м, т. е. в области фундамента

грабена. Как и на других участках, корни жильных пучков тяготеют к узлам пересечения сколовых зон северо-восточного простиранья с меридиональными разломами, нарушающими фундамент. Крайний южный жильный участок сильно осложнен послерудными нарушениями.

На примере Балейского рудного поля (а также Дарасунского и других) можно видеть, что морфологические типы жильных систем в одном многокорневом рудном поле могут быть разнообразными, а их корни — разноглубинными. По мере движения от северной границы грабена к южной тип жильного пучка меняется от конического до плоского с соответствующим изменением коэффициента уплощенности фигур от $\frac{a}{b} = 1,6$ до $\frac{a}{b} = 5-6$. В этом же направлении намечается увеличение глубины погружения корней жильных пучков и вертикальной протяженности последних, что свидетельствует о несколько большей глубине формирования жильных систем южной части поля по сравнению с северными. Об этом говорят также данные минералогического изучения рудного поля (Петровская, 1961). Вывод этот лишь дополняет заключение П. С. Бернштейна о весьма малой общей глубине формирования рудного поля.

Корни пучков на уровне фундамента депрессии отстоят друг от друга по горизонтали на расстояниях от 500—600 до 1400 м. Прикорневые части жильных систем в пространстве также четко обособлены. Однако выше, на уровне главного рудоносного горизонта балейской свиты, где жильные пучки сильно разветвляются и выполаживаются, они местами соприкасаются и перекрывают друг друга. Для прифронтальных частей жильных пучков характерно развитие прожилково-вкрапленной минерализации *вширь*, распространяющейся на большие массы пород, местами (но не всюду) при четком литолого-стратиграфическом контроле минерализации. Прифронтальная зона характеризуется также наибольшей металлоносностью, многообразием минеральных парагенезисов и текстур кварца. Поскольку глубины залегания корней и фронтальных частей каждого жильного пучка различны, то и эта зона максимальной продуктивности гипсометрически различна: наиболее высока она на северном участке и опускается на южных.

В итоге можно заключить, что Балейское рудное поле представляет собой наглядный пример многокорневого рудного поля, сформированного в верхнеюрской тектоно-вулканической депрессии. Корни рудного поля располагаются в палеозойском фундаменте депрессии, для которого характерны субвулканические тела диорит-порфиритов и предполагаются породы липаритового ряда. По характеру минерализации месторождение относится к образованиям «субвулканического цикла», а морфологически во многом напоминает многокорневое поле Крилл-Крик, хотя в отличие от последнего и не содержит типичных брекчиевых труб.

Судя по своеобразным тонкополосчатым, фестончато-полосчатым и пластинчатым текстурам жильного кварца, их отношению к неровностям в зальбандах, зональным изменениям кварца от фронтальных частей жильных пучков к корням, где развит непродуктивный однородный кварц, можно заключить, что эксплозии и метасоматоз при формировании жил не играли существенной роли. Преобладала инъекция концентрированной комплексной по составу в основе кремнево-водно-щелочной металлоносной жидкости, содержавшей газы, в трещины и поры пород под влиянием избыточного давления.

При движении жидкости от корней к фронту формирующегося жильного пучка происходило ее расслоение, причем с нарастающей интенсивностью и полнотой по мере перемещения из юрских в меловые породы. Наиболее подвижные компоненты (калий, вода, подвижные соединения золота и цветных металлов), а также газы (углекислота, пары воды, галоиды) накапливались на фронте колонны и создавали здесь сложные продуктивные минеральные ассоциации, местами с признаками кристаллизации в газовых пучках, герметизированных в жидкости¹.

Нижние части жильных пучков, представленные однообразным кварцем, были образованы кремневыми гелями, по-видимому, дегазированными и обедненными полезными металлами в процессе газовой-жидкостной динамической дифференциации.

Заканчивая характеристику особенностей морфологии приповерхностных субвулканических месторождений, следует рассмотреть одну их важную особенность, подчеркнутую Г. Шнейдерхёном: приуроченность главной массы золота к «верхней трети» жильных систем. «При небольшой глубине промышленной части рудных штоков разработка их имеет особый экономический эффект. В то время как обычные золоторудные жилы (имеются в виду плутонические месторождения — *П. И.*) дают на протяжении столетий равномерные количества металла, большинство субвулканических месторождений отличается бурным периодом расцвета добычи, нередко с невероятно большой продуктивностью при небольших объемах рудных тел. Однако вскоре, порой через 30—50 лет, начинается спад добычи, и горные работы достигают безрудных корней месторождений» (Шнейдерхён, 1958, стр. 185).

Это своеобразие приповерхностных месторождений принято объяснять смешением рудоносных гидротерм с грунтовыми водами, вследствие чего, как полагают, происходит массовое отложение металлов в зоне небольшой вертикальной протяженности. Подобное предположение высказывалось и применительно к Балейскому рудному полю (Бернштейн, Петровская и др., 1961).

Не исключая этой возможности, мы полагаем, что основная причина массового осаждения металлов в пределах «верхней трети

¹ Скопления сильно сжатых газов в некоторых пустотах кварцевых жил сохранились и доныне. Такие пустоты при вскрытии их опережающими забой скважинами дают напорные газовые струи.

штокверков», возможно, связана с самим морфогенезом штокверков. Как и на аналогичных месторождениях Крипл-Крик, Комсток и других, в Балейском рудном поле имеет место пространственное совпадение прифронтальных наиболее расширенных в объеме частей жильных пучков с зонами максимальной продуктивности минерализации. Морфология же пучков гидротермальных струй, формирующих штокверки и другие жильные системы того или иного морфологического типа, как увидим ниже, обусловлена термо-гидродинамическими факторами.

Связь между фигурой рудного поля и его зональностью носит общий характер, но она принимает разные формы в различных условиях. Вещественная зональность приповерхностных золоторудных месторождений выражена очень резко, но столь же резко выражена у них и структурно-морфологическая зональность. Вместе взятые они свидетельствуют о внутренней зависимости между интенсивностью дифференциации гидротермальных растворов и морфологией их колонн. Те факторы, которые обуславливают резкое увеличение объема и разветвление на бесчисленные струи гидротермальной колонны в приповерхностной зоне, одновременно являются причинами интенсивной дифференциации гидротерм и бурного минералоотложения в этой зоне.

Явление это имеет место и на месторождениях более глубоких и более высокотемпературных, однако в этих условиях вертикальная протяженность продуктивной зоны значительно увеличивается, а ветвление жильной системы вверх по восстанию более постепенно, т. е. происходит при относительно малых углах конусности фигур жильных узлов. Показательна в этом отношении морфология и зональность Дарасунского жильного поля — образования более глубокого, чем Балейское, но относящегося к одному тектоно-магматическому циклу.

Дарасунское рудное поле. По Д. А. Тимофеевскому (1959), оно сформировано в юрское время в узле пересечения разломов и сколовых зон субширотного и меридионального направлений в консолидированных палеозойских структурах. Возникшие в этом узле сдвиги, взбросы и сбросы контролировали внедрение малых интрузий плагногранит-порфиров (местами сопровождавшихся взрывными брекчиями), а также формирование многочисленных маломощных продуктивных жил. Последние образованы при наложении стадий минерализации в следующей последовательности: кварц-турмалиновая, кварц-пиритовая, пирит-арсенопиритовая, сфалерит-галенитовая, пирротин-буланжерит-халькопиритовая (главная продуктивная), кварц-сульфоантимонитовая, карбонатная. Продуктивная минерализация по вертикали распространяется до глубины 500 м, а иногда даже более, сменяясь на глубине кварц-турмалиновой. Формирование малых интрузий и кварц-сульфидного выполнения трещин (жил) происходило, по-видимому, при разных режимах сжатия, о чем свидетельствуют дисконформные отношения даек и жил (рис. 42).

Свыше 120 крупных и средних по протяженности жил на площади 5×3 км образуют сложный каркас, который при изучении поверхности представляется единым. Однако в действительности он состоит из 6—7 структурно обособленных жильных узлов, получивших в практике разведки и эксплуатации название самостоятельных участков¹. Таковы Западный, Восточный, Юго-Западный, Северный, Карпаты и другие. Каждый такой участок представляет структурно связанную группировку из 10—15 жил (и более) или

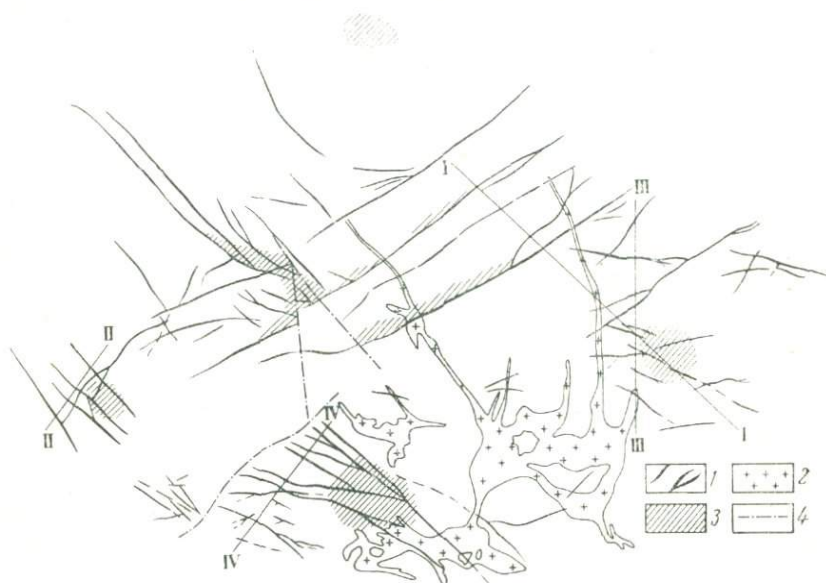


Рис. 42. Схематический план Дарасунского рудного поля. По Д. А. Тимофеевскому с дополнениями автора

1 — кварцево-сульфидные жилы; 2 — интрузии плагногранит-порфиров; 3 — участки, под которыми на глубине от 0,6—1 до 2 км располагаются корни жильных пучков; 4 — разломы

отдельную крупную жилу, сопровождаемую апофизами и разветвлениями (Главная, Новокузнецовская).

Изучение характера сопряжения жил на разных горизонтах приводит к выводу, что обособленность группировок становится все более отчетливой по мере увеличения глубины, так как жилы по падению (и склонению) сближаются и соединяются, причем у каждой группировки выявляются пространственно обособленные корни. Глубины залегания корней для разных жильных узлов варьируют от 0,5—0,6 до 1,5—2 км, а горизонтальные расстояния

¹ При изучении морфологии и внутреннего строения каркаса жил большую помощь автору оказали И. Н. Эпов, В. Г. Звягин, Ю. А. Аферов, Н. К. Мороз и другие геологи Дарасунского рудоуправления. Много ценных советов и замечаний сделал также Д. А. Тимофеевский.

между соседними корнями составляют 0,4—1,5 км. Из сказанного следует, что Дарасунское рудное поле представляет собой довольно наглядный пример многокорневого рудного поля.

Вертикальные разрезы через жильные узлы (рис. 43) дают представление о характере их фигур, углах конусности и в целом о поведении жильных систем на глубину. Площадь обособленного жильного узла на эрозионном срезе равна в среднем 0,5—1 км². На глубину контур сокращается вследствие встречного падения внешних жил, ограничивающих узел. При движении снизу вверх наблюдается обычное увеличение количества жил благодаря их

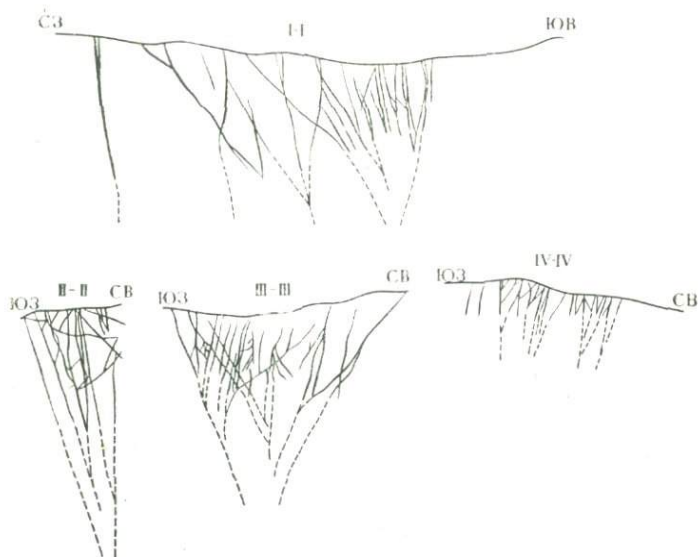


Рис. 43. Поперечные разрезы через жильные пучки многокорневого Дарасунского рудного поля. По Р. А. Амосову, Р. Я. Горейкину, В. Г. Спассовскому с дополнениями автора (см. рис. 42)

разветвлению и одновременно рассредоточению их в пространстве так, что на эрозионном срезе соседние жильные узлы местами соприкасаются.

Структурно-тектонические условия образования жил в разных участках рудного поля с присущим ему мозаично-блоковым строением были различными. Это нашло свое отражение в морфологии и особенностях внутреннего строения жильных узлов, среди которых имеются представители конического, плоского и комбинированного типов.

Конический (пирамидальный) тип фигур жильного узла свойствен Западнему и Северному участкам, на которых продуктивные жилы заполняют трещины различных направлений. Плоские (линейные) жильные пучки сформированы вдоль крупных сколов

северо-восточного простирания. Выдержанные по простиранию и на глубину стволые жилы, заполняющие такие сколовые трещины, окружены мощными зонами березитов. Этим жилам свойственны крутые рудные столбы, чередующиеся с пережимами. Комбинированный тип жильных пучков возникает в местах сопряжения сколов двух главных направлений, причем корневые части пучков располагаются на перекрестках крупных трещин, а сами продуктивные жилы выполняют сколы северо-западного простирания (Западный, Карпаты, Юго-Западный участки).

Зона продуктивных минеральных ассоциаций приходится на сильно разветвленные прифронтальные и средние части жильных пучков, в то время как более глубоким прикорневым частям свойственны более высокотемпературные ассоциации (кварц, турмалин, пирротин и др.). Жильные пучки с более глубоководными корнями отстоят дальше, а с менее глубокими корнями располагаются ближе к выходам штоков и крупных даек плагиогранит-порфира. Можно думать, что на уровне корневых частей рудного поля пространственно-структурная связь жильных систем и малых интрузий будет более тесной, чем та, которая видна на карте.

Б. Рассмотрим примеры плутонических рудных полей, корни которых заключены внутри относительно крупных интрузивов гранитоидных пород. К таким рудным полям относятся северо-казахстанские месторождения, связанные со штоками диоритов и габбро-диоритов (Степняк, Джеламбет, Бестюбе, Аксу), многие месторождения Кузнецкого Алатау и Восточных Саян (Ольховско-Чибекская группа, Комсомольское, Берикульское, Центральное, Коммунар), некоторые уральские (Качкарское, Джетыгаринское) и многие другие. Среди них известны типичные гипо- и мезотермальные штокверки с кварцево-сульфидной минерализацией, однако особенно характерны для этой группы собственно жильные месторождения. С кварцевыми жилами, содержащими пирит, арсенопирит, сульфиды цинка и свинца, ассоциируются дайки кислых, средних и основных пород, являющиеся схизолитами плутонов.

В пространстве жильные магматические и гидротермальные тела соотносятся таким образом, что на высоких срезках они занимают относительно большие ареалы, а на более низких — меньшие. На определенных глубинах горизонтальные размеры полей сильно уменьшаются, при этом уменьшаются количество и объем кварцевых жил, а также полезная минерализация в них. Напротив, количество (мощность) жильных интрузий в прикорневых частях рудных полей нередко увеличивается. Иными словами, и в этой группе золоторудных полей имеет место эффект пучка гидротермальных тел и магматических инъекций.

Прифронтальные части пучковых систем могут располагаться в кровле интрузива на том или ином расстоянии от апикальной части купола или в нем самом. Одни рудные поля располагаются целиком в интрузивных плутонах (Центральное, Джетыгаринское,

Комсомольское), другие — частью в плутоне, частью в породах рамы (Ольховское, Константиновское), третьи почти целиком заключены в породах кровли (Берикуль). Однако корни их всегда уходят на глубину в пределы плутонов, нередко обнаруживая самую тесную пространственную связь с определенными фазами или фациями их. Это и дает основание в таких случаях говорить о генетических связях оруденения не со всем плутоном как целым, а с определенными частями сложного по составу и строению плутона. Морфогенетический анализ рудных полей в этом отношении несомненно открывает новые возможности для решения остро дискуссионного вопроса о генезисе месторождений, так как он вскрывает связи, ускользающие при обычном структурно-минералогическом изучении.

На нескольких изученных рудных полях намечается определенное тяготение их корней к сильно гибридизированным породам, имеющим состав диоритов и даже габбро-диоритов. На других полях (например, Центральном) можно предполагать, что подобные породы располагаются ниже широко распространенных более кислых гранитоидов (гранодиориты, плагиограниты), о чем косвенно свидетельствует обилие среди последних ксенолитов мезо- и меланократовых пород и даек лампрофиров. Последние группируются в пределах рудоносных участков.

Протяженность жильных систем по склонению варьирует в широких пределах, причем последние могут быть намечены пока лишь для изучавшихся объектов. Протяженность варьирует от 200—400 м до 1—1,5 км, а возможно и более, если учесть, что корневые части некоторых протяженных по вертикали полей пока не достигнуты разведочными скважинами. Поэтому золоторудные жильные поля с внутриинтрузивными корнями целесообразно разделить по признаку их вертикальной протяженности¹ по крайней мере на две подгруппы, выделив мелкокорневые (с протяженностью менее 400—500 м) и глубококорневые. К первым относятся, например, рудные поля Коммунарское и Степняк, ко вторым — Ольховское, Центральное, Желамбет, Бестюбе и другие. Приведем краткое описание нескольких отечественных и зарубежных месторождений, на примере которых проиллюстрируем отмеченные выше закономерности.

Коммунарское рудное поле. Н. И. Бородаевский (1960) относит его в группу штокверков и жильных зон с кварц-пирит-арсенипиритовыми рудами. А. Я. Булытников (1948) же описывает как особый тип гипотермальных месторождений, отличающихся богатством руд, малым количеством сульфидов, присутствием в контактах кварцевых жил актинолита, граната, эпидота, хлорита.

Морфологическое изучение показало, что это многокорневое поле, представленное несколькими жильно-штокверковыми уз-

¹ Имеется в виду длина по вертикали всего рудного поля, а не оставшейся после эрозии его части.

лами (месторождениями), заключенными в диоритовых интрузивах¹. Морфологически месторождения подобны. Каждое из них представляет собой уплощенную коническую фигуру, резко суженную на глубине. Корни штокверков и жильных систем располагаются на глубинах порядка 200—250 м от современной поверхности. Учитывая разную степень эродированности месторождений, протяженность штокверков по вертикали, по-видимому, можно принять равной 300—400 м. Максимальная горизонтальная длина рудного контура в верхней прифронтальной части составляет 450—500 м, а ширина 70—100 м. Корневые части всех без исключения штокверков (и других жильных систем) располагаются внутри диоритовых интрузивов, причем обычно на той глубине, где появляется более поздняя фаза мелкозернистых диоритов, содержащих заметное количество аксессуарных сульфидов. В прикорневых частях штокверков кварцевые прожилки становятся сравнительно редкими и крайне маломощными (миллиметры и менее), а объемы амфиболитизированного диорита увеличиваются.

Учитывая высокотемпературный характер минерализации, малую мощность кварцевых жил (нередко волосовидных), повсеместно отороченных каймами актинолита, и положение корней штокверков в интрузивах, можно довольно уверенно предполагать, что источником золотосных флюидов являлись диориты, скорее всего их мелкозернистые разности, «подпирающие» снизу штокверки. Дайки березитизированных пород, присутствующие в каждом штокверке и пересекающие рудные прожилки, по падению уходят в область корней штокверков. Судя по текстурам руд и парагенезису кварца и золота с амфиболом, штокверки были сформированы при капиллярно-трещинной инфильтрации растворов в еще горячий диорит. Путь растворов едва ли превышал несколько сотен метров. Миграция растворов прекращалась висячем боку диоритов на контакте с холодными вмещающими осадочно-вулканогенными породами, с чем связано четкое экранирование оруденения контактом.

Однако единичные крупные тектонические трещины, пересекавшие диорит и кровлю, дренировали растворы и выводили их из материнского интрузива в кровлю в виде компактных струй. Последние сформировали жилы сравнительно большой протяженности выше интрузива. Этим жилам (типа Январской) свойственны более низкая температура минералообразования, березитовый характер околожильных изменений и отчетливо выраженная стадийность в отложении минералов, среди которых важную роль играют сульфиды цветных металлов. В целом морфогенетический анализ рудного поля подтверждает представления А. Я. Булыникова, С. В. Майнагашева и С. С. Ильенка о тесной генетической связи оруденения с «малыми» диоритовыми интрузивами месторождения.

¹ Морфологическое изучение рудного поля выполнено в основном К. Р. Рабиновичем и В. Н. Акчуриной при большой помощи С. В. Майнагашева.

Ольховское рудное поле. По В. А. Булытникову оно расположено в зоне контакта крупного гранодиоритового батолита с эффузивно-осадочными складчатыми кембрийскими отложениями. Высокотемпературные кварцево-сульфидные жилы, залегающие в роговиках и гранодиоритах, сменяются залежами сплошных пирит-карбонатно-пирротиновых руд при переходе жил в доломитизированные кристаллические известняки. Кварцевые жилы и сульфидные залежи жильной, гнездообразной и трубчатой форм контролируются трещинами и группируются в виде рудных зон трех направлений, образующих в целом очень сложную каркасную структуру поля.

Сопряженные рудные тела в количестве более 80 располагаются в пределах объема пород, имеющего форму неправильной пирамиды, пологопогружающейся на юго-восток вдоль контакта интрузива. Площадь прикорневого сечения рудного поля по сравнению с прифронтальными уменьшается в 7—10 раз, а количество рудных тел — не менее чем в десять раз. Еще более значительные изменения (в несколько десятков раз) свойственны суммарным мощностям руд и продуктивности поля на верхних и нижних горизонтах.

Характерные углы конусности для всей фигуры рудного поля составляют 35—55° в прикорневой части и 80—90° и более в прифронтальной. С учетом незначительной эродированности рудного поля общая его протяженность по склону определяется в 1,5 км. Корневая часть расположена примерно на 500 м ниже уровня фронта рудного поля в нескрытой выработками эндоконтактной зоне плутона, в месте сопряжения с ней крупных разломов. Руды отлагались после консолидации верхних частей плутона, вслед за внедрением даек диорит-порфирита. Судя по составу рудных тел, составу поздних даек и характеру изменения вмещающих пород (карбонаты, серпентин, хлорит, сульфиды), рудоносная магма скорее всего по составу отвечала гибридным диоритам, обогащенным минерализаторами, цветными металлами и золотом.

В. А. Булытников на основании детального изучения формы рудных тел и закономерностей их разветвления вверх по восставанию построил графическую модель разветвленного гидротермального потока на всем его 1,5-километровом протяжении (рис. 44). Он пришел к выводу, что поток состоял из трех узких сближенных струй на XII горизонте, а выше разветвлялся на десятки струй вследствие проникновения растворов от главных разломов в бока по оперяющим поперечным и субпараллельным трещинам, которые связывали всю систему струй воедино. Общее пологое направление потока и главных его струй, придавшее пологий наклон к горизонту конической (пирамидальной) фигуре поля, было обусловлено, возможно, характером сопряжения интрузива с осадочно-вулканогенными отложениями, в частности с толщей известняков, уходящей по падению в основание интрузива. Однако в отдель-

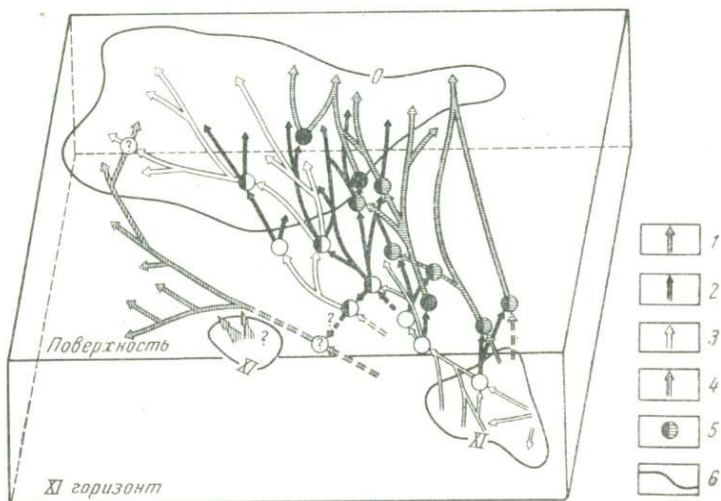
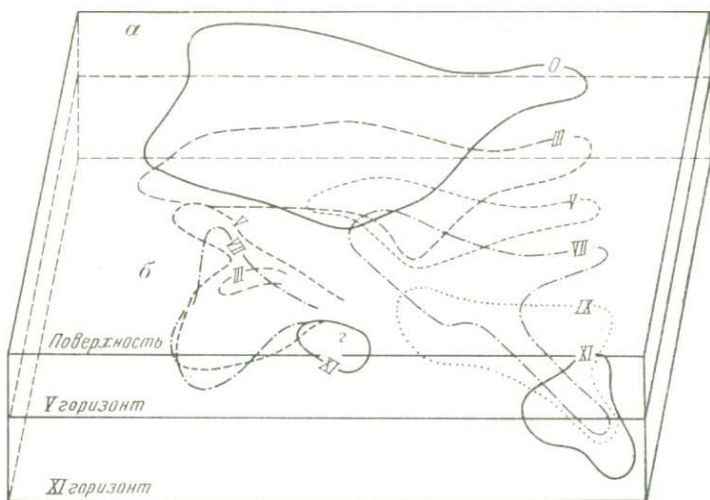


Рис. 44. Морфология и основные особенности внутреннего строения Ольховского рудного поля. По В. А. Булытникову

На верхней блок-диаграмме контуры 0, III, V, VII, IX, XI отвечают контурам рудного поля на разных горизонтах подземных работ. Обособленный участок б расположен под главным рудным полем

Вторая блок-диаграмма передает характер разветвления кварцево-сульфидных жил от горизонта XI до поверхности. Стрелки отвечают осям удлиненных по склону рудных зон: 1 — Основной, 2 — Центральной, 3 — Приконтурной, 4 — Южной, 5 — узлы разветвления рудных струй, 6 — контуры рудного поля

ных участках, в особенности в прикорневых, растворы прорывались вертикально вверх и сформировали здесь продуктивные рудные столбы относительно небольшой протяженности.

Ольховское рудное поле по существу не имеет ограничивающих структур, которые бы определяли его фигуру. Внешние выклинки рудных жил по простиранию и восстанию постепенны и не имеют структурных границ. Границы всего потока растворов и отдельных трещинных струй были обусловлены, по-видимому, в основном затуханием гипотермальной инъекции вследствие естественного понижения давления. На определенных критических расстояниях от корней и главных каналов внешнее сжатие превышало внутреннее давление растворов и инъекция их в трещины с раздвиганием стенок путем гидроразрыва прекращалась.

Закономерности во многом аналогичные описанным для Коммунарковского и Ольховского полей выявлены на ряде других месторождений Сибири и Казахстана.

Характерные фигуры золоторудных полей Западной Сибири и Казахстана представлены на рис. 45.

В. К третьей группе отнесены золоторудные поля — пучки малых интрузий и гидротермальных жил, корни которых не связаны непосредственно ни с субвулканами, ни с крупными плутонами. В эту группу отнесены месторождения, которые обычно упоминаются в сводках в качестве наиболее убедительных примеров парагенетической связи золотого оруденения с поздними малыми интрузиями. Дайки и жилы образуют пространственно сопряженные системы, обычно глубококорневые, в разной мере разветвленные по восстанию.

Однако структурно-морфологические особенности этих систем, в особенности характер взаимоотношения кварцевых жил и даек на разных месторождениях группы, различны. Можно выделить два крайних типа этих взаимоотношений и соответственно разделить рудные поля на: 1) пучки малых интрузий и гидротермальных жил с одинаковой ориентировкой магматических и гидротермальных тел (конформные) и 2) пучки, в которых гидротермальные жилы ориентированы поперек (лестнично) и вообще несогласно по отношению к магматическим телам (дисконформные).

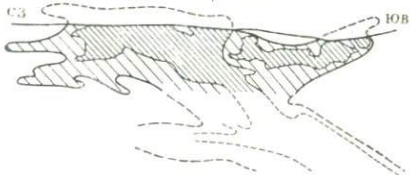
К представителям первой подгруппы относится одно из рудных полей Казахстана (описывается ниже), некоторые канадские месторождения, знаменитое поле Колар в Индии, Советский рудник в Енисейском крае, некоторые месторождения Урала и др. Широко известным примером дисконформных жильно-дайковых систем служит Березовское поле на Урале, а также Джеламбет в Казахстане. Рассмотрим некоторые из этих примеров.

Месторождение Сладен Малартик (Канада) заключено в докембрийских граувакках и вулканитах, прорванных вдоль разломов мелкими штоками и дайками диоритов, сиенит-порфиоров и других гранитоидов. Окварцевание и пиритизация вулканитов вдоль разломов в контактовых зонах малых интрузий завершились

a

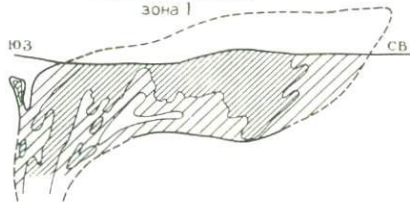
СОВЕТСКОЕ

с-з фрланг



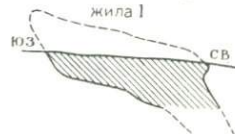
РАЗДОЛИНСКОЕ

зона I

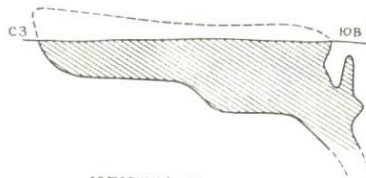


ВАСИЛЬЕВСКОЕ

жила I



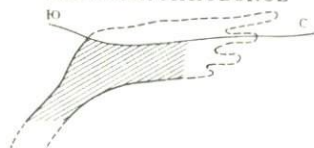
ОЛЬХОВСКОЕ



МЕДВЕЖЬЕ

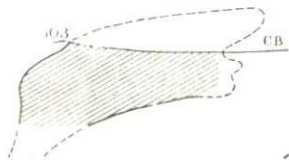


КОНСТАНТИНОВСКОЕ



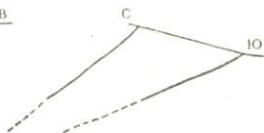
ЦЕНТРАЛЬНОЕ

жила Центральная



САРАЛА

разрез по жилам

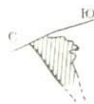
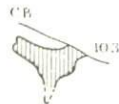


КОММУНАР

Масловское

Подлунный голец

Северная зона



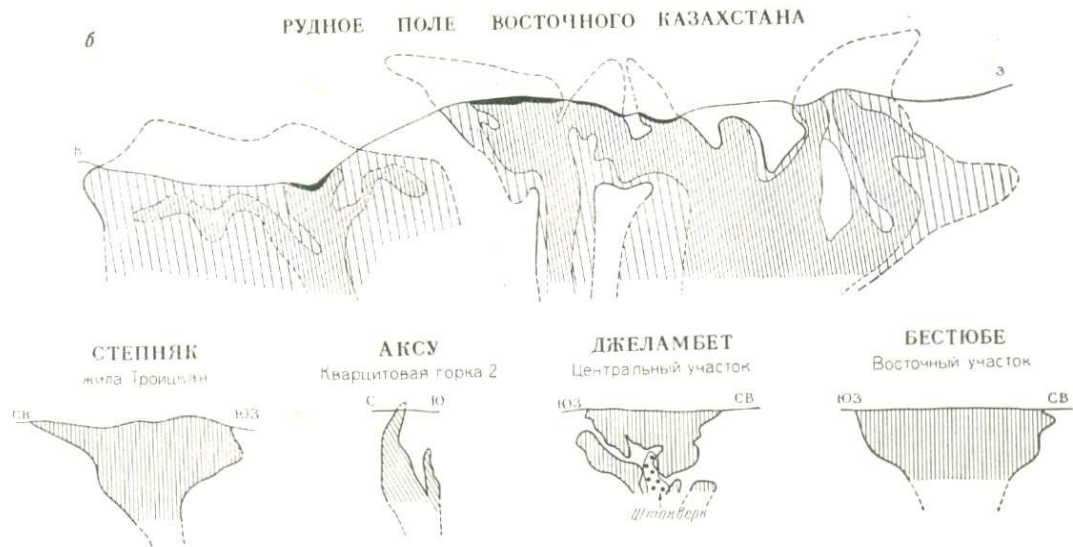


Рис. 45. Сводные продольные проекции золоторудных полей Западной Сибири (а) и Казахстана (б).
По В. А. Булытникову, П. Ф. Иванкину и К. Р. Рабиновичу

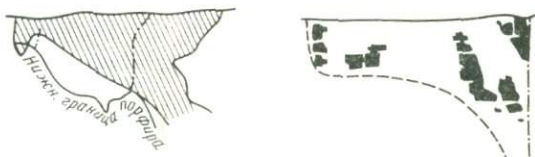
отложением золота и полиметаллического оруденения (A Symposium, 1948).

На рис. 46 можно видеть морфологические особенности описываемого месторождения. Рудные тела его имеют форму плоских столбов, сближающихся в плоскости разлома по склонению и либо выклинивающихся на глубине до соединения, либо соединяющихся с образованием одного короткого по простиранию, но про-

ВАЙИ (НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ) НОРЗЕРН ЭМПАЙР (КАНАДА)



БИЭТТИ (КАНАДА) СЛАДЕН МАЛАРТИК (КАНАДА)



ХОМСТЕЙК (США) ГОЛД ХИЛЛ (США)
жила Ингрэм

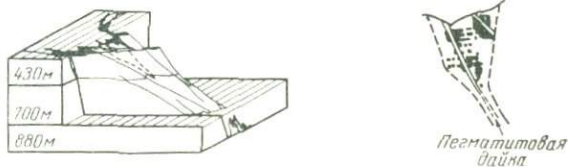
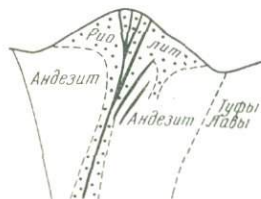


Рис. 46. Сводные продольные проекции

тяженного на глубину столба. Каждый участок может быть рассмотрен как плоский двусторонний рудный пучок, развитый в зоне разлома. Средний угол расхождения ветвей пучка невелик (менее 60°) и к тому же близко одинаков для разных условий в отношении состава и природы рудовмещающих пород.

Месторождение Биэтти Майн, Норанда (Канада) интересно в том отношении, что оно хорошо иллюстрирует случай согласного залегания рудных тел с контактами рудоносного интрузива. Состоящий из двух ветвей шток сиенит-порфира, прорывающий оса-

ДЯЛУ КРУЧИ (РУМЫНИЯ) БАЯ СПРИЕ (РУМЫНИЯ)



СЕНАТОР-РАУН

БЭНКФИЛЬД (КАНАДА) (КАНАДА) ДЖЕРОМ (КАНАДА)



КРИПЛ КРИК (США)

Портленд и Индепенденс

трубка Крессон



некоторых зарубежных золоторудных полей

дочно-вулканогенную толщу, во фронтальной своей части окружен брекчированными и измененными туфами андезита, содержащими мезо- и эпитермальными прожилками тонкозернистого кварца с карбонатом, пиритом, арсенипиритом и золотом. Около 25% руд залегают в самих сиенит-порфирах.

Рудный контур в плане имеет форму эллипса с размерами осей 2800 и 600 футов. В поперечных разрезах контакты штока и рудные тела имеют крутое встречное падение, причем мощность штока уменьшается вдвое уже на 8 горизонте. Рудные тела по падению также сближаются и выклиниваются выше уровня их возможного соединения. На продольной проекции можно видеть, что рудные тела в западной части погружаются к востоку, а в восточной — к западу, рудный контур в целом имеет воронкообразную форму со средним углом конусности 60—80°. Длина рудного контура на поверхности 2800 футов, на 3 горизонте 1600 футов, а на 8—600 футов. Вдоль северо-восточного контакта штока развит аналогичный рудный узел (A. Simposium, 1948).

Близкие взаимоотношения жил с простым плоским штоком гранодиорит-порфира имеют место на золото-серебряном месторождении **Джером**, Онтарио, (Канада). Шток прорывает конгломераты и аркозы докембрия и сопровождается интенсивной их «порфиризацией» в контактовой зоне. Длина его около 3 миль, ширина 1 миля. Вдоль южного контакта проходит зона расщеливания, в которой заключена кварцево-сульфидная жила с гематитовым и кварц-карбонатным замещением пород в зальбандах. Шток и жила погружаются к востоку полого и потому нижние выклинки их во фронтальной западной части штока хорошо прослежены на глубину (см. рис. 46). Рудные столбы в пределах жилы контролируются поперечными сбросами, развитыми вдоль зоны смятия, и имеют крутое погружение, примерно поперечное к общему склонению жилы. По данным Брауна, «интрузивный напор», действовавший с востока на запад и вверх, обусловил пологое погружение гранодиорит-порфира и повлиял на последующее сбросообразование. Золотоносные растворы унаследовали это общее направление движения магмы, а приконтактовые поперечные сбросы обусловили склонение столбов.

Рассмотрим два примера однокорневых рудных полей с конформным отношением малых интрузивных тел и рудных жил.

Морфогенетический анализ **одного из месторождений Казахстана с кварц-пирит-арсенипиритовым типом** вкрапленного и жильного золотого оруденения показал, что в плоскости узкой зоны смятия магматические инъекции и гидротермы имели форму параллельных лентовидных струй¹. Сogласные с пологой зоной смятия короткие по простиранию дайки гранит-порфириров, сиенит-порфириров и диорит-порфириров в виде узких колонн погружаются на глубину более 1 км и образуют в пространстве веер. На поверхности крайние дайки разделены расстоянием (в плоскости зоны) в 3,5 км, а на глубине 800 м — в 2 км.

Построения, учитывающие встречное склонение даек, показали, что корневая часть веерообразного даечного пучка располагается

¹ Месторождение изучалось автором при участии К. Р. Рабиновича в 1963—1964 гг.

на глубине 2,5—3 км. Аналогично ведут себя и рудные тела, представленные зонами сульфидизированных и графитизированных сланцев и кварцевыми жилами. Как и дайки, они тянутся в виде узких лент в плоскости зоны смятия и образуют сходящийся на глубину веер. Этот пример убеждает нас в том, что магмы и гидротермальные золотоносные растворы в благоприятных условиях могут перемещаться в виде узких параллельных струй на расстоянии более 2,5 км.

Интенсивный метасоматический процесс, протекавший в раздробленных терригенных песчано-глинистых породах на протяженных путях миграции растворов, привел к заметной гидротермальной дифференциации пород. Минерализованные породы подверглись графитизации, хлорит-сульфидному замещению и дислификации. Это приводило к накоплению кварца в растворах и его переносу в направлении потока. Массы жильного кварца со сравнительно невысоким содержанием золота отложились в прифронтальной части веерообразного рудного поля. На глубине около 500—600 м фронт жильных кварцевых тел имеет тенденцию к общему выклиниванию.

Описанное поле морфологически относится к типу плоских двусторонних с хорошо выраженной горизонтальной симметрией. В этом отношении оно напоминает рудное поле Колар (Индия), также относящееся к описываемой группе конформных гидротермально-магматических систем, хотя и отличается от него пологим наклоном к горизонту.

Рудное поле Колар (по Нарайянсвами, Зиауддину и Рамачандру, 1964) представлено гипотермальными кварцевыми и кварцево-сульфидными жилами со средней мощностью около 1 м и содержанием золота в рудах 20 г/т. Протяженность промышленной зоны Чемпион составляет 7,2 км, а глубина ее отработки достигла 3200 м. Это грандиозное линейное поле расположено в пределах полосы докембрийских кристаллических сланцев и гранито-гнейсов, прорванных гранитами. Последние образуют залежь, согласную с рудовмещающей зоной, и штоковидные тела на флангах ее.

Две основные рудные жилы с падением 60—75° на запад прослеживаются вдоль гидротермально измененной и пиритизированной дожилковой дайки микропегматитового гнейса. Расстояние между жилами на поверхности 200—300 м, а на нижних горизонтах 3—4 м, что обусловлено сравнительно пологим и неодинаковым падением их вверху и вертикальным в наиболее глубоких частях поля. Характерны раздувы и пережимы жил и кулисообразное их строение при встречном склонении жильных кулис и столбов, расположенных на противоположных флангах линейного рудного поля. Этим обусловлена общая веерообразная форма жильной системы Чемпион, хорошо видимая на продольном разрезе (рис. 47).

Опубликованных материалов, к сожалению, недостаточно для полной характеристики морфологических особенностей рудного

поля, которое является, по-видимому, наиболее глубоко вскрытым золоторудным месторождением мира. Однако можно предположить, что Колар — это двустороннее однокорневое поле с довольно полной горизонтальной симметрией. Его суженная прикорневая часть располагается на глубине 2,5—3 км на границе рудников Чемпион и Урегом, в пределах горных работ, и определяется по размещению отработанных участков жильной системы. Корневая часть ее не достигнута горными работами, так как руды с высокими содержаниями золота присутствуют в наиболее глубоких забоях на горизонте 10 200 футов. Судя по сопоставлению планов, поперечных и продольного разрезов системы Чемпион, корневая часть располагается, вероятно, несколько глубже в узле пересечения рудовмещающей меридиональной зоны Чемпион с крупным диагональным разломом Северный Майсур.

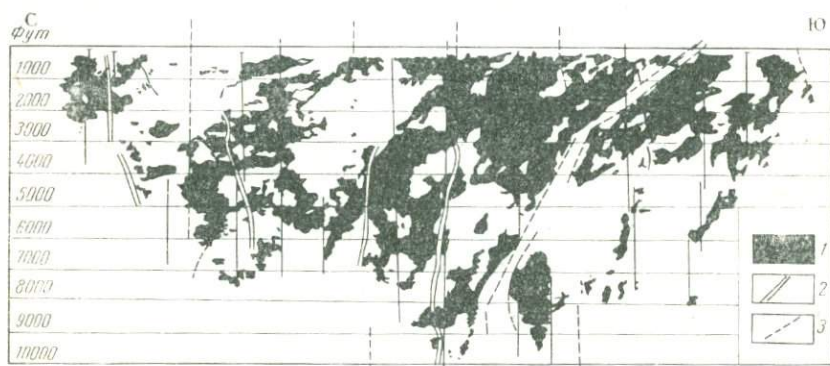


Рис. 47. Продольный разрез через рудное поле Колар

1 — отработанные участки; 2 — дайки; 3 — главные шахты

Наиболее богатое золотое оруденение сосредоточено в центральных частях жильной системы, в области сопряжения столбов со встречным склонением. Поперечные диоритовые (послерудные) дайки падают к центру поля, где увеличивается также и количество пегматитов, особенно на глубоких горизонтах. Это в целом хорошо согласуется с типом фигуры поля и его симметрией.

Выше были описаны два плоских рудных поля, отличающиеся полной горизонтальной симметрией, т. е. имеющие на продольной проекции веерообразную форму. Однако среди золоторудных плоских полей известны и резко асимметричные односторонние их представители. Таково, например, Советское рудное поле в Енисейском крае, заключенное в докембрийских метаморфических сланцах. Оно характеризуется односистемным пологим склонением всех известных рудных тел в одном (юго-восточном) направлении, причем не подлежит сомнению, что очень глубокозалегающие корни этого рудного поля смещены далеко в сторону от выхода руд на поверхность по простирацию линейной структуры.

Специфика описанных конформных плоских рудных полей состоит в том, что магматические внедрения и следовавшие за ними золотоносные флюиды проникали в подвижную зону в условиях существенно не менявшегося плана деформаций. Повторные подвижки после консолидации магматических тел создавали каналы для движения флюидов параллельные тем, которые были заложены много раньше и частично заполнены магматическими телами. Последние далеко не всегда поднимаются на уровень верхних частей рудного поля. Постоянство плана деформаций, свойственное крупным унаследованно развивавшимся рудоконтролирующим разломам и зонам смятия, определяет большую протяженность конформных рудно-магматических систем и выдержанность рудных тел, залегание и форма которых близки телам магматическим. Количество рудных тел в плоских однокорневых полях обычно невелико, но протяженность их весьма значительна.

Рудным полям с поперечным (лестничным) и иным дисконформным расположением жил по отношению к малым интрузиям, напротив, свойственно необычно большое количество жил при относительно малой их протяженности. Морфология дисконформных полей определяется в основном формой и размещением в структуре жиловмещающих интрузивов. При размещении даек в структурах в виде линейных поясов общее очертание жильного поля линейно. Внутреннее строение поля и поведение последнего на глубину определяется характером каркаса даек и размещением в нем жил. Уникальное Березовское рудное поле на Урале (Бородаевский и Бородаевская, 1947) представляет собой пояса (свиты) даек, сходящихся на глубину в виде плоских пучков и содержащих сложную сеть поперечных и диагональных по отношению к дайкам жил. При формировании даек наиболее доступными каналами для магмы служили субмеридиональные крутые трещины протяженностью по простиранию 7—8 км и иногда более.

После консолидации и растрескивания хрупких правильных по форме плитовидных даек в толще мягких зеленокаменных сланцев наиболее доступными каналами для гидротермальных растворов явились короткие трещины в сланцах и в дайках, преимущественно поперечные к их простиранию. Лестничные жилы, общее количество которых велико (десятки тысяч), в каждой дайке образуют единую сложно разветвленную систему выполнения трещин. Такие системы в крутопадающих стволowych дайках отличаются большей устойчивостью на глубину, хотя и обнаруживают тенденцию к узловым локализации.

III. В табл. 4 корневые золоторудные поля разделены также по морфологическим типам, причем в данном случае использовались те же признаки, которые применялись при выделении конических, плоских и комбинированных фигур полиметаллических, медноколчеданных и других месторождений. Для многокорневых полей подобное разделение имеет смысл лишь постольку, поскольку оно применяется для совокупностей рудных

тел, объединяемых общностью корней. Это следует из того положения, показанного на многих примерах, что форма многокорневых полей является составной, прямо не отражающей закономерности фигур отдельных составляющих ее однокорневых рудных узлов. При изучении формы и размеров таких рудных полей необходимо вначале выявить составляющие их рудные узлы с присущей каждому узлу морфологией и затем уже рассмотреть их пространственное размещение, определяемое прежде всего положением корней в глубинных частях рудного поля.

Фигуры конического типа свойственны многим рудным полям субвулканической группы, а также штокверково-вкрапленным и отдельным жильным месторождениям гипабиссальной зоны (Крипл-Крик, Северный Балея, Коммунар и др.).

Фигуры плоского типа в целом надо считать нетипичными для жильных систем, сформированных на небольшой глубине, в особенности субвулканических. Лишь отдельные из них могут быть с уверенностью отнесены к этой группе, причем именно эти объекты (среди субвулканических) отличаются наибольшей протяженностью на глубину (Комсток в Неваде, жилы Главная и Новокузнецовская на Дарасунском поле).

Напротив, для более глубинных кварцевых золоторудных месторождений конические поля с присущими им изометричными сечениями на эрозионном срезе не типичны. Для них обычны плоские и комбинированные фигуры с относительно малыми углами конусности и большой протяженностью на глубину. Наиболее протяженные на глубину рудные поля с устойчивыми по форме и содержанию золота рудными телами принадлежат к группе плоских однокорневых полей, в особенности с конформными отношениями жил и малых интрузий.

Как в группе конических, так и в группе плоских полей могут быть указаны примеры мелко-, и глубококорневых рудных узлов. Однако в целом среди конических чаще встречаются мелкокорневые и средние по глубинности поля. Наибольшая вертикальная протяженность золоторудных конических полей иногда превышает 0,4—0,5 км, достигая в исключительных случаях 1 км и более. Протяженность по падению (склонению) плоских полей в 1—2 км обычна, в исключительных случаях она превышает 3 км, а может, по-видимому, достигать 4—5 км.

5. МЕДНЫЕ, МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ, КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНЫЕ И ДРУГИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОРОНКООБРАЗНОЙ ФОРМЫ

В СССР и за рубежом известны рудные месторождения воронкообразной, столбообразной, колонообразной и близких им форм. Выяснение морфогенеза таких месторождений в свете изложенных выше результатов изучения рудных полей представляет значительный интерес. К тому же поиски простых структурных причин локализации оруденения в трубках часто не приводят к удовлетво-

рительным решениям (Мак-Кинстри, 1959), а предположения о приуроченности оруденения к вулканическим жерловинам приемлемы лишь в отдельных редких случаях и не объясняют более многочисленные другие.

В СССР к месторождениям подобной формы относятся медно-молибденовые Коунрадское и Алмалыкское, молибденовое Сорское, касситерит-сульфидные Шерловогорское и Малохинганское и другие. За рубежом в пределах Тихоокеанского рудного пояса широко распространены конические и воронкообразные по форме медные, молибденовые и оловянные месторождения (США, Мексика, Чили, Боливия).

Коунрадское месторождение. Оно представляет собой воронкообразное тело оруденелых гранодиорит-порфиров, заключенное среди вторичных кварцитов. Минерализованные сульфидами породы ограничиваются контуром, имеющем в поперечнике 0,7—0,8 км. Этот контур обнаруживает стремление к схождению на глубине около 2 км, если судить по залеганию рудоконтролирующей кольцевой системы трещин (Газизова, 1957).

По данным З. М. Нурбаева и А. И. Полетаева (1966), устанавливается сложное чередование магматических внедрений и гидротермальной деятельности на этом рудном поле. В кислые и основные эффузивы вначале внедрился плутон порфиридных гранодиоритов и диоритов. Площадь выхода его равна около 100 км². По периферии плутон окружен зоной фельзитов и кварц-андалузитовых роговиков «вторичных кварцитов». Затем сформировался небольшой (площадь 0,06 км²) вертикальный грушевидный шток гранодиорит-порфиров, послуживший ядром для рудной воронки. Тонковкрапленные первичные руды образуют кольцо вокруг этого штока шириной до 150 м.

Этот ранний этап оруденения сменился внедрением кольцевых даек диоритового ряда, а затем — рудных диорит-порфиров, превращенных в значительной мере в мелкообломочные гидротермально-эксплозивные брекчии с турмалином, кварцем и сульфидами. Позже были сформированы барит-полиметаллические руды и, наконец, дайки диабазового состава. В целом многоэтапный рудно-магматический процесс, сопровождавшийся эксплозиями, сильно напоминает процесс образования рудной трубки Брэден (Чили), которая описывается ниже.

Алмалыкское месторождение морфологически относится к этому же типу рудных структур. По данным А. Г. Хваловского и Н. Б. Вольсона (1966 г.), в пределах большого интрузива диорит-сиенитовых пород, в узлах пересечения широтных и северо-западных разломов, сформировались более поздние и относительно малые по величине штоки гранодиорит-порфиров, которые и являются рудоносными. Вкрапленные медно-молибденовые руды образуют как бы чехлы и ореолы вокруг ядерных частей этих штоков, в особенности в верхних их частях. Оруденение в пределах штоков прослеживается на значительную глубину. Два близко

расположенных штока — Балькты и Кальмакар — имеют встречное склонение и, возможно, как предполагают геофизики, соединяются на глубине около 3 км.

Сорский рудоносный штокверк также заключен в полнокристаллических породах — в лейкократовых аплитовидных гранитах крупного Уйбатского плутона. На поверхности рудный контур имеет вид широкого овала. С глубиной его поперечник уменьшается, затем единая колонна штокверка распадается на мелкие колонны, которые ниже выклиниваются на глубине около 600 м. Нижняя выклинка носит «зубообразный» характер. На верхних и средних уровнях в пределах штокверка развиты фельзиты и крупные скопления жильного кварца («кварцевые штоки»), имеющие трубчатую форму. Вниз по склонению они также выклиниваются, сменяясь трубообразным телом пегматита. При осмотре карьера какой-либо закономерности в ориентировке трещин, объясняющей возникновение воронкообразных форм локализации оруденения, кварца и пегматита обнаружить не удалось.

Минерализованными колоннами брекчий представлены многие медноколчеданные и типичные меднопорфиновые зарубежные месторождения. Г. Мак-Кинстри (1969), отмечая постоянную связь меднопорфировых месторождений юго-запада США со штоками кварцевых монцонитов и порфиров, одновременно подчеркивает приуроченность рудных тел к наиболее трещиноватым частям штоков. Вместе с тем какой-либо закономерности в растрескивании рудоносных интрузивов не установлено и здесь.

В одних случаях (как, например, Санта-Рита, штат Нью-Мексико) трещиноватость более интенсивна в краевых частях интрузива. Минерализация и руды образуют периферическое кольцо вокруг ядра интрузива Бингем, штат Юта, одна ветвь разветвленного штока подвергалась оруденению до глубины более 610 м, вторая не содержит руд. На месторождении Или, штат Невада, рудоносные порфиновые интрузивы имеют форму наклонных согласных со складчатостью хонолитов, переходящих с глубиной в трубы. Заключенные в них рудные тела имеют форму сужающихся и выклинивающихся на глубину линз, согласных с формой порфировых тел. В Ахо, Аризона, руды приурочены к самой верхней части порфирового интрузива и образуют тела округлой формы, уменьшающиеся с глубиной. Попытки обнаружить какое-либо систематическое расположение трещин оказались безрезультатными. В Кананеа (Мексика) богатые медно-молибденовые руды нередко имеют трубообразную форму. В известной трубке Колорадо они образуют тело в форме кубка, кольцообразная часть которого вокруг порфирового ядра имеет диаметр 180 м; на нижних горизонтах рудное кольцо сменяется рудной трубкой, ниже ее порфир сменяется пегматоидной породой. Наглядные графические иллюстрации некоторых из упомянутых месторождений публиковались В. Линдгреном (1934), В. М. Крейтером (1940), А. Бэтманом (1949) и др.

На многих месторождениях рассматриваемого морфологического типа наблюдается переход от минерализованных штокверков к брекчиям, слагающим центральную часть воронок. Отдельные части расчлененной трещинами породы в «неперемещенных брекчиях» сохраняют первоначальное взаимоотношение и ориентацию. Однако они разделены жильным заполнением трещин, например, молибденитсодержащим кварцем (как на Сорском месторождении), и производят впечатление трещиноватой массы пород, сильно увеличившейся в объеме при заполнении полостей. Но наиболее типичные воронки бывают заполнены настоящими брекчиями, связь между обломками у которых полностью потеряна, т. е. брекчиями перемещенными. Рассмотрим несколько примеров глубокозакрытых месторождений этого морфологического типа.

Месторождения Горни (Норанда) и Кваймонт (A Simposium, 1948) располагаются в восточной части канадского щита в породах серии Кеватин. Они отстоят друг от друга на расстоянии 1,5—2 мили, будучи приуроченными к двум сближенным широтным разломам. Вмещающие породы представлены нестратифицированными кварцевыми порфирами, риолитами, их брекчиями и андезитами. Эти породы прорваны многочисленными дайками и небольшими массивами диорита, гранодиорита, гранита, «позднего диабаз».

На участке Горни Майн разломы имеют встречное крутое падение. Заключенный между ними блок риолита тектонически опущен и сильно нарушен мелкими разломами и зонами расщепления пород. Предполагается, что рудоподводящий канал располагался в месте сопряжения широтных разломов на большой глубине. Поднимавшиеся растворы в пределах нарушенного блока вызвали интенсивное окварцевание, серицитовое и хлоритовое замещение пород и отложили в них золотоносные сульфиды.

Вначале в больших количествах отложился пирит, скопления его местами достигают 70 млн. т. С глубиной, ниже 6500 футов, пириту сопутствует цинк. Во вторую стадию отложились магнетит, пирротин и халькопирит. Скопления этих минералов местами окружают массы пирита, располагаются ниже, местами же отходят в сторону от залежей серного колчедана. Позже отложились золото и его теллуриды. Всего известно 35 обособленных рудных тел, которые заключены в рудоносном блоке конической формы.

Морфология и взаимоотношения рудных тел и боковых пород изучены от поверхности до 25 горизонта подземных работ (рис. 48). Контур, в котором заключены рудные тела, на разных глубинах имеет овальную форму. Его поперечник равен на 1 горизонте около 2000 футов, на 15 горизонте — около 1000 футов, на 23 горизонте — около 700 футов. Массивные медно-пирротиновые руды образуют вертикальный шток, лишь незначительно разветвленный выше 10 горизонта. Ниже 23 горизонта рудный шток выклинивается, сменяясь по склонению окварцеванным полосчатым риолитом, содержащим гнезда пирита. Непосредственно вмес-

щающие руду риолитовые брекчии также имеют форму сходящегося на глубину столба.

Месторождение Кваймонт располагается севернее описанного. Здесь сосредоточены большие скопления золотоносной медно-цинковой руды. По данным И. С. Скотта (A Simposium, 1948), рудо-

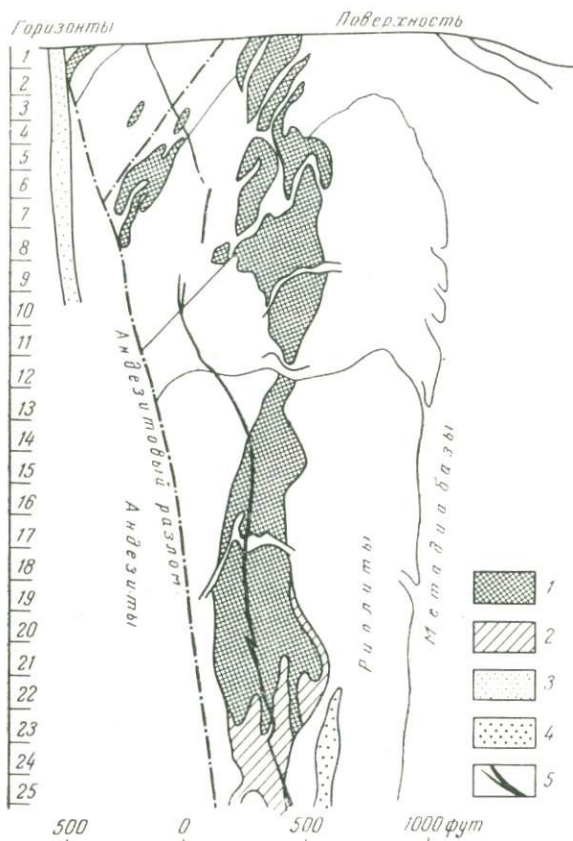


Рис. 48. Вертикальный поперечный разрез через рудник Горни Майн, Канада. По П. Прайзу

1 — массивные сульфиды; 2 — окварцеванные брекчии риолита; 3 — поздний диабаз; 4 — зона мелких тел массивного пирита; 5 — сиенит-порфир

контролирующая структура представляет собой ответвление от разлома Горни Крик. Порфировые породы, слагающие купол, на глубине сменяются зоной окварцевания. Южный склон купола срезается разломами и падает круто под месторождение Горни Майн. Западный и северный склоны купола также крутые, в то время как восточный полого падает к востоку. Массивные пиритовые и пир-

ротинные руды отложились в измененных брекчиях риолита, главным образом у вершины купола. Они окружены чехлами хлоритовых вкрапленных руд. На склонах массивные сульфиды, местами образующие трубообразные скопления, сменяются менее мощными зонами хлоритовых вкрапленных руд.

Уплотняющая криволинейная залежь Кваймонт погружается полого в юго-западном направлении (рис. 49). Угол погружения ее увеличивается по мере приближения к разлому Горни Крик. Скважинами с горизонта 900 футов залежь прослежена ниже глубины 2000 футов. Общая длина залежи по склону превышает 3600 футов, а поперечное сечение подковообразного ее контура на

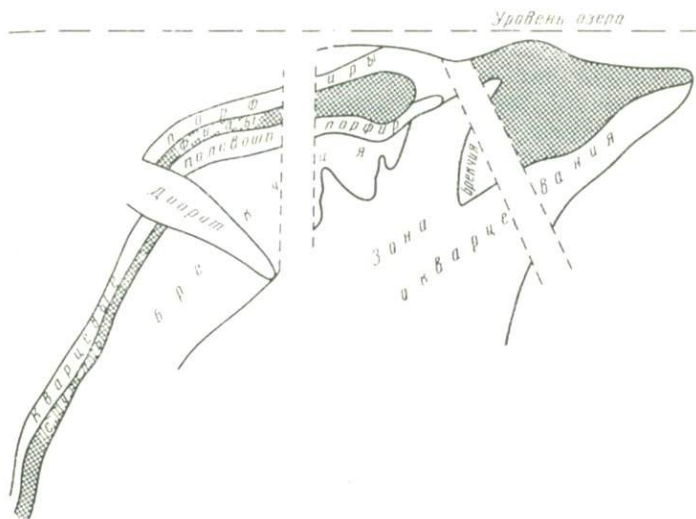


Рис. 49. Вертикальный разрез рудника Кваймонт по азимуту северо-восток 72°

рис. 49 составляет 700—800 футов. В целом месторождение, по-видимому, может быть рассмотрено как односторонняя трубчатая структура с несимметричным развитием рудоотложения в поперечных сечениях структуры вследствие наклона ее к горизонту и экранирования растворов. Сульфидные руды отлагались в верхней части структуры под силлом порфира, в то время как нижняя представленная зоной окварцевания явилась областью выщелачивания риолитовой породы.

Меднопорфировое месторождение Браден в Чили. Это широко известное месторождение трубчатой формы дало около 4.5 млн. т меди и более 13 тыс. т молибдена и еще далеко не выработано. Описание его дано Ф. Х. Ховеллом и Дж. С. Моуллеем (Howell, Molloy, 1960). Глубина вскрытия месторождения горными работами составляет 750 м, а буровыми скважинами 1500 м. Месторождение располагается в толще мезозойских андезитовых порфиритов.

переслаивающихся с морскими отложениями в центре Андской геосинклинали, западнее Бразильского щита. Отложения прорваны небольшими интрузиями кварцевых диоритов — апофизами слабоэродированного батолита. Более поздними дериватами последнего является интрузия дацитового порфира, имеющая форму крутого штока. Кольцеобразное рудное тело Браден, сопровождающие его брекчии, более поздние латитовые порфиры и лампрофиры сформированы вокруг этого штока.

Рудоносная трубка в плане имеет округлую форму. Диаметр ее у поверхности равен 1200 м. На глубину труба сужается, и стенки ее сходятся под углом около 30° (рис. 50). Установленная вертикальная протяженность трубки составляет более 5200 футов. Трубка заполнена брекчией, которая окружена со всех сторон кольцеобразным рудным телом мощностью до 600 м. В брекчии встречаются обломки вмещающих пород, а также роговики, сланцы и руды; величина обломков варьирует от субмикроскопических частиц до округлых глыб размером 1 м и более. Обломочный материал хорошо уплотнен и не сортирован, обильно насыщен рудными и нерудными гидротермальными минералами, в особенности турмалином. Содержание меди в брекчии по периферии трубки превышает 1%, а в центре ее снижается до 0,2—0,3% и растет с глубиной.

Процесс отложения первичных сульфидных руд описывается как прерывисто-непрерывный и длительный. Вначале произошло быстрое осаждение меди, железа, серы, кальция, кремнезема, частично молибдена в виде халькопирита, хлорита, борнита, молибденита, халькозина, кварца, ангидрита. Эти минералы заполняли преимущественно трещины, касательные к трубке и падающие к ее центру под углом 45° . В середине рудного процесса произошло брекчирование, сформировалась «дотрубковая брекчия» и вместе с тем началось обильное и быстрое отложение тонкозернистого черного турмалина, преимущественно во внешнем кольце брекчии. Вместе с турмалином продолжали выпадать те же сульфидные минералы.

Затем произошло повторное брекчирование пород и сформированных руд (возникла «трубковая брекчия») и повторное обильное отложение турмалина (без молибдена). Формирование руд завершает отложение теннантита, галенита, сфалерита, анкерита, кальцита, родохрозита и других минералов. Высокотемпературная медная минерализация сосредоточена в центре минерализованной площади, а более низкотемпературная (галенит, сфалерит, стибнит) — по периферии, в пределах эллипса, поперечник которого равен 4 км.

Линдгрэн и Бастин считали, что месторождение Браден заключено в кратере вулкана и что рудоносные брекчии («браденский туф») — замещенные пирокластические породы. Ф. Х. Ховелл и Дж. С. Моуллей показали, что подобные представления не отвечают действительности и в настоящее время неприемлемы. Фор-

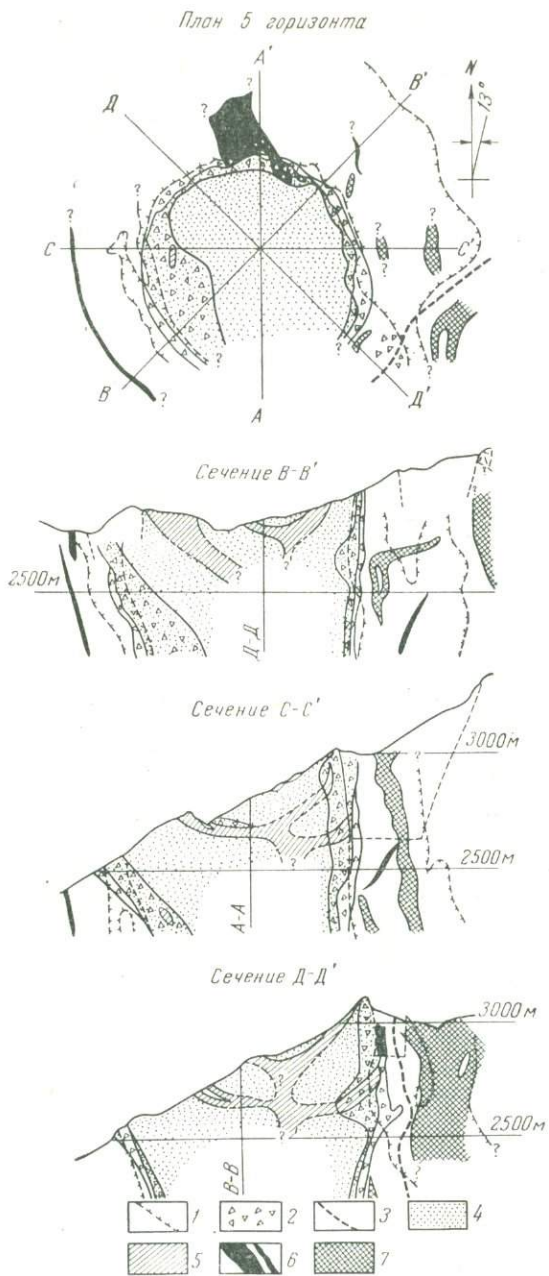


Рис. 50. План и вертикальные разрезы месторождения Браден, Чили. По Ф. Х. Ховеллу и Дж. С. Моуллею (Howell, Mollo, 1960)

1 — границы распространения руд с содержанием 1% меди; 2 — брекчии; 3 — лампрофилы; 4 — «формация Браден»; 5 — латит-порфиры; 6 — дацит-порфиры; 7 — кварцевые диориты

мирование трубки они представляют себе следующим образом. Внедрение штока дацитового порфира сопровождалось интенсивной гидротермальной деятельностью, это привело к возникновению вокруг штока зоны окварцеванных и пропильтизированных пород. Структурно ослабленный участок затем был плутонически нарушен с образованием штокверковой трещиноватости. В главную рудную стадию сульфиды отложились в трещинах штокверка. Затем произошел «мощный тектонический толчок», образовалась «дотрубковая брекчия» и отложился турмалин. После этого произошло образование собственно трубки и ее брекчий. Причиной взрывного движения блока пород и окатывания обломков названные исследователи считают движение магмы латитовых порфиров, которая внедрялась многократно и до и после брекчирования.

Однако, судя по соотношениям магматических тел и вмещающих пород до глубины 1,5 км, объем латитовых порфиров слишком мал для того, чтобы послужить причиной раздробления огромных масс пород и их перемещения в узком канале трубки. Сам обломочный материал сильно напоминает пирокластический агломерат и не похож на тектонит. Поэтому нам представляется более правдоподобным другое предположение, согласно которому трубка Брадена возникла при интенсивных скрытых взрывах, сопровождавших формирование многофазного рудоносного интрузива. Как и на других рудных полях с преобладанием интрузивно-взрывного формообразования, форма и строение трубки согласуется с процессом дифференциации интрузива, его фазовым строением.

Действительно, предпосылки к возникновению воронкообразной структуры были заложены еще при внедрении ранних фаз батолита, т. е. диоритов и дацитовых порфиров. Последние образуют кольцевую систему даек, сформированную в дорудное время. Начало брекчиеобразования совпадает с началом рудного процесса, причем совпадают и периоды их максимальной интенсивности. Внедрение дацитового порфира дает начало интенсивной гидротермальной деятельности. Внедрение более поздних латитовых порфиров приходится примерно на середину процесса непрерывного рудоотложения, который завершился инъекцией безрудного лампрофира. Пространственно-временные отношения магм и минерализующих растворов были очень тесными. Магмы и растворы затруднительно рассматривать как независимые системы, пришедшие из «глубинного очага» в определенной последовательности. Более логично рассмотреть их как фазы одной системы, распадающейся в процессе восстающего движения.

На основании установленных пространственно-временных соотношений магматических интрузий, брекчий и руд для месторождения Брэден можно представить общую последовательность расслоения рудоносной магмы следующим образом. Гидротермы I фазы отделялись от дацитового порфира и сформировали ранние

сульфиды, которые «...синхронны поздним фазам дацитового порфира», как подчеркивают Ховелл и Моуллей. Раннее предрудное растрескивание пород было вызвано отчасти воздействием растворов на боковые породы в кольцевой зоне вокруг штока, отчасти перемещением магмы из участков, расположенных ниже штока.

Следующая порция пришедшей с глубин магмы, расслаиваясь, дала интрузию латитового порфира и богатые бором гидротермы II фазы, затем — лампрофиры и поздние гидротермы. Грибообразная форма интрузии и расходящаяся вверх воронка «дотрубковой брекчии» свидетельствуют о том, что взрывная энергия возрастала по трубке снизу вверх и затем быстро затухала. Эта фаза эксплозивно-гидротермального процесса завершалась обильным отложением турмалина, которому сопутствовало умеренное количество сульфидов меди и железа. Внедрения латитовых порфиров чередовались с эксплозивно-гидротермальными актами и приурочивались к центральному каналу трубки Браден. Гидротермы, отложившие галенит, сфалерит и карбонаты, как и лампрофировая иньекция, проникали в сформированные минерализованные брекчии.

Таким образом, фактические соотношения подтверждают основную нашу мысль: моментам фазовых расслоений рудоносных магм и отделению летучих отвечают периоды наиболее интенсивной эксплозивно-гидротермальной деятельности. Преимущественно взрывная деятельность флюидов в моменты их отделения позже сменяется обильным отложением минералов из растворов, т. е. акты фазовых расслоений магм завершаются цементацией брекчий. Силы, приведшие к растрескиванию и раздроблению конической колонны пород, высвобождаются при дифференциации рудоносных магм.

Глубина отделения растворов от магмы в первом приближении может быть определена по фигуре всей рудно-магматической колонны, которой свойственны определенные углы конусности. Судя по приведенным разрезам колонны, корневая часть ее располагается на глубине около 2,5—3 км от современного эрозионного среза. Для колонны латитового порфира и поздних рудных брекчий она располагается, по-видимому, на значительно меньших глубинах. Об этом свидетельствует намечающееся выклинивание поздних интрузивов уже на нижнем горизонте рудника. В целом месторождение следует считать типичным примером рудно-магматической системы конического типа, развитие которой, подобно другим рудным полям этого морфологического типа, происходит с большим участием скрытых взрывов.

Оловорудные месторождения Малого Хингана представляют не менее наглядные в этом отношении примеры. Для их характеристики воспользуемся описанием месторождений, выполненным коллективом геологов под руководством Г. В. Ициксон (Ициксон, Рундквист, Павлова и др., 1959). В районе широко развиты мело-

вые кислые эффузивы, залегающие на древних кристаллических породах. Эффузивы прорываются рудоносными гранит-порфирами, внедрившимися в начале верхнего мела. С этими породами связаны три рудные формации, сменяющие во времени друг друга: риолитовая, переходная и сульфидно-касситеритовая.

Месторождения риолитовой формации локализируются в куполах экструзивных тел гранит-порфиров. Руды являются непосредственными продуктами магмы, создавшей экструзивы. Глубина их формирования мала. Эта приповерхностная формация представлена широкими ареалами гидротермальных изменений, в которых заключены мелкие гнезда деревянистого касситерита, причем минерализация не распространяется на глубину более 30—40 м.

Месторождения переходной формации (топаз, мусковит, кварц, турмалин, сидерофиллит, магнетит) образуются после становления эффузивов, в условиях смятия их покровов в куполовидные складки. Они генетически связаны с небольшими штоками гранит-порфиров и располагаются непосредственно в кровле штока, а частично — в эндоконтактах их. Процесс гидротермального изменения пород сменяет контактовый метаморфизм и дает широкие расплывчатые ареалы изменений. В пределах этих ареалов заключены небольшие тела оловоносных метасоматитов.

Месторождения сульфидно-касситеритовой формации связаны со сравнительно крупными (до 5 км в поперечнике) штоковидными интрузивами, приуроченными к разломам. Магматический очаг, залегающий, по мнению Г. В. Ициксон, на глубине около 1 км, последовательно сформировал: ранние дайки порфиритов, интрузивы гранит-порфиров, ранний гидротермальный комплекс (взрывные брекчии), предрудные дайки порфиритов, главный рудный комплекс. Гидротермальная минерализация в данном случае, в отличие от упомянутых формаций, имеет резко выраженный локальный характер и наибольшее промышленное значение.

В морфологическом отношении оруденение риолитовой и переходной формаций своеобразно и может служить наглядным примером рудных полей бескорневого типа (поля первого рода). Важная особенность оруденелых частей экструзива — своеобразный катаклиз породы. В глубоких частях он выражен, как и в порфирах Алтая, в раздроблении вкрапленников кварца. Кора экструзива оказывается пронизанной множеством неправильных жилообразно ветвящихся «участков продробливания», отмечающих места прохождения газовых струй. Мощность участков колеблется от долей миллиметра до 15—20 см, а иногда бывает и более. Однако отделение газов в приповерхностных экструзивах не сопровождается типичными эксплозиями.

Иные закономерности формообразования минеральных тел устанавливаются при движении перегретых минерализующих растворов в приповерхностных условиях на расстоянии нескольких сотен метров и более. Рассмотрим их на примере Хинганского месторождения и месторождений Боливии.

Хинганское месторождение представляет собой густую сеть ветвящихся беспорядочно распределенных прожилков, сложенных касситеритом, кварцем, флюоритом и сульфидами. Штокверк пространственно приурочен к двум близко расположенным зонам взрывных брекчий, соединяющимся на эрозионном срезе и имеющим отдельные корни в штоке гранит-порфиров.

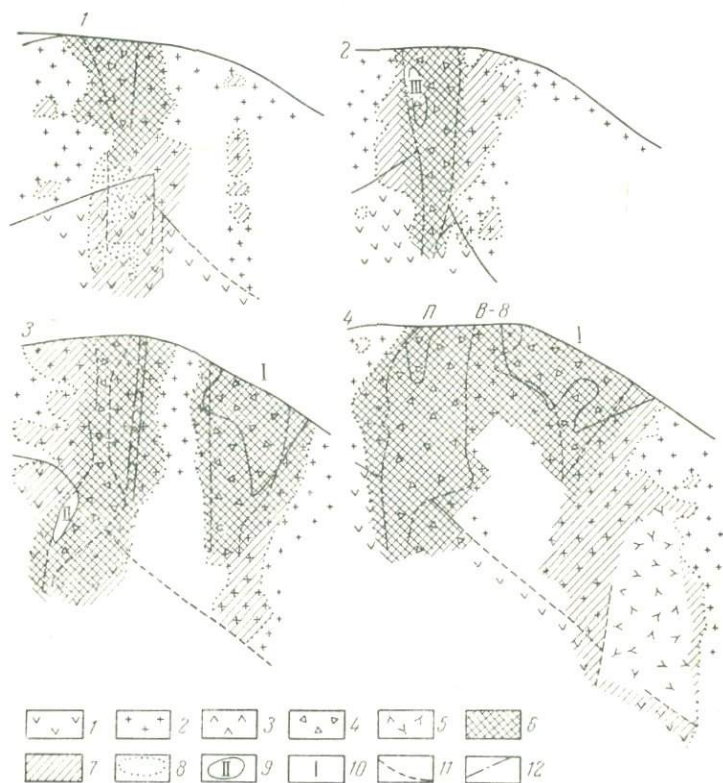


Рис. 51. Схематические разрезы по Хинганскому месторождению. Составили Г. В. Ицксон и Д. В. Рундквист

1 — кварцевые порфиры; 2 — гранит-порфиры; 3 — порфиры; 4 — взрывные брекчии; 5 — брекчированные породы; 6 — серицит — хлорит-кварцевые породы, возникшие в ассоциации со взрывными брекчиями и при совмещении прожилков с участками брекчий; 7 — серицит-хлорит-кварцевые породы, возникшие при формировании сети рудных прожилков; 8 — щелочные метасоматиты; 9 — рудные тела; 10 — мелкие участки с повышенным содержанием касситерита; 11 — контур зон развития взрывных брекчий; 12 — тектонические контакты

Морфология брекчий видна на разрезах (рис. 51). Центральная залежь брекчий на поверхности имеет форму овала, а на глубине — форму окружности в 6—7 раз меньшей, чем овал. Морфологически она представляет собой простую колонну конического типа, быстро уменьшающуюся в поперечном сечении с глубиной. Южная зона брекчий напоминает сильно сплюснутый вертикаль-

ный раструб с резко расширенной верхней частью. Эта зона представляет собой уплощенную колонну конического типа, переходного к двустороннему плоскому пучку. Отношение длины зоны к ширине около 6:1. С глубиной, в прикорневой части, она сменяется трубчатым телом, поперечник которого не превышает 10—12 м. Судя по блок-диаграмме, угол конусности центральной колонны брекчий составляет около 60°. Обе колонны брекчий практически вертикальны и потому прорывают несогласно вмещающие породы. Резкое расширение взрывных воронок происходит на выходе их из гранит-порфирового интрузива в кровлю.

Внешне брекчий аналогичны туфам. Они состоят из тонкоизмельченных пород, обычно превращенных в серицит-хлорит-кварцевую массу, в которой заключены обломки минерализованных гранит-порфиров и порфиров. При изучении состава обломков и сопоставлении их с боковыми породами установлено, что перемещение измельченного материала составляло 100—150 м. Брекчий не представляют сплошной непрерывной массы. По периферии колонны они представлены ветвящимися неправильными жилами (от волосных до 2—5 м в поперечнике), заключенными в ненарушенном гранит-порфире.

Во внутренних частях колонны жилы и гнезда брекчий сгущаются настолько, что цементируют глыбы гранит-порфиров, создавая своеобразную штокверкоподобную систему. Участки брекчий всегда окружены ореолами серицит-хлорит-кварцевого замещения гранитоидных пород и сами подвержены изменениям того же типа, что позволило рассматривать в одной связи процессы продрабливания и гидротермального изменения пород (Ициксон, Рундквист и др., 1959, стр. 37). Короткие прихотливо ветвящиеся хлорит-касситерит-кварцевые прожилки пересекают брекчий и преимущественно локализируются в них.

Образование брекчий Г. В. Ициксон объясняет «катастрофическим выделением паров и газов», которые «пробивали себе пути, продрабливая вмещающие породы по определенным участкам». Возникновение предрудных брекчий рассматривается как начало гидротермального процесса. Условия, определившие такое развитие постмагматического процесса, — малая глубина формирования месторождения (300—400 м) и подвижность тектонических зон в узлах их пересечения.

Процесс минералообразования происходил сравнительно быстро при регрессивном изменении температур в пределах от 470 до 240°, при телескопированном наложении в трещинах и брекчиях касситеритового, арсенипирит-лёллингит-сфалеритового, сфалерит-тетраэдрит-галенитового парагенезисов. В то же время весьма характерна фаціальная изменчивость минерального состава с постепенными переходами между всеми указанными парагенезисами. Это свидетельствует о том, что все они формировались практически в одну стадию (Ициксон, Рундквист и др., 1959, стр. 109).

На участке месторождений известны внутрирудные дайки порфирита. Они пересекают рудные брекчии и сами содержат прожилки рудной стадии. Дайки уходят по падению в область корней конических колонн, что позволяет их рассматривать в качестве закономерных элементов этой специфической рудно-магматической системы.

Оловорудные месторождения Боливии (Альфельд, 1959; Схасе, 1948). На крупнейших в мире оловорудных месторождениях Боливии можно проследить те же характерные связи между конической формой минерализованных объемов пород, включая пучковые системы жил, и явлениями эксплозивного разрыхления пород в процессе гидротермальной деятельности.

Оруденение здесь связано с гранитоидами олигоцен-миоценового возраста. Локализуется оно преимущественно в апикальных зонах массивов. Два наиболее крупных месторождения — Лялягуа и Оруро — А. Альфельд относит к малоглубинному типу. Глубина формирования Оруро и Потози, по определению Линдгрена, составляет всего 350 м.

Лялягуа, давшее за 50 лет эксплуатации свыше полумиллиона тонн олова, сформировано на глубине менее 1 км. Оно представляет собой сетчатую систему жил в штоке кварцевого порфира и частью во вмещающих граувакках и сланцах, так что границы рудного поля определяются в основном контактными поверхностями штока. На поверхности эллиптический контур штока составляет $1,6 \times 1$ км, на глубине 500 м он уменьшается вдвое, а на глубине 1 км — в несколько раз. В целом шток имеет вид грушевидного интрузивного тела (бисмалит), причем верхняя расширенная его половина сложена эруптивной брекчией порфира, сланца и нацело измененного обломочного материала, превращенного в серицит-кварц-турмалиновую породу.

В штоке присутствуют короткие дайки, сложенные подобной же брекчией на турмалиновом цементе. Корни жильных пучков часто представлены таким же материалом, что и дайки. Жильные зоны двух господствующих направлений сопрягаются под углом $40-60^\circ$. Жилы типа Сан-Джоз (в трещинах разрыва) падают полого, крустифицированы, более устойчивы и очень богаты. Жилы типа Серрано крутые, кулисовидные, менее продуктивные. Помимо жил важную роль играют сцементированные турмалином брекчии, морфология которых сложна. Около 80% руд добывается в пределах штока. Оруденение с глубиной затухает, причем полное выклинивание имеет место на глубине около 800 м.

Характер выклинивания жил по падению представляет значительный интерес. Жилы образуют группы, разрабатываемые на отдельных участках рудника. Поведение групп жил можно видеть на рис. 52. Пологие и крутые жилы образуют пучки, уходящие корнями на глубину внутрь штока. На сводной продольной проекции рудника (Альфельд, 1959) можно видеть, что рудная площадь с глубиной быстро уменьшается. На самых нижних горизон-

тах рудника она во много раз меньше, чем на верхних. А. Альфельд указывает, что на глубине 800 м происходит общее выклинивание жильных систем и резкое сокращение горизонтальных размеров всего рудоносного штока. Брекчии в верхней части штока образуют воронкообразные зоны, сильно расширяющиеся вверх при выходе из штока в глинистую кровлю.

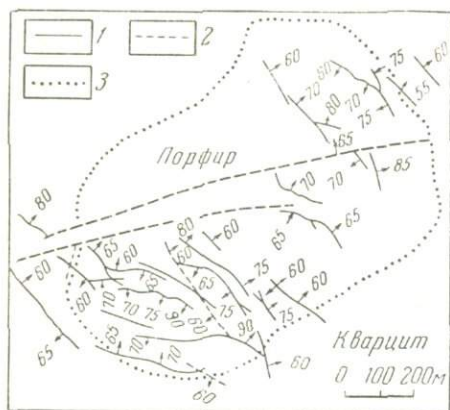


Рис. 52. План месторождения Лял-лягуа, Боливия

1 — рудные жилы; 2 — нарушения; 3 — границы интрузивного штока

Рудоносный шток Потози является близким аналогом описанного штока (рис. 53). Трещинные жилы с полосчатым и друзовым строением и в этом штоке образуют характерные системы, которые в верхних частях сильно разветвлены, а в нижних зонах месторождения собраны в жгуты. Жильные системы на глубину сближаются так, что область их корней отвечает ножке штока

Потози, форма которого грибообразная. Вертикальный размах оруденения составляет около 1 км. На вершине горы руды содержат мелкозернистый колломорфный касситерит и благородные



Рис. 53. Морфология оловоносного штока интрузивных порфиров Потози, Боливия

серебряные руды. Ниже 4300 м располагаются оловянные руды, лишенные серебра, причем касситерит здесь дает более крупные кристаллы. На 1000 м ниже вершины горы жилы становятся

маломощными, короткими, а содержание олова резко падает. «Жорни жил состоят из пирита с мелковкрапленным касситеритом» (Альфельд, 1959).

Первичной вертикальной зональности оруденения, как и на Хинганском месторождении, на месторождениях Боливии не устанавливается, вероятно, в силу сближенности во времени отложения минералов, сформированных в условиях разных температур и по причине взрывообразного развития процесса минерализации. Вместе с тем для месторождений характерно отложение более низкотемпературных минералов по периферии штока и в центре крустифицированных жил. Поэтому имеет место горизонтальная зональность: центральная касситеритовая зона по периферии месторождения переходит в сульфидную.

Среди комплексных редкометалльно-полиметаллических месторождений с трубчатыми телами взрывных брекчий хорошим примером может служить также Актюзское месторождение в Киргизии. По данным В. А. Невского (1960) в пределах **Актюзского рудного поля** известно пять трубчатых тел, прорывающих докембрийский кристаллический фундамент и располагающихся над куполами аляскитовых гранитов герцинского возраста. Три из них на глубине соединяются в единое более крупное тело. Разветвление вверх по восстанию свойственно и другим телам. Два трубчатых тела, не вскрытые эрозией, проявляются на поверхности в виде дайкообразных тел минерализованного гранофира. Трубчатые тела заполнены обломками вмещающих пород и магматическими породами, подвергшимися минерализации. В. А. Невский устанавливает такую последовательность процессов, сформировавших трубчатые тела рудного поля:

- 1) внедрение аляскиотов и ранних гранофиров;
- 2) отложение раннего кварца, циркона, альбита и других минералов;
- 3) грейзенизация и серитизация ранних гранофиров и аляскиотов, а также отложение пирита, молибденита, касситерита;
- 4) внедрение поздних гранофиров;
- 5) внедрение аплитов и сиенит-аплитов;
- 6) последовательное проявление молибденит-биотитовой, касситерит-ортоклазовой, сульфидно-кварцевой и флюорит-кальцит-кварцевой стадий минерализации.

При формировании рудоносных брекчиевых колонн Актюзского поля газовые взрывы проявлялись неоднократно и чередовались с магматическими интрузиями подобно тому, как это отмечалось для Брадена, Ангаро-Илимских и других месторождений с преобладанием интрузивно-взрывного формообразования минерализованных масс.

В итоге обзора месторождений воронкообразной формы вкрапленных и вкрапленно-прожилковых медных, медно-молибденовых, касситерит-сульфидных и других руд, отметим следующие их особенности.

1. Месторождениям этой морфологической группы свойственны специфические формы материнских рудоносных интрузивов. Последние обычно имеют форму протяженных по вертикали штоков, интрузивных куполов, хонолитов, бисмалитов или грибообразных тел сильно расширенных в верхней (рудоносной) части и суженных в нижней. Рудные штоки Коунрадского, Алмалыкского, Брэдден, меднопорфировых месторождений США, Малохинганского месторождения, бисмалиты Салвадор, Оуруро и Потози являются достаточно наглядными в этом отношении примерами интрузивов, изученных на значительную глубину.

Отсюда напрашивается вывод, что колонны рудоносных сильно газированных (вскипающих) магм обладают вполне определенными свойствами формообразования, если они проникают в приповерхностную зону земной коры. Эти свойства рудоносных магм, как будет показано ниже, имеются все основания связывать с адиабатическим расширением газов, отделяющихся от магм в процессе восстающего движения магматических колонн в гипабиссальной зоне. На ранних этапах магматической дифференциации отделяющиеся газы обуславливают расширение верхних частей интрузивов, на более поздних приводят к эксплозиям и гидротермальной деятельности. Поэтому на рассмотренных рудных полях имеет место пространственно-структурная сопряженность вертикальных зон (конических колонн) рудоотложения с морфологическими зонами интрузивов.

2. Оруденение тяготеет к верхним частям интрузивных штоков, хотя и распространяется на некоторое расстояние в породы кровли и в глубокие части интрузивов. Основными структурными элементами рудных полей с воронкообразными скоплениями вкрапленных и вкрапленно-прожилковых руд часто являются сами рудоносные интрузивы и тектонические трещины, влияющие на их морфологию, размещение и внутреннее строение. Эруптивные и эксплозивные брекции располагаются, как правило, в апикальных расширенных частях штоков и вокруг них, однако корни крупных взрывных воронок уходят в более глубокие осложненные нарушениями зоны интрузивов. При многофазном (пульсационном) становлении интрузивов газовые эксплозии могут происходить неоднократно. Поэтому иногда имеет место сложное чередование магматических инъекций, эксплозий и рудоотложения, при этом руды ранних фаз попадают в виде ксенолитов в последующие брекции и массивные магматические породы.

3. Тесные и противоречивые пространственно-временные отношения магматических пород и постмагматических образований, свойственные этой группе рудных полей, свидетельствуют о специфике дифференциации и динамики магмы в приповерхностных вертикальных ее колоннах. Нарастающая вверх отдача летучих магмой и расширение колонны приводит к охлаждению системы, твердению верхних частей интрузива и автобрекчированию. Отделяясь, надкритические газы вызывают продрабливание и экс-

пловивное разрыхление отвердевших частей и ранних фаз штоков; позже газы уплотняются и конденсируются, переходя в концентрированные растворы и даже гели, отлагающие руды в брекчиях и трещинных полостях.

С течением времени зона отделения летучих опускалась сверху вниз и на определенных глубинах эксплозии затухали, сменяясь спокойным отделением растворов. В целом своеобразный морфогенез рассмотренных рудных полей совмещает в себе черты интрузивного и эксплозивно-гидротермального формообразования; последнее в конце всего процесса сменяется обычным заполнением полостей гидротермальными минералами.

6. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ФИГУР КОРНЕВЫХ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Мы рассмотрели большое количество примеров колчеданных медных и полиметаллических месторождений, заключенных в вулканогенно-осадочных породах; свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах; скарново-магнетитовых, вкрапленных медных, медно-молибденовых, оловянных и золоторудных месторождений разного возраста, залегающих в различных по составу и строению толщах. При выборе этих примеров автор старался дать сводку доступных фактических материалов по морфологии глубоко-открытых корневых магматогенных рудных полей.

Опираясь на обширный своденный фактический материал, можно попытаться выяснить: имеются ли действительно общие закономерности морфогенеза корневых рудных полей магматогенного класса и в чем они выражаются. После рассмотрения этого главного вопроса мы возвратимся к обсуждению специфики формообразования рудных полей применительно к разным геологическим и термодинамическим условиям и обстановкам. При этом следует оговориться, что недостаток фактических данных по морфологии ореольных (и многокорневых) рудных полей заставляет нас ограничить задачу и вести дальнейшее обсуждение вопроса применительно к рудным полям корневого типа.

Выше было показано, что любое достаточно детально разведанное и оконтуренное корневое рудное поле может быть представлено в геологическом пространстве в виде определенной геометрической фигуры, которую мы назвали фигурой рудного поля. Последняя описывается той условной поверхностью, которая отделяет все рудные тела и массы гидротермальных пород, сформированные данным рудообразующим процессом, от неминерализованных пород вмещающего континента. Проводя аналогию с гидравлическими системами (Контарович, Кузнецов, 1961), фигуру поля можно параллелизовать с формой всего потока жидкости, в то время как отдельные минерализованные зоны и рудные тела внутри фигуры будут отвечать составным элементам потока — струям. Описанные примеры рудных полей много-

образны как по своим фигурам, так и по внутреннему строению. Однако именно фигуры их обладают некоторыми общими свойствами, что и позволяет ставить вопрос о существовании общих закономерностей формообразования магматогенных гидротермальных систем.

Можно указать по меньшей мере два общих свойства фигур описанных рудных полей: а) их принадлежность к одному топологическому типу и б) однотипность вертикальной асимметрии фигур.

Топологические особенности фигур рудных полей. Топологическими преобразованиями геометрических фигур в математике (Александров, Колмогоров, Лаврентьев, 1956) называются такие, при которых не разрушаются прикосновения различных частей фигуры и не возникает новых прикосновений. Наглядно это можно представить следующим образом. Положим, фигура изготовлена из гибкого растяжимого материала — резины. Тогда ее можно подвергнуть всевозможным непрерывным деформациям, при которых она в одних частях будет растягиваться, в других сжиматься, изменять свои размеры и форму. Например, шар, эллипсоид и другие ограниченные выпуклые поверхности принадлежат к одному топологическому типу (т. е. они гомеоморфны между собой), так как эти фигуры можно перевести одну в другую топологическими преобразованиями.

Характерные сечения фигур и параметры рудных полей приводятся на рисунках 23, 30, 33, 37, 45, 46. Сопоставляя эти сводные данные, мы приходим к парадоксальному на первый взгляд выводу о некоторой общности фигур магматогенных рудных полей, относящихся к разному генетическому типу и сформированных в различных геологических условиях. Общность эта состоит в том, что их фигуры, судя по зрительному впечатлению, относятся к одному топологическому типу поверхностей, характерные сечения которых напоминают сечения поверхностей конических. Создается впечатление, что любая из фигур однокорневых рудных полей может быть получена путем определенной деформации конуса.

Фигуры одних рудных полей близки к правильному конусу и потому их горизонтальные сечения имеют вид окружности. К простому коническому типу полей относятся, например, многие штокверки, различные рудные воронки и многие сильно разветвленные сверху жильные системы. Примеры их многочисленны среди месторождений разных формаций. Фигуры других полей представляют собой как бы равномерно сплюснутые с боков аналогичные конические контуры, причем степень мысленного сплющивания наблюдается самая различная. Соответственно контуры горизонтальных сечений таких фигур имеют вид то слабо, то сильно удлиненных эллипсов. Среди таких плоско-конических (плоских) по фигуре полей также известны самые различные по характеру минерализации их представители. Путем неравномерной боковой деформации конуса (т. е. при неравно-

мерном сплющивании с боков) могут образовываться сколь угодно сложные фигуры конического топологического типа. Поперечное сечение такой фигуры будет иметь вид удлинненного и искривленного замкнутого контура, причем контуры параллельных сечений не обязательно должны быть подобными. Если длина этого контура значительно превышает его среднюю ширину, фигуру соответствующего поля мы условились называть комбинированной. Она как бы складывается из элементов простой и плоско-конических фигур. Пример боковой деформации («сплющивания») конуса без изменения его объема показан на рис. 54, где приведены три равновеликих сечения, иллюстрирующие различия в одной плоскости между рудными полями конического, плоского и комбинированного типов. В качестве простой и практически удобной характеристики степени сплющивания конической фигуры принято отношение длинной и короткой осей поперечного сечения ее.

Этот коэффициент длинной и короткой осей (или уплощенности) фигуры поля, выражающий отношение максимальной длины поля к его характерной

ширине (т. е. отношение $\frac{a}{b}$), условно принят равным для упомянутых полей соответственно менее 3, более 10 и от 3 до 10.

Помимо бокового (поперечного) сплющивания фигуры полей при их сравнении обнаруживают признаки продольной деформации. Последняя выражается в сжатии или растяжении конической фигуры вдоль ее оси. Интенсивность такой деформации может быть выражена через отношение поперечных и продольных характеристик, например, через отношение длинной оси эллипса к длине всей конической фигуры. Практически (на первых порах) удобно пользоваться отношением максимальной длины характерного горизонтального сечения рудного поля к вертикальному расстоянию между верхней выклинкой поля и его корнем. Отношение названо коэффициентом вертикальной протяженности (КВП). Необходимые для его вычисления параметры

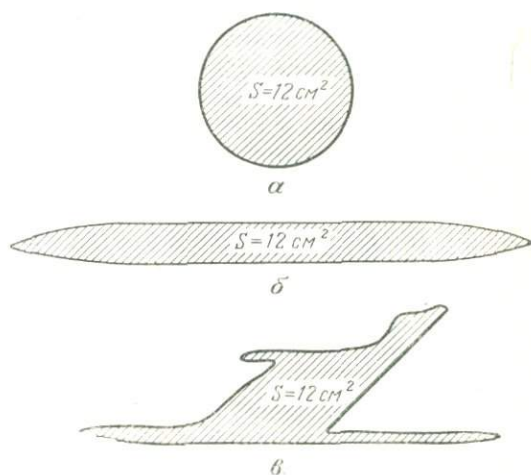


Рис. 54. Равновеликие по площади нормальные сечения: правильного конуса (а), равномерно сплюснутого (б) и сложно деформированного (в) конуса

непосредственно снимаются со сводных продольных проекций рудных полей.

Второй важной характеристикой продольной деформации конической фигуры может служить угол между образующими ее линиями — угол конусности. У сильно сплюснутых фигур этот угол по величине сильно меняется в сечениях, проходящих через продольную ось эллипса (продольные проекции) и через поперечную ось (поперечные разрезы). Для описанных рудных полей были приведены максимальные углы конусности их фигур, которые также снимаются с продольных проекций.

Для рудных полей с правильными коническими фигурами коэффициент вертикальной протяженности равен тангенсу двойного угла конусности. Для более сложных фигур эти соотношения также могут быть выражены достаточно простыми соотношениями, если известны тип фигуры поля и главные его параметры. Принятое нами упрощенное деление фигур корневых рудных полей по относительной вертикальной их протяженности на три группы учитывает эти соотношения. К мелкокорневым отнесены поля с **КВП** более 4, к глубококорневым — поля с **КВП** менее 2. Промежуточные значения **КВП** характеризуют группу полей средней протяженности по вертикали. Следует учитывать, что коэффициент этот характеризует не абсолютную, а относительную протяженность рудных полей. С другой стороны, продольная деформация конической фигуры выражается в изменении угла конусности вдоль ее оси. Эти изменения носят закономерный характер в том отношении, что угол конусности всегда увеличивается в одном направлении — от вершины конуса к его основанию или, говоря применительно к рудному полю, от его корней к фронту. Он может более или менее постепенно нарастать и тогда фигура мало отличается от ее нормального конического типа (например, в ангаро-илимских трубках).

При заметном увеличении угла вверх по восстанию фигуры линии, образующие фигуру поля, в характерных сечениях (например, продольных) имеют параболический вид. В относительно редких случаях угол этот резко увеличивается на коротких расстояниях в прифронтальной части поля. Фигура поля в этом случае может напоминать грибообразную при полной горизонтальной симметрии или «клюшковидную» (серповидную) при резкой асимметрии, как это имеет место у односторонних рудных полей. Некоторые характерные фигуры полей схематически изображены на рис. 55.

Необходимо оговориться, что приведенные выше соображения основаны на сугубо предварительном обобщении накопленных опытных данных по морфологии корневых рудных полей. Автор полагает, что эти данные в дальнейшем целесообразно подвергнуть более строгому изучению с применением необходимых математических методов и приемов геометрического анализа, для чего потребуется участие в работе соответствующих специалистов. Пред-

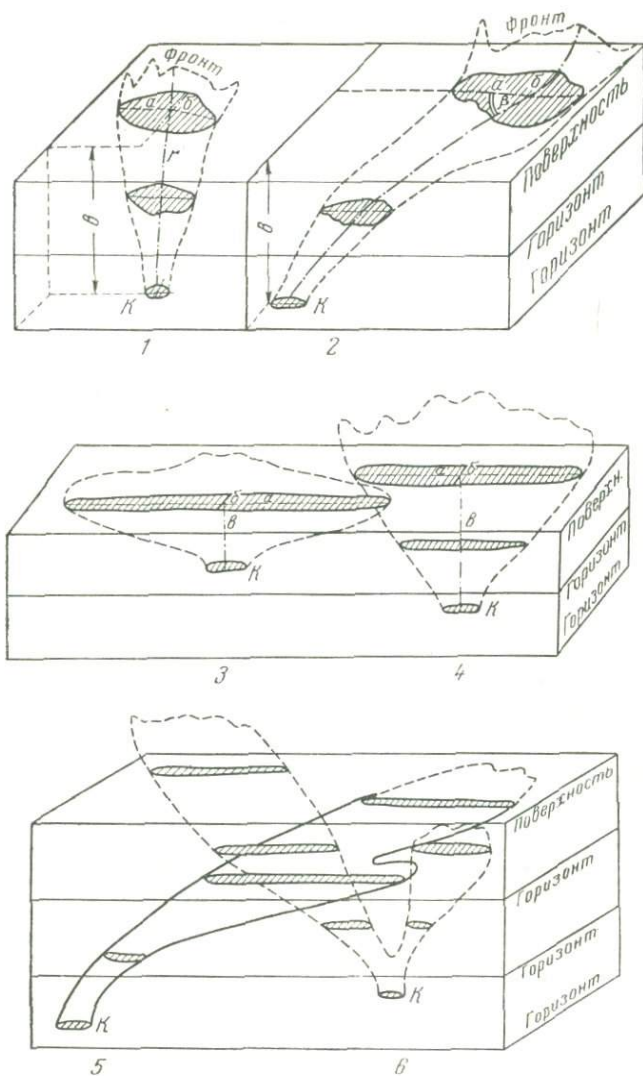


Рис. 55. Некоторые характерные фигуры магматогенных однокорневых рудных полей

1 — коническое крутонаклонное рудное поле (тип «взрывных воронок»); 2 — коническое умеренно наклонное рудное поле; 3 и 4 — плоские двусторонние симметричные рудные поля с разной вертикальной протяженностью (3 — дегтярский тип и 4 — тишинский тип); 5 — плоское одностороннее рудное поле; 6 — плоское двустороннее рудное поле с резко выраженной асимметрией

лагаемое разделение корневых рудных полей на три морфологические группы следует рассматривать как предварительное.

Вертикальная и горизонтальная асимметрии рудных полей. Вторым общим свойством рассмотренных рудных полей является их вертикальная асимметрия. Она выражается в том, что свойственные магматогенным рудным полям фигуры обладают определенной ориентировкой относительно земной поверхности. Суженные части фигур — их «вершины» — всегда располагаются наиболее глубоко, т. е. они максимально удалены от земной поверхности. Им отвечают корни рудных полей. Наиболее расширенные части фигур максимально приближены к земной поверхности. Имеющиеся отклонения связаны с особыми случаями резкого усложнения верхних границ рудных полей благодаря влиянию локальных структур. Они не меняют общего закономерного характера вертикальной асимметрии полей¹.

У рудных полей с вертикальной ориентировкой фигур асимметрия проявляется наиболее наглядно. Ее количественной характеристикой в данном случае является угол конусности фигуры и его увеличение при движении от корней к фронту рудного поля. В этом смысле деление рудных полей на мелко-, средне- и глубококорневые отражает разные степени вертикальной асимметрии полей. Асимметрия рудного поля с бесконечно удаленной на глубину корневой частью стремится к нулю. Иными словами, если бы фигуры полей относились к топологическому ряду замкнутых цилиндрических поверхностей (чего нет в действительности), то они бы не обладали и вертикальной асимметрией. Максимальной асимметрией обладают мелкокорневые конические поля (диатремы, рудные воронки, штокверки), с чем связаны определенные особенности их фигур, крутая ориентировка и обычное резкое телескопирование минерализации.

Но наклон рудных полей к горизонту может быть различным и поэтому закономерности вертикальной асимметрии проявляются неодинаково. Условимся по степени наклона поля к горизонту различать три случая: а) вертикальные и крутонаклонные, б) умеренно наклонные и в) пологонаклонные. Для разделения их прием величины наклона оси рудного поля к горизонту равные соответственно $90-60^\circ$, $60-30^\circ$ и менее 30° .

Пологонаклонные поля, в особенности сильно удлиненные в одном направлении, в произвольных поперечных сечениях не имеют ясно выраженной вертикальной асимметрии. Так, характер поперечных разрезов или горизонтальных планов Белоусовского, Левихинского, Ачисайского, Акджальского (СССР) или рудного поля Брокен-Хилл (Австралия) мало что говорят нам о том, где фронтальные и где корневые части этих полей. Причина состоит в том,

¹ При описании рудных полей попутно приводились примеры закономерностей формы многих рудоносных интрузивов, также обладающих аналогичной вертикальной асимметрией.

что фронт слишком далеко смещается по горизонтали в сторону от корней рудного поля (на несколько километров), а вертикальная протяженность оруденения сравнительно мала.

Отдельно взятые сечения таких полей могут производить даже ложное впечатление пластовой формы рудных тел и полной подчиненности их складчатым структурам, т. е. создать иллюзию осадочного происхождения руд. Однако иллюзия сразу же исчезает при выявлении всей фигуры поля, которая оказывается столь же закономерной как и у других магматогенных месторождений. Свообразие таких полей состоит в том, что вертикальная асимметрия их фигур как бы затушевывается горизонтальной асимметрией, выраженной в данном случае особенно резко.

Выделение конических, плоских и комбинированных полей в известной мере уже характеризует горизонтальную асимметрию их. Однако плоские (и комбинированные) поля относительно вертикали, проходящей через корневую часть, могут получить развитие либо в одном направлении, либо в двух противоположных. Поля первого типа — односторонние, характеризуются наибольшей горизонтальной асимметрией. Двусторонние поля известны как симметричные (Дегтярское), так и асимметричные (Сибайское, Учалинское, Акджальское).

Два рассмотренных общих свойства фигур рудных полей — их принадлежность к одному топологическому типу геометрических поверхностей и однотипность вертикальной асимметрии, очевидно, не могут иметь причиной только структурные или другие локально действующие факторы, связанные с теми или иными свойствами неоднородной геологической среды. Напротив, подобные факторы всегда придают индивидуальные особенности строения рудным полям. Не подлежит сомнению, что отмеченные общие свойства рудных полей выражают какие-то коренные закономерности формообразования, вообще присущие способу образования в земной коре этих специфических рудно-магматических систем.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ И СПОСОБЫ ФОРМООБРАЗОВАНИЯ МАГМАТОГЕННЫХ ТЕЛ

1. О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ ПРИРОДЫ ГИДРОТЕРМ НА МОРФОЛОГИЮ ИХ КОЛОНН

Идеи сквозного восстающего движения магматически активных растворов, высказанные в 1910 г. Терье, получили в наше время широкое распространение в геологии. Представление о потоке фильтрующихся «сквозьмагматических растворов», переходящих с потерей энергии в потоки постмагматические, положено Д. С. Коржинским (1952 г.) в основу теории магматического замещения. Ф. Н. Шахов, Ю. А. Кузнецов и другие придают этим представлениям еще более широкое значение, связывая возникновение очагов магнообразования на разных уровнях земной коры с деятельностью глубинных растворов. Наконец, с деятельностью постмагматических растворов связывается формирование различных метасоматических пород и руд на месторождениях гидротермального класса. Вместе с тем вопрос об общих морфологических особенностях колонн подвижных глубинных растворов для разных их состояний, условий возникновения и движения остается открытым.

Фактический материал, который дает изучение магматогенных рудных месторождений, позволяет рассматривать этот вопрос применительно к условиям сравнительно небольших глубин гипабиссальной зоны и свойственных последней температур и давлений. Хорошо известно, что в этой зоне гидротермальные растворы, порождаемые магмами, могут иметь различное происхождение. После дискуссии, вызванной появлением широко известной работы Л. Грейтона (1946 г.) о природе рудообразующих флюидов и особенно после публикации результатов фундаментальных исследований В. А. Николаева (1955), стали различать по меньшей мере три возможных способа образования гидротерм магматического происхождения: 1) либо в результате миграции газовой фазы в боковые породы при сравнительно высоких температурах магматической дистилляции; 2) либо в результате охлаждения газовой фазы, остающейся после кристаллизации расплава; 3) либо, наконец, как жидкий остаточный раствор из кристаллизующегося расплава на этапах более поздних, чем магматическая дистилля-

ция, причем в этом случае возможны как непрерывный переход расплава в раствор, так и ликвация (Николаев, 1955).

Возникающие этими способами гидротермы при определенных условиях приходят в движение и формируют направленные потоки в толщах горных пород. Форма этих потоков и их кинетика несомненно зависят от природы растворов и специфики их взаимодействия с окружающей геологической средой. Представляется, что наиболее существенными должны быть различия в морфологии и кинетике потоков гидротерм изначально газообразного и изначально жидкого состояний. Рассмотрим в общей форме эти возможные различия.

Для надкритического газа вмещающие породы проницаемы, а для магматического расплава — нет. Этим объясняется тот факт, что отделение газов от фронтальных частей интрузивов происходит нередко по всему их объему, о чем свидетельствует размещение высокотемпературных метасоматических изменений в эндо- и экзоконтактных зонах интрузива. Выход газов в боковые породы или в охлажденные участки материнского плутона сопровождается конденсацией их, уплотнением потока и уменьшением его размеров. Поскольку конденсация нарастает в направлении движения потока, то и стягивание гидротерм в более компактные струи увеличивается на фронте его, где объемная рассеянная миграция сменяется трещинной инфильтрацией жидкого раствора.

Таким образом, гидротермы, зарождающиеся в магматических телах в виде скоплений надкритического газа, в надинтрузивных зонах должны образовывать колонны более широкие внизу и более узкие в верхних частях. К этому следует добавить, что преимущественно рассеянный характер потока и относительно малые концентрации металлов в газовых и конденсированных растворах в общем неблагоприятны для массового локального отложения руд. В зонах деятельности таких растворов преобладают рассеянная вкрапленная минерализация.

Локальное рудоотложение возможно лишь при длительном и устойчивом движении преимущественно жидких растворов по трещинам в верхних частях потока. Подобными особенностями морфологии и размещения минерализации пневмато-гидротермального типа обладают рудные поля первого рода, описанные выше под названием бескорневых или ореольных. К ним относятся, например, некоторые скарново-рудные, редкометалльные грейзеновые, вкрапленные сульфидные месторождения, рудоносные апограниты и другие образования.

Рассмотренный выше тип гидротермальной колонны характеризуется тем, что минерализующие растворы в своем развитии неизбежно проходят стадию надкритического газа, причем формированию собственно гидротермальных минерализующих струй предшествует стягивание (дренаж трещинами) рассеянных слабоконцентрированных растворов. Возможные варианты развития именно такой колонны растворов, судя по исходным посылкам, детально

рассмотрены Г. Л. Поспеловым в статьях, посвященных описанию «газогидродинамических моделей» эндогенных рудообразующих систем (Поспелов, 1962).

Совершенно иные закономерности формы и газовой-жидкостного взаимодействия должны быть свойственны потоку гидротерм, возникающих изначально в жидкой фазе на поздних стадиях магматической кристаллизации. Сжатая глубинная гидротермальная жидкость (флюид), независимо от того, возникнет она при ликвации магмы или путем постепенного перехода остаточного расплава в рудоносный воднощелочной флюид, не может вести себя в толщах горных пород подобно накритическому газу. Имея меньшую проницаемость, чем газ (но большую проницаемость, чем магма), такая жидкость будет формировать инъекционные потоки, свойства которых должны быть промежуточными между магматическими интрузиями и колоннами рассеянных газов.

Источником гидротерм подобного происхождения являются «относительно замкнутые магматические системы смешанного типа» (В. А. Николаев), т. е. остаточные рудоносные магматические очаги с внутренним давлением, свойственным глубинным магмам. Подобные очаги в общем случае располагаются всегда глубже тех фронтальных зон интрузивов, которые «испаряют» летучие в боковые породы, давая начало пневмато-гидротермальному процессу.

По отношению к зонам разгрузки гидротерм (рудным полям) источник располагается также глубоко. Поэтому расстояния миграции глубинного флюида к месту отложения руд в общем случае больше, чем у растворов, формирующих рудные поля первого рода. А так как изначально флюид имел плотность жидкости, то границы потока его с окружающей геологической средой определяются значительно четче, чем у пневмато-гидротермальных растворов.

Наконец, следует отметить еще одну особенность глубинного флюида, фактически выявляемую при изучении морфологии корневых рудных полей второго и третьего родов — несомненное расширение потока в направлении движения, т. е. снизу вверх. Именно с этим свойством флюида мы связываем возникновение вертикальной асимметрии магматогенных рудных полей, т. е. закономерные изменения их форм, наблюдаемые при движении от корней к фронтальным частям полей. Рассмотрим этот вопрос более обстоятельно.

Поскольку изменения формы корневого рудного поля носят направленный характер и нарастают при движении вдоль оси рудного поля в общем случае снизу вверх, то логично предположить, что они порождаются процессами, действия которых в этом направлении усиливаются. Среди них наиболее существенное значение могут иметь: 1) увеличение пористости и трещиноватости геологической среды по мере уменьшения глубины и снижения степени сжатия пород; 2) расширение колонны газированной глу-

бинной жидкости при ее восстающем движении вследствие избыточного давления, внутренних физико-химических превращений в потоке, меняющегося взаимодействия его с геологической средой и пр.

Как хорошо известно из практики горных работ, общая пористость горных пород с глубиной уменьшается. Сейсмические и экспериментальные данные показывают резкое увеличение скорости продольных волн при повышении давления до 500—1000 атм, между тем как дальнейшее даже значительное увеличение давления мало сказывается на упругих свойствах породы (Воларович, 1960). На основании этого делается вывод, что при указанном давлении происходит в основном закрытие пор у горных пород и последние приобретают свойства сплошной упругой среды. По-видимому, расширение колонн глубинной жидкости, обусловленное влиянием пористости пород, не существенно на глубинах свыше 4—5 км (если исходить из учета одного литостатического давления) и более существенно на малых глубинах. Область наиболее значительных изменений пористости пород вследствие изостатического их сжатия располагается, по-видимому, на глубинах 2—3 км.

При прохождении восходящим потоком жидкости границ раздела между плотными и пористыми породами (например, при переходе жидкости из пород фундамента в породы вышележащего слоистого яруса) должны наблюдаться заметные изменения площади поперечного сечения потока. Подобные изменения в действительности наблюдаются часто и бывают значительными в интрузивных телах, а также на рудных полях, сформированных на малых глубинах. В качестве примеров можно назвать уже упоминавшиеся грушевидные рудоносные бисмалиты, штоко-лакколиты, а также гидротермальные субвулканические месторождения.

Однако одним влиянием возрастающей вверх по разрезу пористости и трещиноватости пород нельзя объяснить реально наблюдаемое на рудных полях расширение по восстанию гидротермальных и минерализованных магматических тел. Фактически установленные углы конусности большинства изученных рудно-магматических систем, по-видимому, слишком велики по сравнению с теми возможными величинами расширения колонн жидкости, которые могут быть обусловлены изменениями пористости геологической среды.

Кроме того, многие рудные поля формировались в условиях геологической среды, пористость которой едва ли существенно изменялась с глубиной. Таковы, например, плоско-конические поля, заключенные в вертикально залегающих зонах динамометаморфических сланцев. Петро-структурные особенности таких сланцев практически не меняются в пределах изученных глубин, между тем эффект расширения гидротермальных систем в этих же пределах бывает большим.

Наконец, можно указать, что расширение по восстанию одно-сторонних полого наклоненных рудных пучков (например, Белоусовско-Глубочанского) вообще не может быть поставлено в связь с изменением пористости или трещиноватости пород, так как в таких случаях расширение наблюдается на одном гипсометрическом или стратиграфическом уровне. По тем же причинам вертикальную асимметрию рудных полей второго и третьего родов невозможно объяснить влиянием одних структурных факторов, например клиновидными сопряжениями трещин на глубину и их разветвлениями вверх по восстанию. Поэтому есть все основания считать, что расширение рассматриваемых рудно-магматических систем обуславливается преимущественно внутренними свойствами глубинного флюида, его особым взаимодействием с окружающей геологической средой в ходе восстающего движения.

Ранее автором было высказано предположение о том, что лучки малых интрузий и гидротермальных струй возникают вследствие естественного стремления богатых газами растворов и магм, находясь на глубине под большим давлением, расширяться и рассредотачиваться в виде систем расходящихся струй при проникновении их в верхние ярусы, где внешнее давление все более уменьшается по сравнению с давлением в самих интрузирующих магмах и растворах (Иванкин, 1962). Рассмотрим эти причины подробнее.

Форма (и внутреннее строение) любого однокорневого рудного поля выражает центробежно развившийся процесс, направленный от его корня к фронту. Скрытый на глубинах источник поставляет остаточные расплавы, струи флюидов и свойственную им тепловую энергию, которые перемещаются в направлении наименьшего давления, т. е. по наиболее доступным путям. Взятый в целом этот поток энергии и глубинного вещества, взаимодействуя с геологической средой, находящейся в состоянии сжатия и лишенной в общем случае открытых полостей, завоевывает определенное пространство. Геометрические свойства последнего должны зависеть от энергоемкости глубинной жидкости, ее плотности, меняющегося взаимодействия со средой на разных интервалах движения и др.

Изучение корневых рудных полей на глубину приводит к выводу, что в направлении потока, наряду с расширением и разветвлением его, нарастает дифференцированность флюида и появляются новые фазы («стадии минерализации»); одна из характерных тенденций эволюции потока состоит в разуплотнении фронтальных частей его в связи с накоплением здесь относительно легко подвижных компонентов.

Во времени изменения носят также направленный характер, это выражается в регрессивном изменении теплового режима, определенной последовательности магматических внедрений и стадий гидротермальной минерализации, устанавливаемой при изучении рудных полей. Иными словами, многие качества потока глубинного флюида являются функцией расстояния от исходной точки

его движения, т. е. характеризуют необратимые изменения системы.

Общее макроскопическое описание необратимых потоков дает неравновесная термодинамика (Гроот, Мазур, 1964), которая учитывает не только скалярные процессы (например, химические реакции) и вязкие явления, но и векторные процессы, связанные с пространственной симметрией материальной системы. Однако разработанной теории, которую мы могли бы привлечь для решения нашей задачи, она не содержит. В связи с этим следует сделать некоторые замечания, предупреждающие от слишком упрощенных подходов ко всякого рода моделированию эндогенных процессов и, в частности, к моделированию гидротермальных систем.

Коническая форма корневых рудных полей выражает спонтанный характер изменений тех необратимых качеств потока, которые «завоевывают пространство» в геологической среде. Таким качеством может быть объем флюида, так как только изменением объема сжатой жидкости, находящейся в гидродинамическом равновесии с внешним давлением на каждом уровне колонны, может быть объяснено нарастающее расширение колонн вверх. Это должно означать, что в направлении движения потока соответственно уменьшается его средняя плотность.

Таким образом, мы приходим к следующему выводу: в отношении изменения плотности (объема) гидротермы изначально газобразного и жидкостного состояния обладают противоположными свойствами — первые в процессе восстающего движения в объеме уменьшаются, а вторые увеличиваются. Ниже мы особо рассмотрим возможные причины увеличения объема глубинной жидкости, происходящего при восстающем движении ее, и те превращения, которые могут при этом происходить. Здесь же отметим, что поток такой жидкости должен обладать совершенно необычными свойствами. С одной стороны, как непрерывный, он подчиняется основному закону гидравлики, согласно которому количество жидкости, проходящей в единицу времени через любое поперечное сечение потока, представляет собой постоянную величину, равную произведению скорости на поперечное сечение потока.

Однако гидравлика имеет дело с практически несжимаемой жидкостью, что, очевидно, не приемлемо для рассматриваемого случая, так как объем потока по мере его движения растет. В этом отношении он ближе всего напоминает такие гидродинамические неустойчивые системы, изучаемые химической макрокинетикой, как потоки вещества с самоускоряющимися химическими реакциями, лежащими в основе процессов полимеризации, горения, взрыва (Семенов, 1958; «Химическая кинетика и цепные реакции», 1966).

Его можно сравнить, например, с макроскопическим процессом распространения горения в потоке реагирующей смеси: при малых концентрациях активных частиц поток «не горит» и ведет себя как гидродинамически устойчивая жидкость; при нарастании

их концентрации происходит воспламенение, взрывание смеси. Горение смеси сопровождается выделением газов и общим расширением потока, превращающегося, таким образом, в гидродинамически неустойчивую систему, так как пламя — всегда неустойчиво. Как показал Н. Н. Семенов, цепной взрыв отличается от теплового тем, что выделение тепла при химических реакциях является в первом случае следствием цепной реакции, а во втором — причиной ее.

В итоге мы можем представить себе очень сложную динамику колонны глубинного флюида, совмещающей в себе черты гидродинамически устойчивого (в нижней ее части) и неустойчивого, спонтанно расширяющегося потока. Эта верхняя расширяющаяся часть колонны и формирует магматогенное рудное поле с присущей ему закономерной фигурой и симметрией.

На описанных примерах можно видеть, что при формировании одних рудных полей эксплозии играли доминирующую роль. Таковы поля конического типа, рудные массы которых представлены взрывными брекчиями. На других полях нет столь очевидных признаков взрывообразно развивающегося гидротермального процесса. Однако особенности и этих полей позволяют предполагать глубинный скрытый взрыв системы, выраженный морфологически через рудно-магматический пучок большой протяженности. Различие состоит лишь в следующем: в одних случаях взрывообразно идущий процесс преобладает и вуалирует эволюционное развитие гидродинамического потока снизу вверх; в других случаях на первый план выступают именно эволюционные изменения в потоке, так как спонтанное его расширение относительно невелико и реализуется на протяжении нескольких километров направленной миграции.

2. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В КОЛОННЕ ГЛУБИННОГО ФЛЮИДА

Рассмотрим в общей форме те возможные превращения флюида, которые расширяют поток и переводят его в термодинамически неравновесное состояние на определенных этапах его направленного движения в земной коре. Наиболее вероятными и важными по конечному результату представляются следующие независимо или совместно действующие процессы: расширение газов и газированных жидкостей; окислительно-восстановительные реакции; газово-жидкостная кинетическая дифференциация флюида; структурные превращения жидкости.

Расширение газов и газированных жидкостей

Рудоносные магмы и гидротермальные растворы, формирующие магматогенные рудные поля корневого типа, представляют собой преимущественно сильно сжатые газированные жидкости. Состояние последних характеризует соотношение темпера-

туры, давления и плотности или удельного объема. В настоящее время экспериментальные и технологические данные для высоких параметров температуры и давления, свойственных глубинным жидкостям, имеются далеко не для всех газов. Однако главный компонент рудообразующих растворов — вода — исследован детально и его поведение в пределах практически интересующих нас глубин земной коры может быть охарактеризовано на основании данных, опубликованных А. Г. Бетехтиным (1955), Н. И. Хитаровым (1953, 1959, 1961), А. А. Штейнбергом (1962), Дж. Кеннеди (1957), Ф. Г. Смитом (1957) и др. Имеется также опубликованная диаграмма состояния углекислоты (А. Мичелс и др.), позволяющая сделать определенные выводы о формообразующей роли и этого важного компонента гидротерм. Рассмотрим вначале изменение плотности (или удельного объема) воды и углекислоты в условиях давлений, свойственных глубинам формирования рудных месторождений.

Вода. Характеризующее плотность воды отношение газа и жидкости в условиях высоких параметров температуры и давления детально рассмотрено Ф. Г. Смитом (1954). Газообразному состоянию вещества свойствен свободный пробег частиц, значительно превышающий их собственные размеры. Вода в таком состоянии находится при высоких температурах и низких давлениях. При увеличении давления структура газа меняется. Частицы его образуют пары, затем триплеты и т. д., вплоть до частиц микроскопического размера. Плотность газа растет и его структура приближается к состоянию жидкости. Чем дальше от надкритической области находятся температура и давление, тем менее определены различия между жидким и газообразным состоянием воды.

Интересующее нас соотношение параметров PVT для широкого интервала условий дается на диаграмме Бриджмена и Кеннеди (рис. 56). Здесь принято во внимание гидростатическое давление, зависящее прямо от глубины и рассчитанное исходя из средней плотности горных пород 2,7. Удельные объемы воды в условиях температур до 1000°C и давлений до 6000 *бар* меняются от 0,89 до 4,0 $\text{см}^3/\text{г}$. Линия критического удельного объема воды ($3,1 \text{ см}^3/\text{г}$) начинается в точке с координатами $P=218,39 \text{ бар}$ и $T=374,15^{\circ}$ и уходит к точке $P=2000 \text{ бар}$ (что отвечает глубине 7,5 км) и $T=1000^{\circ}$.

В надкритической области удельные объемы быстро уменьшаются при возрастании давления. Так, при критической температуре удельный объем воды меняется следующим образом: при $P=218,4 \text{ бар}$ равен $3,1 \text{ см}^3/\text{г}$; при $P=500 \text{ бар}$ равен $1,5 \text{ см}^3/\text{г}$ и при $P=3000 \text{ бар}$ $1,15 \text{ см}^3/\text{г}$. При постоянном давлении удельные объемы воды растут, если повышается температура. Жидкость, сжатая под давлением 1000 *бар*, имеет удельный объем при нулевой температуре около $0,96 \text{ см}^3/\text{г}$, при температуре 400°C $1,44 \text{ см}^3/\text{г}$, при температуре 650°C $3,1 \text{ см}^3/\text{г}$. Особенно значительны изменения

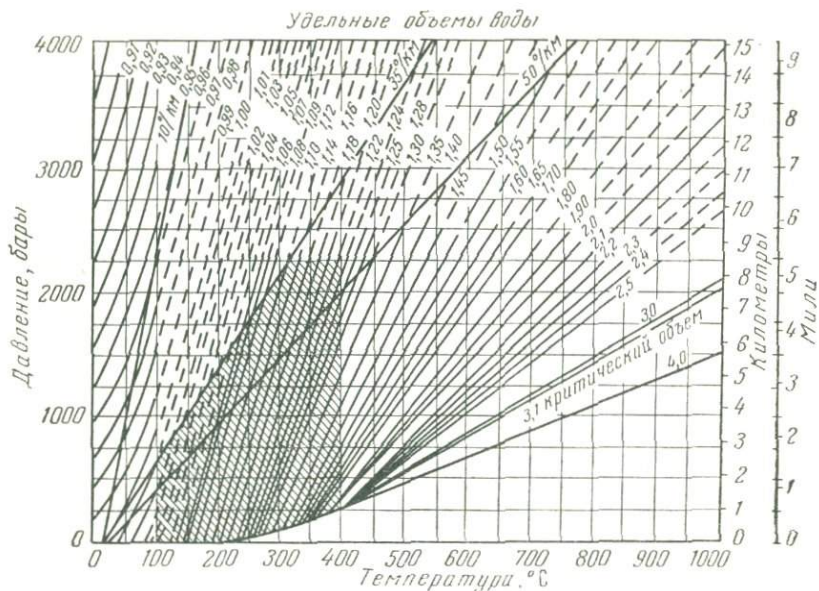


Рис. 56. Зависимость «давление — объем — температура» для воды. По данным Бриджмена и Кеннеди. Заштрихована область обычных условий гидротермального процесса

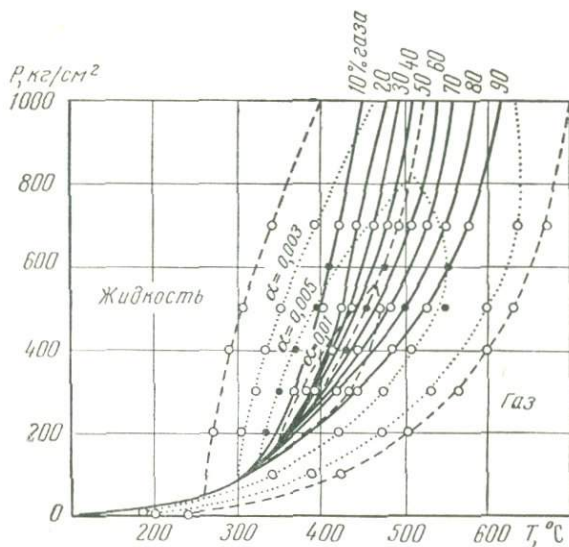


Рис. 57. Полная P—T диаграмма состояния воды. По А. А. Штейнбергу, 1962

объема воды (в 2—3 раза) в условиях давлений, отвечающих глубинам от 7 до 2 км и в интервале температур от 200 до 650°.

А. А. Штейнберг (1962) при исследовании коэффициентов объемного расширения воды установил, что особенно значительные изменения плотности воды наблюдаются в околокритической области, где происходит расслоение жидкой и газовой фаз (рис. 57). Коэффициент расширения воды при 100° С и давлении 300 атм равен 12,7; он быстро уменьшается (до 0,05 и менее) при увеличении давления выше критического и быстро увеличивается (до 173,0) при падении давления до атмосферного (табл. 4).

Таблица 4

Значения давления, температуры и коэффициентов расширения для точек «скрытого кипения» воды (по А. А. Штейнбергу)

Давление, Р, кг/см ²	Максимумы		Значения температуры для различного процентного содержания газовой составляющей в среде, °С							
	Т, °С	коэффициент расширения	10%	20%	30%	40%	60%	70%	80%	90%
1	100	173,0								
100	300	12,7								
200	364	3,1								
300	400	0,050	370	385	392	396	404	410	443	420
400	427	0,0185	379	400	412	421	434	445	487	460
500	458	0,0116	403	425	430	451	460	484	530	502
700	494	0,0062	420	445	463	480	510	527	578	549
1000	525	0,0040	456	480	498	512	540	560	615	585

Из приведенных данных следует, что поток надкритической воды, поднимаясь в область глубин менее 7—8 км, подвергается очень существенным изменениям. Внешние морфологические изменения выражаются в увеличении объема потока, нарастающем пропорционально коэффициентам расширения воды — в несколько раз в области около критического давления и во много десятков раз вблизи поверхности земли. Герметизированная на глубине 7—8 км масса надкритической воды, имеющей температуру около 400°, проникнув по узкому каналу, лишенному боковой проницаемости, на уровень глубины 1—2 км, должна скачкообразно увеличить свой объем в 3—4 раза. Внутренние изменения в потоке при этом будут выражаться в изменении соотношения жидкой и газовой составляющих в структуре однофазовой воды. При еще большем падении давления система перейдет в докритическую область, при этом в силу ограниченной взаимной растворимости газа и жидкости она расслоится на обособленные фазы и увеличит объем в десятки и сотни раз за счет расширяющегося газа.

Н. И. Хитаров (1953, 1961 и др.) опубликовал материалы, характеризующие огромную скрытую энергию воды. Составленная

им диаграмма, наглядно иллюстрирующая «интрузивную силу» ювенильной воды, приведена на рис. 59. Изучение диаграммы подтверждает полученные выше выводы. Например, при глубине 1100 м, удельном объеме 2,8 см³/г и температуре 400° С давление будет равняться 300 атм. При тех же условиях перегрев воды до 700° приводит к увеличению давления до 1300 атм. Проникающая вверх струя воды, температура которой не изменяется, увеличивает свой объем, причем объемные изменения особенно значительны на глубинах менее 2—3 км и при температуре менее 500°.

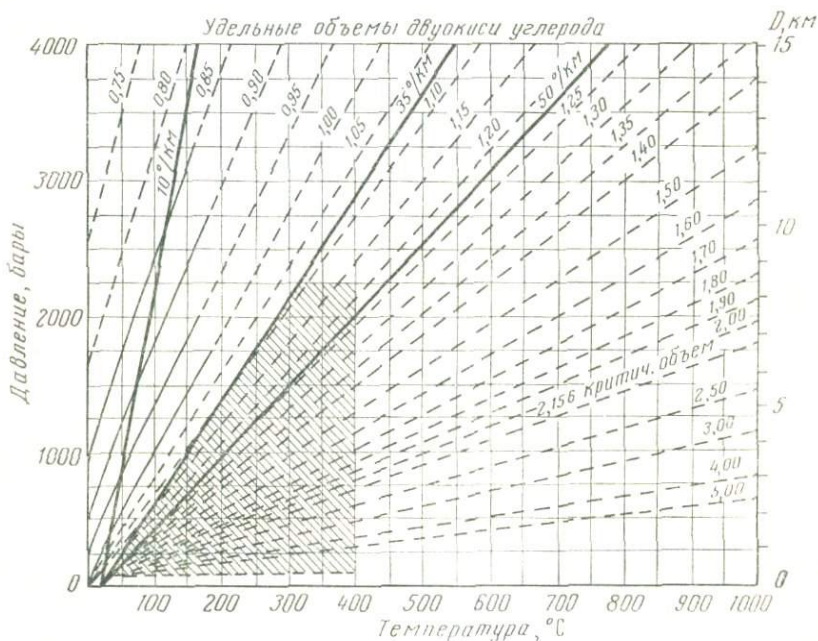


Рис. 58. Зависимость «давление — объем — температура» для двуокиси углерода. По данным Мичелсов и Вутерса. Заштрихована область обычных условий гидротермального процесса

Углекислота является одним из широко распространенных компонентов рудообразующих растворов. Как подчеркивал А. Г. Бетехтин (1955), она присутствует в растворах на всех стадиях развития гидротермальных процессов и на всем протяжении следования растворов, начиная с больших глубин и кончая близповерхностными зонами. Константы ее критического состояния равны: P 72,9 атм, T 31°С, V 96,1 см³/г. В надкритическом состоянии при определенных количествах углекислота не смешивается с водой и потому присутствует среди водного раствора во включениях гидротермальных минералов (Бетехтин, 1955, стр. 106). Как и всякий газ, углекислота при большом давлении способна сильно сжи-

маться и при этом увеличивается ее плотность, приближаясь в этих условиях по свойствам к жидкости. При давлении в 1000 атм объем ее примерно в 500 раз меньше (а плотность во столько же раз больше), чем при атмосферном давлении при той же температуре.

Как видно из диаграммы (рис. 58), в пределах глубин до 15 км удельный объем углекислоты меняется сравнительно равномерно,

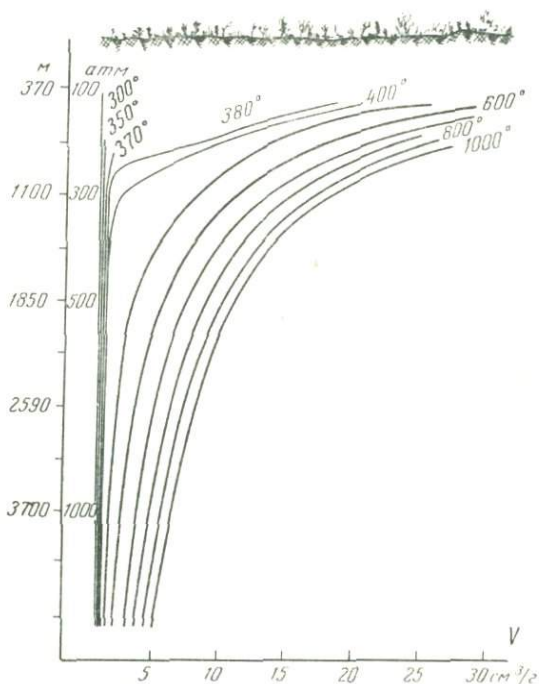


Рис. 59. Диаграмма взаимосвязи между давлением, температурой и удельным объемом воды, иллюстрирующая «интрузивную силу» ювенильной воды. По Н. И. Хитарову, 1963

увеличиваясь пропорционально увеличению температуры и падению давления. В области условий гидротермального процесса изменения ее объема значительны. Колонна углекислоты, перемещаясь с глубины 8 км на глубину 0,5 км, увеличивает свой объем в 4—5 раз. Особенно разительны объемные изменения углекислоты на глубинах менее 3 км и в интервале 350—100° С, т. е. в области формирования многих мезо- и эпитермальных месторождений. Так, например, при изменении глубины с 3 до 0,5 км, т. е. на протяжении 2,5 км, колонна углекислоты увеличит объем более чем в 4 раза при снижении температуры с 200 до 150° С.

Зависимости, выраженные на диаграмме Мичелсов и Вутерса, характеризуют равновесные состояния и постепенные изменения. При резких изменениях параметров скрытая энергия углекислоты будет проявляться контрастнее. При резком уменьшении давления, например вследствие прорыва струи в пористые породы, сжатая горячая углекислота вначале увеличит свой объем в несколько раз за счет упругого расширения при переходе из надкритической области в докритическую, затем, испаряясь, будет способна увеличить его в десятки и сотни раз.

Таким образом, вода и углекислота в пределах градиентов температур и давлений, характеризующих условия формирования рудных полей, сильно изменяют свою плотность. Эти изменения носят направленный характер: объем жидкости (газа) увеличивается по мере уменьшения внешнего давления, т. е. при движении потока к земной поверхности. При постепенном уменьшении глубины (давления) расширения нарастают хотя и плавно, но все убыстряясь.

Колонна воды в геологической среде, лишенной анизотропии, приобретает коническую форму, причем угол конусности будет возрастать по мере уменьшения глубины пропорционально объемным коэффициентам воды (см. табл. 4 и рис. 57). Когда вода и углекислота поднимаются с глубин 7—8 км и более до глубины 1—3 км, не имея возможности к расширению (т.е. при движении по герметизированным каналам), их скрытая кинетическая энергия высвобождается быстро и на коротких расстояниях, т. е. взрывообразно. Объем жидкости (газа) при этом увеличивается во много раз, что в условиях экранированных колонн должно привести к деформации и расширению вмещающей геологической среды.

Рассмотрим в общих чертах поведение в тех же условиях движущейся колонны магмы, содержащей воду в количествах, отвечающих экспериментальным данным Горансона, Н. И. Хитарова и др. Используя эти данные, можно рассчитать количества воды, сбрасываемые 1 м³ расплавов при движении их в область более низких давлений, а также учесть изменение объема газированной магмы за счет расширения сброшенной воды. Расчет показывает, что нарастающий вверх сброс воды за счет адиабатического ее расширения при температуре магмы сильно расширяет (вспучивает) магматическую колонну, в особенности на глубинах менее 3—4 км.

Расчеты Л. К. Грейтона (табл. 5) показали, что при весовых содержаниях газа в расплаве от 1,5 до 9% объемное его содержание равно соответственно 11,2 (на глубине 10 км) и 96,6% (на глубине 250 м), при этом общий объем газированной магмы увеличивается в 20 раз. Расплав и газ равны по объему на глубине 3 км, а выше объем смеси, поскольку она перемещается вверх, сильно растет. При выходе смеси на поверхность ее объем увеличивается в 1155 раз, с чем Л. К. Грейтон связывает вулканический взрыв.

Из этих расчетов и более поздних экспериментов Н. И. Хитарова (1962) можно сделать вывод, что в разной мере газированные магмы должны обладать совершенно различными способ-

Расширение поднимающейся магматической колонны.
По Л. К. Грейтону

Глубина, км	Давление, бар	Темпера- тура, °С	Состав				Относитель- ный объем системы
			весовые %		объемные %		
			расплав	газ	расплав	газ	
0,25	67,25	1028	90,9	9,1	4,4	95,6	20,2
0,5	137,5	1063,8	91,4	8,6	8,7	91,3	10,3
1	265	1098,5	92,3	7,7	17,3	82,7	5,26
2	530	1131,7	93,8	6,2	33,8	66,2	2,76
5	1320	1163,6	97,0	2,3	71,4	28,6	1,35
10	2650	1179,8	98,5	1,5	88,8	11,2	1,10

ностями к формообразованию. Бедные газами магмы лишены свойства расширяться при вторжении в области пониженных давлений. Морфологические особенности таких магматических тел будут выражать простые соотношения внутреннего интрузивного напора и внешнего сжатия геологической среды (Полканов, 1946).

Сильно обогащенные минерализаторами магмы, проникая в гипабиссальную зону, будут саморасширяться за счет высвобождения энергии отделяющихся газов. В общем случае им будут свойственны тела грушевидной, лакколитовидной или сложно разветвленной вверх направленной формы. Как мы видели выше, многие рудносные штоки (например, касситерит-сульфидных, медно-молибденовых, золоторудных и других полей) действительно имеют подобные формы.

При оценке адиабатического расширения колонны интрузивной магмы, кроме воды и углекислоты, конечно необходимо учитывать и другие газы, однако достаточно полных данных у нас не имеется. Общие представления о вероятном поведении в магме некоторых газов может дать сводка критических параметров (табл. 6), приводимая Ф. Смитом (1954).

Таблица 6

Критические параметры некоторых газов

Вещество	Температура, Т, °С	Давление, Р, атм	Удельный объем, см ³ /г
H ₂ O	374,15	218,39	3,1
SO ₂	157,2	77,7	1,9
H ₂ S	100,4	88,9	—
HCl	51,4	81,6	2,38
CO ₂	31,0	72,8	2,16
SiF ₄	-1,5	50	—
CH ₄	-82,5	45,8	6,17
CO	-139	35	3,22
N ₂	-147,1	33,5	3,22

Как видим, критические давления и объемы обычных для магмы газов меняются в сравнительно узких пределах, между тем критические температуры их сильно разнятся. В условиях высоких температур и давлений свободные серный газ, сероводород и соляная кислота находятся в надкритическом состоянии, причем способность к расширению этих сильно сжатых напоминающих жидкость газов должна быть промежуточной между соответствующими свойствами воды и углекислоты. Сероводород, соляная и угольная кислоты образуют ряд с нарастающими свойствами саморасширения в условиях малоглубинного магматического и гидротермального процессов.

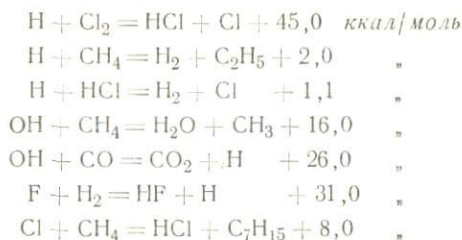
Окислительно-восстановительные реакции

А. Г. Бетехтин пришел к известному выводу о том, что главенствующее значение при образовании гидротермальных месторождений играют химические реакции в растворах, так как выпадающие кристаллические вещества (включая коллоидные гели) являются труднорастворимыми продуктами реакций. В растворах переносились вовсе не те соединения, которые в виде минералов наблюдаются в рудах. Эти соединения появляются в итоге разнообразных химических превращений, причем взаимодействия растворов с вмещающими породами играют при этом важную роль. Концентрация водорода, кислорода, углекислоты и других газов определяет окислительно-восстановительный потенциал, а следовательно, и интенсивность химических реакций, идущих с изменением валентности элементов (Бетехтин, 1955).

Химические реакции многих газов при известных условиях носят характер горения, так как идут по цепной реакции и завершаются взрывом. Активные частицы — свободные атомы и радикалы — в ходе развития цепи вступают в реакцию с молекулами исходных веществ, образуя продукты реакции и новые активные центры. При реакции водорода с кислородом цепное воспламенение регулируется соотношением температуры и давления в интервале от 400 до 500° С и более.

И. И. Глушенко (1965), характеризуя кинетику вулканических газов Камчатки, дал интересную сводку их взрывчатых свойств. В фумарольных газах активные взрывоспособные газы, такие как Cl_2 , H_2S , H_2 , CH_4 и др., присутствуют в количествах от долей процента до 10%. Анализы сухого газа, входящего в свежие вулканические породы, показывают, что неконтаминированные водой и воздухом взрывоспособные газы составляют от 10 до 70 объем. % всей газовой фазы. К ним относятся H_2 , Cl_2 , CO , OH , F_2 , Br , H_2S , CH_4 . Вода играет роль катализатора во взрывчатых смесях и способна ускорять их химическое взаимодействие в тысячу раз и более.

Приводимые ниже реакции носят цепной характер и сопровождаются большим выделением тепла.



Энергия газовых реакций чрезвычайно велика. По подсчетам И. И. Глущенко одно лишь взаимодействие водорода с хлором (по аналитическим определениям хлора в вытяжках из туфов) могло привести к взрыву вулкана Безымянного с весом выброшенного материала 1,8 млрд. т.

Окислительно-восстановительные реакции между газами взрывного типа зависят от многих причин и прежде всего от концентрации взрывчатой смеси, которая должна быть значительной. Предпосылки для газовых взрывов создаются в условиях умеренных и небольших глубин, где давление в интрузирующих жидкостях снижается настолько, что газоотделение становится достаточно интенсивным (Иванкин, 1965₂). Иными словами, верхняя расширяющаяся за счет отделения газов часть колонны глубинной жидкости является одновременно зоной наиболее вероятного образования взрывчатых газовых смесей и бурного протекания окислительно-восстановительных реакций.

Геологический опыт работ дает массу примеров, которые подтверждают этот вывод. Так, расширенные вверх грушевидные штоки гранитоидов на многих касситерит-сульфидных месторождениях увенчаны взрывными брекчиями. Связь взрывных воронок с апикальными выступами и сателлитами плутонов отмечалась многими исследователями. Известны многочисленные примеры четкой локализации рудных брекчий на выклинках интрузивных даек, штоков и даже гидротермальных жил. Цементом взрывных брекчий очень часто являются рудные и нерудные гидротермальные минералы, образующие либо сплошные массы, либо смеси с мелкоизмельченными боковыми породами. Широко распространенными цементирующими минералами являются: полиминеральные смеси сульфидов (на колчеданных полиметаллических месторождениях); очень мелкозернистый плотный турмалин и кварц (на касситерит-сульфидных и некоторых золоторудных); карбонат, кварц, хлорит, серпентин (на некоторых магнетитовых) и др. Это косвенное свидетельство того, что такие газовые компоненты этих соединений, как H, O₂, B, CO₂, H₂S, участвовали в цепных окислительно-восстановительных реакциях, носивших характер гидротермальных эксплозий, и вошли в состав конечных трудно растворимых продуктов этих реакций.

Газово-жидкостная кинетическая дифференциация флюида

Находящийся в движении и расслаивающийся на фазы флюид неизбежно подвергается дифференциации, так как легкие и более подвижные газы опережают жидкость, менее вязкие жидкости опережают более вязкие. Фронтальная часть колонны обогащается более подвижными фазами и потому характеризуется меньшей средней плотностью, чем тыловая жидкостная ее часть. Несмотря на то что в целом явления газово-жидкостной дифференциации гидротерм остаются очень слабо изученными, нет сомнения в их важном значении при формировании рудных полей.

Значение этой проблемы для гидротермального рудоотложения недавно всесторонне рассмотрел Г. Л. Поспелов (1962, 1963), подчеркнувший неизбежность химической дифференциации колонны флюида, находящегося в движении (диффузионно-фильтрационный эффект, фильтрационный гидродинамический макроэффект), что должно приводить к определенной геохимической зональности термо-гидроколонны.

Как показал многолетний опыт реконструкции колонки сквозной (межъярусной) зональности сульфидного оруденения Юго-Западного Алтая, газово-жидкостная дифференциация определяет смену на глубину свинцово-цинковых рудных формаций на колчеданистые медно-цинковые, марказит-пиритных формаций на пирротиновые, мощных метасоматических зон с преобладанием кислотного выщелачивания на относительно маломощные зоны высокотемпературного магнезиального замещения и т. д. (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1963).

Явлению газово-жидкостной дифференциации большое значение придает Д. С. Коржинский. В 1958 г. он выдвинул гипотезу кислотно-щелочной дифференциации, сущность которой состоит в следующем. Легко летучие кислотные компоненты постмагматических растворов (HCl , HF , H_2S , CO_2 и др.) при восстающем движении через горные породы перемещаются быстрее оснований и быстрее растворителя — воды. Поэтому в каждой порции раствора при прохождении через него волны кислотных компонентов кислотность сначала повышается, что вызывает выщелачивание оснований из боковой породы, а затем понижается, что вызывает обратное осаждение оснований (Коржинский, 1962, стр. 9). Отмечается важное различие в характере движения растворов на стадии выщелачивания и отложения. В стадию возрастающей кислотности растворы «...легко просачиваются через толщи горных пород» и производят как бы сквозное объемное выщелачивание их, в то время как отложение оснований происходит в трещинах.

Д. С. Коржинский полагает, что при преобладании растворения поры в породах раскрываются и проницаемость пород увеличивается; при преобладании отложения поры закупориваются, давление в растворах повышается и они начинают подниматься преимущественно по грубым трещинам, где и происходит осаждение выще-

лочных компонентов. К этому надо добавить, что немаловажное значение имеет разная вязкость кислотных и ошелоченных растворов, насыщенных основаниями. Прохождение опережающей волны кислотных компонентов обуславливает «гидротермальную кислотно-щелочную дифференциацию» в породах на пути потока растворов.

На примерах изучения месторождений Рудного Алтая нами было показано, что в период преобладания выщелачивания (в предрудный этап) поток гидротерм имеет поперечные сечения во много раз больше, чем в период отложения руд. Растворы предрудного этапа в начале были разбавленными, возможно, частью газообразными средами, затем, уплотняясь со временем и по мере восстающего движения, сменялись жидкообразными, концентрированными растворами, способными к инъекции, раздвиганию пород и транспортировке их обломков.

Их общая эволюция на протяжении многокилометровой вертикальной колонны представляется в следующем виде. Газообразные углекисло-сернисто-водные растворы нижней зоны при подъеме, на уровне корней рудных полей, конденсируются и превращаются в слабокислые растворы, которые интенсивно растворяют минералы боковых пород, заимствуя из них щелочи, кальций, магний, железо, кремнекислоту. Все более уплотняясь, теряя свободную углекислоту (идущую на образование карбонатов) и серу (которая связывается с железом), они превращаются в верхней зоне в кремнево-щелочные магнезиально-железистые концентрированные растворы, которые вызывают хлорит-доломитовое замещение и пиритизацию пород, а также отлагают по трещинам кварц, карбонаты, альбит, серицит.

Эти растворы предрудного этапа сформировали мощные зоны серицит-кварцевых и хлорито-кварцевых пород, массы кварцитов и кварц-карбонатных пород, а также обильный преимущественно равномерно рассеянный в породах пирит. Общая эволюция растворов предрудного этапа, направленная в сторону их ошелочения и уплотнения, в целом хорошо согласуется с гипотезой кислотно-щелочной дифференциации.

Растворы рудного этапа, напротив, проявляются в качестве концентрированного плотного флюида уже в наиболее глубоких известных зонах — на уровне формирования медно-пирротиновых кордиерит-антофиллитовых руд. Однако этот флюид также подвергается дифференциации. На фронте колонны флюида возрастает количество воды, серы, углекислоты, кислорода и щелочей, а из металлов — свинца, цинка, сурьмы, золота, серебра, кадмия, теллура. Флюиды нижней части колонны сильно обедняются всеми этими компонентами, но обогащаются железом, магнием, медью, титаном. Они имеют характер плотной подвижной жидкости, могущей переносить во взвешенном состоянии обломки породы и формировать дайковидные по характеру контактов сульфидные залежи.

Метасоматическое замещение пород сульфидами в нижней части

зоны хотя и имеет место, но оно резко подчинено «заполнению полостей». Напротив, в верхней зоне наряду с «заполнением полостей» и цементацией брекчий широко распространен сульфидный метасоматоз. При переходе от нижней к верхней зонам на примере Рудного Алтая мы видим также отчетливое увеличение дифференцированности самих рудных залежей по составу. Залежи верхней зоны имеют сложное внутреннее строение в смысле размещения минеральных парагенезисов (типов руд) и металлов в рудных телах; залежи нижней зоны — просты по строению, однообразны по содержанию металлов.

Степень прерывистости процесса рудообразования на протяжении многокилометровой зональной колонны возрастает снизу вверх. Минимальное количество рудных стадий («пульсаций») отмечается в нижней части колонки, максимальное — в верхней. Кинетическая дифференциация колонны сульфидоносного флюида сопровождается фазовыми расслоениями флюида, теряющего на определенных уровнях движения свойства гомогенной жидкости. Появляющиеся в ходе эволюции флюида новые фазы (жидкостные и газовые) при минералогическом изучении рудных зон устанавливаются как обособленные во времени «стадии минерализации». Последние особенно характерны для верхних сильно разветвленных частей рудных колонн и отнюдь не всегда являются отражением пульсации во времени глубинного очага рудных растворов (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1963).

Таким образом, одним из важных следствий газовой-жидкостной дифференциации растворов надо считать тенденцию к увеличению объема той части колонны растворов, где накапливаются газовые компоненты. Увеличение кислотности растворов в общем случае сопровождается увеличением их объема, чем и объясняется большая мощность околорудных изменений пород. Раствор, теряющий кислотные свойства (в конце стадии выщелачивания), уплотняется и многократно уменьшается в объеме. Кинетическая дифференциация ювенильного жидкостного раствора при дальнейшей восстающей его миграции также приводит к накоплению менее плотных масс раствора в верхах колонны и более плотных — в нижних частях.

Структурные превращения жидкости

«Растворы представляют жидкие диссоционные системы, образованные частицами растворителя, растворенного тела и тех определенных нестойких, но экзотермических соединений, которые между ними происходят, одного или нескольких, смотря по природе составляющих начал» (Менделеев, 1959, стр. 1120). (К экзотермическим реакциям, т. е. реакциям, идущим с выделением тепла, как известно, относится большинство реакций образования химических соединений из простых веществ.) В таком понимании к растворам относятся жидкие металлические сплавы, стекла и т. д. Д. И. Менделеев при растворении допускает химическое взаимодействие всех

видов, в том числе образование более или менее устойчивых соединений, реакций двойного разложения и др. Раствор — это динамическая система, в которой диссоциирующие соединения находятся в подвижном равновесии с продуктами диссоциации. «В среде раствора должна быть ассоциация разнородных частиц, друг с другом химически изменяющихся, сочетающихся и распающихся, то образующих системы. . .» (там же, стр. 1122).

Как указывает К. П. Мищенко в послесловии к цитированному труду Д. И. Менделеева, осмотическая теория Вант-Гоффа и теория электролитической диссоциации Аррениуса как бы отодвинула более чем на полвека интерес физико-химиков к химизму концентрированных систем. Лишь «неудачи при попытках применения предельных законов к средне- и высококонцентрированным растворам заставили вновь вернуть всеобщие интересы к мысли о сложности взаимодействий и состоянии в растворах, т. е. к основным положениям учения Менделеева» (там же, стр. 1134).

Здесь следует отметить, что и в учении о рудных месторождениях многие десятилетия господствуют представления о разбавленных «истинных растворах», ставшие особенно популярными после фундаментальных трудов Линдгрена. Представления эти несомненно сыграли большую положительную роль, это видно хотя бы на примере успехов, достигнутых теорией метасоматических процессов в геологии (Коржинский, 1955; В. С. Соболев, 1949). Активно разрабатываются на основе этих же исходных представлений многие общие вопросы теории рудообразования Г. Л. Поспеловым (1962, 1963).

Однако многие исследователи рудных месторождений при обсуждении способов переноса рудного вещества и механизмов формообразования рудных тел все чаще приходят к мысли о неприемлемости концепции разбавленных растворов как универсального представления о среде гидротермального минералообразования. Весьма обстоятельное рассмотрение всей этой проблемы дал Ф. В. Чухров (1955), высказавший важные идеи о соотношении минералоотложения из вязких коллоидных растворов и метасоматоза за счет выделяющихся из таких растворов летучих веществ. Появилось немало работ, в которых приведены доказательства высокой концентрации минеральных веществ в природных растворах и сложных превращений последних.

Так, изучение газово-жидких включений в жильных минералах показывает высокое содержание хлоридов (иногда до 60%), что дало основание Н. П. Ермакову (1950) уподобить высокотемпературные гидротермы «... рассолу с концентрациями растворенных веществ, еще не известными в условиях поверхности земли («гидротермальная рапа»)».

Изучение магнетитовых, медно-колчеданных, полиметаллических и кварцево-жильных месторождений выявляет многие их особенности, объяснение которых просто невозможно без предположения о плотных высококонцентрированных растворах. К таким осо-

бенностям рудноалтайских месторождений, например, относятся следующие:

1) формы рудных тел и резкие контакты сплошных руд с вмещающими метасоматически измененными и неизмененными породами;

2) массивность руд, имеющих сложный полиминеральный состав при весьма тонком взаимопроращении минералов;

3) широкое развитие сплошных тонкополосчатых, пятнистых и брекчиевидных руд («руда в руде»), которые трудно представить в качестве продуктов многостадийного замещения при воздействии на породы (и руды) разбавленных растворов:

4) переходы метакolloидных руд в кристаллически-зернистые;

5) ярко выраженные сегрегации рудного вещества среди жильного и разных по составу сульфидных смесей среди полиминеральных руд, свидетельствующие о дифференциации жидких систем;

6) морфологическое и генетическое подобие многих структур и микроструктур полиметаллических (и медных) гидротермальных руд и ликвационных медно-никелевых руд;

7) фациальные переходы массивных полиметаллических руд в более глубокие медно-пирротиновые, внешне не отличимые от аналогичных по составу ликвационных;

8) наличие вкрапленников альбита, кварца, антофиллита, актинолита в тонкозернистых монолитных сульфидных рудах;

9) наличие «плавающих» скрученных обломков пород, однозначно свидетельствующих о пластических деформациях пород в жидком сульфидном флюиде до его раскристаллизации, и многие другие (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1963).

Эти особенности руд приводят к представлениям о крайне сложных физико-химических превращениях изначально многокомпонентных плотных растворов, подвергшихся дифференциации на разных этапах движения и уровнях глубинности. В основе этих превращений, по-видимому, лежит расслоение (ликвация) жидкости на несмешивающиеся фазы и одновременное отделение газов, создающих опережающую волну. Последовательная цепь таких превращений, нарастающих снизу вверх на протяжении многокилометровой зональной колонки сульфидного оруднения Рудного Алтая, приводит к описанной выше общей картине газово-жидкостной кинетической дифференциации колонны флюида. В условиях малых глубин дифференциация и дегазация жидких фаз идет бурно и сопровождается эксплозивно-гидротермальным брекчиеобразованием, причем сульфидные растворы обычно переходят в коллоидные гели.

Аналогичные явления фазового расслоения комплексных рудосодержащих растворов недавно описал В. С. Кормилицин (1966) на примерах малоглубинных забайкальских гидротермальных месторождений олова, вольфрама, золота, молибдена и полиметаллов. Им описаны, в частности, пластические деформации достаточно вязких рудных сегрегаций в ритмически-полосчатых, бурундучных,

сгустковых и других текстурных разновидностях руд. Подобные же явления были отмечены выше при описании кварцево-жильных пучков Балейского и других месторождений.

Материалы Ю. Ю. Воробьева (1963) по Иртышскому месторождению показывают, что густеющий раствор, находясь в движении, приобретает полосчатое внутреннее строение, так как сегрегации жидкостей вытягиваются в виде параллельных лент, согласных с направлением потока. Обломки боковых пород — кварц-серицитовых и хлоритовых сланцев — в таком потоке скручиваются в одном направлении, это может быть использовано для характеристики его кинетики и свидетельствует о значительной вязкости жидкости. Убедительные доводы в пользу формирования жильного выполнения из вязких высококонцентрированных масс ранее приводили О. Д. Левицкий, Ф. В. Чухров и другие исследователи.

Считая неприемлемым представление о рудообразующих флюидах как сильно разбавленных растворах, мы не можем принять и альтернативное также широко распространенное представление о коллоидальном их состоянии. Типичные свойства коллоидных систем, как известно, — гетерогенность их, наличие поверхности раздела между дисперсной фазой и дисперсионной средой, агрегативная и термодинамическая неустойчивость, необратимость превращений. Эти свойства исключают предположение о длительной и устойчивой миграции и дальнейшем переносе коллоидов в земной коре. Кроме того, возможные изменения коллоидов не могут обусловить многообразие текстур и структур неколоморфных руд и минеральных агрегатов.

Нельзя не согласиться с общим выводом А. Г. Бетехтина о том, что коллоиды возникают в рудном процессе относительно поздно и перенос рудообразующего вещества в них осуществляется на сравнительно малых расстояниях. В основном же первичные гидротермы, по его представлению, — это истинные высококонцентрированные водные растворы сложного состава (Бетехтин, 1955). Хорошо известны факты превращения «истинных» гидротермальных растворов в коллоидные на коротких расстояниях, свидетельствующие о близко одинаковой концентрации минеральных веществ в тех и других. Колломорфные и кристаллически-зернистые формы выделения сульфидов образуются очень часто в одно и то же время в разных частях рудного тела и из одних и тех же растворов. Подобные превращения наблюдались на многих малоглубинных колчеданных и полиметаллических месторождениях Алтая, Урала и Забайкалья и по существу должны считаться явлением типичным.

Таким образом, рудообразующие растворы представляют собой своеобразные системы, которые по концентрации веществ аналогичны коллоидам, но обладают термодинамической устойчивостью и изначально гомогенны. Какова же химическая природа такого раствора, если это не истинный раствор Вант-Гоффа — Аррениуса, к которому приложимы газовые законы, и не коллоид?

В свете современных достижений химии ближайшим аналогом такого раствора, по-видимому, надо считать так называемые высокомолекулярные соединения. Растворы высокомолекулярных веществ в отличие от коллоидов гомогенны, термодинамически обратимы и агрегативно устойчивы без стабилизаторов (подобно растворам истинным). При изменении свойств растворителя или под действием добавок они способны давать дисперсии — коллоиды. Отличаясь в целом относительно большой вязкостью, они сильно меняют это свойство в зависимости от давления: при увеличении давления и температуры вязкость уменьшается, при сильном падении давления — раствор загустевает.

С. С. Воюцкий (1960) среди примеров неорганических высокомолекулярных веществ упоминает серу, слюды, алюмосиликаты глины, а также окиси и гидроксиды элементов, образующих слабокислые или амфотерные соединения, например гидроксид кремния:



Также можно представить строение молекул в растворах гидроксидов железа, гидроксидов алюминия и т. п.

В основе образования подобных растворов лежит процесс полимеризации, т. е. возникновения крупных макромолекул из мелких при сохранении элементарного состава. Процесс этот обычно идет не последовательно и медленно, а взрывообразно, с выделением энергии, причем активными центрами являются свободные радикалы — атомы или молекулы с ненасыщенной валентностью.

При повышении концентрации (или при понижении температуры) микромолекулы, группируясь, дают рои (ассоциаты), которые при разрастании «. . . становятся настолько большими и прочными, что их можно рассмотреть уже как новую фазу. Система становится двухфазной и приобретает способность к расслаиванию, например, путем коацервации (выделения новообразованной фазы в виде мельчайших капель)» (Воюцкий, 1960, стр. 19).

Появление новой фазы может происходить при изменении термодинамических условий, концентрации водорода или при добавке в высокомолекулярный раствор других веществ. Оно, таким образом, характерно для растворов, не находящихся в термодинамическом равновесии. При длительном стоянии коацервата мельчайшие капельки новой фазы слипаются («коалесценция»), образуют более крупные капли, затем раствор дифференцируется и образуются два гомогенных жидких слоя. Если новая фаза обладает большой вязкостью, то слипающиеся капельки образуют флоккулы, которые либо всплывают, либо опускаются вниз в виде рыхлого осадка. Таковы основные особенности высокомолекулярных растворов и их превращений по данным новейших химических исследований.

Не менее интересные сведения дает изучение внутренних атомных и молекулярных перестроек, происходящих в силикатных расплавах, находящихся в сильно переохлажденном стеклообразном

состоянии. Этот круг вопросов хорошо изучен в связи с развитием производства стеклокристаллических материалов — ситаллов. Как указывают Е. А. Порай-Кошиц (1965), В. Н. Филиппович (1965), и другие исследователи, развитие идей Н. В. Белова и И. В. Гребенщикова в последние пять лет привело к прямому доказательству химически неоднородного строения многокомпонентных расплавов и к утверждению в науке нового взгляда на их природу.

Оказалось, что переход расплава в стекло и стеклокристаллическое состояние (типа ситалла, природным аналогом которого служит фельзит) сопровождается химической дифференциацией. Предкристаллизационная дифференциация расплава выражается в структурной упорядоченности жидкости и приводит к ее фазовому расслоению — ликвации. При переходе переохлажденного расплава в твердое тело «замораживаются» флуктуации состава, возникшие в расплаве, достигнутые им стадии ликвации («микроликвации») и кристаллизации.

Микроликвация, как и следующая за ней кристаллизация, является процессом упорядочения жидкости и нередко происходит очень быстро — «мгновенно». Дальнейший процесс — слипание частиц с образованием крупных капель — идет медленно. Микроструктура стекол с разными режимами охлаждения весьма близко напоминает микроструктуры фельзитов, эмульсионные, микроаплитовые, субграфические, амебовидные и им подобные структуры тонкозернистых рудных масс.

Как считает В. Н. Филиппович (1965), принципиального различия между микро- и макроликвацией нет: первая является флуктационным явлением, начальным этапом второй.

Таким образом, современное изучение растворов и расплавов подтверждает идеи Д. И. Менделеева и раскрывает внутренние превращения в жидкостях, предшествующие их раскристаллизации. Пожалуй, наиболее важная для петрологии сторона этих превращений выражается в следующем: «Громадное большинство химических реакций осуществляется и завершается в жидкой фазе. . . На выделение же создавшегося (в жидкой фазе) соединения в твердом кристаллическом виде требуется (при этом выделении освобождается) лишь небольшое количество энергии» (Белов, 1963, стр. 14).

Все сказанное убеждает нас, что природные расплавы и многокомпонентные рудные растворы в своей эволюции неизбежно проходят стадию высокомолекулярного состояния. В меняющихся условиях температуры и давления такие растворы, поскольку они перемещаются в пространстве, испытывали фазовые расслоения, предшествующие кристаллизации и идущие то эволюционно, то бурно взрывообразно (Иванкин, 1965₂). В этой связи в самом общем виде рассмотрим вопрос о возможной роли ликвации в развитии природных растворов и расплавов.

Представления о ликвационной дифференциации расплавов в начале века пользовались среди геологов очень большой популяр-

ностью. Однако первые результаты экспериментального изучения механизмов расслоения жидкостей (Грейс, 1927 г.) не подкрепили этих представлений. Эти результаты склоняли исследователей к мысли, что ликвация расплава на две несмешивающиеся жидкости происходит при температурах и концентрациях не реализуемых в магмах, тем более и сами признаки расслоения расплава начинают исчезать при добавлении к нему небольших количеств щелочей и окиси алюминия. Петрологи допускали, что ликвация возможна в перегретых магмах, но вблизи температур кристаллизации силикатов явления несмесимости наблюдаться не должны. Это обстоятельство, наряду с широким признанием идей Боуэна о кристаллизационной дифференциации, способствовало в известной мере утрате интереса к проблеме несмесимости природных расплавов.

Однако в 1938 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг убедительно показал, что основные магмы после выделения пироксенов способны разделяться на две несмешивающиеся жидкости, из которых одна образует вариоли, а другая закристаллизовывается в виде основной массы породы. Такие широко распространенные текстуры горных пород, как полосчатая и сферолитовая, формируются, по его мнению, в процессе расслоения расплава, когда последний обогащается летучими компонентами. Впоследствии важная роль летучих компонентов как побудителей ликвации была экспериментально доказана.

Д. П. Григорьев, получив расслоение в расплавах, лежащих в области главных типов изверженных горных пород, высказал следующее положение: несмесимость требует присутствия в расплаве легколетучих частей более или менее безотносительно их природы, например фтор, бор, вода. Исследованиями влияния на расслоение фтора (Я. И. Ольшанский, З. П. Ершова и др.), воды (А. И. Островский, О. Г. Туттл, И. И. Фридман др.), бора (О. К. Ботвинкин, Н. И. Ананич, Т. К. Бондарев, Е. А. Порай-Кошиц и др.), фосфора (Б. Н. Мелентьев, Я. И. Ольшанский) подтверждено это общее положение. Отсюда следует, что именно рудоносные магмы, обогащенные летучими компонентами, представляют собой системы, предрасположенные к ликвации.

В последние 10—15 лет в литературе появилось много петрографических работ, в частности по текстурам изверженных кислых пород, в которых приведены новые доказательства большой роли ликвации магм в предкристаллизационном их состоянии. Так, например, П. В. Иншин и В. М. Иншина (1966), изучая порфиновые породы Рудного Алтая, показали, что шаровые, сферолитовые и полосчатые текстуры возникают при ликвации магмы и характерны для пород краевых частей интрузивных тел субвулканической фации, где количество летучих повышено. Расслоенные интрузирующие магмы характеризовались неодинаковой вязкостью слагающих их полос. Более вязкие относительно рано твердеющие магмы (например, кварцевые альбитофиры) превращались в брек-

чий, более подвижные — в эмульсионные и флюидалные образования.

Приконтактовые фельзитовые альбитофиры по мере удаления от контакта сначала переходят в эмульсионные фельзитовые ортофиры пепловидной структуры, а затем в сферолитовые и шаровые образования. Когда расслоение расплава происходит одновременно с поступательным движением его, формируются флюидалные и полосчатые текстуры; если расслоенная магма застывает, не испытывая заметного перемещения в пространстве, образуются шаровые и сферолитовые породы.

Подобные примеры убедительно доказывают влияние режима охлаждения и динамики расплава на ликвационное его расслоение от микро- до макроэмульсии того или иного текстурного рисунка. В описанном случае ликвация происходит после кристаллизации вкрапленников кварца и протекает при отделении летучих, что приводит к формированию сульфидизированных пропилитов и кварцитов вокруг интрузивов расслоенных порфириновых пород. Последние часто имеют массивное сложение и стекловатый облик, как в типичных кислых лавах. Это обстоятельство, наряду с опытными данными технологии ситаллов, как нам кажется, устраняет главное возражение против ликвации, выдвигавшееся ранее Боуэном, согласно которому доказательства возможности несмешиваемости жидкости в природных условиях должны быть найдены в стекловатых породах. Новые петрографические и экспериментальные данные, таким образом, свидетельствуют о важной, если не ведущей, роли при дифференциации рудоносных магм химических взаимодействий веществ в расплаве, приводящих к фазовому расслоению последнего.

Как показали В. А. Нарсеев и Ф. А. Летников (1964, 1966), природные расплавы в своем развитии проходят три стадии: образования сиботаксисов, полимеризацию и кристаллизацию. Поскольку во всех природных силикатных расплавах основным анионом является кислород, основой расплавов будут сиботаксисы $\{SiO_4\}^{4-}$, в которых часть кислорода замещена гидроксидом, фтором и другими анионами. На этой стадии расплава все летучие компоненты должны находиться в связанном состоянии. При полимеризации, идущей медленно на глубине и спонтанно в приповерхностных условиях, происходит отделение основной массы летучих компонентов.

Эволюция «постмагматических» растворов также последовательно проходит ряд стадий (ионы — сиботаксисы — комплексы — полимеры различных типов с нарастающей упорядоченностью).

Для глубинных условий основное значение имеют простые, т. е. ионные и сиботаксические формы состояния элементов в растворе. Такой раствор должен характеризоваться малой вязкостью, большой способностью проникновения через пористые породы и большой химической активностью. С деятельностью подобных растворов многие исследователи связывают явления гранитизации.

В гипабиссальных условиях растворы, полимеризуясь, приобретают характер высококонцентрированных систем, при этом соединения в определенной мере снижают свою химическую активность. Подобные сильно уплотненные растворы уже не способны фильтроваться через массы тонкопористых пород и образовывать рассеянные потоки. Будучи по вязкости промежуточными между магматическими расплавами и ионными растворами, они могут перемещаться в толщах горных пород лишь путем трещинной инфильтрации и инъекции в виде компактных колонн. Термодинамическая неустойчивость раствора растет по мере его восстающего движения и на определенных уровнях гомогенный раствор переходит в гетерогенный, т. е. расслаивается на фазы. Продолжающееся движение новых жидких фаз, если они не подвергаются кристаллизации, переводит их также в неравновесное состояние и т. д.

Подобные каскадно нарастающие изменения в конечном счете превращают колонну глубинной жидкости, имеющей характер первоначально однородного раствора, в многофазную систему. Газовые и жидкие фазы, появляясь на разных уровнях колонны, в зависимости от своих свойств и специфического влияния окружающей геологической среды, могут сохраняться или завершаться минералообразованием на различных по протяженности интервалах колонны. Сильно растянутые вдоль каналов движения гидротерм минеральные зоны (на глубококорневых рудных полях), сближенные и перекрывающиеся в пространстве друг друга фазы (на мелкокорневых полях с телескопированной минерализацией) или пространственно совместившиеся фазы при особенно резких сменах условий, переводящих высокомолекулярные растворы в гели — эти характерные случаи рудообразования могут быть рассмотрены как различные варианты эволюции колонны глубинной жидкости.

Рассмотренные в главе II морфогенетические особенности месторождений позволяют считать, что многофазное строение колонны глубинной жидкости приобретает в пределах самого рудного поля. Именно здесь, по-видимому, происходят все те важнейшие химические превращения растворов, которые переводят их посредством полимеризации в высококонцентрированные неравновесные жидкости, раскристаллизации которых предшествует коацервация, ликвационное расслоение и сопутствующая им дегазация. Критическим уровнем колонны и одновременно переломным этапом в движении раствора надо считать уровень корней рудного поля. Ниже этого уровня рудообразующие растворы находились, вероятно, в состоянии относительной термодинамической устойчивости, представляя собой гомогенную систему.

В итоге приведенного выше обзора возможных свойств глубинных жидкостей, определяющих морфологию их колонн в толщах горных пород, мы можем констатировать следующие положения.

Важнейшие компоненты гидротерм — вода и углекислота — обуславливают значительное расширение восходящих гидротермаль-

ных колонн, в особенности в пределах глубин от 7—8 км до приповерхностных. В зависимости от условий движения и температурного режима расширение колонн может быть либо постепенным, либо взрывообразным. Аналогичными свойствами обладают соединения серы, галоиды и другие летучие.

Таким образом, движущиеся вверх газированные растворы и расплавы обладают свойством саморасширения, причем градиенты горизонтального расширения в гипабиссальной зоне велики и они быстро увеличиваются с уменьшением глубин. Фактически установленные углы конусности рудно-магматических систем сопоставимы с теми угловыми величинами, которые обеспечиваются указанными свойствами глубинных жидкостей. Возрастающие вверх по разрезу пористость и трещиноватость вмещающих пород должны благоприятствовать саморасширению колонн глубинных жидкостей и увеличивать этот эффект.

Внутренние превращения глубинной жидкости при ее восстающем движении сопровождаются выделением энергии, нарастающим по мере увеличения дифференциации и расширения колонны. Расширение колонны на определенном интервале восстающего движения достигает максимума и прекращается в общем случае внезапно. Таким образом, можно предполагать, что нарастающие изменения в колонне жидкости идет до каких-то пределов, определяемых внешними условиями геологической среды, и по достижении этих пределов (и соответствующего критического уровня глубины) развитие системы прекращается. Этому критическому уровню, по-видимому, и отвечает фронт рудного поля.

Причиной появления избыточной энергии в растворе на стадии расширения колонны, помимо упругой энергии перегретых газов, могут явиться химические реакции в многокомпонентных природных растворах (реакции между газами, образование сиботаксисов, полимеризации и др.).

Зоны накопления активных газов во фронтальных частях колонн движущихся растворов (и расплавов) при значительных концентрациях газов становятся зонами скрытых эксплозий. На многих примерах было показано, что эксплозивно-гидротермальные брекчии особенно широко распространены в рудных полях, сформированных на относительно малых глубинах и при сравнительно небольших расстояниях миграции растворов от места отделения их в материнском интрузиве к месту отложения руд (субвулканические касситерит-сульфидные, золоторудные, медно-молибденовые, колчеданно-полиметаллические и др.).

При дальней миграции флюидов, в протяженных их колоннах (т. е. в рудных полях III рода) особенно важное значение приобретают явления газовой-жидкостной кинетической дифференциации растворов, причем эксплозии в этом случае совершенно не характерны. Можно предположить, что эволюция флюида в данном случае осуществляется по следующей схеме. Покидая глубинный остаточный магматический очаг, флюид представляет собой термодина-

мически устойчивую гомогенную жидкость. По мере движения вверх, полимеризуясь, он расслаивается на фазы и выше корней рудного поля представляет собой гетерогенную систему. Дифференциация последней растет снизу вверх. Отделяющиеся на разных уровнях колонны газы в основном и придают ей свойства саморасширения. Фронтальные части колонны, где накапливаются газовые и другие подвижные компоненты, значительно увеличиваются по сравнению с ошелочённым плотным раствором, формирующим преимущественно сплошные минеральные массы.

Такое представление об эволюции флюида, как нам кажется, находит подтверждение со стороны морфологии рудных зон и удовлетворительно согласуется с особенностями их внутреннего строения. Известно, что объемы метасоматически измененных околорудных пород обычно более велики, чем объемы сплошных руд, причем различия эти на корневых рудных полях III рода возрастают снизу вверх. Вместе с тем основная масса околорудно-измененных пород образуется раньше сплошных руд и жильных масс (серицит-кварцевые зоны на колчеданных, березиты и листвениты на золоторудных, скаполитовые породы и скарны на магнетитовых и др.).

3. ОБ ОСНОВНЫХ СПОСОБАХ ФОРМООБРАЗОВАНИЯ МАГМАТОГЕННЫХ ТЕЛ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

При изучении магматогенных рудных полей мы имеем дело с геологическими телами, способы образования которых различны. Тела, сформированные магматическими расплавами и их производными, могли образовываться одним из следующих путей:

а) простая интрузия (инъекция) жидкости и ее раскристаллизация без существенного изменения объема;

б) скрытая эксплозия с последующим переходом газов в жидкость;

в) инъекция фазово-расслаивающейся жидкости, сопровождающаяся большими изменениями объема (плотности) системы;

г) рассеянная инфильтрация (и диффузия) жидкости и газа, вызывающих метасоматическое замещение пород без изменения их объема;

д) выполнение полостей путем последовательной кристаллизации веществ из разбавленных постмагматических растворов.

Подробное рассмотрение этих способов и характеризующих их признаков в настоящей работе не приводится. Здесь даны лишь краткие пояснения, необходимые для того, чтобы подчеркнуть сложность и многообразие процессов, принимающих участие в формировании рудного поля и определяющих его форму.

Простая интрузия (инъекция) несжимаемой однофазной жидкости образует тела, форма которых определяется формой каналов и соотношением гидростатического¹ напора жидкости с внеш-

¹ При малых скоростях динамическим напором можно пренебречь.

ним давлением. В потоке реальной жидкости будут, кроме того, действовать силы тяжести и трения, возрастающие пропорционально плотности и вязкости. Поэтому в направлении движения потока напор уменьшается. Интрузия прекращается, если напор на фронте ее становится меньшим, чем внешнее давление. Однофазные дайки, силлы и штоки могут служить примерами простых интрузивов (аплиты, порфиры, лампрофиры и др.). Зона постепенных выклинок даек по периферии рудного поля при определенных условиях будет отвечать области геологической структуры, где внешнее сжатие превысило интрузивный напор. Соотношение мощностей одновременных даек может характеризовать изменение тектонического состояния участка за время их формирования. Точно так же соотношение мощностей одновозрастных пологих и вертикальных даек позволит различить случаи: когда вертикаль-

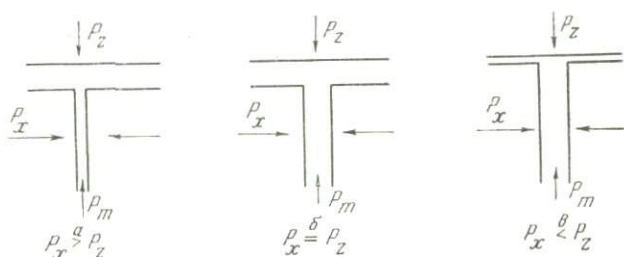


Рис. 60. Схема, иллюстрирующая зависимость мощности горизонтальной силла и вертикальной дайки от соотношения вертикального давления и бокового сжатия при определенной величине магматического напора

ное давление превышает боковое сжатие (а), когда они равны (б) и когда имеют место обратные соотношения (в) (рис. 60).

Существенной особенностью этого типа морфогенеза, помимо гидростатического распределения давлений в жидкости, надо считать неизменяемость или малую изменяемость объема системы при переходе из жидкого состояния в твердое. Простые пегматиты, позднемагматические рудные тела (фузивные), сульфидные «жилы-дайки» медно-никелевых месторождений, многие кварцевые и другие жилы, сформированные «густыми» растворами, по-видимому, во многих случаях могут относиться к простым инъекциям.

При выделении последних в практической работе автор использовал следующие признаки.

Унаследование формы структурных элементов, контролирующей интрузию; сравнительно однородный состав тела, сложенного преимущественно минералами одной парагенетической ассоциации; отчетливые ровные, угловатые или волнистые контакты тела с вмещающими породами; наличие признаков меха-

нического воздействия на боковые породы (раздвигание стенок, отщепление частей зальбанда клиновидными апофизами, захват, перемещение и вращение ксенолитов); присутствие «подвешенных» обломков боковых пород, могущих быть обильными при инъекции жидкости в зону брекчированных пород; наличие «расплывающихся» обломков пород (или ранних кристаллов), движение которых прекратилось при увеличении вязкости кристаллизующейся жидкости; простые выклинки тела, свидетельствующие о нормальном затухании инъекции жидкости, теряющей избыточный напор. В местах разветвления жилы ограничения отдельных тел остаются отчетливыми.

Более вязкие жидкости, например «сухие» аплитовые магмы, образуют и более простые тела. Подвижные, богатые летучими жидкости, например остаточные пегматитовые расплавы, образуют в общем случае тела более сложных форм, в частности отшнурованные бескорневые, четковидные или сложно разветвленные. Инъекционные жилы могут содержать большое количество «плавающих» обломков боковых пород. Ксенолиты могут быть как округлыми, так и угловатыми, недеформированными или деформированными. Форма их зависит от характера первоначального дробления пород, степени растворения обломков, дальности переноса и т. д. Наблюдения над обломками могут дать дополнительные критерии отнесения жилы к инъекционной. Приведем примеры, часто встречающиеся в практике.

При интрузии гетерогенной массы, состоящей из жидкости и твердых обломков пород или кристаллов, обломки подвергаются дополнительному дроблению и относительному перемещению, которые полностью прекращаются лишь при раскристаллизации жидкости. Поэтому часто удается наблюдать начальные стадии перемещения частей одного обломка или кристалла — их расплывание в стороны при сохранении общих очертаний исходного обломка или кристалла. Такие «расплывающиеся» обломки являются прямым доказательством высокой предкристаллизационной плотности жидкости, сравнимой с плотностью обломков породы или даже ее превышающей. Расплывающиеся обломки обычны для эруптивных магматических брекчий, однако нередко их можно видеть и в брекчиевидных рудах различного состава, когда цементом является сплошной рудный агрегат, а обломки представлены силикатными или карбонатными породами. Наблюдения над пластическими деформациями обломков в процессе инъекции гетерогенной массы, как уже упоминалось, могут дать объективные сведения о направлении инъекции, вязкости среды и т. п. (Воробьев, 1963).

Скрытая эксплозия несомненно должна рассматриваться как распространенный способ образования минерализованных брекчий и слагаемых ими тел. Поэтому геологам необходимо учитывать специфические свойства формообразования, присущие эксплозии, и находить геологические признаки, позволяющие раз-

личать тела, сформированные при ведущем или существенном участии взрывных процессов.

Эксплозия (взрыв) — быстрое выделение энергии, связанное с внезапным изменением состояния вещества данной физико-химической системы. Одним из важных последствий этого изменения является резкое увеличение объема системы. Так как характер реакций взрывного типа существенно не зависит от свойств окружающей среды (Ю. С. Яковлев, 1961), то и геометрические свойства пространства, в пределах которого породы подвергаются деформации — так называемые воронки взрыва, — мало зависят от свойств пород и условий их залегания.

Минеральные массы, сформированные при существенном или даже ведущем участии взрыва, морфологически всегда своеобразны и во многом однотипны. Таковы алмазоносные кимберлиты, минерализованные диатремы и различные по характеру металлической минерализации скопления эруптивных и взрывно-гидротермальных брекчий на описанных рудных полях конической формы.

Из теории взрыва известно, что разрушение горной породы является в основном следствием воздействия ударной волны и механического перемещения под воздействием газов¹. Возникающая воронка есть конечный результат воздействия сил и перемещений, величина и направление которых меняются в процессе взрыва. Установлены определенные зависимости между формой взрывной воронки, условиями и особенностями самого взрыва. Типичная коническая форма воронки с вершиной в центре взрыва, причем ось воронки — это линия наименьшего сопротивления, т. е. кратчайшее расстояние от заряда до открытой поверхности (H). Важный показатель действия взрыва (n) — это отношение радиуса основания воронки взрыва (R) к линии наименьшего сопротивления:

$$n = \operatorname{tg} \alpha = \frac{R}{H}.$$

С увеличением глубины взрыва влияние силы тяжести взрываемого объема на его размер увеличивается, а влияние сил сцепления пород уменьшается, так что с глубиной вес заряда взрывчатого вещества будет расти пропорционально величине линии наименьшего сопротивления в кубе (Н. Ф. Суханов, 1958 г.). С увеличением силы взрыва при одинаковой глубине n увеличивается (т. е. воронка становится более широкой) и уменьшается размер кусков взорванной породы, и наоборот. Воронки взрыва с малым углом раствора («углом конусности» 2α) характеризуют условия взрыва при больших расстояниях до свободной поверхности, т. е. глубинные взрывы; короткие широкие воронки, напротив, возникают при сильных неглубоких взрывах.

¹ См. сборник «Вопросы теории разрушения горных пород действием взрыва», 1958, статьи А. Ф. Суханова и А. Н. Хонукаева.

Закономерность эта проверена А. Н. Хонукаевым путем скоростных съемок взрыва грунтов в ящике с прозрачной стенкой. В случае размещения заряда на глубинах, превышающих оптимальную, получаются воронки, протыкающие слоистую среду, причем наблюдается заворот слоев около стенок воронки. Угол воронки равен 10—15°. Внешний вид таких воронок весьма близко напоминает кимберлитовые трубки взрыва, угол конусности которых обычно равен 8—12°. Действие взрыва Г. И. Покровский (1956) условно рассматривает как работу особого теплового двигателя, в котором рабочим телом служат расширяющиеся при взрыве газы. Из термодинамики известно, что при расширении нагретых газов доля их энергии, переходящая в механическую энергию, равна:

$$k_m = \frac{T_H - T_x}{T_H},$$

где T_H — первоначальная абсолютная температура нагретого газа, T_x — абсолютная температура, до которой охлаждается газ при расширении.

Г. И. Покровский таким путем рассчитал, что на дробление скальных тяжелых пород в пределах воронки затрачивается примерно такое же количество энергии, которое потребовалось бы для того, чтобы переместить этот же объем породы вверх на высоту около 2 м. Эти цифры дают представление в сущности о небольшой энергии, потребной для дробления пород, по сравнению с той громадной энергией, которая затрачивается на перемещение твердых пород и эндогенных жидкостей (магм, растворов) в земной коре. Отсюда напрашивается вывод, что главная особенность взрывов, с которыми имеет дело геолог, состоит совсем не в абсолютном количестве выделяемой энергии и производимой работы (они могут быть сравнительно невелики), а в скоротечности этого процесса.

Действительно, расчеты А. Асланяна (1962) показали следующее: для подъема магмы с глубины 40 км до поверхности требуется энергия, соответствующая падению ее температуры на 300—400° С. Энергия пеплообразования при вулканических эксплозиях составляет лишь около одной десятой части от общего количества тепловой энергии лавы перед извержением (Мархинин, 1957).

Любой относительно быстро протекающий геологический процесс, в результате которого в определенном объеме возникает высокая плотность энергии и развивается избыточное давление, приводящее к локальному расширению и деформации, приобретает черты взрыва. Такие черты свойственны несомненно многим внутрикоровым магматическим процессам, в частности многофазным интрузиям магм гипабиссальной зоны.

Появились сводные работы, в которых показано, что эксплозивные образования весьма типичны для горнорудных районов

(Перри, 1962; Бриннер, 1964; Иванкин, 1965₂). Эксплозии почти неизбежно сопровождают малоглубинные интрузии рудоносных магм, так как являются результатом их дифференциации (Борсук, Масуренков, 1964). Они возникают в заключительный период становления интрузивов, когда в зону малых глубин проникают относительно поздние порции магм, обогащенные щелочами, летучими, рудными.

Подобные магмы, будучи системами равновесными в остаточном очаге на глубине, перемещаясь вверх, на определенных уровнях приобретают свойства самовзрывающихся жидкостей. Уровни эти определяются соотношением внешнего давления и потенциальной энергии растворенных газов. Когда последняя становится большей, чем внешнее сжатие, газированная магма расширяется, затем вскипает. Процесс принимает форму взрыва на фронте наиболее быстро поднимающейся колонны магмы или при проникновении ее в участки с относительно небольшим внешним сжатием (Иванкин, 1965₂).

Подъем глубинной гомогенной жидкости, ее расширение, вскипание, затем превращение в смесь жидкостей, твердых фаз и газов, обособление газов и последующая их конденсация — так упрощенно можно себе представить стадии процесса, который в указанных условиях принимает форму эксплозии. Есть основания полагать, что эффект эксплозии в сжатой геологической среде возникает при сравнительно небольшом (двух-трехкратном и более) увеличении объема интрузирующей смеси. Если изменения происходят быстро, вмещающие породы дробятся. Отделяющиеся газы вызывают дальнейшее раздробление и разрыхление пород (на стадии дистилляции) и их минерализацию (на стадии конденсации). Поэтому очень характерным признаком скрытых эксплозий является сопряженность дробления пород и гидротермального минералоотложения.

Дробление происходит в условиях резкой смены локального сжатия на локальное расширение вследствие утечки газов и их конденсации. Оно может завершиться направленным перемещением раздробленных пород, т. е. их интрузией. Остаточная магматическая жидкость или гидротермальный раствор, пропитывающий массу брекчий, резко снижают внутреннее трение и обеспечивают гидродинамический напор, являющийся причиной такой необычной интрузии («перемещенные брекчии»).

Основание взрывной воронки на глубине — это центр эксплозии, где в основном происходило локальное высвобождение энергии. Выше лежит область, где быстро расширяющиеся газы вызвали дробление и минерализацию пород, а ниже — область, где они высвобождались из первичной жидкости. Взрывная воронка может иметь форму правильного конуса. Конические колонны брекчий, постепенно или резко сужающиеся на глубину, как уже отмечалось, распространены широко в особенности на высокотемпературных приповерхностных месторождениях.

Форма перемещенных брекчиевых масс бывает более сложной — клиновидной, жилеобразной, линзовидной, разветвленной и т. п., что свидетельствует о значительном влиянии геологических структур и неоднородностей среды на формообразование инъекционно-эксплозивного типа. Эксплозии в этих случаях чередовались с перемещением брекчиевых масс, пропитанных расплавами или рудными растворами. Закономерным и обычным является также уменьшение с глубиной размера (объема) раздробленной и минерализованной массы пород.

Среди геологических признаков, позволяющих выделять в рудных районах тела exploзивного происхождения, отметим следующие: 1) коническую, пирамидальную, клиновидную или иную форму залегания раздробленных (и минерализованных) пород, закономерно уменьшающуюся с глубиной; 2) тесную сопряженность во времени и пространстве деформации и минерализации пород; 3) вулканический (пирокластический) характер дробления пород, часто совершенно лишенных признаков тектонического катаклаза¹; 4) тесную пространственную связь взрывных тел с магматическими породами. Основание брекчиевых воронок прилегает к контакту интрузива, его саттелиту, уходит внутрь многофазного интрузива или сменяет по восстанию обособленный шток. Магматические породы могут быть также цементом брекчии и заполнять частично или полностью воронку.

Подобные образования в силу традиции геологи иногда относят еще к вулканическим жерловинам и потому преувеличивают действительную роль собственно вулканических структур при формировании рудных месторождений. Так как критерии различия вулканических (открытых) и плутонических (скрытых) exploзий изучены пока недостаточно, то в практической работе необходимо учитывать по возможности широкий круг признаков, характеризующих природу изучаемых минерализованных брекчий. В частности, как показал Г. Л. Пospelов и др. (1961), эффекты экранирования литологическими неоднородностями и трещинами растворов, проникающих в породу, могут обусловить возникновение метасоматических брекчиевидных пород, напоминающих настоящие брекчии.

Инъекцию фазово-расслаивающейся жидкости можно рассматривать как промежуточный случай между простой интрузией не-сжимаемой жидкости и exploзией с присущим ей большим увеличением объема. Этот случай охватывает многие пока не изученные и не приведенные в систему явления, когда интрузирующая жидкость увеличивает объем по мере перемещения в пространстве благодаря внутренним фазовым превращениям, не достигающим

¹ Так как дробление пород происходит в условиях высоких температур и при постоянном воздействии минерализующих жидкостей и газов, то катаклаз, милонитизация, нарушения в кристаллах, дающие эффекты волнистого их погасания в шлифе и другие явления в данном случае не характерны.

«скоротечности» и интенсивности взрыва. Формообразующая активность жидкости обусловлена, с одной стороны, интрузивным напором, а с другой,—высвобождающейся локально энергией благодаря появлению газовой фазы или любой другой, если относительный объем ее велик, а плотность мала по сравнению с плотностью первичной жидкости.

Высвобождение потенциальной энергии и увеличение объема системы являются функцией пространственного ее положения: в направлении интрузии, т. е. на более высоких гипсометрических уровнях, они увеличиваются с интенсивностью, зависящей от внешних условий. Система непрерывно распадается, но не бурно и одноактно, а медленно и растянуто в пространстве. Форма потока жидкости при этом приобретает характер воронки, а «взрыв» значительно растянут в пространстве и во времени.

Данная система не может быть объяснена при помощи обычных уравнений гидравлики и гидродинамики взрыва (Контарович, Кузнецов, 1961; Чарный, 1956). Она нуждается в специальном исследовании, которое должно учитывать геологический опыт, в частности по морфогенезу кимберлитов, фазово-расслоенных в динамических условиях интрузивов и рудных полей. Теория такой системы, саморазвивающейся в процессе ее перемещения в поле меняющейся теплоты и давления, как отмечал В. С. Соболев (1951), еще не создана. Этот особый тип морфогенеза, совмещающий особенности простой интрузии и эксплозии, мы будем называть интрузивно-эксплозивным (применительно к соответствующим магматическим телам) или инъекционно-эксплозивным (применительно к соответствующим гидротермальным телам).

Процессы дифференциации магмы, как показали структурно-петрологические исследования (Елисеев, 1953), особенно активно идут в динамических условиях. В продвигающейся магматической колонне разные ее части оказываются в данный отрезок времени в неодинаковых условиях и потому дифференциация колонны на разных уровнях идет с разной интенсивностью и полнотой. Процесс газовой дистилляции, например, резко ускоряется по мере уменьшения глубины колонны (Бок, 1959). Прерывистость внутреннего строения интрузивных комплексов и фазовые отношения пород всегда более сложны на высоких уровнях и упрощаются с глубиной и т. д.

Выше было показано, что отделяющиеся газы увеличивают объем магматической колонны, причем взрывное действие гидротерм на всю колонку чрезвычайно возрастает по мере уменьшения глубин, в особенности в гипабиссальной зоне. Поэтому дифференциация восстающей магматической колонны направлена в сторону увеличения объема системы, чем и можно объяснить особенности формы многих многофазных интрузивов.

Сказанное в равной мере относится и к существенно водным флюидам и сложным комплексным растворам, поскольку и эти

жидкости, будучи гомогенными и сжатыми на глубинах, становятся гетерогенными и расширяются в зоне малых глубин. Такие «газированные» жидкости обладают свойствами упругого сжатия и потому не подчиняются законам гидравлики. Аномальные свойства подобных жидкостей практически учитываются при эксплуатации нефтяных пластов.

Как указывает И. А. Чарный (1956), чистая вода — практически несжимаемое тело, модуль упругости ее составляет около 20 000. Однако при расчете практических задач в нефтегеологии принимают фактический модуль во много раз меньший, что вызвано присутствием в воде газовых включений. Уже 50% газовых включений снижают модуль упругости воды в 10 раз. Поэтому почти все нефтяные месторождения эксплуатируются при упругом режиме газированной жидкости.

Опытно установлено, что фазовая проницаемость смесей всегда меньше, чем проницаемость однородной жидкости. Выделение пузырьков газа, например, весьма сильно уменьшает проникающую способность жидкости¹, обособление воды снижает проницаемость для нефти и т. д. Иными словами, фазовое расслоение потока приводит к его расширению и самоторможению.

Как было показано выше, эффект расширения газированных эндогенных жидкостей весьма велик для градиентов давлений, которые свойственны гипабиссальной зоне. Поэтому естественно возникает вопрос, какие специфические формы интрузивных магматических тел, свойственные этой зоне, отражают этот эффект? По нашему мнению, к ним должны быть отнесены многие лакколиты, этмолиты, грушеобразные бисмалиты, интрузии грибовидной и сложно разветвленной вверх по восстанию форм, т. е. все те формы, которые характеризуются закономерным увеличением объема в верхних частях при относительно небольших поперечных сечениях «ножки» интрузива.

Интрузивы с такими морфологическими особенностями обычно отличаются интенсивными аутометасоматическими изменениями, большой пористостью, приуроченностью к их кровлям взрывных брекчий и другими признаками, свидетельствующими о богатстве магм летучими. В качестве характерных примеров можно указать следующие: хорошо изученные (Соболев, Лебедев-Зиновьев и др., 1959) «лакколиты» минераловодческой группы; рудоносные штоки на золоторудных, касситерит-сульфидных и медно-молибденовых месторождениях, многие из них описаны в настоящей работе; своеобразные асимметричные лакколитовые интрузивы с апогранитами в апикальных частях (рис. 61) и многие другие.

Морфология этих рудоносных интрузивов обычно не находит удовлетворительного объяснения с позиций структурно-тектонического контроля распределения магмы. При таких объяснениях все-

¹ При эксплуатации нефтяных скважин стараются не допускать выделения газа и потому на забоях искусственно повышают пластовое давление.

гда остается непонятной главная особенность интрузивов — их расширение в верхних и сужение в нижних частях, а также нередко устанавливаемые обратные отгибы (вниз) пластов вмещающих пород, расположенных ниже грушевидного расширения интрузива.

Форма таких интрузивных тел, как и деформация вмещающих слоистых пород, указывает на существование избыточного давления, действовавшего центростремительно в расширенной части интрузива.

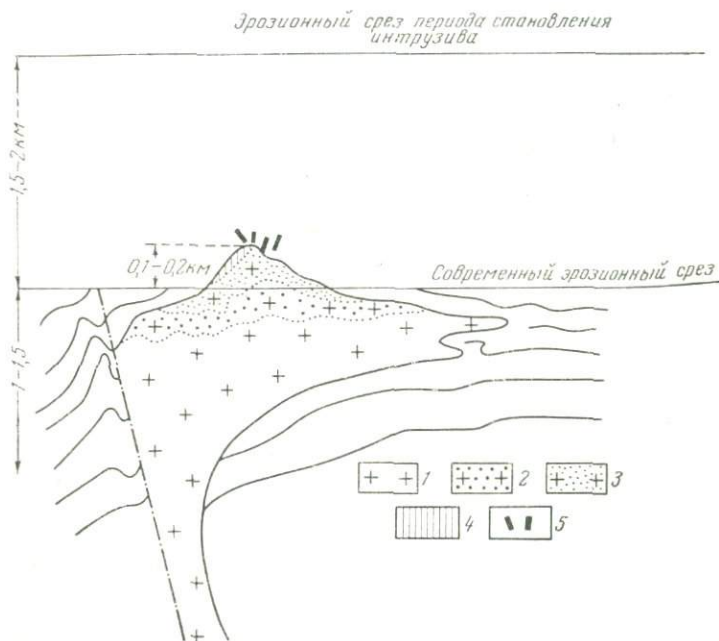


Рис. 61. Типичная форма (в разрезе) верхнеюрского гранитоидного интрузива с редкометальными апогранитами в апикальной части. Восточное Забайкалье. По Ю. И. Темникову

1 — биотитовый гранит; 2 — граниты альбитизированные и мусковитизированные; 3 — апограниты (руды); 4 — грейзены; 5 — кварц-касситеритовые и амазонитовые жилы

Избыточное давление в верхних частях магматической колонны, как было показано выше, создается в основном отделяющимися газами, приводящими к локальному расширению магматической колонны. Такой же энергетический эффект будет создаваться при любых процессах дифференциации интрузива, если дифференциация приводит к общему увеличению объема системы и нарастает с уменьшением глубины.

В этой связи отметим, что геологическая практика дает немало примеров зависимости морфологии магматических тел от степени их дифференцированности. Наглядны в этом отношении, например, расслоенные плутоны центрального типа (Кузнецов, 1964).

Ж. Д. Вильсон (Wilson, 1956) на примере пяти крупнейших хорошо изученных плутонов (Содбери, Бушвельд, Великая Дайка и др.) обнаружил общие черты морфологии и внутреннего строения, выражающиеся в том, что дифференцированность магмы увеличивается вверх вместе с расширением контуров плутонов. Однако в целом вопрос о влиянии магматической дифференциации разного типа на морфологию магматических тел не разработан.

Все приведенные выше геологические признаки выделения простых интрузивных (инъекционных) тел и для рассматриваемого случая сохраняют свое значение. Однако геологические тела интрузивно-взрывного генезиса, кроме того, должны отличаться дополнительными признаками, по которым их и следует выделять. Такими признаками являются, по-видимому, следующие.

1. Закономерное увеличение мощности (объема) тела по восстанию и уменьшение ее на глубину (лакколитовидные, грушевидные, древовидно разветвленные и им подобные тела).

2. Увеличение степени дифференцированности магматического тела при увеличении мощности его; выклинивание фаз на глубину у сложных тел.

3. Развитие магматогенных брекчий (эруптивных и эксплозивно-гидротермальных) внутри и вокруг увеличенных в объеме частей тела.

4. Отчетливая приуроченность интенсивной автометасоматической и постмагматической деятельности к увеличенным в объеме частям магматического тела и затухание ее с глубиной.

Морфогенез интрузивно-эксплозивного типа характерен для малоглубинных рудоносных магматических тел — гипабиссальных и в особенности субвулканических. Наиболее полно он проявляется у сложных многофазных их представителей, так как именно фазовое расслоение магм обуславливает появление дополнительных формообразующих сил. Расслоение колонны рудоносного флюида, т. е. его газовой-жидкостная дифференциация, как было показано, также сопровождается увеличением объема системы и, следовательно, явлениями формообразования инъекционно-эксплозивного типа. Однако геометрическим выражением процесса в данном случае является не отдельно взятое геологическое тело (минеральная жила, рудная залежь, зона гидротермальных изменений), а вся совокупность тел, созданных колонной флюида, т. е. рудное поле как целое.

Это объясняется тем, что флюид имеет значительно меньшую вязкость, чем газированный силикатный расплав и в геологической неоднородно проницаемой среде его колонна, разветвляясь на струи, теряет компактность, непрерывность. Интрузирующий газированный расплав в тех же условиях обычно сохраняет компактность, непрерывность. Впрочем, тенденция к разветвлению колонн свойственна и сильноминерализованным магмам. Она отчетливо проявляется, например, на крупных скарново-рудных полях, где минерализация тесно связана пространственно со сложно вет-

вляющимися по восстанию интрузиями (Алтын-Топкан, Тея, Тырны-Ауз и др.).

На многих рудных полях с конформным отношением «малых интрузий» и рудных залежей морфологические особенности тех и других имеют много общего и образуют нередко единую систему тесно сопряженных тел. Хорошо известно также, что обогащенные летучими фронтальные части сателлитов гранитоидных плутонов морфологически очень сложны, так как создают боковые ответвления разной протяженности и ореолы рассеянной магматической инъекции (Поспелов, 1960). Таким образом, рудные поля и дифференцированные в процессе внедрения интрузивы имеют известную общность в морфологическом отношении.

Системы, промежуточные по своим свойствам между расплавами и растворами (например, пегматитообразующие флюиды) — обладают и промежуточными свойствами формообразования. Для пегматитов давно замечена определенная связь между степенью их дифференцированности и морфологией. Например, на колонке дифференцированного пегматита К. Г. Власова она выражается в том, что вместе с увеличением количества легколетучих соединений и стадий минерализации растет мощность условной жилы. К. Л. Бабаев в специальном исследовании убедительно показал, что морфологически пегматиты — тела инъекционные, им присущи очень сложные формы, «... обусловленные вдавливанием (расплава) и даже явлениями взрывного порядка» (Бабаев, 1960, стр. 343).

Рассеянная инфильтрация (и диффузия) жидкости и газа через пористые горные породы дает начало процессу метасоматоза. В соответствии с представлениями Д. С. Коржинского под метасоматозом нами понимается всякое замещение породы с изменением ее химического состава, при котором порода сохраняет твердое состояние и не меняет своего первоначального объема. Процессы частичного или полного расплавления или растворения пород с последующим замещением жидкости твердыми минералами к метасоматозу не относятся. Метасоматоз, как известно, протекает в системе полуоткрытого типа, где одни компоненты (подвижные) являются проходящими (привносимыми и выносимыми), другие — относительно неподвижными. Порядок подвижности компонентов изменяется в зависимости от типа процесса и условий его (Коржинский, 1955).

Наглядное представление об особенностях метасоматического формообразования дает сравнение, приведенное А. Бэтменом: «Если в кирпичной стене вынимать один кирпич за другим и заменять их серебряными кирпичами того же размера, в конечном счете образуется стена такого же размера и формы, вплоть до мельчайших деталей, за исключением того, что она будет из серебра, а не из глины. Таким же образом протекает процесс замещения, разница лишь в том, что замещаемые частицы бесконечно малы — размера молекул или атомов» (Бэтман, 1949, стр. 108—109).

Процессы растворения одних и отложения других минералов идут одновременно, а обменные реакции осуществляются в межзерновых пленках жидкости во всем объеме увлажненных пористотрещиноватых пород. Замещение подчиняется известному закону «равенства объемов» (Ливдгрэн) и не сопровождается какими-либо макродеформациями замещаемой среды. Форма метасоматического тела, таким образом, всегда унаследованная. В общем случае она определяется совокупным действием тех факторов, которые обуславливают локализацию и интенсивность химического взаимодействия раствора с массой твердых горных пород.

В случае инфильтрационного метасоматоза в однородных породах (в отношении состава, трещиноватости и пористости) морфология метасоматических тел отображает форму «минерализующих струй» непосредственно. Однако факторы литохимической, механической и иной неоднородности среды усложняют эту простую связь, так как интенсивность замещения зависит от степени насыщенности пород раствором, разной растворимости минералов, фильтрационных и сорбционных свойств и пр.

Д. С. Коржинский показал, что при продвижении потока растворов через данную породу состав раствора меняется и потому замещение в разных сечениях потока может иметь различный характер. Формируется определенная колонка метасоматических зон, в которой в направлении движения раствора тыловые зоны надвигаются на передние и замещают их. Определенная зональность метасоматического тела указывает на его природу (Коржинский, 1955, стр. 342).

Границы между зонами могут быть резкими (при замещении весьма тонкопористых однородных пород) или неправильными и постепенными. Двигаясь по зонам катаклазита и сколовым зонам, растворы могут вызвать полное замещение пород и сформировать метасоматическую жилу. Однако чаще объемы пород, подвергающихся метасоматическому замещению, характеризуются неопределенными и неправильными формами.

Применительно к скарнообразованию Ф. Н. Шахов (1947) указывает, что областью замещения является вся масса прогретых пород, в пределах которой их распределение обусловлено особенностями состава и структуры этих образований, а также и теми физическими свойствами, которые влияют на тепловой режим и степень проводимости летучих прогретыми породами. Часто формы неопределенных очертаний замещенных пород бывают сопряжены с пластообразными, согласными со слоистостью вмещающих пород.

К. Л. Бабаев (1950) описал прямую зависимость мощности скарнов от мощности десилицированной зоны. Изучая одно из крупных скарново-шеелитовых полей Киргизской ССР, мы установили зависимость формы и внутреннего строения скарнового поля от характера чередования алевроито-песчаниковых и карбонатных

пород в складчатой скарнированной толще, интродуцированной гра-нодиоритом.

Морфология метасоматических тел обычно крайне сложна. Часто само суждение о форме условно, так как никаких четких границ массы метасоматически измененных пород не имеют. Так, границы метасоматических рудных тел практически устанавливаются при химическом опробовании минерализованных пород. Такие типичные метасоматические процессы, как скарнообразование, грейзенизация, березитизация, пропилитизация и окварцевание характеризуются сложной формой ореалов и постепенными изменениями интенсивности замещений.

Хорошо известно, что морфология метасоматических околорудных пород иная, чем у массивных рудных тел, например, на скарно-магнетитовых, колчеданных и свинцово-цинковых месторождениях. Между тем при объяснении форм таких рудных тел нередко исходят из тех же предположений, что и при объяснении форм околорудных изменений. Часто не учитывается, что метасоматоз кончается там, где процессы межзернового пленочного растворения и замещения горной породы сменяются ее частичным или полным растворением (или расплавлением), когда, следовательно, просто увлажненная порода переходит в гетерогенную систему, состоящую из твердой и жидкой фаз и способную к перемещению и изменению формы.

Когда достигается подобное состояние, рассеянная инфильтрация растворов (т. е. процесс пассивный в отношении формообразования) сменяется в динамических условиях активной инъекцией. Даже весьма интенсивный метасоматоз, когда «принудительно подвижными» становятся некоторые инертные компоненты, морфологически не может быть подобен инъекции и отложению в полостях. Поэтому морфология, например, метасоматических кварцитов, серицитовых пород, зон сульфидных вкрапленников резко отлична от морфологии тел кварцитов отложения (Иванкин, Иншин, Кузевный, 1963), серицитолитов (Буров, Курек, 1939) или инъекционных сульфидных «даек жил» (Шахов, 1964).

С другой стороны, метасоматические процессы почти неизбежно сопровождают инъекционное образование массивных рудных тел. Инъекции плотных рудных растворов всегда предшествует волна газовых и рассеянных конденсированных растворов, вызывающих метасоматические изменения боковых пород. Сами плотные рудные растворы также обладают свойством растворения и замещения пород, хотя и в сравнительно малой степени. Это их свойство становится существенной чертой формообразования рудных масс при нагнетании растворов в сильно раздробленные или рассланцованные породы, где поверхность соприкосновения растворов и породы многократно возрастает. Эксплозивное формообразование приводит к рассеиванию газов и растворов в больших объемах дезинтегрированных пород, которые становятся областями метасомати-

ческих замещений, причем новообразованиями замещается в первую очередь тонкоизмельченный цемент брекчий.

Выполнение полостей прежде рассматривалось как распространенный способ отложения минерального вещества. Взгляды эти разделяются многими и теперь. А. Бэтман (1949), например, считает, что путем выполнения полостей образовано больше минеральных месторождений, чем каким-либо другим процессом, и к числу их относит: трещинные жилы, оруденелые зоны скальвания, штокверки, седловидные и лестничные жилы, заполнение трещин растяжения, полостей выщелачивания и различных брекчий, выполнение пор и пузырьков. Следует, однако, уточнить само понятие «выполнение полостей». Минеральное тело, выполняющее полость, могло образоваться разными путями: путем постепенного роста минералов на стенках полости из разбавленного проходящего раствора; путем раскristаллизации концентрированного раствора, заполнившего полость; при перекристаллизации ранее сформированного минерального тела.

Здесь рассматривается первый случай, отличительной особенностью которого является то, что объем формирующегося минерального тела всегда весьма мал в сравнении с объемом раствора, отложившего минеральное вещество. Такое тело могло образоваться в условиях, когда через занимаемую им полость протекали длительное время разбавленные растворы. Минеральное вещество отлагается на стенках или цементирует рыхлые брекчии последовательными слоями. Форма минерального тела определяется формой полости. Возникающие при этом крустификационные, гребенчатые, кокардовые и друзовые текстуры являются наиболее надежным признаком, указывающим на способ образования минерального тела. Признаки эти, как известно, встречаются в общем редко и характеризуют лишь специфические условия минерализации. Подавляющая масса рудных месторождений, в том числе и жильных, не имеет этих характерных признаков образования минеральных тел путем последовательного отложения вещества слоями из разбавленных растворов.

Второй случай в морфогенетическом отношении, очевидно, относится к рассмотренной выше «простой инъекции». Форма минерального тела уже не будет пассивным отражением формы полости, зияющей трещины или неправильной каверны. Форма жилы отразит состояние динамического равновесия между давлением кристаллизующейся жидкости и внешними силами и потому ее протяженность, мощность, закономерности ветвления и другие свойства будут характеризоваться направленными изменениями в пространстве. При локальном уменьшении давления (например, вследствие утечки газов или подвижных растворов, не перешедших в гель) произойдут деформации тела в процессе его образования — отщуровывание линз, пережимы и др.

Третий случай может быть рассмотрен как пример жильного автометасоматоза. «... После заполнения трещины просачивание

растворов продолжается, и тогда материал жилы вслед за его отложением может подвергаться метасоматозу под воздействием того же потока растворов, который обусловил первое заполнение жилы» (Коржинский, 1955, стр. 348). Автометасоматические жилы имеют унаследованную форму и инфильтрационную зональность. Наконец, жильные тела могут образоваться без трещин вследствие диффузии вещества в однородной по проницаемости среде (Поспелов и др., 1961). Диффузионные мелкие жилы, по-видимому, широко распространены среди колломорфных и метаколлоидных рудных масс, где их принято связывать с явлениями диагенеза рудного геля.

Практически любое магматогенное рудное поле совмещает в себе разнородные в отношении морфогенеза тела. Относительное значение рассмотренных выше типов формообразования переменено даже на рудных полях с одинаковой минерализацией, например колчеданно-полиметаллических или скарново-магнетитовых. Общая фигура рудного поля обычно не повторяет фигуры составных его частей, т. е. формы малых интрузий, метасоматических зон, минеральных жил и пр. Она выражает определенное взаимоотношение частей, создающих целое. Поэтому при структурно-морфогенетической типизации полей необходимо учитывать эти взаимоотношения, выделяя преобладающие механизмы формообразования в тех или иных условиях.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ РАЗНОГО МОРФОЛОГИЧЕСКОГО ТИПА

1. РУДНЫЕ ПОЛЯ КОНИЧЕСКОГО ТИПА

Колонна магматической или гидротермальной жидкости приобретает коническую форму в следующих случаях: 1) когда окружающая среда относительно изотропна по физико-механическим свойствам; 2) когда напластование и поверхности слоистости горизонтальны, так что колонна флюида движется нормально по отношению к плоско-параллельной анизотропии среды; 3) когда градиенты давлений флюида при его восстающем движении столь значительны (при взрывах), что анизотропия геологической среды становится второстепенным по значимости фактором, существенно не влияющим на морфологию колонны жидкости.

Первый случай типичен для рудных месторождений, заключенных в однородных и равномерно трещиноватых массивах изверженных пород, а также в глубокометаморфизованных породах палеозойского фундамента в областях молодой мезозойской металлогении. Сюда могут быть отнесены многие описанные примеры рудных полей: штокверки и колонны вкрапленных медных, медно-молибденовых, золотых и других руд в гранитоидах и диоритовых породах (Коунрадское, Сорское, Коммунарское и др.); мезозойские свинцово-цинковые месторождения Восточного Забайкалья, заключенные в однородных карбонатных палеозойских толщах (Благодатское, Акатуйское, Кадаинское); полиметаллические месторождения Карамазара, ассоциирующие с поздними малыми интрузиями (Кансай, Курусай).

Во второму случаю относятся вертикальные рудные воронки, заключенные в слоистых отложениях Сибирской платформы. Особенно наглядными примерами служат скарново-магнетитовые месторождения Ангаро-Илимского района. Здесь мы имели возможность убедиться, что вертикальные колонны газированных магм и гидротерм в условиях горизонтально залегающих пород и отсутствия боковых стрессов неизбежно принимают коническую форму. Подобная форма в этих геологических условиях свойственна магматическим колоннам, развивавшимся без скрытых эксплозий или с подчиненной их ролью, например, во многих плутонах центрального типа (Хибинский кольцевой плутон, лополит Сёдбери и др.).

Рудные поля конического типа формируются и в пределах подвижных поясов. Однако и здесь они приурочиваются к относительно жестким нарушенным разломами структурным блокам, в пределах которых рудовмещающие толщи пород не подвергаются особенно сильному смятию и залегают сравнительно полого. Примерами могут служить некоторые колчеданные месторождения Урала (им. XIX Партсъезда, Озерное, отчасти Блявинское) и отдельные полиметаллические поля Алтая (Лениногорское).

Таким образом, одной из важных геологических предпосылок возникновения конической фигуры рудного поля надо считать сочетание крутых рудоподводящих разломов с пологим залеганием слоистой рудовмещающей толщи, не испытывающей направленного смятия в период рудоотложения. Подобные условия обычны для областей активизации платформ, но они создаются и в отдельных участках подвижных зон с глыбово-складчатым развитием.

Наконец, конические формы рудных полей (многокорневых и однокорневых) неизбежно возникают при особенно бурном, взрывообразном отделении рудоносных растворов от материнских магматических тел и эволюции растворов на относительно коротких расстояниях в зоне малых глубин. Примеры интрузивно-эксплозивного и эксплозивно-гидротермального формообразования были описаны для многих касситерит-сульфидных, золоторудных, медно-молибденовых и других месторождений (Хинганское, Лялягуа, Оруро, Крипл-Крик, Браден, Коунрад и др.).

Одной из общих черт этих месторождений является тесная пространственно-структурная связь зон рудоотложения с массивами материнских магматических пород, определенными фазами или фациями массивов. Формы массивов, как и размещение относительно их рудоносных взрывных брекчий, разнообразны. Однако можно отметить общую тенденцию разветвления и расширения интрузивных тел по восстанию и определенное тяготение рудоносных брекчий к фронтальным частям интрузивов и их контактовым зонам.

П. Д. Яковлев (1966) предпринял попытку структурной типизации рудных месторождений, связанных с трубками взрыва и выделил внутритрубовые, околотрубовые и комбинированные типы. Однако выделение это очень условно, потому что брекчиевые воронки нередко постепенно сменяются к краям трещиноватыми породами, а минерализация, отставая во времени от брекчиеобразования в одних случаях, может быть практически одновременной с ними в других и потому по разному соотносится с брекчиями в пространстве (Byrner, 1961; Gates, 1959).

Важнейшими общими геологическими предпосылками возникновения конических рудных полей интрузивно-эксплозивного типа, по-видимому, надо считать такие условия, когда богатые минерализаторами магмы получают возможность подниматься в зону малых глубин, не отщепляя в процессе интродирования летучие. Последние начинают бурно отделяться лишь выше некоторого кри-

тического уровня. Критический уровень определяется, с одной стороны, условиями небольшой глубины со свойственными им быстрыми сменами градиентов давлений, а с другой, — наличием региональных пологих поверхностей раздела в геологической среде, разграничивающих ее на структурно-литологические ярусы (этажи) с существенно различающимися свойствами. Подобные условия обычны для тектонически активизированных древних складчатых областей, а также для срединных массивов и других многоярусных структур.

Колонны рудоносных магм находятся в состоянии относительно герметизации пока они проникают через породы фундамента или нижние консолидированные ярусы. Внедряясь в молодые относительно рыхлые и пористые породы, они на коротких расстояниях сильно расширяются и отдают обильные летучие. Эти соображения могут быть приняты во внимание при объяснении того факта, что взрывные воронки особенно характерны для мезозойских и третичных гранитоидных интрузий Забайкалья, всего Тихоокеанского пояса, Кавказа, Карпат и других районов развития молодых интрузий.

Тяготая к апикальным частям и контактам интрузивных тел, взрывные воронки обычно обнаруживают тесную структурную связь с тектоническими нарушениями и узлами сопряжения и пересечения трещин. Эти структурные элементы, взаимодействуя с интрузией, обуславливают местное снижение давления в магме и потому служат местами зарождения эксплозий. Корни брекчиевых колонн часто располагаются в узлах сопряжения разломов с магматическими телами. В процессе образования самих воронок структурные элементы играют также важную роль, видоизменяя форму воронок. Пирамидальная, клиновидная и сложноразветвленная формы взрывных брекчий, в разной мере отклоняющиеся от простой конической, обусловлены влиянием структурных элементов.

В этой связи интересно отметить, что определенное влияние на форму объема разрушенных пород оказывает слоистость и первичная трещиноватость даже при термоядерных взрывах, т. е. при почти мгновенном высвобождении огромной энергии. Мак-Коунд и Дикку («Подземные ядерные взрывы», 1962) описали зависимость эффекта подземных ядерных взрывов в Неваде от геологических факторов. Приведенные ими данные свидетельствуют о том, что при ядерном взрыве зона дробления пород (в плане) имеет форму не окружности, а деформированного округленного многоугольника, выступы которого определяются простиранием слоистости пород и господствующей первичной трещиноватости. Величина выступов лишь незначительно превышает половину величины радиуса зоны разрушения.

Соотношения эксплозивного эффекта, инъекции и рассеянной инфильтрации минерализующих жидкостей (и газов) на описанных конических рудных полях различны. Применяя предложенные

выше признаки формообразования разного типа, практически мы можем оценивать относительное значение эксплозии, метасоматоза или заполнения трещинных полостей рудами на месторождениях трубчатой формы. Учитывая особенности фигур конических рудных полей и характер изменения угла конусности с глубиной, можно определять положение очагов эксплозии и их пространственное перемещение на разных этапах формирования рудного поля, как это было показано на примере месторождения Браден.

2. РУДНЫЕ ПОЛЯ ПЛОСКОГО И КОМБИНИРОВАННОГО ТИПОВ

Если колонна магматической или гидротермальной жидкости поднимается с глубин по разлому и достигает критического уровня, выше которого плотность ее сильно уменьшается, то жидкость начнет растекаться в стороны и поток ее приобретает веерообразную форму. Произойдет это потому, что возможности потока увеличить объем путем раздвигания сжатых стенок ограничены и энергетически менее выгодны, чем путем разработки «готового» канала вширь, по простиранию разлома. При относительно небольших расширениях жидкости плоская колонна приобретает острый угол конусности, при значительных расширениях — прямой или даже тупой. В том случае, когда направленное движение жидкости вверх по разлому становится невозможным (например, благодаря выклиниванию трещины по восстанию или вследствие полного экранирования ее), будет преобладать растекание жидкости в стороны. В таких особых случаях угол конусности плоской колонны жидкости может приближаться к 180° .

Огромное по протяженности плоское двустороннее Дегтярское рудное поле на Урале может служить хорошей иллюстрацией подобного центробежного растекания сульфидоносного флюида в крутопадающей зоне разлома. Спасское рудное поле в Восточном Забайкалье и Акджальское в Казахстане характеризуются близкими особенностями морфогенеза, хотя в этих случаях флюиды растекались не по зонам разлома, а по крутопадающим тектонически осложненным межпластовым швам.

Аналогичная фигура поля возникает и в том случае, когда рудоконтролирующий разлом залегает сравнительно полого и резко несогласно пересекает однородную слоисто-складчатую толщу. Примером подобного случая может служить линейное золоторудное поле в Восточном Казахстане.

Таким образом, основным условием возникновения рудного поля плоского типа является восстающее движение колонны расширяющейся жидкости по щелевидному каналу или по системе параллельных каналов — зоне с плоско-параллельной анизотропией. Природа самого канала (согласный или секущий разлом, межпластовый шов, поверхность несогласия и пр.) не имеет решающего значения.

Структурно-геологические особенности рудовмещающих зон несомненно определяют степень уплощенности рудных полей, так как в данном случае основным механизмом формообразования является инъекция фазово-расслаивающейся жидкости и медленное ее расширение, не достигающее интенсивности эксплозии. Газово-жидкостная (кислотно-щелочная) дифференциация флюида протекает эволюционно и на больших расстояниях. Поэтому зональные изменения минерализации на плоских рудных полях проявляются лишь на больших расстояниях по склонению рудных зон.

Поля с максимальными значениями коэффициентов линейности (Дегтярское, Акджал, Колар и др.) формируются в узких щелевидных швах региональных разломов, отличающихся высокой проницаемостью для глубинных жидкостей. Подобные условия формирования рудных месторождений и лентовидных магматических тел были детально описаны ранее на примере структур Иртышской зоны смятия (Иванкин, 1957; Воробьев, 1963).

Однако в рудных регионах более распространены линейные структуры, которые сопровождаются короткими параллельными и диагональными каналами, сопряженными с главным. К ним относятся многие зоны расланцевания и скальвания пород, разломы сложного строения, сопровождающиеся трещинами оперення, нарушенные флексуры, трещиноватые ядра и крылья, линейные складки и т. п. В таких структурах наряду с плоско-параллельной анизотропией, определяющей повышенную проницаемость в плоскости главной деформации, существенное значение приобретает «поперечная» проницаемость. Поэтому формы колонн глубинной жидкости усложняются за счет более интенсивного и неравномерного поперечного их расширения и разветвления на струи, фиксирующие различные ответвления главных каналов. Очертания в плане рудных полей, сформированных в подобных условиях, отклоняются от узких линейных рудных зон иртышского (или дегтярского) типа, приобретая эллиптические или неправильные удлинённые контуры.

Если анизотропия геологической среды имеет более сложный характер, как, например, в регионах с глыбово-складчатым строением, где разломы разных направлений и разного масштаба пересекают толщи неоднородно расслоенных пород, то формы колонны глубинной жидкости еще более усложняются, давая рудные поля комбинированного типа. К ним относятся большинство колчеданных и полиметаллических полей Урала и Алтая, многие золото-рудные и другие месторождения.

Однако форма интрузирующей колонны определяется не только соотношением структурных элементов, создающих анизотропию, но и характером динамики геологической среды, в частности соотношением внешних боковых напряжений с вертикальным давлением. Среди многочисленных потенциально существующих путей движения — закрытых трещин — жидкость «выбирает» только те, внеш-

нее нормальное давление на стенки которых меньше внутреннего давления самой жидкости. Только при этих условиях на фронте струи осуществляется гидроразрыв — расклинивание закрытой трещины жидкостью и превращение ее в открытый канал для проходящей струи.

Важную особенность колчеданно-полиметаллических полей плоского типа представляет следующее: при весьма большой протяженности по простиранию (и падению) они обычно лишены дискордантных (в частности поперечных) рудных ответвлений. Между тем структурные элементы подобной ориентировки в зальбандах рудных залежей всегда присутствуют. Эта поразительная особенность линейных рудных полей не находит объяснения при самом детальном изучении в подземных горных выработках контактов рудных тел и сопряжений боковых трещин с рудоконтролирующей зоной. Объяснить ее можно лишь предположением, что степень сжатия поперечных трещин при инъекции рудного флюида превышала давление во флюиде, между тем как в плоскости рудной зоны соотношения были обратными.

На опыте изучения Рудного Алтая было показано (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1963), что типичные плоские рудные поля (Березовско-Белоусовское, Карчигинское) сформированы на глубинах более 3—4 км; поля комбинированного типа (Зыряновское, Золотушинское и др.) — на глубинах менее 3 км; рудные поля с тенденцией к образованию фигур конического типа, характеризующиеся широким развитием взрывно-гидротермальных брекчий, преобладанием колломорфных руд и присутствием характерных абиссофобных минералов (Николаевское) сформированы в приповерхностных условиях на глубине не более 1 км.

Нет сомнения (на основании тех же признаков), что глубины формирования плоских колчеданных полей Среднего Урала (Дегтярское, Левиха, им. III Интернационала и др.) в целом значительно большие, чем глубины становления южноуральских комбинированных и конических рудных полей таких, как Сибайское, Блявинское, Учалинское, им. XIX Партсъезда. Относительно глубинными образованиями являются также плоские золоторудные поля, характерными представителями которых надо считать Колар в Индии, Советский рудник в Енисейском крае, некоторые месторождения Восточного Казахстана и др. Подобные примеры были приведены и для скарново-железорудных месторождений.

Общие условия образования полей плоского типа, таким образом, создают предпосылки для преимущественно эволюционного развития колонны рудоносного флюида на значительных расстояниях ее направленного движения. Этим обстоятельством в значительной мере объясняется тот факт, что именно плоские рудные поля характеризуются особенно большой вертикальной протяженностью, однородностью качеств руд и устойчивостью содержаний полезных металлов на больших расстояниях по простиранию и падению рудных зон.

В этой же связи обращает на себя внимание и второй кардинальный факт: уникальные по своим масштабам однокорневые рудные поля относятся как раз к морфологическому типу плоских и переходных к комбинированным. Напомним некоторые из них: среди колчеданных — Дегтярское и Гай, среди золоторудных Коллар и ряд отечественных, среди железорудных Соколовское и Сарбайское, среди свинцово-цинковых Брокен-Хилл в Австралии и некоторые отечественные.

Корневые части плоских и комбинированных рудных полей располагаются обычно в главных рудоконтролирующих разломах, совпадающих по простиранию с ориентировкой плоских фигур полей. Они тяготеют к местам пересечения продольных разломов поперечными, узлам виргаций и расщеплений зон разломов на клиновидно расходящиеся ветви или к участкам, где зоны разломов соприкасаются с массивами изверженных пород рудоносного комплекса.

3. ОДНОСТОРОННИЕ И РЕЗКО АСИММЕТРИЧНЫЕ РУДНЫЕ ПОЛЯ

Многие рудные поля, особенно относящиеся к плоскому и комбинированному типам, характеризуются резкой горизонтальной асимметрией. Корни таких полей, располагаясь в плоскости главной рудоконтролирующей структуры, проектируются (в плане) не в центр поля, а на его фланг или даже оказываются в стороне далеко за пределами изученной верхней части поля. Яркие примеры асимметричных полей среди рассмотренных в работе представляют собой следующие: среди скарново-магнетитовых — Соколовское; среди колчеданных медных и полиметаллических — Гайское, Учалинское, Зырянское, Золотушинское, Березовское, Иртышское, Белоусовское, Ачисайское, Кличкинское; среди золоторудных — Ольховское, Советское и многие другие.

На сводных вертикальных проекциях этих и аналогичных им рудных полей расположение рудных масс (а нередко и парагенных магматических тел) таково, что обычное предположение о нормальном восстающем движении колонн рудообразующих флюидов (и магм) становится неприемлемым. Асимметрия рудных полей в данном случае отражает асимметрию самих потоков глубинных жидкостей. Последние, проникнув в рудоконтролирующую зону разлома, пористый слой или межпластовый шов, в силу определенных причин не могли растекаться при восстающем движении равномерно в обе стороны в плоскости директивной структуры.

Поток приобретал одностороннее направление, между тем общие закономерности расширения и эволюции его были те же, что и при двустороннем — центробежном и симметричном движении. Поэтому для односторонних полей характерны рудные зоны необычно большой протяженности по склонению при относительно малых мощностях зон и малой ширине в нормальных сечениях.

Таковы, в частности, рудные залежи лентовидного типа (Иванкин, 1957) и залежи типа «манто», как они понимаются в американской литературе (Мак-Кинстри, 1959).

Приведенное выше обобщение фактических материалов показывает, что в основе морфогенеза асимметричных плоских и комбинированных рудных полей лежит векторно направленная инъекция фазово-расслаивающихся жидкостей. Одностороннее направление ее определяется конкретной структурно-геологической обстановкой и динамикой среды в процессе рудообразования.

Для многих рудных полей Юго-Западного Алтая установлено, что сульфидные залежи имеют пологое одностороннее погружение независимо от угла падения директивной структуры. Яркой иллюстрацией этого может служить блок-диаграмма Березовского месторождения. Углы падения вмещающих пород и рудоконтролирующих структур варьируют от 80 до 90°, а углы погружения месторождений по склонению от 10 до 40—50°.

При этом необходимо учитывать, что пологие погружения свойственны и тем рудным зонам, которые заключены в структурах почти вертикального падения. В ряде случаев погружение рудных зон обусловлено погружением осей складок (Зыряновское) или клиновидных сопряжений рудоконтролирующих поверхностей (Золотушинское, Николаевское). Подобные погружения рудных зон можно считать типичными для районов с глыбово-складчатым строением и преобладанием горизонтальных стрессов и взбросо-сдвиговых деформаций в период формирования рудных полей (Иванкин, Иншин, Кузечный, 1963, стр. 263).

В региональных зонах смятия, породы которых помимо хорошо выраженной сланцеватости имеют совершенную пологую линейную ориентировку, формируются, по-видимому, всегда резко асимметричные плоские рудные поля. Примерами могут служить рудно-алтайские месторождения, заключенные в Иртышской зоне смятия (Березовское, Белоусовское, Иртышское, Карчигинское), а также Левихинская, Красноуральская (Первов, 1958) и другие группы колчеданных месторождений Среднего Урала, заключенные в зонах динамометаморфических сланцев и имеющие характерное «скатывание» рудных тел по простиранию.

В швах глубинных разломов, отличающихся особенно большой подвижностью и односторонне направленным ламинарным течением горных пород при региональных сдвиговых движениях, эндогенные жидкости формируют рудные поля с предельно большой горизонтальной асимметрией. Магмы и рудные флюиды, двигаясь почти горизонтально, под углом 10—20°, могут проникать вдоль линейной ориентировки в динамосланцах на расстояния до 6—7 км. Детально описанными примерами этого служат Белоусовско-Глубочанский пучок малых интрузий и гидротермальных струй, а также, по-видимому, рудное поле Брокен-Хилл в Австралии, отличающееся необычайной длиной и пологим погружением «питообразных» рудных залежей.

При сравнении нескольких десятков асимметричных рудных полей выявляется большое разнообразие их фигур, размеров и степеней асимметричности, зависящих от геолого-генетических особенностей и конкретных условий формирования месторождений. Не касаясь здесь задач типизации односторонних полей, отметим одно их общее свойство: уменьшение степени асимметрии фигур с увеличением глубины.

При сравнении рудных полей (см. рис. 23, 30) можно заметить, что контуры фигур на продольных вертикальных проекциях закономерно соотносятся с напластованием пород. В общем виде эту закономерность иллюстрирует рис. 62. Типичным надо считать случай, когда экранирующее влияние анизотропии слоистых складчатых пород на форму рудного поля с глубиной изменяется: на верхних уровнях рудного поля, в особенности в его фронтальной части, оно максимально, на нижних уровнях — минимально.

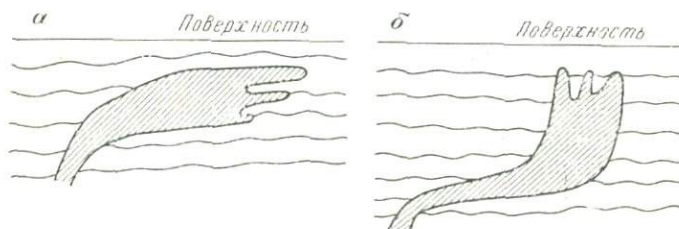


Рис. 62. Типичный (а) и нетипичный (б) случаи взаимоотношения фигур асимметричных рудных полей со слоистостью вмещающих толщ. Заштрихованы продольные вертикальные проекции рудных полей

Изменения эти могут быть значительными. Например, преимущественно согласные с напластованием пород пологие рудные залежи верхних горизонтов рудного поля (и его фронтальных частей) с глубиной сменяются несогласными и крутопадающими; полого склоняющиеся рудные залежи сменяются крутыми столбовобразными или жилевидными и т. д. Подобные изменения свойственны, например, Гайскому, Зыряновскому, Лениногорскому, Соколовскому и другим рудным полям.

Если иметь в виду не отдельные рудные тела, а поле в целом, то применительно к асимметричным полям надо отметить в качестве общей черты тенденцию к более крутой ориентировке в пространстве фигуры поля на глубине и к выполаживанию ее на прифронтальном уровне. В прикорневых частях фигура магматогенного поля не только относительно мала по размеру, но, как правило, она дискордантна к напластованию и складчатости пород. В расширенной части рудного поля увеличивается согласованность во взаимоотношениях рудных зон и вмещающих пород.

Крайние фланги плоских рудных полей представлены очень часто рудными телами, согласными со складчатостью и смятием

пород, причем именно на флангах мы наблюдаем наиболее полную конкордантность руд со структурами вмещающей среды. Таковы, например, седловидные рудные тела Акджала, «рудные складки» Белоусовского месторождения, верхние и фланговые рудные тела Зырянска, воспроизводящие структурные узоры смятых сланцев; таковы залежи типа «манто», сменяющие по восстанию рудные трубы в известняках на мексиканских месторождениях, в Забайкалье и в других рудных районах.

Подобные образования, имеющие небольшие поперечные размеры и большую протяженность по склону при пологих углах погружения в $10\text{--}20^\circ$, могут служить хорошими примерами инъекционного формообразования и полной подчиненности фронтальных рудных струй участкам межпластовых швов с большой линейной проницаемостью. Показательно, что и парагенные малые интрузивные тела в этих условиях нередко имеют форму лентовидных полого склоняющихся залежей, крутых на глубине (Безовское, Белоусовское, Резановское и другие рудные поля).

Можно предложить следующее объяснение подобного поведения магматических и гидротермальных тел на асимметричных полях. При достижении колонной жидкости определенного критического уровня глубины, как мы видели, начинается расширение и дифференциация жидкости. Интенсивность этих процессов нарастает вверх лишь до определенного предела и затем снижается, причем область наибольших по величине нормальных сечений фигуры рудного поля является в этом отношении переходной.

Ниже этой области система обладает запасом избыточной энергии и потому весьма активно воздействует на геологическую среду в механическом отношении, что и выражается в тенденции к дискордантному формообразованию инъекционных и метасоматических тел. Выше располагаются те части колонны, энергетика которых резко снижена и свойства саморасширения утрачены. Ими могут быть дегазированные переохлажденные магмы основного (диабазы), среднего (порфиры, лампрофиры) или кислого состава (порфиры и др.), а также концентрированные гидротермы, находящиеся в предкристаллизационном, т. е. высокомолекулярном, энергетически не активном состоянии.

Эти жидкости, поскольку они являются частью гидродинамической единой системы и характеризуются определенным давлением, обладают способностью к «простой инъекции». Под влиянием избыточного давления они проникают по наиболее доступным пологим межслоевым швам и другим структурным поверхностям, сопряженным с главными рудоконтролирующими каналами. Чем больше отклоняется в сторону струя жидкости от основного ее потока, тем энергетически она становится более пассивной и потому возрастает ее приспособляемость (в отношении формы) к структуре и динамике геологической среды.

Случай, изображенный на рис. 62, б, не типичен для асимметричных рудных полей, так как он характеризует «запрещенную»

в отношении энергетики форму развития гидротермальной колонны. Если колонна флюида, проникнув на данный стратиграфический (и гипсометрический) уровень, получила возможность расширения и дифференциации, то этот процесс энергетически почти неизбежно исчерпает себя на этом уровне (рис. 62, а). Фронтальная часть полого наклонной и протяженной колонны, по-видимому, не обладает запасом энергии, необходимым для того, чтобы прорваться вверх на новый стратиграфический уровень и вызвать повторение расширения и дифференциацию системы.

Для других условий этот вопрос был рассмотрен выше, при обсуждении соотношений горизонтальных силлов траппов и рудных воронок на примере Ангаро-Илимских месторождений Сибирской платформы. В этих условиях хорошо экранированные горизонтальные интрузии получают возможность вертикального движения в отдельных небольших участках, что и приводит к локальному высвобождению потенциальной энергии магмы и к ее взрывообразному распаду на фазы.

Пологие сильно удлиненные по склонению рудные тела, имеющие самые разнообразные формы поперечных сечений («седловидные жилы», рудные складки, изометричные уплощенные или неправильные контуры), широко распространены в рудных районах. Происхождение таких форм трудно объяснить, исходя из обычных представлений о метасоматическом замещении пород рудным веществом или путем отложения его в полостях (это было подчеркнуто при описании Левихинского рудного поля). Отдельные поперечные сечения через такие тела (например, широко распространенные иллюстрации жил «типа Бендиго») в сущности мало поясняют их генезис, так как они не характеризуют тело трехмерно и пространственную связь тел.

Между тем системы полого склоняющихся сильно удлиненных в одном направлении рудных тел свойственны определенному типу рудных полей — полям с резко выраженной горизонтальной асимметрией. Изучение последних приводит к общему выводу, что в основе формообразования таких «необычных» рудных тел лежит процесс направленной инъекции гидротермальных растворов преимущественно по простиранию рудоконтролирующих структур в пределах зон определенной вертикальной протяженности. Поэтому методика геолого-петрографического изучения подобных рудных полей во многом специфична (Иванкин, Кузубный, 1957).

Отметим также, что крупные ошибки в оценках запасов руд, по-видимому, чаще имеют место при разведках односторонних резко асимметричных рудных полей, чем при разведках полей других морфологических типов. Во всяком случае об этом говорит опыт разведки Зырянского, Гайского и Хайдарканского полей. Отсюда следует необходимость при совершенствовании методики разведки учитывать специфические свойства односторонних рудных полей.

4. О КОНФОРМНЫХ И ДИСКОНФОРМНЫХ ОТНОШЕНИЯХ МАГМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ТЕЛ

Магматогенные рудные поля — это определенные совокупности парагенных магматических и гидротермальных тел, среди которых нас практически интересуют тела рудные. Хотя в морфологическом плане отношения тел внутри этих рудно-магматических систем сложны и не могут быть классифицированы без специального их изучения, на первых порах можно различить два крайних случая и попытаться оценить присущие им особенности.

Конформными мы будем называть такие отношения (и рудные поля), когда парагенные магматические тела и рудные залежи сравнимы в известной мере по форме или характеру ограничивающих поверхностей и одинаково ориентированы в пространстве. Так, конформны отношения сложного штока, силлов и даек альбитофира и колчеданных залежей Николаевского рудного поля, поскольку они характеризуются общностью пространственной ориентировки и залегания ограничивающих поверхностей, хотя и резко асимметрично размещены в общей структуре.

К конформным относятся соотношения скарново-рудных зон и интрузивных тел рудоносного комплекса Соколовско-Сарбайского района, те и другие ориентированы в одном направлении, местами имеют общие контакты и в известной мере сравнимы по форме. На конформных рудных полях морфология и ориентировка в пространстве парагенных интрузивов и рудных залежей, очевидно, обусловлена в значительной мере общими причинами.

К **дисконформным** будем относить такие отношения парагенных интрузивов и рудных тел, которые характеризуются несогласной ориентировкой, секущими взаимоотношениями и отсутствием важных черт морфологического подобия. Так, системы лестничных жил в свитах даек гранитоидов представляют собой пример резко дисконформных отношений; дисконформны отношения даек базитов и рудных тел на колчеданных и скарново-магнетитовых месторождениях и т. д. Следует учитывать относительность понятий конформности и дисконформности, а также и то, что во времени и пространстве отношения эти могут изменяться даже в пределах одного крупного рудного поля, на котором представлены разнофазные интрузии.

К общим предпосылкам, обуславливающим конформные отношения магматических и магматогенных рудных тел, относятся следующие: общность структурно-тектонических условий формирования тел вследствие близкого времени становления их или унаследованного развития структур; общность способов формообразования тел (простая интрузия, инъекция фазово-расслаивающихся жидкостей). Соответственно предпосылками возникновения дисконформных отношений надо считать либо резкое изменение условий становления малых интрузий и рудных тел, например вследствие смены плана напряжений и деформаций, либо качественное раз-

личные способов формообразования тел, либо, наконец, оба эти совместно действующие фактора.

В настоящее время надежные критерии для выделения соответствующих обстановок и условий не выработаны и потому мы ограничимся краткими общими замечаниями о своеобразии морфологических отношений магматических и рудных тел на описанных рудных полях.

Колчеданным месторождениям свойственна определенная тенденция к конформности отношений рудных залежей и порфировых интрузивных тел. Это выражается прежде всего в совпадении пространственной ориентировки тел, имеющих нередко общие контакты. Сказанное в одинаковой мере относится к рудным полям с горизонтальным (им. XIX Партсъезда, Лениногорское, Молодежное), умеренно наклонным (Сибайское, Николаевское, Золотушинское, Блявинское) и почти вертикальным залеганием интрузивных тел порфировых пород и рудных залежей (Дегтярское, Березовское, Зыряновское, Тишинское), а также к случаям самой разнообразной формы порфировых интрузивов (пластовидные силлы, дайки, штоки, акмолиты и др.).

На примерах рудных полей Южного Урала, Салаира и Южного Алтая (Иванкин, Нурбаев, 1961) можно отметить и другие признаки конформизма сульфидных залежей и порфиров — приуроченность рудных тел к определенным фациям порфиров. Многие рудные тела Салаира и Блявинского месторождения, например, располагаются в верхних частях распальцованных порфировых штоков; залежи Урского рудного поля, южноалтайских месторождений, Лениногорска (по Малыгину А. А.) приурочиваются к местам выклинок массивных порфировых тел и к шлейфам эруптивных брекчий. Рудные скопления в Сибайском, Гайском и Учалинском рудных полях располагаются в главной своей массе среди брекчий и агломератов сразу выше мощных залежей массивного порфира и т. д.

Напротив, отношения колчеданных залежей и даек диабазов, имеющих «позднерудный» возраст, на этих же рудных полях определено дисконформны. Эти типично трещинные дайки, внедряясь в самом конце рудного процесса, контролируются наложенными структурами и потому пересекают вмещающие породы и колчеданные руды в разных направлениях. Тем не менее они несомненно принадлежат вместе с порфирами и рудами к одному комплексу образований, о чем свидетельствуют их временные отношения и постоянная пространственная связь с рудами, а также тот факт, что по падению (склонению) поздние дайки на колчеданных полях погружаются, как правило, в область их корней (Сибайское, Левихинское, Салаир).

Поздние диабазовые дайки проявляются как образования дисконформные не во всех случаях. На месторождениях, сформированных в условиях относительно больших глубин и в структурах с унаследованным развитием, они конформны и с порфировыми интрузи-

зивами и с колчеданными залежами. Таково, например, Дегтярское рудное поле. Порфириты здесь слагают узкие лентовидные тела, заключенные в руде и согласные с полосчатостью последней.

Напрашивается вывод, что формирование колчеданных залежей на упомянутых полях Урала и Салаира не могло быть сильно оторвано во времени от момента формирования субвулканических порфировых интрузивов и их эруптивных брекчий; механизмы формирования тех и других, помимо очевидных различий, имели также и некоторые общие черты. С этой сближенностью во времени согласуется наш вывод о пространственной приуроченности главных скоплений колчеданных руд к прифронтальным зонам субвулканических порфировых комплексов пород, где преимущественным развитием пользуются пятнистые, полосчатые и фельзитовые разности порфиров, различные их брекчии, серицит-кварцевые и родственные им породы.

Так как корни колчеданных полей располагаются на уровне более полно раскристаллизованных и более однородных пород с меньшим проявлением автометасоматоза, а вертикальная протяженность даже наиболее крупных полей обычно не превышает 1—1,5 км, можно ориентировочно оценивать вертикальную мощность продуктивной ореольной зоны порфировых комплексов не более 1,5—2 км. Этот предварительный вывод нуждается в проверке и уточнении, например, путем сравнительного морфологического анализа южноуральских и среднеуральских хорошо разбуренных колчеданных полей.

Для рудноалтайских месторождений в целом характерны конформные отношения рудных тел и малых интрузивов альбитофир-порфиритового комплекса во всех типах их пучков. Конформность более совершенна у плоских рудных полей, сформированных в зонах смятия, причем именно в этих условиях нередки примеры морфологического подобия и одинаковой ориентировки малых интрузивов и рудных тел (см. рис. 6, 7). Она свойственна и малоуглубленным месторождениям, однако в данном случае проявляются и дисконформные отношения, причем чаще всего опять-таки со стороны наиболее поздних внутрирудных даек базитов. Таковы дайки порфиритов и диабазов Золотушинского, Змеиногорского и Лениногорского рудных полей, пересекающие рудные тела в различных направлениях.

Как уже отмечалось, корни крупных рудноалтайских полей залегают значительно глубже, чем корни колчеданных полей Южного Урала, Чингиза и Салаира. Сами интрузивы рудоносного комплекса представлены малыми телами, которые в пределах освещенных бурением глубин не обнаруживают той зональной сопряженности с рудными телами, которая отмечена для Южного Урала и Салаира. В целом же создается впечатление, что рудно-магматические системы Рудного Алтая более растянуты и во времени и в пространстве (по вертикали) по сравнению с аналогичными системами Южного Урала и Салаира. Этот вывод относится прежде

всего к рудным полям плоского и комбинированного типов, приуроченным к зонам региональных разломов юго-западного Алтая, и подкрепляется общими особенностями магматизма и металлогении Рудного Алтая (Иванкин, 1962).

Скарново-магнетитовым зонам, как уже упоминалось, в целом свойственны конформные отношения с породами материнской интрузии. Самые разнообразные варианты этих отношений хорошо описаны Г. Л. Пospelовым («Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», 1958). Им отмечено, что обычное контактовое положение скарново-рудных тел на границе интрузивов и вмещающих пород свойственно главным образом мелким месторождениям, которые как бы облекают волнистый контакт известняков и гранитоидов. Иногда рудные зоны отходят от контакта интрузива вдоль границ известняков и вулканогенно-осадочных пород, приурочиваются к пологой кровле сиенитов внутри интрузива, но чаще ассоциируют с небольшими телами сиенитов, граносиенитов, диоритов, аплито-гранитов, альбитов и порфиоров как простых, так и сложных очертаний.

Так, для сложных штоково-гребенчатых интрузивов характерно межгребневое положение рудных тел и глубокое их проникновение внутрь интрузива. Внутри интрузива рудные тела обычно приурочиваются к «просвечивающим структурам» — различным останкам вмещающих пород, поглощенных интрузивом. В целом интрузивы и связанные с ними скарново-магнетитовые зоны, по Г. Л. Пospelову, обнаруживают «согласно выраженную зависимость от структур наложения и трещинных структур», что позволяет «...на основе детальных морфологических исследований интрузивов намечать тектонические элементы, которые могут играть и рудоконтролирующую роль» (стр. 109).

В. Г. Корель (1966) отмечает приуроченность многих скарново-магнетитовых зон к фронтальным частям сиенитовых интрузий и морфологическую подчиненность зон поверхностям интрузивов как при простых пологих, так и при сложных «пламевидных» контактах. Учитывая противоречивые «интермагматические» временные соотношения железорудных скарнов и материнских магматических тел, он приходит к выводу о синмагматическом происхождении железоносных скарнообразующих флюидов и накоплении их в процессе интрузии на фронте магматической колонны. Вывод этот хорошо согласуется с конформностью скарново-магнетитовых полей и характеризует отношения материнских магм и руд близкие тем, которые были отмечены выше для комплекса сульфидоносных порфировых интрузий.

На описанных в главе II тельбесских месторождениях, корневые части которых заключены непосредственно в материнских гибридных гранитоидах, конформизм выражается в подчиненности скарново-магнетитовых зон контактовым поверхностям карбонатных пород и диоритов. Он определенно более совершенен у скарново-рудных узлов небольшой вертикальной протяженности (кедровский

тип) и менее отчетлив у относительно глубококорневых узлов, особенно в глубоких частях последних (темиртауский тип). Дайки различного состава, секущие скарны и магнетитовые руды, характеризуются в целом дисконформными отношениями.

Среди месторождений воронко- и столбообразной формы известны как согласные, так и несогласные отношения рудных зон и материнских магматических пород. Конформизм здесь часто выражается в пространственной приуроченности и морфологической подчиненности оруденения определенным структурно-морфологическим зонам и фациям пород продуктивного интрузива. Однако вследствие значительных отличий взрывного и взрывно-гидротермального формообразования рудных масс от существенно интрузивного способа становления магматических тел возникают и дисконформные отношения. Кроме того, в конце брекчиеобразования и метасоматического замещения брекчий рудами остаточные рудные растворы накапливаются в трещинах, формируя обычные секущие жилы. Последние почти всегда присутствуют среди взрывно-гидротермальных брекчий, в особенности в верхних частях их колонн. Иногда жильные руды составляют существенную или даже большую часть товарной рудной массы.

Среди рассмотренных золоторудных полей преобладают дисконформные отношения гидротермальных тел и мелких интрузивов. Иногда дисконформность резко выражена, например на рудных полях Березовском и Желамбет, где жилы располагаются поперек удлинения магматических тел. Однако элементы структурно-морфологической подчиненности гидротермальных жил интрузивам встречаются и на дисконформных полях. Подчиненность эта возрастает по мере увеличения глубины формирования полей и степени их уплощенности. Собственно конформные отношения парагенных интрузивов и кварцевых жил типичны для плоских рудных полей, отличающихся большой вертикальной протяженностью.

Дальнейшее изучение морфогенезиса магматических и рудных залежей и их пространственно-временных отношений на рудных полях следует считать весьма актуальной задачей. В действительности, рудоносные магмы и «постмагматические» руды, по-видимому, больше, чем принято считать, сближены во времени и не так далеко разобщены в пространстве, как предполагается концепцией глубинного происхождения рудного вещества. Это подтверждают конформность магматических и рудных залежей и зональная сопряженность их в ореольных частях магматических комплексов.

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Во многих горнорудных районах центральной задачей геолога и геофизика становится поиск скрытых месторождений полезных ископаемых и оценка глубоких горизонтов эксплуатируемых рудных полей.

Важнейшим условием успешных поисков следует считать детальную комплексную геолого-геофизическую съемку рудных районов в масштабе 1 : 50 000 и крупнее. Задача такой съемки — всестороннее геолого-металлогеническое изучение района и особенно выявление соотношений региональных и локальных рудоконтролирующих структур, расчленение рудоносных магматических пород и рудной минерализации на формационные типы, определение типовых связей полезных ископаемых с литолого-стратиграфическими ярусами, тектоническими структурами и другими картируемыми геологическими образованиями.

Если район достаточно обширен и сложен в металлогеническом отношении, то при подобной детальности его изучения выявляются многие десятки и сотни рудных объектов, среди которых далеко не все имеют промышленное значение. В Прииртышском районе Рудного Алтая, например, из 150 коренных рудопроявлений цветных металлов к промышленным относятся лишь несколько. Среди 720 свинцовых рудопроявлений Центрального Казахстана известно 40 мелких и средних месторождений и 6 крупных объектов (Русаков, Сатпаев, 1958). Опыт изучения Рудного Алтая, Казахстана и других регионов показывает, что подобные соотношения отнюдь не являются показателем только определенной степени изученности района и разведанности рудопроявлений на глубину. Напротив, они свойственны самой природе и объясняются многообразием формационных и генетических типов эндогенного оруденения в сложных регионах. Количество различных геохимических и геофизических аномалий, зарегистрированных в сложных рудных районах, также чрезвычайно велико (сотни и тысячи аномалий), причем не подлежит сомнению, что только какая-то малая часть этих аномалий отвечает скрытым рудным месторождениям, могущим иметь промышленное значение.

Систематическая проверка горными и буровыми работами на глубину всех выявленных рудопроявлений и аномалий нецелесообразна, так как эта дорогостоящая работа ведет к мало оправданным материальным затратам. Повторные пересъемки районов с более строгим соблюдением кондиций и увеличением густоты точек наблюдений далеко не всегда дают желаемый эффект. Автору по личному опыту работы известно несколько рудных районов, где сложилась ситуация, подобная описанной. Выполнены казалось бы все виды современных геолого-геофизических работ, но в итоге остается неопределенной оценка перспектив скрытой рудоносности района и нет необходимой ясности и уверенности в выборе дальнейших направлений и методик работ.

Совершенствование методов прогноза и оценки перспектив рудных районов непосредственно зависит от уровня теоретических представлений о закономерностях рудообразования. Уместно подчеркнуть, что на стадии детального геолого-металлогенического картирования простое качественное изучение и сравнение явлений уже недостаточно, так как цель работ предполагает знание многих количественных характеристик геологических процессов и образований. В районах с неоднократно проявлявшейся минерализацией очень важно знать оптимальные и максимальные возможности рудоотложения, свойственные каждому процессу или рудоносному магматическому комплексу, а также морфологические особенности оруденения, размеры рудных полей и вертикальную их протяженность.

При прогнозной оценке перспектив на глубину до 1 км рудных районов полиметаллического пояса Алтая был применен формационно-металлогенический метод. Он включает: установление всего многообразия форм связи металлического оруденения с литофациями, тектоническими структурами и магматическими породами (отдельными массивами, их фазами и фациями, комплексами); разделение известных 1600 рудопроявлений на формационные (генетические) типы и оценку условий, при которых минерализация каждого формационного типа может достигать той или иной интенсивности и масштаба.

Были установлены оптимальные и максимальные масштабы рудонакопления, свойственные разным магматическим комплексам, рудным формациям и процессам, и разработаны геолого-геохимические и другие критерии, позволяющие различать эти комплексы и формации. В основу прогноза при этом кладется оценка влияния на размещение оруденения в пространстве не отдельных геологических факторов, а взаимосвязанных их групп, определяющих генетический и формационный типы оруденения и свойственные им потенциальные возможности рудоотложения. Таким путем было установлено, что близкие по составу руд, но разные по типу формации (например, полиметаллические — пропилитово-кварцитовая, скарновая и более поздние колчеданная, пирротиновая и др.) отличаются по масштабам накопления полезных металлов в десятки и

сотни раз. Соответственно сильно различаются у них формы, размеры и глубинность рудных полей.

Метод формационно-металлогенического анализа является, по видимому, пока наиболее надежным при количественной оценке общих перспектив рудоносности рудных районов и полей, геологические особенности которых достаточно определились. Практическое применение этого метода предполагает выяснение структурных связей между пространственно сближенными рудопроявлениями того или иного формационного типа и связей оруденения с материнскими магматическими породами. Иными словами необходимо знать геолого-генетические особенности самой металлической минерализации, а также условия и признаки ее проявления в виде рудных полей первого, второго или третьего родов.

По мнению автора, все изложенное в предыдущих разделах настоящей работы приводит к выводу, что естественным объектом поиска и оценки должны являться именно рудные поля. Между тем в обычной практике геологосъемочных и поисковых работ мы ориентируемся на обнаружение рудных тел (а также их прямых и косвенных индикаторов), т. е. в общем случае — небольших составных частей рудных полей. На первый взгляд может показаться, что больших различий в подходе к делу не будет, так как обнаруживая рудное тело и развивая разведку, мы в конечном счете оконтурим рудное поле, если оно имеется. Однако в действительности вопрос этот имеет не формальный, а глубоко принципиальный характер, это мы попытаемся показать на примерах методик рудной геофизики.

В основе методов рудной геофизики при «прямых поисках» лежит связь между физическими свойствами рудного тела определенного состава, его формой, размерами, глубиной и условиями залегания, с одной стороны, и характером аномального физического поля, картируемого с помощью приборов на поверхности земли или в скважинах, с другой. Обычно подразумевается, что рудное тело резко отличается от вмещающей среды по тому или иному физическому свойству и лежит на сравнительно (с размером тела) небольшой глубине. В противном случае оно вообще не даст необходимых индикаций, так как аномальный эффект пропорционален разнице в физических свойствах пород и руд и обратно пропорционален некоторой степени глубины залегания тела.

Между тем рудные тела далеко не всегда резко отличаются по физическим свойствам от вмещающих пород. Поиски даже неглубоко залегающих рудных тел затруднены высоким уровнем мешающих физических полей, обусловленных неравномерной мощностью рыхлых отложений, физическими и физико-химическими особенностями вмещающих пород и другими причинами. Дополнительные осложнения создаются случайным характером «сечения» рудных тел эрозионным срезом. Даже однотипные по строению рудные тела, срезанные на разных уровнях, обладают значительно отличающимися физическими свойствами. Например, в условиях Руд-

ного Алтая скрытые (неэродированные) полиметаллические залежи вследствие окварцевания, баритизации и вкрапленного характера оруденения в верхних частях фиксируются методами электроразведки как объекты с высоким удельным электрическим сопротивлением. Аналогичные же тела, вскрытые эрозионным срезом на уровне средних и нижних своих частей, где развиты массивные сульфидные руды и серицит-хлоритовые изменения вмещающих пород, отмечаются теми же методами как хорошо проводящие объекты. Заметим также, что в практической работе геофизик-рудник, ожидая встретить аномалию от «рудного тела», недоучитывает реально существующую сложность строения изучаемой рудоносной структуры. Его рабочие гипотезы обычно сильно упрощены и не учитывают все возможные варианты обстановок, зависящие от размеров, форм, глубины залегания искоемых объектов и их переменных связей с различными геологическими образованиями на данном участке (Иванкин, Лиогенький, 1956).

Однако самое существенное — это условность всей ориентации на «рудное тело» как объект поиска. В действительности лишь в очень редких случаях промышленное месторождение бывает представлено одним компактным рудным телом соответствующих размеров. Обнаружив посредством аномалий такое тело или его апофизу, мы практически обнаруживаем рудное месторождение. Обычно же промышленные месторождения состоят из совокупности разобщенных, пространственно сближенных и родственных рудных тел, т. е. представляют собой рудные поля или их крупные части. Взаимоотношения рудных тел между собой и их отношение к эрозионному срезу на рудных полях может быть самым различным, причем нередко они таковы, что аномальный эффект одного тела усложняется эффектом от другого и в итоге ожидаемой четкости отношений «рудное тело — вмещающая порода» не наблюдается и соответственно не обнаруживается отчетливых рудных аномалий.

Далее, поскольку рудные тела по своим размерам в десятки, сотни и более раз меньше рудных полей по объему, то, ориентируясь на поиски рудных тел, геофизические методики пока не могут обеспечить и не обеспечивают поиски и объемное картирование рудных полей. Этим объясняется то обстоятельство, что при огромном накопленном опыте геофизического изучения рудных районов, когда количество выявленных аномалий в том или ином регионе исчисляется тысячами, мы не имеем сколько-нибудь определенных представлений об аномалиях, отвечающих рудным полям.

Наконец, необходимо сделать еще одно замечание. Хорошо известно, что мелкий обособленный рудный объект в определенных геологических условиях способен создать четкое аномальное поле. Так как в сложных рудных районах количество мелких объектов в десятки и сотни раз превышает количество промышленных месторождений, то среди массы подобных не перспективных аномалий выявить единичные аномалии, заслуживающие внимания и постановки детальных работ, очень трудно.

Таким образом, задача поиска отдельного рудного тела в общем случае не может решаться рудной геофизикой успешно без учета физических полей, свойственных естественным совокупностям таких тел — рудным полям. Поскольку в настоящее время о таких физических полях мы не имеем систематических сведений, сбор и систематизация их становится важной задачей повышения эффективности методов рудной геофизики.

В последние годы в институте СНИИГГИМС М. В. Семеновым начаты геофизические исследования, ставящие своей целью выявить физические поля, которые отвечают рудным полям различных размеров, морфологических типов, симметрии и ориентировки в пространстве. В частности, изучалась структура естественного электрического поля на рудных полях, приуроченных к региональным зонам смятия и относящихся к типу плоских односторонних с характерными для них лентовидными залежами. Таковы Новоберезовское, Карчигинское, Иртышское месторождения, системы промышленных зон южной части Зырянской рудоносной структуры на Рудном Алтае, а среди уральских — Дегтярское (двустороннее). Установлено, что рудным полям этого морфологического типа свойственны следующие особенности объемного строения естественных электрических полей (Иванкин, Семенов, 1967).

В пределах рудоносных площадей существуют естественные электрические поля, связанные не с отдельными рудными телами, а со всей совокупностью рассредоточенных залежей, имеющих общие глубинные корни. Эти физические поля имеют двухполосную структуру. Для односторонних рудных полей с залежами лентовидного типа характерна сравнительно простая структура объемного физического поля, названного локальным аномальным полем I порядка: наиболее интенсивный отрицательный полюс приурочен к фронтальной части рудного поля и обычно несколько вытянут по простиранию его. Положительные электрические поля отвечают глубоким прикорневым частям рудного поля, причем наиболее интенсивный положительный полюс приурочен к области выклинивания рудных залежей на глубине.

Линия, соединяющая отрицательный и положительный полюса, т. е. ось дипольной электрической системы, расположена в плоскости рудного поля и наклонена в соответствии с наклоном фигуры его под соответствующим углом к горизонту. Осевая линия электрической системы, по-видимому, совпадает с осью фигуры рудного поля. Наклон ее часто бывает очень пологим, а не близким к вертикали, как это считалось раньше в методике электроразведки. Например, для Ново-Березовской зоны угол наклона оси электрической системы к горизонту составляет 35° (к северо-западу), для Карчигинского рудного поля он равен $15\text{--}20^\circ$ (к юго-востоку).

Расстояния между отрицательными и положительными полюсами электрической системы обычно велики. Они нередко превышают $1\text{--}2$ км, причем имеющиеся полевые и теоретические данные

позволяют считать, что чем длиннее по склонению фигура рудного поля, тем больше наблюдающееся расстояние между положительным и отрицательным полюсами электрической системы. К сожалению, наиболее глубокие части геофизически изученных рудных полей лежат за пределами достигнутых бурением глубин, поэтому дать более точную количественную связь пока не представляется возможным.

Распространенное среди геофизиков представление, что структура естественного электрического поля может быть уподоблена структуре поля истинного диполя (или нити диполей) с точечными размерами — находится в явном противоречии с установленными фактами. Установленная реальная структура электрического поля исключает предположение о вертикальной поляризации в рудных залежах. Она подтверждает вывод об асимметрии рудно-магматических систем (геометрической и вещественной) и указывает на разные физико-химические свойства прикорневых и фронтальных их частей.

Объемы горных пород, в которых наблюдаются отрицательные электрические поля на рудных полях плоского типа, обычно меньше, чем объемы, в которых распространены положительные поля. По имеющимся сведениям, на долю отрицательных полей приходится примерно одна треть — одна четверть от всей изученной длины рудных зон по склонению. Поэтому при известном размере отрицательной части поля возможен предварительный прогноз о размерах всего месторождения, включая неразведанные глубинные его части. Следовательно, при разведке месторождения с протяженными залежами (лентовидного типа) достаточно изучить поведение естественного электрического поля и рудных залежей на поверхности земли и в 2—3 полных разрезах, чтобы получить предварительное представление о форме, размерах и склонении всего месторождения, включая глубинные неразведанные его части.

На поверхности земли такие крупные дипольные электрические системы также проявляются в виде локальных аномалий больших (километровых) размеров, с низкой интенсивностью и градиентами поля. Отдельные вершины рудных тел, подвергающиеся окислению в зоне гипергенеза, создают свои аномальные электрические поля. Такие небольшие по размерам, но более интенсивные локальные отрицательные аномалии, целесообразно выделять в практической работе как аномалии II порядка. Они отчетливо накладываются на аномалии I порядка (создаваемые рудными полями) и усложняют их конфигурацию и строение. Таким образом, имеются основания полагать, что на рудных полях существуют гетерогенные различные по природе естественные электрические поля.

Естественные электрические системы полиметаллических рудных полей других морфологических типов (конического и комбинированного) пока слабо изучены. О их объемной структуре что-либо определенное говорить преждевременно. Можно лишь отметить бо-

лее близкое к изометричному очертание отрицательной части физического поля как в плане, так и в объеме, а также, по-видимому, значительно большую, чем для лентовидных зон, протяженность на глубину отрицательной части электрической системы. Недостаточно изучен геофизически также случай многокорневого рудного поля, когда в пределах одной рудоносной структуры каждый обособленный рудный узел имеет свою корневую часть. Подобные условия имеют место, например, на Змеиногорском рудном поле. Предварительный анализ геолого-геофизических материалов по этому рудному полю показывает, что некоторые обособленные системы рудных тел в данном случае характеризуются своими особенностями аномальных естественных электрических полей, выступающими на фоне общей крупной аномалии многокорневого рудного поля.

Что касается других физических полей, отвечающих рудным полям, то по ним имеются пока лишь отрывочные сведения. Так, М. В. Семеновым сведены данные по большому числу аномалий вызванной поляризации над колчеданными и полиметаллическими рудопроявлениями, причем размеры аномалий во всех случаях, когда это было возможно, сопоставлялись с промышленной ценностью объекта.

Оказалось, что во всех изученных рудных провинциях наиболее крупные аномалии ВП приурочены к собственно рудным полям и сопоставимы с ними по размерам. Вероятно, такие крупные аномалии ВП являются результатом влияния всей массы гидротермально измененных минерализованных пород, заключенных в объеме данного рудного поля. Отдельные сравнительно крупные аномальные оси, часто являющиеся лишь элементами более крупных аномалий, соответствуют промышленным месторождениям, т. е. отдельным крупным частям рудного поля. Более мелкие аномальные оси соответствуют обычно обособленным мелким рудопроявлениям и малым частям рудных полей. Следует ожидать также, что связи между структурой магнитного поля и рудными полями разной природы, типа и ориентировки в пространстве также будут разнообразными и многопорядковыми. Связи эти в общем плане пока не выявлены.

Таким образом, практически подтверждается следующий вывод: рудное поле как определенное геологическое целое характеризуется аномальными физическими полями. Приведенные примеры убеждают в необходимости тщательного изучения электрических, магнитных и других физических полей, отвечающих железорудным, золоторудным, полиметаллическим, редкометалльным и другим рудным полям с присущими им геометрическими формами, строением, симметрией и зональностью.

Признание этого факта приводит к выводу о том, что в теории и методе геолого-геофизического изучения рудных регионов своевременен и необходим переход от изучения связи «рудное тело — аномальное физическое поле» к изучению более широкой и ближе

отвечающей природным условиям связи «рудное поле — аномальное физическое поле I порядка», частями которой являются подчиненные связи «рудное тело — аномальное физическое поле высокого порядка». Учет связей разных порядков, выявление ведущих и подчиненных связей — становится необходимым условием создания методики объемного геолого-геофизического изучения рудных районов и количественной оценки перспектив скрытой рудоносности. В этом мы видим также путь значительного увеличения «глубинности» методов рудной геофизики.

В настоящее время необходимо привести в систему накопившиеся во многих организациях данные по геолого-геофизическим особенностям магматогенных рудных полей с целью выявления таких их качеств, которые отражаются в физических полях, фиксируемых приборами.

Морфологический анализ и типизация рудных полей, чему посвящены основные разделы настоящей работы, должны быть продолжены в более широком плане и углублены. Они должны также дополняться обобщением геофизических данных и постановкой специальных исследований с целью типизации соответствующих физических полей, естественных или искусственно создаваемых в масштабе рудного поля.

В качестве предварительной программы такой работы, особенно актуальной для относительно полно изученных давно освоенных промышленностью рудных регионов, можно рекомендовать следующую.

1. Выявление морфологии, типовых особенностей фигур и размеров рудных полей, определение главных количественных параметров и симметрии их. Структурно-геологические особенности рудных полей. Проявление этих свойств и параметров в региональных и локальных физических полях.

2. Внутреннее строение рудных полей. Особенности размещения рудных масс в пределах их фигур. Структурно-морфологическая и вещественная зональность. Объемное распределение физических свойств и полей: удельного электрического сопротивления, поляризуемости, магнитной восприимчивости, плотности, электродных потенциалов, упругих свойств, рН грунтовых вод, температуры и др. Связь кажущихся физических свойств с уровнем современного эрозионного среза, фронтальными, прикорневыми и другими зонами (частями) рудного поля. Возможный характер отражения отдельных элементов рудного поля в различных физических полях.

3. Литолого-стратиграфическая и структурная позиция рудных полей. Характер отражения благоприятных структур, толщ и горизонтов в физических полях. Специфические особенности аномалий, отвечающих рудным полям.

4. Отношение рудных полей (и их корней) к материнским магматическим комплексам. Обоснование и выделение рудных полей первого, второго и третьего рода. Особенности физических свойств тех магматических тел (фаз или фаций комплекса), которые вме-

сте с рудными зонами составляют закономерные рудно-магматические системы или располагаются непосредственно под рудными полями. Зональные изменения физических полей, свойственные магматическим рудоносным комплексам, и определение места рудных полей в этой зональности.

5. Общие закономерности локализации корней рудных полей в специфических участках глубинных разломов и различных тектонических узлах. Характер отображения в физических полях таких участков и узлов при залегании их на разных глубинах от эрозионного среза.

Вполне понятно, что эту программу надо рассматривать как дополнение к тем обязательным работам структурно-геологического и петрографо-геохимического характера, которые обычно выполняются на рудных полях в процессе их детального изучения.

Выполнение подобных работ по освоенным горнорудным районам вооружит геолога и геофизика знанием таких мало изученных пока закономерностей, которые сделают вполне реальным глубинный прогноз. Поскольку многие рудные поля разведаны до глубины 0,5—1,0 км, то знание их фигур, закономерностей расположения и ориентировки в региональных структурах, с учетом знания создаваемых ими физических полей, делает принципиально возможным прогноз в прилежащих структурах на глубины, сопоставимые с горизонтальными и вертикальными размерами изученных рудных полей.

Целесообразная последовательность работ по дальнейшему изучению освоенных горнорудных районов представляется нам в следующем виде.

Комплексное геолого-геофизическое картирование районов в масштабе 1 : 50 000, в первую очередь на площадях, выделенных на прогнозно-металлогенических картах средних масштабов в качестве наиболее перспективных по потенциальной рудоносности. Картирование должно сопровождаться выполнением приведенной выше программы работ по всему рудному региону, а также другими специальными тематическими работами. Основная цель последних — определить формационные и генетические особенности всех известных в регионе рудопроявлений; выявить на основе формационно-металлогенического анализа потенциальные возможности рудонакопления в благоприятных структурах для каждого проявившегося в районе процесса рудообразования.

Практически, судя по опыту прогнозирования на Рудном Алтае, это вполне разрешимая задача. Однако она предполагает достаточно полно обоснованное выделение рудных комплексов и рудных формаций, т. е. прежде всего всестороннее геолого-структурное и петрографо-минералогическое изучение типовых крупных, средних и мелких месторождений, а также массы рудопроявлений, заведомо не имеющих промышленного значения. При сравнительном анализе рудных формаций всех типов четко определяются поисковые критерии на перспективные формации и выявляются те не менее

важные признаки, по которым должны «отсеиваться» мелкие рудопроявления.

На этой же стадии работ оформляются представления о магматогенных рудных полях разного рода: ореольных (бескорневых); рудно-магматических системах второго рода с корнями, заключенными внутри крупных плутонов определенного типа; пучках малых интрузий и рудных зон, не имеющих прямой связи с обнажающимися магматическими плутонами (поля третьего рода). Определяются параметры и характерные признаки полей. Тем самым во многом конкретизируются задачи и методика всей дальнейшей поисково-оценочной работы как для геолога, так и для геофизика.

Связи между структурно-геологическими условиями образования месторождений, типами рудных формаций и морфологическими особенностями рудных полей достаточно определены и закономерны. Это позволяет четко определять в каждом конкретном случае цели работ и объекты поиска при детальном геолого-геофизическом картировании рудных регионов.

На ранних этапах изучения рудоносных площадей объектом разведки являлись обособленные рудные зоны, залежи, локальные группировки продуктивных жил, именовавшиеся обычно отдельными «месторождениями» или «рудными участками». Разведки сопровождалась крупномасштабными геологическими съемками (1:5000 — 1:2000) очень малых площадей, непосредственно прилегающих к участкам буровых и тяжелых горных работ. Разрозненные детальные карты частей единой рудоносной структуры естественно не давали необходимых полных представлений о всей структуре. Выявление фундаментальных связей между обособленными «месторождениями» и «участками», позволяющее объединить их в единую систему рудных тел, имеющих общие глубинные корни, приходит позднее, когда разведкой вскрываются прикорневые и корневые зоны рудных полей. Потребовались длительные сроки изучения и эксплуатации крупных рудных полей (многие десятилетия и даже столетия), современные новые средства и технические возможности проникновения на глубины, наконец, накопление огромного опыта изучения рудных месторождений прежде, чем практика разведки сделала возможным выявление этих фундаментальных связей.

Однако добытые с таким трудом знания позволяют не повторять прошлый слишком трудоемкий путь в разведке вновь обнаруживаемых рудных полей. На их основе принципиально возможно существенное улучшение методов и приемов промышленной оценки месторождений. Помимо структурных закономерностей рудолокализации и минералого-геохимических (формационных) особенностей оруденения, в основу эффективной методики должны быть положены закономерности морфологии и морфогенеза рудных полей, типизированные для различных условий и обстановок. При надлежащей организации коллективных работ эти закономерности могут

быть выявлены за сравнительно короткий срок в главных рудных районах СССР и по наиболее важным видам эндогенных полезных ископаемых.

Опираясь на достаточно полно разработанные морфологические классификации рудных полей, с учетом их количественных параметров, выявленных соотношений горизонтальных и вертикальных размеров, угловых величин и основных свойств зональности, — мы сможем уже на ранних стадиях разведки рудоносной площади предвидеть многие особенности скрытого рудного поля.

Детальное структурно-геологическое картирование площади в масштабах 1 : 10 000 — 1 : 2 000 и разведка рудных зон до глубин 100—300 м, как правило, обеспечивает определение структурного типа рудного поля и важнейших рудолокализирующих структурных элементов. На этой стадии разведки необходимо ставить задачу *оконаливания* всего рудного поля, т. е. выявление вероятных естественных его границ. Анализ структурной обстановки, закономерностей размещения магматических и гидротермальных пород и учет геофизических данных позволяет выработать на этой стадии разведки предварительные гипотезы о морфологическом типе рудного поля, положении его фронтальных и корневых частей. Тем самым в первом приближении определяются качественно различные участки рудного поля, требующие от разведчика дифференцированного подхода к их оценке.

Более глубокая разведка по существу превращается в объемное картирование рудоносных структур. При глубине разведки 300—500 м для подавляющего количества магматогенных рудных полей, по-видимому, возможно определение основных количественных параметров — коэффициентов уплощенности и вертикальной протяженности их фигур и других. Знание этих параметров и характера симметрии рудного поля обеспечит выбор наиболее эффективной системы размещения глубоких буровых скважин и подскажет минимально необходимое их количество для разведки средних и глубоких частей рудного поля.

На многочисленных примерах было показано, что размеры корневых рудных полей с глубиной сокращаются и корни их всегда представляют собой узко локальные структурные узлы. Подробно описаны приемы анализа материалов, позволяющие обнаруживать подобные узлы в основании магматогенных рудных полей. Эта объективная закономерность, если она своевременно вскрывается на промежуточных стадиях глубокой разведки, позволяет строго целенаправленно задавать так называемые поисково-структурные скважины глубиной 1,0—1,5 км, а иногда и более.

Здесь уместно сделать общее замечание о том, что глубокие и сверхглубокие скважины должны, как правило, проектироваться на стадии, когда общие структурные и морфологические особенности рудного поля и положение его корней достаточно надежно уже намечались. Основными требованиями к обоснованию таких скважин должны быть четкие представления о фигуре рудного поля

на верхних и средних горизонтах и прогноз о поведении ее на глубину. Морфологический анализ рудного поля и на этой стадии разведки становится совершенно необходимым условием повышения эффективности работ, так как только с помощью этого анализа определяются оптимально необходимое количество дорогостоящих глубоких скважин и места их заложения.

Таким образом, на стадии поиска мы должны опираться на знание общих закономерностей локализации рудных полей в региональных структурах и на представления о их морфологии, размерах, минералого-геохимических особенностях, зональности. На стадии разведки, когда по существу изучается внутреннее строение рудного поля, объектом поиска и оценки становятся рудные тела. Этим определяются масштабы структурно-геологического картирования (объемного) и густота сети разведочных выработок. Специфика приемов изучения внутреннего строения рудных полей во многом зависит от морфологического типа поля. В частности, методика картирования и разведки ореольных и корневых, однокорневых и многокорневых, симметричных и асимметричных рудных полей не могут быть однотипными. Знание общих свойств целого (рудного поля) предопределяет во многом методику изучения и оценки составляющих его частей (рудных тел, участков, «месторождений»). Подчеркнем еще раз особую актуальность развития и углубления теоретических представлений о морфогенезе и глубинности рудных полей разных классов и типов.

Накопление систематических данных по морфологии рудно-магматических систем открывает перед исследователем новые возможности количественного изучения механизмов эндогенного рудообразования. Представляется, в частности, вполне реальной возможностью математического описания фигур рудных полей с решением различных задач, например: выявления количественных связей между различными свойствами геологической среды и морфологическими типами и размерами полей; закономерных отношений между горизонтальными и вертикальными размерами полей; анализ угловых величин, характеризующих интенсивность расширения «геохимического потока» и интенсивность рудоотложения на разных глубинах в земной коре; зависимостей между уровнем сечения по отношению к фронту или корню рудного поля и количеством и качеством руд и тому подобных. Характер разветвления рудных тел (минерализующих струй) в границах поля, продольная струевая и поперечная зональность минералоотложения в масштабах всего поля также могут найти математическое выражение, так как эти элементы внутреннего строения поля в конечном счете функционально связаны со свойствами его фигуры.

Мы полагаем также, что заслуживает особого внимания не только геологов, но и теоретиков физиков и физико-химиков проблема термодинамической интерпретации фигур наиболее полно изученных магматогенных рудных полей, рудоносных комплексов и дифференцированных интрузий.

Относительно полно изученные рудные районы и рудные поля, где на протяжении столетий и десятилетий человеческая мысль билась над решением по существу общих проблем познания глубинных магматических процессов, могут и должны рассматриваться в качестве своеобразных исследовательских лабораторий современных фундаментальных наук. Не должно быть иллюзий, что современная физика (включая термодинамику, механику сплошных сред, теорию тепломассообмена, гидравлику) и физико-химия имеют «готовые» теоретические решения тех задач, которые в прикладном геологическом аспекте решает петролог, металлогенист и геолог-рудник.

Напротив, учение о рудных месторождениях и петрология, пожалуй, впервые начинают определять общие задачи по физике и химии глубинных магматических систем, решение которых не может быть осуществлено без оформления особой теории, учитывающей неповторимые свойства этих систем и особые условия их развития в недрах земли. Одной из таких задач является проблема морфогенеза интрузий магм и фазово-расслоенных флюидно-магматических колонн. Разработка основ термодинамической теории рудно-магматического процесса для гипабиссальной зоны земной коры позволит многое предвидеть в строении более глубинных зон планеты, так как магматогенные рудные поля в конечном счете могут быть рассмотрены как специфически дифференцированные части глубинных комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Ажгирей Д. Г., Ажгирей Р. М., Коробов В. В. О металлогении гранитных интрузий в Хаширо-Большереченском районе Рудного Алтая. Новосибирск, 1966. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 39).
- Александров А. Д., Колмогоров А. Н., Лаврентьев М. А. (ред.). Математика, ее содержание, методы и значение. Изд-во АН СССР, 1956.
- Альфелд А. Зональное распределение рудных месторождений в Боливийской металлогенической провинции (пер. с англ.) ОНТИ ВСЕГЕИ, вып. 11, 1959.
- Амирасланов А. А. Основные типы месторождений свинца и цинка. Госгеолтехиздат, 1957.
- «Ангари-Ишимские железорудные месторождения» (ред. Чернышев Г. Б.). Госгеолтехиздат, 1960.
- Аристов В. В. Вопросы теоретического обоснования поисков скрытых постмагматических месторождений. «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка» 1964, № 6—7.
- Архангельская В. В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 93, 1963.
- Асланян А. Т. Некоторые вопросы теории вулканической деятельности. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
- Бабаев К. Л. Вопросы морфогенеза Койташских скарновых тел. «Докл. АН УзССР», 1950, № 4.
- Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии, внутреннее строение и морфология. Ташкент, 1960.
- Бабенко В. М., Вольфсон Ф. И., Титов В. Н. Основные черты структуры месторождения Центральный Кансай. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля». Изд-во «Наука», 1965.
- Белов Н. В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. В кн. «Химия земной коры», т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Бернштейн П. С., Петровская Н. В., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля. Тр. ЦНИГРИ, вып. 45, 1961.
- Бетехтин А. Г. К вопросу об изучении рудных месторождений. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1939, № 2.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
- Билибин Ю. А. Избранные труды, т. 1, 2, 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- Бок И. И., Мирошниченко Л. А. Полиметаллические месторождения

Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1958. (Мат-лы научной сессии по металло-генетическим и прогнозным картам).

Бок И. И. Об особенностях дистилляционной (пневматолито-гидротермальной) деятельности магм на разных глубинах земной коры и в связи с различными типами магматических очагов. В сб. «Геология, горное дело, металлургия». Металлургиздат, 1959.

Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. Metallurgizdat, 1947.

Бородаевский Н. П. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35, 1960.

Бородаевская М. Б., Михайлова М. С., Нафиков У. С. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Учалинского рудного поля. Тр. ЦНИГРИ, вып. 37, 1960.

Бородаевская М. Б., Перижняк Н. А. Некоторые вопросы структуры Гайского месторождения медноколчеданных руд. «Геология рудных м-ний», № 2, 1961.

Бородаевская М. Б. и Перижняк Н. А. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Сибаяевского рудного поля (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 40, 1961.

Борсук А. М., Масуренков Ю. П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1964, № 4.

Босворт Р. Ч. Л. Процессы теплового переноса (пер. с англ.). Изд-во иностр. лит-ры, 1957.

Бриннер Л. Брекчиевые и галечные столбчатые тела, связанные с эпигенетическими месторождениями. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений» вып. 2. Изд-во «Мир», 1964.

Булытников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной области. Изд. Томского гос. ун-та, 1948.

Буров П. П., Курек Н. Н. Риддерское полиметаллическое месторождение на Алтае. «Цветные металлы», 1939, № 3—6.

Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.

Ведерников П. Г. О взаимоотношении малых интрузий и сульфидных залежей в Березовско-Белоусовском рудном поле. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960 (Тр. Алтайск. горно-металлург. ин-та, т. VIII).

Ведерников П. Г. О дайках-брекчиях Верхубинского месторождения. Инф. сборник геолого-разведочной службы Рудного Алтая. Усть-Каменогорск, 1961.

Великий А. С. Структуры рудных полей. Изд-во ЛГУ. 1961.

Вернадский В. И. Химическое строение биосферы и ее окружения. Изд-во «Наука», 1965.

Волярович М. П. Исследование физико-механических свойств горных пород при различных давлениях. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений юго-западного Карамзара. Изд-во АН СССР, 1951.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд-во АН СССР, 1952.

Вольфсон Ф. И. и Лукин А. И. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.

«Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений». Изд-во АН СССР, 1955. (Тр. ИГН, № 162).

«Вопросы теории разрушения горных пород действием взрыва». Госстройиздат, 1958.

Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Пртышского полиметаллического месторождения на Алтае. Госгеолтехиздат, 1963.

Воронин И. В., Долматов Г. К. О дизъюнктивной тектонике Сибайского колчеданного месторождения. Госгеолтехиздат, 1962. (Мат-лы по геологии и полезн. ископаемым Южного Урала).

В о ю ц к и й С. С. Растворы высокомолекулярных соединений. Госхимиздат, 1960.

В у к а л о в и ч М. П. Термодинамические свойства воды и водного пара. Машгиз, 1958.

Г а з и з о в а К. С. Медное месторождение Коунрад. Госгеолтехиздат, 1957.

Г е р м а н А. К., Р у с а к о в а Л. Д. Медноколчеданное месторождение Бяла на Южном Урале. Госгеолтехиздат, 1962. (Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 3).

Г р е й т о н Л. К. Зоны глубины в рудных месторождениях. ОНТИ, 1938. (Тр. МГРИ, т. XI).

Г р е й т о н Л. К. Предположения о вулканическом тепле. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.

Д е Г р о о т С., М а з у р П. Неравновесная термодинамика. Изд-во «Мир», 1964.

Г л у щ е н к о И. И. Пеплы северной Камчатки и условия их образования. Изд-во «Наука», 1965.

Д ы м к и н А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургай. Изд-во «Наука», Сиб. отделение, Новосибирск, 1966.

Е л и с е е в Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.

Е р м а к о в Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковского гос. ун-та, 1950.

Е р м о л а е в К. Ф. О морфологии и условиях образования рудных тел Лениногорского месторождения. В кн. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». Госгеолтехиздат, 1957.

«Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области» (отв. редактор И. П. Бардин), т. 1, кн. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

З а в а р и ц к и й А. Н., З а в а р и ц к и й В. А., Ш а д л у н Т. Н. и др. Колчеданные месторождения Урала. Изд-во АН СССР, 1950.

И в а н к и н П. Ф., Л ю б е н ь к и й С. Я. Опыт применения поисковой электроразведки на Рудном Алтае. «Вестник АН КазССР», № 8 (137), 1956.

И в а н к и н П. Ф., К у з е б н ы й В. С. К методике петрографо-минералогического изучения рудных зон в Прииртышье. «Вестник АН КазССР», № 6 (147), 1957.

И в а н к и н П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. Госгеолтехиздат, 1957.

И в а н к и н П. Ф., И н ш и н П. В., К у з е б н ы й В. С., В е д е р н и к о в П. Г. О «добатолитовых» порфиризовых интрузивах Рудного Алтая и их рудоносности. «Докл. АН СССР», т. 130, № 2, 1960.

И в а н к и н П. Ф., К у з е б н ы й В. С. О верхней возрастной границе и глубине формирования Николаевского месторождения на Алтае. «Вестник АН КазССР», № 2, 1960.

И в а н к и н П. Ф. Проблема пучков малых интрузий и гидротермальных струй. «Докл. АН СССР», т. 138, № 4, 1961.

И в а н к и н П. Ф., И н ш и н П. В., К у з е б н ы й В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1961.

И в а н к и н П. Ф., Н у р б а е в З. М. Основные вопросы генезиса свинцового оруденения Южного Алтая. «Сов. геология», 1961, № 2.

И в а н к и н П. Ф. Магматизм и закономерности пространственного размещения медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.

И в а н к и н П. Ф. О полиметаллических месторождениях Приаргунья. Чита, 1962. (Тр. Забайкальского ин-та СОАН СССР, вып. 1).

И в а н к и н П. Ф., И н ш и н П. В., К у з е б н ы й В. С. Генетические типы кварцитов Рудного Алтая. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1963. (Тр. Алтайск. горно-металлург. ин-та, т. XVI).

И в а н к и н П. Ф. О морфологических типах пучков малых интрузий и гидротермальных струй. «Докл. АН СССР», т. 149, № 4, 1963.

- Иванкин П. Ф. О происхождении минерализованных брекчий и брекчиевидных руд некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала. Свердловск, 1963. (Тр. Первого Уральского петрографич. совещания).
- Иванкин П. Ф., Тарантов А. С. О морфологии пучка малых интрузий и рудных тел медно-цинкового месторождения на Алтае. В сб. «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири». Новосибирск, 1965. —
- Иванкин П. Ф. О рудно-магматических пучках в вулканогенных формациях. В сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965₁.
- Иванкин П. Ф. О скрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роли в рудообразовании. «Геология и геофизика», 1965₂, № 11.
- Иванкин П. Ф., Кузевный В. С., Иншин П. В., Воробьев Ю. Ю., Стучевский Н. П. О соотношении вулканических и плутонических процессов на Рудном Алтае. Изд-во «Наука» КазССР, Алма-Ата, 1966. (Мат-лы симпозиума по вулк.-плутон. формациям).
- Иванкин П. Ф. О соотношениях некоторых рудных формаций и их смене по простиранию рудных поясов. В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Иванкин П. Ф. О понятии «рудное поле». Новосибирск, 1966₂. (Тр. СНИИГГИМС, вып.39).
- Иванкин П. Ф., Семенов М. В. О новых задачах рудной геофизики на примере поисков и оценки полиметаллических месторождений. Тр. ВИРГ, Л., 1967.
- Иванов С. Н. и Меркулов М. И. Дегтярское колчеданное месторождение, ОНТИ, 1937.
- Иванов С. Н. Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Тр. Горногеолог. ин-та УФАН, вып. 43, 1959.
- Иншин П. В., Иншина В. М. О генезисе «пепловых», флюидалных и сферолитовых структур в интрузивных порфирах Рудного и Южного Алтая. В сб. «Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана». Изд-во «Наука», КазССР, Алма-Ата, 1966.
- Ицвиксон Г. В., Рундквист Д. В. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 27, 1959.
- Карасик М. А. Постмагматические рудные поля и их классификация. Изд. АН УССР, 1963.
- Каюпов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зырянского полиметаллического месторождения. В сб. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». Госгеолтехиздат, 1957.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме. В сб. «Земная кора» (пер. с англ.) Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Кеpezжинскас В. В., Кеpezжинскас К. Б. Эруптивные брекчии месторождения Шахтама в Восточном Забайкалье. «Геология и геофизика», № 5, Новосибирск, 1964.
- Клименко В. М. О брекчиях Верхнего Акагуя. В сб. «Вопросы геологии рудных месторождений Забайкалья». Чита, 1963.
- Корель В. Г. К вопросу образования некоторых скарных железорудных месторождений субщелочной гранитной магмы. Тр. СНИИГГИМС, вып. 39, Новосибирск, 1966.
- Королев А. В. Об интенсивности минералообразующей и рудообразующей струи. «Узбекский геол. журнал», 1959, № 4.
- Королев А. В. Структура рудных полей и месторождений. Изд. средних и высших школ Уз. ССР, Ташкент, 1962.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Классификация полиметаллических рудных полей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Колесников В. В., Корин И. З. Структурные особенности некоторых рудных полей, связанных со складчатым строением (Казахстан). Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ, вып. 41).
- Контарович Б. В. и Кузнецов Н. К. Гидравлика, водоснабжение и гидрсиловые установки. Изд-во физико-мат. лит-ры, 1961.

- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главный фактор магматических и постмагматических процессов. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. «Геология рудных м-ний», 1962, № 5.
- Кормилицын В. С. Некоторые особенности процессов рудообразования в эндогенных мезозойских месторождениях Восточного Забайкалья. В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных м-ний». Изд-во «Наука», 1966.
- Кочергин И. А. Структурный контроль магнетитового оруденения в Тургайском прогибе. «Изв. АН КазССР, серия геол.», вып. 1, 2, 1961.
- Крейтер В. М. Поиски и разведки полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1940.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Кулагашев А. И., Ступница А. И. и др. Основные особенности пучковых структур полиметаллических месторождений Приаргуны. В сб. «Вопросы геологии рудных месторождений». Чита, 1963.
- Лабазин Г. С. Геология полиметаллических месторождений Салаира. Госгеолтехиздат, 1953. (Тр. ВСЕГЕИ).
- Лапухов А. С. Особенности структуры и процессов динамометаморфизма горных пород и руд Салаирского рудного поля. «Геология и геофизика», 1964, № 12.
- Лапухов А. С., Шарапов В. Н. О взаимоотношении даек и оруденения на Салаирском рудном поле. «Геология и геофизика», 1965, № 5.
- Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во ЛГУ, 1957.
- Левцкий О. Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Ленных П. В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала. Тр. Горно-геол. института УФАН СССР, вып. 43, 1959.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения. ГОНТИ, ч. 1, 2, 3, 1934.
- Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А. Месторождения субвулканического происхождения и особенности их поисков. В сб. «Рудоносность вулканических формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- «Магнетитовые руды Кустанайской области» (отв. редактор И. П. Бардин). Изд-во АН СССР, 1958.
- Мак-Кинстри Г. М. Структуры гидротермальных рудных месторождений. В сб. «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Мархинин Е. К. Об энергии образования вулканического пепла. «Докл. АН СССР», т. 116, № 5, 1957.
- Менделеев Д. И. Растворы. Изд-во АН СССР, 1959.
- Меняйлов А. Д. Туфы и кимберлиты Сибирской платформы и их происхождение. Тр. Якутского филиала СОАН СССР (серия геолог.), № 10, 1962.
- Мисник Ю. М. О зависимости удельного расхода взрывчатых веществ от глубины заложения одиночного заряда рыхления. Збл. Ленинград. горн. ин-та, т. XXXVI, вып. 1, 1958.
- Нарайяисвами С., Знауддин М., Рамачандра А. Структурный контроль и локализация золотоносных залежей в рудном поле Колар, Индия. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», № 2. Изд-во «Мир», 1964.
- Нарсеев В. А. Роль полимеризации в формировании расплавов и гидротермальном переносе веществ. «Вестник АН КазССР», № 8, 1964.
- Нарсеев В. А., Летников Ф. А. Об эволюции расплавов и гидротерм на различных уровнях вулкано-плутонической системы. Изд-во «Наука», 1966.

Невский В. А. Трубочатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля. «Геология рудных м-ний», 1960, № 2.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.

Нурбаев З. М. Строение и фациальность порфировых интрузий Южного Алтая. Алма-Ата, 1963. (Тр. лабор. палеовулканографии КазИМС, вып. 2).

Нурбаев З. М., Полетаев А. И. Постинтрузивные рудоносные брекчиевые трубки Коунрадского меднопорфирового месторождения. Изд-во «Наука», КазССР, Алма-Ата, 1966.

Овчинников Л. Н. О взаимодействии расплава базальта с известняками. В сб. «Физико-химич. проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.

Пастухов И. П. Новое о возрасте медноколчеданных месторождений на Южном Урале. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала». Госгеолтехиздат, 1956.

Петровская Н. В. Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 40, 1961.

Петровская Н. В., Бернштейн П. С. и др. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля. Тр. ЦНИГРИ, вып. 45—46, М., 1961.

Первов В. П. Красноуральская группа колчеданных месторождений. Свердловск, 1958. (Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 7).

Перри В. Д. Генезис трубообразных брекчиевых рудных тел. ОНТИ ВИМС, 1962. (Серия «Геология и полезные ископаемые», вып. 19).

«Подземные ядерные взрывы» (пер. с англ.). Изд-во иностр. лит-ры, 1962.

Покровский Г. И. Физические основы взрывного дела. Госстройиздат, 1966.

Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы Кратогена. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1946, № 4.

Порай-Кошиц Е. А. Строение стекла и начальные стадии ситалообразования. В кн. «Структурные превращения в стеклах при повышенных температурах». Изд-во «Наука», 1965.

Поспелов Г. Л. О морфогенетической зональности интрузивов. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

Поспелов Г. Л., Каушанская П. И., Лапин С. С. Об образовании жилоподобных и брекчиевидных форм минерализации вне трещин. «Геология рудных м-ний», 1961, № 2.

Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем. «Геология и геофизика». № 11 и 12, Новосибирск, 1962.

Поспелов Г. Л. Некоторые физические и физико-химические вопросы образования гидротермальных месторождений. Изд-во СОАН СССР, «Геология и геофизика», № 10, 1963.

Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников. Изд-во СОАН СССР, «Геология и геофизика» № 3, 1963.

Прокин В. А., Рудаков В. М. Брекчиевые руды Сибая. Тр. Горно-геол. института УФАН СССР, вып. 43, 1959.

Прокин В. А. Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал). Тр. конференции «Проблемы постмагматического рудообразования», Прага, т. 1, 1963.

Пэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале. В сб. «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.

Роговер Г. Б. Медноколчеданное месторождение Блява. ГОНТИ, 1939.

Русаков М. П., Сатпаев К. И. Металлогенетические особенности и закономерности в проявлении эндогенной концентрации меди в недрах Ц. Казах-

стана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1958. (Мат-лы научн. сессии по металлогенич. и прогнозным картам).

Семенов Н. Н. О некоторых проблемах химической кинетики и реакционной способности. Изд-во АН СССР, 1958.

Скрипиль В. И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в них колчеданного оруденения. «Геология рудных м-ний», 1961, № 1.

Скрипиль В. И., Недождогин М. С., Сибирская Н. А. Гайский рудный район. Госгеолтехиздат, 1962. (Мат-лы по геологии и полезн. ископаемым Южного Урала, вып. 3).

Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1957.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965.

Смирнов С. С. Рецензия на книгу П. Нигли «Систематика магматогенных рудных месторождений». «Изв. АН СССР, серия геол.», 1947, № 1.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Избр. труды. Изд-во АН СССР, 1955.

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. Изд-во АН СССР, 1961.

Смит Ф. Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов. В сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит-ры, 1957.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского гос. университета, 1949.

Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки. Госгеолтехиздат, 1951.

Соболев В. С., Костюк В. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, 1955.

Соболев Н. Д., Лебедев-Зиновьев А. А. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских минеральных вод. Госгеолтехиздат, 1959.

Старостин В. И. Особенности структуры и морфологии рудных тел северной части Гайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). «Геология рудных м-ний», 1963, № 4.

Страхов Л. Г., Ширяев Г. М. Пучковая структура верхних частей железорудного месторождения Ангаро-Илимского типа. «Геология и геофизика», 1965, № 7.

«Структурная геология рудных месторождений Канады». (пер. с англ.). Изд-во «Мир», 1964.

«Структуры рудных полей и месторождений». Госгеолтехиздат, 1960.

Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Изд. 1, Томск, 1931. Изд. 2, Томск, 1932.

Усов М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, 1935.

Тимофеевский Д. А. О первичной зональности на примере Дарасунского месторождения Восточного Забайкалья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 31, 1959.

Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 1—7. Изд-во АН СССР, 1960.

Филиппович В. Н. О связи между структурами расплава, стекла и ситалла. В кн. «Структурные превращения в стеклах при повышенных температурах». Изд-во «Наука», 1965.

Фогельман Н. А. Некоторые особенности геологии и металлогении Байлейско-Дарасунского золотоносного района. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1961.

Фосс Г. В. Золото. Госгеолтехиздат, 1963.

«Химическая кинетика и цепные реакции». (К 70-летию акад. Н. Н. Семенова). Изд-во «Наука», 1966.

Хитаров Н. И. Экспериментальные данные к характеристике глубинных процессов рудообразования. «Сов. геология», сб. 1, 1953.

Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б. и др. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах. «Геохимия», 1959, № 5.

Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лаборат. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.

Хитаров Н. И. Глубинные процессы и задачи их экспериментального исследования. В сб. «Эксперим. исследов. в области глубинн. процессов». Изд-во АН СССР, 1962.

Холл Г. Исследование в области сверхвысоких давлений. «Успехи физ. наук», т. 67, вып. 4, 1959.

Чарный И. А. Основы подземной гидравлики. Гостоптехиздат, 1956.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.

Шаталов Е. Т. О металлогеническом районировании. «Геология рудных м-ний», 1959, № 3.

Шаталов Е. Т. (ред.). Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд-во АН СССР, 1963.

Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 1, 1947.

Шахов Ф. Н. Принципы систематики эндогенных рудных месторождений. «Геология и геофизика», 1962, № 10.

Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.

Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности распределения вулканических явлений на платформах. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.

Шехтман П. А., Поваров А. В., Марипов Т. М. Морфологические особенности рудных тел Кансайского свинцово-цинкового месторождения и методика их разведки. «Геология рудных м-ний», 1962, № 4.

Шипулин Ф. К. К теории процессов контактового метаморфизма. «Геология рудных м-ний», 1960, № 3.

Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. «Геология рудных м-ний», 1963, № 2.

Шнайдер М. С. О первичной зональности Новосибирского сульфидного месторождения. Госгеолтехиздат, 1962. (Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южи. Урала, вып. 2).

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд-во иностр. лит-ры, 1958.

Штейнберг А. А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемой глубинного минералообразования. «Геология рудных м-ний», 1962, № 5.

Шерба Г. Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1957.

Шерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. В сб. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». Госгеолтехиздат, 1957.

Щербаков Д. И. Принципы и методика составления металлогенической карты. «Сов. геология», 1945, сб. 5.

«Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд-во иностр. лит-ры, 1954.

Яковлев П. Д. Структурные типы рудных месторождений, связанных с трубками взрыва. «Сов. геология», 1966, № 10.

Яковлев П. Д. Гидродинамика взрыва. Судпромгиз, 1961.

A Symposium. „Structural Geology of Canadian Ore Deposits.” Montreal, 1948.

Врунер L. Breccia and pebble Column associated with epigenetic ore deposits. „Econom. Geol.”, 56, 1961, № 3.

Chace F. M. Tin silver veins of Oruro Bolivia. „Econom. Geol.”, v. 43, № 5—6, 1948.

Howell F. H., Molloy T. S. Geology of the Braden overbody, Chili, South America. „Econom. Geol.”, v. 55, № 5, 1960.

Wilson H. D. B. Structure of Lopoliths. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 67, 1956.

Locke A., Billingsley P., Schmitt H. Occurrence of ore in the Western United States. „Econom. Geol.”, v. 29, № 6, 1934.

Gates O. Breccia pipes in the Shoshone Range Nevada. „Econom. Geol.”, v. 54, № 5, 1959.

Thomson Y—E, Williams H. The Myth of the Sudbury Lopolith. Canadian Mining Journal, № 3, 1959

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Предисловие	5
Глава I. О проблеме магматогенного рудного поля	8
1. О понятии магматогенного рудного поля	8
2. Методика обобщения фактических материалов по глубоко- вскрытым рудным полям	27
3. Терминология	33
Глава II. Глубоковскрытые магматогенные рудные поля	37
1. Колчеданные медные и полиметаллические месторождения, залегающие в вулканогенно-осадочных породах	37
Рудный Алтай, Чингиз	37
Салаир	56
Урал	62
Выводы	84
2. Свинцово-цинковые месторождения, залегающие в карбонат- ных и карбонатно-терригенных породах	87
Восточное Забайкалье	88
Казахстан и Средняя Азия	100
Выводы	110
3. Скарново-магнетитовые месторождения	114
Ангаро-Илимский железорудный район Сибирской платформы	114
Тургайский прогиб	127
Тельбеский железорудный район	138
Выводы	146
4. Золоторудные магматогенные месторождения	149
5. Медные, медно-молибденовые, касситерит-сульфидные и дру- гие месторождения воронкообразной формы	182
6. Общие особенности фигур корневых магматогенных руд- ных полей	199
Глава III. Основные факторы и способы формирования магмато- генных тел	206
1. О возможном влиянии природы гидротерм на морфологию их колонн	206
2. Термодинамические и структурные превращения в колонне глубинного флюида	212
Расширение газов и газированных жидкостей	212
Окислительно-восстановительные реакции	220
Газово-жидкостная кинетическая дифференциация флюида	222
Структурные превращения жидкости	224
3. Об основных способах формирования магматогенных тел в геологической среде	234
	287

Глава IV. Условия образования магматогенных рудных полей разного морфологического типа	250
1. Рудные поля конического типа	250
2. Рудные поля плоского и комбинированного типов	253
3. Односторонние и резко асимметричные рудные поля	256
4. О конформных и дисконформных отношениях магматических и гидротермальных тел	261
Глава V. К методике изучения рудных полей и оценки глубины ору- денения	266
Литература	279



ИВАНКИН ПЕТР ФИЛИППОВИЧ

Морфология глубококрытых магматогенных рудных полей

Редактор издательства *Э. Д. Соломатина*

Техн. редактор *А. Е. Маргеева*

Корректор *Р. Я. Ускова*

Сдано в набор 5/VIII 1969 г. Подписано в печать 25/XII 1969 г. Т-18421. Формат 60×90^{1/16}.
Печ. л.18,0. Уч.-изд. л. 19,38. Бумага № 1. Индекс 1—4—1. Заказ 632/2699—4. Тираж 1750 экз.
Цена 2 р. 04 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Ленинград. Прачечный пер., д. 6.

2 р. 04 н.

257

НЕДРА • 1970