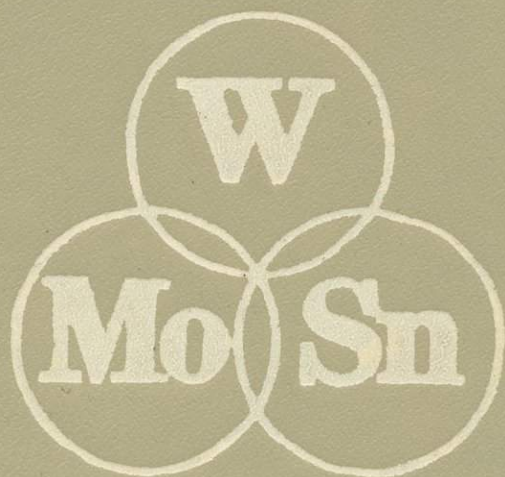


**СТРУКТУРЫ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ВОЛЬФРАМА,
МОЛИБДЕНА
И ОЛЮВА**



553.97+553.46.

СТРУКТУРЫ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ВОЛЬФРАМА,
МОЛИБДЕНА
И ОЛОВА

4265



МОСКВА
«НЕДРА»

1983



Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова/Б. В. Макеев, А. Б. Павловский, В. Т. Покалов и др.— М., Недра, 1983, с. 234.

Рассмотрены геолого-структурные позиции рудных полей различного генезиса. Даны классификация структурных типов оруденения и характеристика структур основных рудных полей, месторождений и образующих их рудных тел и рудных столбов. Охарактеризованы минеральные типы руд, стадийность их образования и закономерности распределения, особенности крупномасштабного прогнозирования и оценки промышленных перспектив, выявленных при поисках рудопроявлений.

Для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками и оценкой рудных месторождений, а также изучением условий образования эндогенного оруденения.

Табл. 6, ил. 59, список лит.— 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *В. А. Невский* (ИГЕМ).

Авторы:

Б. В. Макеев, А. Б. Павловский, В. Т. Покалов, А. А. Фролов, Б. С. Чернов, С. В. Белов, В. О. Вальков

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение структур рудных полей и месторождений является основной крупномасштабного прогнозирования, поисков, разведки и оценки ресурсов минерального сырья.

Геолого-структурные вопросы рассматривались в трудах С. С. Смирнова, В. И. Смирнова, М. Усова, Ф. Н. Шахова, А. Г. Бетехина, О. Д. Левицкого, В. А. Кузнецова, Н. А. Хрушова, В. Линдгрена, А. Бетмана, Р. Эммонса, М. Биллингса, Е. Хилса, Г. Шнейдерхена и др. Специальные исследования в области структурной геологии рудных полей и месторождений получили развитие в работах В. М. Крейтера, Ф. И. Вольфсона, А. В. Королева, А. В. Пэка, Л. И. Лукина, В. А. Невского, Г. Клооса, Х. Хьюлина и др.

По рассматриваемым в книге полезным ископаемым наиболее обстоятельные геолого-структурные исследования выполнены А. В. Дружининым [8], А. В. Пэком [31 и др.], Е. П. Малиновским [21, 22], В. И. Игнатовичем [12], Б. С. Черновым [42], Г. И. Туговиком [36], Т. М. Лаумулиным [19], А. А. Фроловым [39], С. В. Беловым и В. О. Вальковым [2].

В 60—70-х гг. группа сотрудников ВИМС провела детальные геолого-структурные исследования многих месторождений вольфрама, молибдена и олова на востоке СССР, в Забайкалье, Средней Азии, Казахстане, на Урале и Северном Кавказе с целью определения их практической значимости и разработки критериев поисков и оценки применительно к генетическим и рудно-формационным типам. Был накоплен новый материал, характеризующий геологические структуры детально разведанных месторождений. Появилась возможность систематизации и рассмотрения структур рудных полей и главнейших типов месторождений описываемых металлов, с которыми связаны наиболее крупные их скопления.

Среди детально рассмотренных месторождений есть жильные (Валькумей, Иультинское, Бом-Горхонское, Трудовое), скарново-рудные (Тырныауз, Восток-2), штокверковые (Первоначальное, Жирекенское, Богутинское, Коктенкольское, Сорское, Верхнекайрактинское, Клаймакс, Юред-Гендерсон) и жильно-штокверковые (Караобинское, Джидинское, Кти-Теберда, Учкошкон). Особое внимание уделено структурам перспективных рудных объектов штокверкового типа.

В ходе исследований многие вопросы структурного изучения месторождений обсуждались с учеными ИГЕМ, МГРИ, Университета дружбы народов им. Патриса Лумумбы, с геологами Северо-Востока СССР, Дальнего Востока, Приморья, Забайкалья, Казахстана, Средней Азии, Урала, Северного Кавказа.

Всем им авторы приносят глубокую благодарность. Особо признательны авторы В. А. Невскому и Г. Г. Родионову, прочитавшим рукопись книги и сделавшим критические замечания.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При геолого-структурных исследованиях следует учитывать как региональные структурно-тектонические факторы, обуславливающие формирование рудоносных районов, узлов, зон, так и локальные, определяющие размещение оруденения в пределах рудных полей и месторождений.

Региональные структурно-тектонические факторы и критерии совместно с магматическими являются основными при выделении крупных площадей, перспективных для поисков месторождений полезных ископаемых, хотя в связи с высокой степенью современной геологической изученности большинства стран мира перспективы открытия принципиально новых рудоносных площадей весьма невелики.

Месторождения молибдена, олова и вольфрама встречаются в различных региональных структурах, каждой из которых свойственны определенные черты тектоники и магматизма.

1. Рудоносные структуры, развивавшиеся в условиях эпигеосинклинальной орогении в связи с формированием геоантиклинальных поднятий, сопровождавшимся образованием плутонов пестрого состава, в строении которых участвуют диориты, монцониты, граносиениты, гранодиориты, граниты и другие разности магматических пород.

2. Рудоносные структуры унаследованного геоантиклинального развития и примыкающие к ним позднегеосинклинальные или наложенные прогибы с многократным проявлением гранитного магматизма.

3. Рудоносные структуры эпох тектоно-магматической активизации, наложенные на кристаллические щиты, платформы и области завершенной складчатости, представляющие собой поднятия мозаично-блокового строения с широким развитием вулканоплутонических ассоциаций гранитоидных пород корового происхождения.

4. Рудоносные структуры в зонах вулканических поясов, связанных с крупными разломами, которые либо разграничивают крупные блоки земной коры или области разного стиля развития, либо являются продольными или поперечными разломами подвижных областей. Примерами первых могут служить Охотско-Чукотский и Центрально-Казахстанский вулканогенные пояса, вторых — рудоносные вулканогенные зоны Северного Приохотья и Приамурья. Рудоносные площади, приуроченные к вулканогенным поясам и зонам, наиболее широко распространены в пределах Тихоокеанского подвижного пояса.

В настоящей главе рассмотрены общие особенности структурно-тектонических позиций рудных районов и месторождений молибдена, олова и вольфрама.

МОЛИБДЕНОНОСНЫЕ РАЙОНЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В пределах складчатых поясов в период их эпигеосинклинально-орогенического развития формировались молибденовые месторождения с медью (медно-молибденовые, включая медно-порфировые). Большая их часть находится в зонах эвгеосинклинального развития, главным образом в геоантиклинальных структурах и их ближайшем обрамлении, в зонах на стыке блоков разновозрастной консолидации, в геоантиклиналях ранней консолидации и остаточного типа, в крайних частях срединных массивов. Реже, как, например, в Кордильерах, медно-молибденовые месторождения встречаются и в зонах миеосинклинального развития [29].

Пространственно и генетически оруденение связано с крупными плутонами, сложенными монзонитами, диоритами, гранодиоритами и гранитами, внедрившимися после главной фазы складчатости. Однако в основной своей массе плутоны конкордантны и нередко слагают ядра и осевые зоны крупных антиклинорий. Эти плутонические образования комагматичны с развитыми здесь же, нередко в виде обширных поясов, породами трахиандезитовой и трахиандезит-базальтовой вулканических формаций [29].

Месторождения и рудные поля контролируются продольными разрывными нарушениями в местах их пересечения поперечными или косоориентированными к ним разломами.

Связь медно-молибденовых месторождений с периодом орогенного развития геосинклинальных областей достаточно четко доказывается взаимоотношениями оруденения с магматическими породами и определениями его абсолютного возраста. Промышленные месторождения медно-молибденовых руд распространены в складчатых областях фанерозоя — от каледонид до альпид.

Месторождения мезо-кайнозойского возраста размещены в молодых складчатых областях: Андах (Эль-Тениенте, Чукикамата, Токвепала, Серро-Колорадо), Кордильерах (Кананеа, Сьеррита, Моренси, Ред-Маунтин), на Малом Кавказе (Анкаван, Дастакерт, Каджаран, Агарак, Парагачай), в Иранском Карадаге (Сар-Чешмах), Среднегорье Болгарии (Медет, Елаците, Прохорово), а также на Камчатке и в других районах. Месторождения позднепалеозойского возраста распространены в Кураминской (Кальмакырское, Сары-Чеку), Прибалхашской (Коунрадское, Карабасское, Саянское) и других зонах Центрально-Азиатской складчатой системы герцинид (например, Эрденет в МНР). Раннепалеозойское оруденение развито в Батеневско-Беллыкском поднятии и других структурах Алтае-Саянской области каледонид (Киялых-Узеньское, Глафириноское, Сорское, Агаскырское) и в Чингиз-Тарбагатайской структуре каледонид Казахстана (Бошекульское и др.).

Наиболее продуктивны области молодой мезо-кайнозойской складчатости, а самый грандиозный рудный пояс с оруденением этого типа — Тихоокеанский, особенно его американская часть. Здесь пояс медно-молибденовых месторождений практически непрерывно прослеживается на Алеутских островах и Аляске, в Британской Колумбии Канады, западных штатах США (Юта, Аризона, Нью-Мексико),

северной части мексиканского штата Сонора, Пуэрто-Рико, Панаме, Перу, Чили, западной части Аргентины, и намечается в Антарктиде, где в последние годы выявлен ряд медно-молибденовых месторождений, ассоциирующихся с интрузивными штоками и батолитами мелового и третичного возраста.

Наиболее многочисленны медно-молибденовые месторождения в Северной Америке, что обусловлено длительностью (около 200 млн. лет) периода орогенного развития Кордильер в мезо-кайнозойское время, в течение которого неоднократно проявлялся умеренно кислый магматизм. Тектонические структуры, образующие складчатый пояс Кордильер, формировались и консолидировались в разное время, последовательно наращивая его с востока на запад. В соответствии с этим плутоны умеренно кислых гранитоидов и сопровождающее их медно-молибденное оруденение также разновременны (от 198 млн. лет на востоке до 3 млн. лет в самых молодых структурах на западе).

Общая продуктивность складчатых областей на медно-молибденное оруденение закономерно возрастает от древних к более молодым. Но это не означает, что масштаб месторождений зависит от возраста. Имеются крупные месторождения каледонского и герцинского возраста, которые вполне сопоставимы с киммерийско-альпийскими и по содержанию полезных компонентов, и по масштабам оруденения. Учитывая относительно небольшую глубину формирования медно-молибденовых месторождений (от 1 до 2,5 км), можно предположить, что различия продуктивности разновозрастных складчатых областей во многом обусловлены глубиной их эрозионного среза. Вот почему наиболее продуктивны в общем менее эродированные киммерийско-альпийский складчатый пояс, развитый по западной окраине Американского континента, и альпиды Тетиса.

Со структурами, возникшими в результате процессов эпиплатформенной орогении, связаны месторождения собственно молибденовых (иногда с небольшим количеством меди и вольфрама) и комплексных вольфрам-молибденовых (с попутным висмутом) руд. При этом первые преимущественно тяготеют к регионам, где процессы эпиплатформенной орогении проявились наиболее мощно, с образованием крупных наложенных впадин (типа восточно-азиатских), выполненных грубой молассой, и широким развитием плутонического гранитоидного умеренно кислого магматизма и коагматичной с ним вулканической трахиандезитовой формации [29]. Это Монголо-Охотский пояс в южном обрамлении Сибирской платформы, образовавшийся в мезозое на палеозойском складчатом основании; районы Корейско-Китайской платформы, подвергавшиеся также в мезозойское время тектонической перестройке и насыщению яньшанскими гранитами; Скалистые горы восточного обрамления плато Колорадо, возникшие на западной окраине Северо-Американской платформы при активизации тектоно-магматических процессов в ларамийское время.

Месторождения контролируются главным образом зонами разломов в бортовых частях наложенных впадин, местами пересечения этих зон разломами, поперечными или косоориентированными к ним (месторождения Жирекенское, Бугдаинское, Умальтинское и др.), крупными тектоническими зонами, которые поперечно- или косо-

ориентированы по отношению к общему простиранию поясов тектоно-магматической активизации (поперечный порфиновый пояс Колорадо с месторождениями Клаймакс и Юред-Гендерсон, Алеур-Олекминская зона в Восточном Забайкалье и др.), а также зонами разломов, согласными с общим простиранием поясов тектоно-магматической активизации.

Месторождения генетически связаны с плутонами, сложенными амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами при подчиненной роли в них гранодиоритов, граносиенитов, монцонитов и диоритов, развитых в сравнительно узких эндоконтактных зонах. Оруденение пространственно тяготеет к апикальным частям плутонов, к их экзо- и эндоконтактным зонам мощностью до 700—800 м и тесно ассоциирует во времени и пространстве с дайками порфириновых пород. Развитие магматизма и рудного процесса происходило в обстановке общего тангенциального растяжения участков земной коры, что, по-видимому, было обусловлено их общим воздыманием.

Образование вольфрам-молибденовых месторождений также связано с процессами эпиплатформенной орогении, происходившими, однако, на фоне движений блоков с относительно небольшой амплитудой, в которых развивался магматизм значительно более кислого характера. Оруденение распространено в тектонических структурах, разных по происхождению, времени заложения и пространственной ориентировке, претерпевших активизацию после периода относительного покоя. Часто это длительно и унаследованно развивавшиеся структуры на пересечении с более молодыми проявлениями разрывной тектоники.

Например, Тырнаузское рудное поле (третичный возраст) находится на пересечении длительно развивавшейся Пшекиш-Тырнаузской тектонической зоны общекавказского простирания с региональной меридиональной тектонической зоной, вызвавшей перегиб структур общекавказского направления и образование молодых изверженных пород в районе кавказских Минеральных Вод. Позиции наиболее значительных позднепалеозойских и мезозойских вольфрам-молибденовых месторождений Западного Забайкалья, распространенных в области каледонской складчатости, определяются узлами пересечения или сочленения глубинных северо-западных тектонических зон с разломами близмеридионального и северо-восточного простирания (Е. Е. Батурина, 1976 г.).

В Центральном Казахстане позднепермские вольфрам-молибденовые месторождения распространены в областях каледонской и герцинской складчатости и контролируются следующими структурами: зоной стыка Жаман-Сарысуйского антиклинория, и расположенных к югу от него каледонских складчатых структур с герцинскими структурами Джунгаро-Балхашья; разрывными нарушениями Успенской зоны смятия, развившейся по северной окраине Жаман-Сарысуйского антиклинория; Караоба-Шалгиинской зоной разломов, приуроченной к осевой части каледонского синклинория; зоной Центрально-Казахстанского разлома, пересекающего в близмеридиональном направлении каледонида Чингизского мегантиклинория и герциниды Джунгаро-Балхашья.

На Южном Урале плутоны гранитов, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение, образуют широкий, но достаточно отчетливо выраженный пояс, который протягивается из южной части Западно-Мугоджарского мегасинклиория на северо-северо-восток в Зауральское поднятие, пересекая под острым углом Мугоджарский мегантиклинорий и Прииргизский мегасинклиорий. Протяженность пояса свыше 600 км при ширине в средней части 100 км.

Граниты и оруденение формировались в условиях заметного тангенциального растяжения земной коры, и распространение их нередко носит не столько узколинейный или поясовый, сколько широкий площадной характер, часто не зависящий от структурного плана вмещающей их складчатой области.

ОЛОВОРУДНЫЕ РАЙОНЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Региональные структурно-геологические ситуации, в которых формировались оловорудные районы, могут быть типизированы по ряду тектонических, магматических и металлогенических факторов [23, 27]. При такой типизации намечается, что в характерных структурно-геологических ситуациях (типах оловорудных районов) образуется как правило оруденение одной формации.

1. Оловорудные районы древних кристаллических щитов и платформ с преимущественным развитием оловоносных пегматитов и оруденения касситерит-кварцевой формации. Их позиция определяется линейными или дуговыми системами разломов, которые имеют значительные размеры и могут контролировать размещение нескольких оловорудных районов и узлов. Ведущую рудоконтролирующую роль играют эти структуры и внутри рудных районов. Они определяют размещение пегматитовых тел, обычно образующих скопления типа дайковых полей. Дайки пегматитов в таких случаях часто имеют одинаковую ориентировку и контролируются отдельными разрывами, которые служат составными элементами региональных разломов или их систем. Нередко дайковые поля встречаются совместно с гранитными массивами и образуют с ними характерные и закономерные пространственные ассоциации, поскольку являются производными единого магматического процесса и контролируются одними системами разломов.

2. Оловорудные районы срединных массивов с преимущественным развитием оруденения касситерит-кварцевой формации и в меньшей мере оловоносных пегматитов. Оловоносные площади в срединных массивах тяготеют большей частью к их окраинным частям, где располагаются шовные зоны, разделяющие срединный массив и его складчатое обрамление. Эти шовные зоны и сопряженные с ними разломы в основном определяют локализацию рудоносного магматизма и многие особенности внутреннего строения рудных районов. Примером рудных районов этого типа является Рудногорская оловоносная провинция.

3. Весьма благоприятная ситуация для формирования и размещения оловянного оруденения создается в сводово-глыбовом обрамлении срединных массивов. Оно образуется за счет частичной перера-

ботки геосинклинальными процессами жестких структур массива. Структурно-тектонические особенности рудных районов определяются разломами, нарушавшими целостность периферических частей срединных массивов. Эти разломы ограничивают отдельные блоки, прерывшие дифференциальные вертикальные перемещения и вмещающие тела рудоносных гранитоидов, и определяют по-существу контуры оловорудных районов и узлов. Расположение локальных рудоконтролирующих структур внутри оловоносных площадей в конкретных районах имеет характерные особенности.

Оловоносные районы возникают преимущественно в участках резкого изгиба границ срединных массивов, где происходит схождение и пересечение пограничных шовных зон. Оловорудные районы этого типа характерны для обрамления Колымского и Буренского срединных массивов.

4. Оловорудные районы продольных структур геосинклинально-складчатых областей с преимущественным развитием оруденения касситерит-кварцевой формации. В качестве продольных структур могут выступать крупные разломы или их системы и внутригеосинклинальные поднятия ранней консолидации. Во многих оловоносных районах развитие разрывных и складчатых структур этих типов взаимообусловлено и пространственно совмещено. Геоантиклинальные поднятия представляют собой структуры с ясно выраженной тенденцией к устойчивому воздыманию. Они вытянуты согласно с общим простираем геосинклинальной области. Образование поднятий на разных этапах сопровождалось заложением и активизацией разломов, среди которых важную роль играли разломы продольного характера. Они возникали предпочтительно по краям поднятий. Ранняя консолидация поднятий благоприятствовала образованию разломов и развитию гранитоидного магматизма. Вероятна также связь гранитообразования и возникновения поднятий. В большинстве случаев в поднятиях этого типа формируются наиболее ранние гранитоидные комплексы.

Границы оловорудных районов часто соответствуют контурам поднятий (Иульгинский, Куэкувунский и другие районы), а их внутреннее строение обуславливают продольные разломы. Контур рудного района может определяться ареалом развития однотипных гранитоидов и занимать только часть поднятия.

Сходна с отмеченной позиция оловорудных районов, приуроченных к крупным продольным поясам гранитных батолитов, располагающихся внутри геосинклинально-складчатых областей. Гранитные пояса контролируются крупнейшими шовными структурами, разграничивающими основные структурно-фациальные зоны геосинклиналей или геосинклиналь и ее раму. В последнем случае граниты могут располагаться и в геосинклинально-складчатой области и ее бортах.

Важным фактором продуктивности оловоносных россыпей или коренных месторождений является в подобных районах степень эродированности гранитных поясов и структурно-тектоническая обстановка на отдельных их отрезках. Наиболее продуктивными оказываются те отрезки, где гранитные пояса пересекают поднятия. Значительно эродированные пояса мало перспективны на поиски коренных месторождений (например, большая часть Колымского пояса), но они могут

играть весьма важную роль в добыче олова из россыпей (Бирмано-Малайский и Индонезийский пояса).

5. Оловорудные районы поперечных структур с преимущественным развитием оруденения касситерит-силикатной формации. Рудные районы этого наиболее важного в промышленном отношении типа с оруденением касситерит-силикатной формации расположены большей частью в геосинклинально-складчатых областях Тихоокеанского пояса.

Образование поперечных и продольных разломов взаимосвязано. Поперечные разломы могут быть опережающими по отношению к продольным (Сихотэ-Алиньская складчатая область) или развиваться на их флангах, как в Верхояно-Чукотской складчатой системе [41]. Характерна позиция поперечных разломов у угловых выступов срединных массивов (например, Колымского и Буринского). Здесь продольные швы, ограничивающие массивы, на флангах пересекают складчатые структуры мезозойд. В этих участках происходит расщепление продольных швов и трансформация их в систему поперечных разломов, образующих у окончания продольного шва структуру типа «конского хвоста».

Очертания рудного района определяются зоной влияния поперечной структуры, поэтому рудоносная площадь имеет как правило вытянутую форму и ее правильнее именовать рудоносной зоной. Размеры последних порой весьма значительны: 200—300 км по простиранию и 20—50 км вквост простираения. В пределах рудной зоны обычно выделяется осевая приразломная подзона, игравшая главную роль в локализации рудоносного магматизма и оруденения. Перспективны также параллельные ей и опережающие разрывные структуры.

Поперечные приразломные оловоносные структуры могут быть различны по геологическому строению. Так, в оловоносных поперечных структурах Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алиньской областей большое значение имеют вулканогенные зоны. Их образование происходило большей частью в тех случаях, когда поперечные структуры причленились к продольным швам вулканических дуг и продукты вулканизма проникали по поперечным структурам в глубь мезозойских складчатых сооружений (Приохотский, Северо-Сихотэ-Алиньский регионы).

6. Оловорудные районы вулканических поясов с преимущественным развитием оруденения касситерит-сульфидной (касситерит-сульфосолюно-сульфидной) и риолитовой формаций. Эти районы по сравнению с другими изучены менее детально из-за общих трудностей в расшифровке строения вулканических поясов и локальных вулканотектонических структур.

Оловорудные районы и узлы в вулканических поясах контролируются как правило вулканотектоническими структурами различных размеров. Последние обычно имеют элементы кольцевого строения, которое выражается в особенностях расположения отдельных покровов, субвулканических тел, разломов. Широко развитые в вулканических поясах дуговые и кольцевые разломы имеют различные радиусы, принадлежат к разным вулканическим структурам, в результате чего, сочлениаясь, они образуют сложный структурный рисунок. В ло-

кализации оруденения основную роль играют упомянутые разломы, жерловые и субвулканические фации вулканитов.

При проведении поисковых работ в районах этого типа важное значение имеет детальное картирование вулcano-тектонических структур с целью выяснения их внутреннего строения и структурного рисунка разломов.

Перечисленные наиболее характерные позиции оловорудных районов не исчерпывают всего их многообразия. Структурные факторы более высокого порядка, которые определяют локализацию оруденения в пределах рудных полей и месторождений, весьма разнообразны. Они в значительной мере определяют типы структур рудных полей.

ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ РАЙОНЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В эндогенных процессах вольфрам довольно тесно сочетается с двумя элементами: молибденом и оловом, в поведении которых наблюдается определенный антагонизм. Выше были рассмотрены региональные тектонические структуры, с которыми связаны проявления вольфрама, ассоциирующего с оловом или молибденом. Это главным образом разрывные структуры в областях эпиплатформенной орогении, срединных массивах и подвижных складчатых поясах (возникающие в позднеорогенный этап их развития). Месторождения, в рудах которых преобладает вольфрам, связаны с региональными структурами того же происхождения, а также со структурами вулканических поясов.

Вольфрамовые месторождения Горного Алтая локализованы в эндо- и экзоконтактных зонах апикальных частей верхнепалеозойских гранитных плутонов и представлены грейзеновым, жильным, скарновым и реже штокверковым типами оруденения. Рудоносные гранитные плутоны развиты во всех главнейших тектонических структурах Горного Алтая: Холзунско-Чуйском, Талицком и Калгутинском антиклинориях, Белоубинском, Коргонском и Ануйско-Чуйском синклинориях, а также в Чарышко-Инском каледонском орогенном прогибе. Среди этих структур есть эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны, структуры раннекаледонской, позднекаледонской и герцинской консолидаций, сформировавшиеся в один и два геологических цикла. Позднепалеозойские граниты и вольфрамовое оруденение контролируются главным образом продольными разрывными нарушениями в центральных зонах или краевых частях антиклинорий и синклинорий и зонах их стыка. Они не связаны с какими-либо определенными структурно-фациальными зонами, наложены на тектонические структуры, разные по времени заложения, консолидации и характеру развития. По химическому составу вольфрамоносные граниты Горного Алтая близки ряду щелочно-земельный гранит — гранодиорит (по Р. Дэли), а от лейкократовых гранитов Центрального Казахстана, Южного Урала и Западного Забайкалья, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение, отличаются меньшими кислотностью и щелочностью.

Примером активизированных структур ранней консолидации являются вольфрамоносные районы Восточного Забайкалья. Один из

них расположен в Агинском палеозойском поднятии, сложенном мощными толщами дислоцированных песчано-сланцевых пород, переслаивающихся с эффузивами спилит-кератофировой формации. В конце палеозоя — раннем триасе этот блок земной коры оформился как устойчивое поднятие, которое в мезозое подверглось процессам тектономагматической активизации. Разрывные нарушения северо-восточного и близширотного простираний контролировали внедрение мезозойских гранитоидных интрузивов.

Вольфрамовое оруденение в Агинском районе связано с интрузивами верхнеюрского возраста, среди которых во внутренних частях района преобладают биотитовые и лейкократовые граниты, а в периферических частях существенную роль играют более ранние гранодиориты и в меньшей мере диориты. С первыми ассоциируют собственно вольфрамовые грейзеновые месторождения (Спокойнинское), а со вторыми — оловянно-вольфрамовые кварцево-жильные месторождения.

Другой район — Чикой-Чикоконское междуречье в Центральном Забайкалье — характеризуется устойчивым геосинклинальным развитием. В среднем палеозое в результате осадконакопления и последующей складчатости на территории района образовался крупный антиклинорий северо-восточного простирания, в ядро которого внедрились граниты и гранодиориты условно карбонового возраста. Их внедрением завершилось геосинклинальное развитие района и в дальнейшем он испытывал в основном восходящие движения.

В мезозое район представлял собой устойчивое поднятие, в котором получили развитие купольные структуры, тектонические нарушения и внедрялись гранитоиды, наблюдающиеся в современном эрозионном срезе в виде небольших выходов. Строение купольных структур нередко осложнено поздними штоко- и дайкообразными телами фтористых гранитов. К таким куполам сложного строения приурочены грейзеновые вольфрамовые месторождения с оловом (Шумиловское).

Вулканические пояса, в зонах которых распространены вольфрамовые месторождения, формировались в областях перехода коры от континентального типа к океаническому и характеризуются существенно андезитовым составом вулканоплутонических ассоциаций. Вольфрамовые месторождения фиксируются здесь в следующих структурных позициях [4]:

1) среди выступающих блоков древнего основания вулканических поясов, включающих отложения орогенных формаций и прорывающие их плутонические гранитоиды со свойственной им металлогенией литофильного профиля, хотя доказательства связи этого оруденения с вулканизмом не всегда имеются;

2) в сопряженных со структурами вулканических поясов зонах продольных и поперечных разломов, проникающих в смежные с вулканическими поясами блоки с корой континентального типа.

В обеих структурных позициях наземные фации вулкаников развиты, как правило, слабо; чаще здесь обнажены их гипабиссальные или субвулканические аналоги. Наиболее важные рудоопределяющие структуры — региональные линейменты, контролирующие положение

крупных фрагментов вулканических поясов, а также поперечные ответвления этих линеаментов. К таким крупным линеаментам тяготеют известные сегменты восточно-азиатских вулканических поясов верхнего мезозоя, третичные вулканические пояса Северо- и Южно-Американских Кордильер, вулканы островных дуг Японии и Индонезии и альпийские внутриконтинентальные вулканические зоны Средиземноморья, Кавказа и Памира. Их поперечные сопряженные ответвления, смещенные на востоке Азии со структурами Монголо-Охотского пояса, выступают в виде наложенных внутриконтинентальных впадин и шовных прогибов позднего мезозоя и других поперечных структур, сопряженных с Прибрежным вулканическим поясом Приморья (Верхне-Иманский, Бикинский районы). Они наблюдаются в сходных структурах Охотско-Чукотского вулканического пояса, а также в сквозных поперечных структурах Кордильер Боливии и Перу, например в структурах типа Талера — Марильен, Эрику — Элобу — Лайн (В. И. Казанский, М. В. Чеботарев, 1973 г.).

Приведенный материал показывает, что месторождения молибдена, олова и вольфрама формировались в условиях зрелой континентальной коры и связаны с тектоно-магматическими процессами либо поздней эпигеосинклинальной орогении или субсеквентного развития, либо эпиплатформенной орогении. Это были режимы блоковых движений и гранитоидного магматизма, когда разрядка тектонических напряжений происходила прежде всего по шовным структурам, разломам глубокого заложения и длительного развития и сопровождалась выводом гранитной магмы в верхние горизонты земной коры.

Оловоносные гранитоиды характеризуются существенным преобладанием калия над натрием и высокой насыщенностью такими летучими как В, F, что заметно отличает их от гранитов, с которыми связаны молибденовые месторождения. Оловоносные гранитоиды, как правило, проявлены в терригенных, карбонатно-терригенных и эффузивно-терригенных толщах, в то время как молибденоносные — преимущественно среди кристаллических пород: гнейсов, гранитогнейсов, гранитоидов, эффузивов среднего и кислого состава.

Одна из главных предпосылок широкого развития кислого магматизма в земной коре — экзогенная дифференциация корового вещества с обогащением терригенных отложений кремнием, калием, бором, хлором и другими компонентами и обеднением железом, магнием, титаном, натрием, частично кальцием по сравнению с породами мантийного происхождения. Многообразии типов осадочных пород и широко варьирующие их сочетания обусловили появление разных типов палингенной магмы, отличающихся в различных по характеру структурно-фациальных зонах химизмом и связанным с ними оруденением. Очевидно, этим и следует объяснять территориальную разобщенность олова и молибдена [40] и их антагонизм в рудном процессе (В. Т. Покалов, В. Н. Румянцев, 1980 г.).

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Пространственное положение рудных полей и месторождений молибдена, вольфрама и олова в пределах рудных провинций и рудных узлов определяется сочетанием структурно-тектонических, магматических и литологических факторов, значение которых меняется в зависимости от конкретной геологической обстановки.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Месторождения молибдена, вольфрама и олова, как было сказано в предыдущей главе, образовывались в позднеорогенную стадию развития складчатых областей или были связаны с процессами тектономагматической активизации платформ, областей завершенной складчатости и срединных массивов. Во время формирования месторождений рудоносные структуры уже представляли собой достаточно жесткие участки земной коры, реагировавшие на тектонические напряжения главным образом блоковыми перемещениями. Это предопределяет ведущую роль в локализации рудных полей и месторождений разрывных тектонических нарушений, различающихся по характеру проявления, строению и длительности формирования. Среди них выделяют региональные разломы, швы, зоны смятия и зоны повышенной трещиноватости пород. По отношению к складчатым структурам они являются продольными, поперечными и диагональными.

Рудные поля и месторождения обычно приурочены к тем участкам региональных разрывных тектонических нарушений, в которых создавались наиболее благоприятные условия для широкого развития разрывов более высоких порядков и мелкой трещиноватости. Это происходило, с одной стороны, в местах изгиба разрывных нарушений, их разветвления, сочленения, ответвления от них опережающих разрывов, а также пересечения нарушений двух и более направлений, а с другой — в пределах блоков пород, испытывавших длительное время преобладающие восходящие движения (в условиях кристаллического субстрата — в относительно приподнятых блоках, а в слоистых толщах — в геантиклинальных структурах). При этом важное рудоконтролирующее значение имеют ядра антиклинальных складок, участки ундуляции осей и резких перегибов складчатых толщ.

Таким образом, можно выделить следующие типы благоприятных обстановок, контролировавших пространственное положение рудных полей и месторождений.

1. Участки пересечения блоков устойчивого воздымания или геантиклинального развития зонами региональных разломов. В пределах таких зон субпараллельных или кулисообразно расположенных разломов, сопровождающихся различно ориентированными тектоническими нарушениями второго порядка, обособлялись блоки устойчи-

вого воздымания, к которым приурочены рудные поля. В структурах данного типа размещаются Бом-Горхонское рудное поле в Западном Забайкалье, рудные поля молибденовых месторождений в Восточном Забайкалье, оловянно-вольфрамовые месторождения Иультинского района (Северо-Восток СССР) и др.

2. Участки развития оперяющихся разрывов второго и более высоких порядков, развивающихся в приподнятых блоках, ответвляющихся от региональных разломов под острым углом или поперечных к ним. Такую позицию занимает рудное поле скарново-шеелитового месторождения Восток-2 в Приморье, положение которого определяется сопряжением тектонических нарушений северо-восточного простирания, ответвляющихся под острым углом от Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня, и поперечных к ним зон повышенной трещиноватости пород северо-западной ориентировки. Эти нарушения развиваются в приподнятом блоке, сложенном осадочными породами триасового и юрского возраста, прорванными рудоносными гранитоидами. Блок залегает среди континентальных грубозернистых осадков и эффузивов мела и палеогена.

3. Участки пересечения региональными тектоническими зонами изгибов складчатых структур. Примером такой структурно-геологической позиции является Чердожское рудное поле (Калба-Нарымский район). Оно связано со штоком плагиогранит-порфиров, приуроченным к надвигу, пересекающему песчано-сланцевые толщи на участке резкого изгиба их простирания.

4. Участки пересечения или сопряжения разрывных тектонических нарушений двух и более направлений (как региональных разломов, так и более мелких зон повышенной трещиноватости пород), размещенные в антиклинальных структурах или блоках с геоантиклинальным режимом развития. Такое сочетание структурных элементов чаще других контролирует пространственное положение рудных полей и месторождений.

Крупнейшие в мире месторождения молибденовых руд Клаймакс и Юред-Гендерсон находятся в области пересечения ларамийских структур восточной ветви Скалистых гор с поперечным порфировым поясом Колорадо — системой разрывных нарушений северо-восточного простирания, сопровождавшихся проявлениями кислого вулканоплутонического магматизма (рис. 1). Примерно такую же позицию занимает и Тырнаузское рудное поле.

Месторождение Учкошкон в Средней Азии контролируется сопряжением системы продольных и поперечных разломов с близширотной зоной глубинных разломов, диагонально ориентированных по отношению к складчатым структурам [28].

Довольно часто молибденовое оруденение встречается в зонах разломов бортовых частей наложенных впадин внегеосинклинального происхождения; при этом концентрация его наблюдается в местах пересечения разрывных нарушений, параллельных бортам впадин, и тектонических зон косо- или поперечно к ним ориентированным. Так, в Восточном Забайкалье в субмеридиональной Алеурской зоне разломов развиты многочисленные молибденовые проявления, образующие пояс шириной в 30—40 км и протяженностью около 200 км. Од-

нако интересное оруденение приурочено к пересечению Алеурской зоны с другой тектонической зоной субширотного простирания, расположенной в борту мезозойской впадины внегеосинклинального происхождения. В бортовых частях Бурейского прогиба также выявлено много проявлений молибдена, но наиболее крупное отмечается в участке пересечения ступенчатых сбросов северо-восточного простирания,

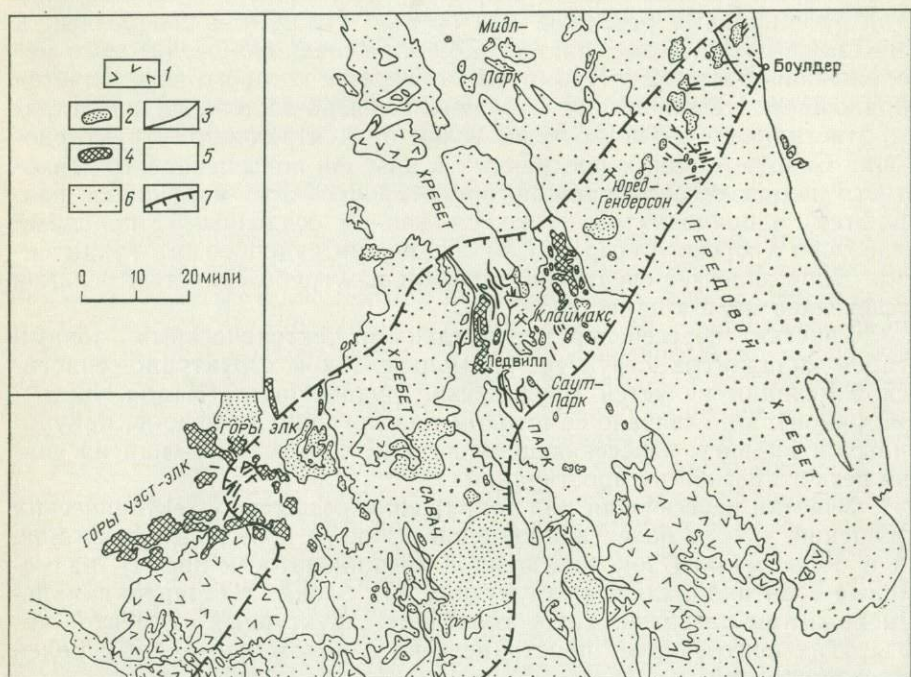


Рис. 1. Положение месторождений Клаймакс и Юред-Гендерсон в рудном поясе Колорадо, по О. Твето и П. Симму (1963 г.).

1—4 меловые и третичные образования: 1 — вулканогенные породы, 2 — штоки, 3 — дайки или силлы, 4 — лакколлиты или группы силлов; 5 — кембрийские — четвертичные образования (осадочные отложения и наносы); 6 — докембрийские образования (метаморфические породы и гранитоиды нерасчлененные); 7 — границы рудного пояса Колорадо

развитых в бортовых частях прогиба, более молодыми северо-западными сбросо-сдвигами.

К участкам пересечения локальных зон повышенной трещиноватости пород приурочены рудные поля Сорского молибденового (Хакасия), Джидинского вольфрамо-молибденового (Западное Забайкалье), Бугдаинского молибденового (Восточное Забайкалье) месторождений и др.

5. Участки разветвления, сближения или искривления разрывных тектонических нарушений.

Во всех приведенных случаях положение месторождений как правило контролируется тектоническими разрывами второго и более высоких порядков, развивающихся или в связи с движениями по региональным тектоническим разрывам, или самостоятельно.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Важный фактор контроля пространственного положения рудных полей и месторождений молибдена, вольфрама и олова — гранитоидный магматизм. В то время как структурно-тектонические факторы обуславливают общую тектоническую подготовку соответствующих участков земной коры, создавая благоприятные условия для внедрения магматических тел и поступления рудоносных растворов, магматизм влияет на размещение месторождений и рудных тел в рудных полях и нередко участвует в формировании структур месторождений.

Описываемые месторождения ассоциируют в пространстве с батолитоподобными интрузивами пестрого состава, гипабиссальными трещинными интрузивами, штоками, субвулканическими телами и вулканическими аппаратами и нередко сопровождаются комплексами даек. Последние представляют собой наиболее поздние дифференциаты магматических комплексов и нередко являются синрудными. Внутривулканические дайки известны на Караобинском месторождении в Центральном Казахстане, в Джидинском рудном поле Западного Забайкалья, на месторождениях Восток-2 и Дальнее в Приморье и др.

Форма рудоносных интрузивных массивов (изометричная, удлиненная, крестообразная, неправильная) связана с характером трещинных и складчатых структур. Верхние части массивов имеют однокупольное строение или осложнены сериями куполов. Пространственные соотношения интрузивов и тектонических разрывов обуславливают положение месторождений и рудных тел относительно различных элементов строения интрузивных массивов. Месторождения локализируются внутри массивов, в апикальных частях куполов, в надинтрузивной зоне, над побочными куполами, реже над пологими поверхностями контакта с вмещающими породами.

Характер тектонической обстановки во вмещающих породах во многом определяет строение апикальных частей рудопроизводящих плутонов. В зоне одного нарушения образуется хребтообразный выступ; в узле пересечения тектонических зон — гранитный купол; при пересечении зоны одного нарушения рядом поперечных зон хребтообразный выступ осложняется купольными образованиями, как это имеет место на Коктенкольском молибденовом месторождении; если зоны повышенной трещиноватости создают решетчатую структуру, то возникают условия для формирования сложной многокупольной поверхности плутона [30].

Форма штокверкового рудного тела в значительной мере зависит от строения верхней части рудоносного плутона. При куполо- или конусообразной форме апикальной части плутона наблюдаются, при прочих равных условиях, крупные рудные штокверки, а уплощенная верхняя поверхность плутона, осложненная многочисленными небольшими куполами (с каждым из которых обычно связана рудная минерализация), не способствует концентрации рудоносного потока. В последнем случае рудные компоненты рассеиваются, возникают многочисленные, но небольшие рудопроявления [30].

Участие магматизма в формировании структур рудных полей проявляется наиболее активно в процессе внедрения и становления маг-

матических тел. В одних рудных полях такое влияние устанавливается достаточно четко, в других оно затушено. Это обусловлено различной геологической обстановкой, глубинностью образования месторождений, открытостью или замкнутостью системы и т. д.

«Структурная» активность магматизма возрастает, когда снижается значение разрывных тектонических нарушений. В подобных случаях магматизм выступает и как рудоконтролирующий, и как рудо-локализирующий фактор. Так, для грейзеновых месторождений, тесно связанных с куполами интрузивных массивов, нередко характерна приуроченность залежей к их прикровельной части. Форма рудоносных грейзеновых залежей повторяет форму поверхности массивов, что объясняется приуроченностью залежей к системам контракционных трещин, параллельных кровле, возникавших в процессе остывания массивов. Грейзеновый процесс здесь происходил в условиях слабой проницаемости кровли, когда системы тектонических нарушений, контролирующие купола, значительное время оставались закрытыми. Примерами такого контроля могут служить вольфрамовое Спокойнинское (Восточное Забайкалье), вольфрам-молибденовое Югодзырьское (МНР), вольфрам-оловянное Циновец (ЧССР) и другие месторождения.

Иной была обстановка на Шумиловском олово-вольфрамовом месторождении в Центральном Забайкалье. На этом месторождении шток рудопроизводящих гранитов внедрился в пологий купол более древних гранитов. Грейзеновая рудная залежь располагается над штоком молодых гранитов и контролируется системами пологих трещин, параллельных кровле купола древних гранитов.

Другой магматический фактор, активно воздействующий на положение рудных полей и формирование структуры месторождений, — так называемая динамическая активность магмы. Она отмечается в связи с формированием вулканогенных комплексов, в процессе становления интрузивных массивов и проявляется в образовании радиально-кольцевых систем трещин, эруптивных и минерализованных брекчий. Это явление широко описано в литературе [25, 39, 47 и др.] для месторождений различных полезных ископаемых. Для рассматриваемых нами месторождений на динамическую активность магмы впервые обратил внимание И. П. Кушнарев [17]. Для различно ориентированных кварц-молибденитовых прожилков Первомайского месторождения Джидинского рудного поля (Западное Забайкалье) он получил диаграмму с поясом максимумов, образование которых объяснил развитием концентрических трещин, возникающих под действием радиальных усилий со стороны корневых частей интрузии гранит-порфиров. Позднее, при детальном геологическом картировании, Е. П. Малиновский и В. И. Игнатович [21] установили, что и Инкурский вольфрамовый штокверк, расположенный западнее Первомайского, сформирован серией радиальных и концентрических трещин подобного генезиса.

Чаще эти явления наблюдаются в менее глубинных условиях на тесно связанных с вулканогенными комплексами месторождениях, где широко развиты эруптивные и минерализованные брекчии, радиально-кольцевые системы трещин, кольцевые дайки и т. д. Различие гео-

логических обстановок, в которых проявляются данные образования, обусловило разнообразие взглядов на их происхождение. Их возникновение объясняют взрывами газов, проникновением растворов с последующим замещением, выщелачиванием и обрушением, оседанием в результате отступления магмы из нижележащего магматического резервуара. Так или иначе, но все отмеченные явления связаны с действием радиального давления со стороны глубоких горизонтов магматических тел. Наиболее яркий пример структур такого генезиса — минерализованные брекчиевые трубки (Булуктайское молибден-вольфрамовое месторождение в Западном Забайкалье, Эль-Тениенте в Чили и др.).

На месторождении Эль Тениенте, по данным Ф. Х. Хоуэлла и Д. С. Моллоя (F. H. Howell, J. S. Molloy, 1960 г.), среди толщи андезитовых лав и лавобрекчий залегает тело брекчий трубчатой формы, округлое в плане, имеющее диаметр у поверхности 1200 м и сужающееся книзу, окруженное штокверковыми и брекчиевыми медно-молибденовыми рудами.

Мелкие дайки дацитовых порфиров окружают трубку Браден в виде кольца и падают к ее центру. Предполагают, что латитовые порфиры, образующие небольшие неправильной формы тела внутри трубки, внедрялись и до, и после образования брекчии. Рудные прожилки ориентированы в различных направлениях, но преобладают прожилки, расположенные по касательной к окружности трубки. Основное брекчирование произошло после образования оруденения. Считают, что трубка и формация Браден, а также в целом структура месторождения сформировались под воздействием толчков снизу, обусловленных притоками и оттоками латитовой магмы, пульсировавшей в магматическом канале под месторождением.

Признаки проявления радиального давления наблюдаются на многих месторождениях. Так, на Хинганском оловорудном месторождении обнаружены брекчии взрывного типа. Эруптивные брекчии известны в рудном поле жильного молибденового Шахтаминского месторождения, где их становление предшествовало внедрению тел неправильной формы и даек гранит-порфиров.

Даже немногочисленные приведенные примеры доказывают, что радиальное давление может проявляться неоднократно; образуются ли при этом радиально-кольцевые системы трещин — зависит от структурной подготовленности участка. Так, разрядка тектонических напряжений и радиального, и тангенциального направлений в Шахтаминском рудном поле происходила по главной системе разрывных нарушений близширотного простирания.

Эруптивные брекчии и радиально-кольцевые системы трещин чаще возникают в малоглубинных условиях, в связи с субвулканическими и экструзивными телами или вулканическими аппаратами. Пример Джидинского рудного поля и ряда других месторождений свидетельствует о том, что радиальное давление может проявляться и в более глубинных условиях, хотя признаки его действия часто устанавливаются с большим трудом. Это обусловлено в первую очередь тем, что на месторождениях, приуроченных к участкам пересечения зон повышенной трещиноватости пород двух и более направлений, для по-

ступления рудоносных растворов в область разгрузки не обязательно образование новых трещин, а достаточно приоткрыться уже имеющимся. В первую очередь откроются трещины, ориентировка которых близка к кольцевой или радиально-кольцевой. В определенных условиях возможно и полное унаследование ранее образованных систем трещин.

Таким образом, магматизм играет активную роль в контроле пространственного положения рудных полей и месторождений, являясь, наряду с разрывными тектоническими нарушениями, одним из основных факторов образования рудоконтролирующих и рудовмещающих трещин. На грейзеновых месторождениях, приуроченных к апикальным частям куполов гранитов, для возникновения контракционных трещин важна обстановка, в которой происходит остывание рудоносного интрузива. В формировании структур штокверковых месторождений существенное значение имеют радиальные напряжения, обусловленные в общем случае динамической активностью магмы. Это явление меньше всего отражено в структуре жильных месторождений, контролируемых обычно длительно формировавшимися тектоническими зонами; оно более широко представлено в рудных полях штокверковых месторождений и наиболее ярко проявлено при формировании месторождений типа минерализованных брекчиевых трубок.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Вмещающие породы месторождений олова, вольфрама и молибдена по составу весьма разнообразны. Это гранитоиды, эффузивные породы кислого и среднего состава, песчано-сланцевые и карбонатные породы и т. д. В пределах отдельных месторождений они по разному сочетаются, создавая сложную неоднородную обстановку для образования трещин и отложения руд. Физико-химические свойства вмещающих пород — определяющий фактор главным образом для скарновых и грейзеновых месторождений. Общеизвестно, что первые локализуются в областях контактов карбонатных и силикатных пород и что метасоматические процессы при формировании грейзеновых руд предпочтительно происходят в гранитах. Для жильных и штокверковых месторождений, тесно связанных с трещинными структурами, физико-химические свойства вмещающих пород имеют меньшее значение.

Влияние физико-механических свойств вмещающих пород на локализацию оруденения проявлено широко. Оно заключается в экранировании рудоносных растворов, приуроченности месторождений к литологически благоприятным породам, в образовании рудных тел около своеобразных «жестких упоров».

В роли экранов на описываемых месторождениях выступают осадочно-вулканогенные толщи, песчано-сланцевые породы, пологозалегающие дайки и разрывные тектонические нарушения. Поведение оруденения под экранирующими поверхностями различно. В одних случаях экранирующие толщи ограничивали продвижение рудоносных растворов в верхние горизонты земной коры. Такие толщи, видимо, являлись полупроницаемыми экранами, создавали относительно замк-

нутую систему, в которой происходило рудообразование. Оруденение на месторождениях, формировавшихся в такой обстановке, распространяется на значительную глубину и в его распределении не устанавливается влияние экранирующей поверхности.

Так, на Умальтинском месторождении (Дальний Восток) кварц-молибденитовые жилы мезозойского возраста залегают в палеозойских гранитах под перекрывающими нижнеюрскими базальными конгломератами, погружающимися на северо-запад (рис. 2). Штокверковое оруденение Сорского молибденового месторождения экранировали диориты кровли лейкократовых гранитов. По мнению Г. И. Бедрова (1960 г.), штокверковые руды Верхнекайрактинского молибденово-вольфрамового месторождения формировались под кислыми девонскими лавами, в свое время перекрывавшими рудовмещающую песчано-сланцевую толщу силура. Предполагается, что кислые эффузивы, распространенные в рудных полях штокверкового молибденового Бугданского и жильного вольфрамового Бом-Горхонского месторождений, в период рудообразования перекрывали площади месторождений и ограничивали проникновение рудоносных растворов к поверхности. На многих месторождениях некогда существовавшие покрывки уничтожены эрозией, однако можно предполагать их широкое распространение в периоды рудообразования, когда они являлись одним из факторов глубинности залегания месторождений.

Более определенно экранирующая роль тех или иных образований устанавливается в случаях, когда на месторождениях проявляется четкая зависимость в распределении оруденения по отношению к экранирующей поверхности, в частности, наблюдается вертикальная зочальность. Так, по данным В. И. Игнатовича [12], при формировании прожилково-вкрапленных руд Первомайского месторождения Джидинского рудного поля экраном служили сланцы кровли гранит-порфириров, остатки которых сохранились на размытой поверхности этого массива. Под экранирующей поверхностью установлено наиболее высокое содержание молибдена; с глубиной оно закономерно снижается.

На Спокойнинском грейзеново-вольфрамитовом месторождении оруденение приурочено к апикальной части купола лейкократовых гранитов, перекрывавшихся песчано-сланцевыми метаморфизованными породами среднего палеозоя.

На Югодзырьском месторождении (МНР) рудные тела молибденоносных грейзенов имеют уплощенную форму и залегают среди материнских гранитов полого, в целом параллельно их контакту, под экранирующей поверхностью пород кровли. Такое залегание грейзеновых тел позволяет предполагать, что в период рудообразования породы кровли препятствовали выходу рудоносных растворов за пределы рудоносного интрузива, а расположенные в породах кровли разрывные тектонические нарушения были закрыты.

На месторождении Сары-Чеку (Средняя Азия) медно-молибденовое оруденение приурочено к послесреднекарбонным кварцевым порфирам и гранодиорит-порфирам и экранируется пологозалегающими дайками гушсайского типа. Также под пологими дайками плагиогранит-порфириров залегают уплощенные тела штокверковых молибденовых руд Шалгиинского месторождения в Центральном Казахстане.

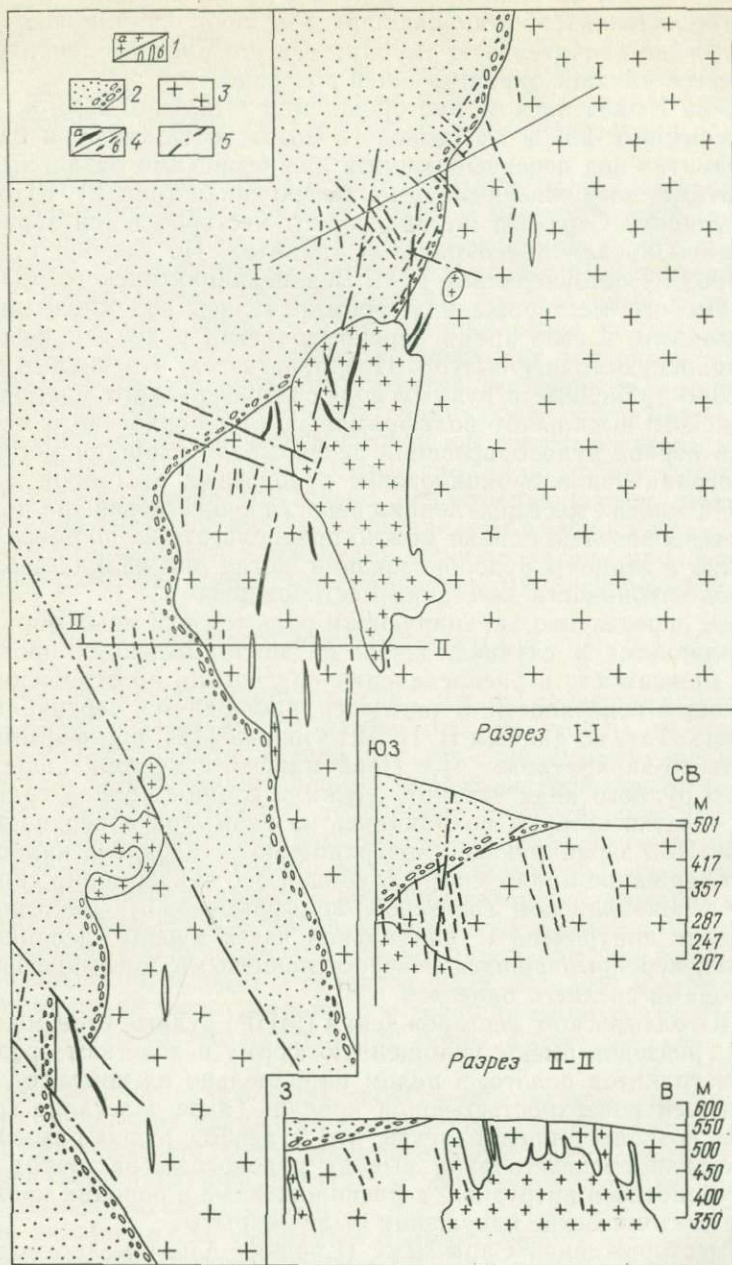


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Умальтинского месторождения, по В. Т. Покалову (1964 г.).

1 — мезозойские аплитовидные граниты (а) и гранит-порфиры (б); 2 — нижнеюрские песчаники и базальные конгломераты; 3 — палеозойские порфиридные граниты; 4 — рудные кварцевые жилы, выходящие на поверхность (а), не выходящие на поверхность (б); 5 — разрывные нарушения

На молибдено-вольфрамовом месторождении Эвертон (Австралия) руды кольцеобразного штокверка размещаются под экранирующей поверхностью пологозалегающего сброса (Н. Х. Фишер, 1953 г.).

Избирательная приуроченность оруденения к определенным типам пород, которые по физико-механическим свойствам существенно отличаются от вмещающих толщ, широко описана в литературе. Известны месторождения, где оруденение контролируется дайками (Шалгинское в Центральном Казахстане и Экугское на Чукотке), горизонтами относительно хрупких пород и др.

Экугское месторождение расположено в пределах северо-восточного крыла антиклинали, осложняющей более крупную антиклинальную структуру. Рудные тела месторождения залегают среди контактово-метаморфизованных песчаников, алевролитов и сланцев карнийского яруса и приурочены к штокам и дайкам кварцевых порфиров, благоприятным по своим физико-механическим свойствам. Значительно слабее оловянная минерализация проявлена в околодайковых песчано-сланцевых породах.

И, наконец, на ряде месторождений физико-механические свойства пород обуславливают размещение оруденения вокруг жестких блоков пород. Еще в 1949 г. Ф. И. Вольфсон и В. А. Невский обратили внимание, что в некоторых случаях развитие трещин происходит около древних жестких массивов, которые они называли «жесткими упорами». Подобные явления наблюдаются на скарново-шеелитовом месторождении Ингичке (Средняя Азия), где, по данным А. Д. Щеглова и Т. В. Буткевича [43], интенсивность скарнообразования и мощность скарновых тел связаны с характером залегания контактовой поверхности интрузива. Наиболее благоприятными для развития трещиноватости вблизи контактовой поверхности и образования мощных скарновых тел являлись ее участки с углами наклона от 15 до 40°; при более пологих углах раскрытия трещин не происходило, по-видимому, вследствие давления налегающих пород; при более крутых углах тангенциальные усилия оказывались почти перпендикулярными трещинам контракции.

Участки купольных и валообразных поднятий интрузива служили опорами для двигавшихся пород кровли. В таких местах происходило притирание контакта с образованием глинки трения, а в мраморах лишь слабо развивались трещины и незначительно проявлялось скарнообразование. Дайки при этом играли роль упоров, противодействовавших движению пород кровли. Благоприятные условия для интенсивной циркуляции растворов и образования основной массы скарнов были в областях лого- и мульдообразных понижений поверхности интрузива.

Наибольшее влияние оказывают физико-механические свойства пород на распределение оруденения в штокверковых месторождениях кольцеобразной формы. Здесь в качестве жестких упоров выступали штоки интрузивных пород, или блоки пород, подвергшиеся раннему окварцеванию, или так называемые кварцевые ядра (Ипчульское молибденовое месторождение в Хакасии, Бугдаинское в Восточном Забайкалье, Кальмакыр в Средней Азии, Клаймакс в США, Эвертон в Австралии и др.).

Таким образом, положение рудных полей и месторождений молибдена, вольфрама и олова контролируется сочетанием структурно-тектонических, магматических и литологических факторов, которые нередко выступают также в роли рудолокализирующих. Ведущими в контроле жильных месторождений являются структурно-тектонические факторы, штокверковых месторождений — структурно-тектонические и часто магматические, грейзеновых — магматические и отчасти литологические, а скарновых — литологические факторы, сочетающиеся со структурными.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудное поле обычно включает группу сближенных месторождений, объединенных геологической структурой. Вместе с тем нередко рудное поле ограничивается рамками единственного месторождения. Оба понятия тесно связаны друг с другом и резкой границы между ними мы не проводим.

Единой систематики структурных типов месторождений молибдена, вольфрама и олова не существует. Обобщения проводились либо для отдельных рудных провинций, либо ограничивались пометальными классификациями и классификациями отдельных структурных или генетических групп месторождений. Так, Г. Н. Щерба разработал систематику рудных полей грейзеновых месторождений Казахстана, разделив их на внутриинтрузивные и надинтрузивные, которые в свою очередь включают купольные, брекчиевые, трещинные, дайковые, трубообразные и др.

А. В. Дружинин [8] выделяет типы рудных полей и месторождений, локализованных в следующих разрывных структурах: 1) синскладчатых или наложенных на складчатость (надвиги, взбросы, сбросы, зоны расланцевания и мелкой трещиноватости); 2) формирующихся в процессе внедрения магмы и ее кристаллизации; 3) образованных в связи с вулканической деятельностью.

В. И. Игнатович [12] для Западного Забайкалья намечает три структурных типа молибденовых месторождений: 1) в линейных тектонических зонах экзо-, эндоконтактов рудоносных массивов; 2) в сложных зонах повышенной трещиноватости апикальных частей рудоносных массивов и в узкой полосе их экзоконтакта; 3) в сопряженных тектонических зонах двух направлений в экзоконтакте гипабиссальных рудоносных массивов или в апикальных частях и экзоконтакте субвулканических интрузивов.

Б. С. Чернов (1965 г.) систематизировал структуры штокверковых месторождений молибдена на основе генезиса рудовмещающих трещин и выделил две группы штокверков: 1) в линейных тектонических трещинах (зоны трещиноватости одного направления и участки сопряжения разнонаправленных тектонических зон); 2) в радиально-кольцевых трещинах, связанных с механической активностью магмы (в апикальных частях интрузивных массивов, штоках малых интрузий и субвулканах, магматических телах кольцевого строения, трубах взрыва).

Е. П. Малиновский [22] разработал классификацию вольфрамовых месторождений, в которой различает четыре температурных типа, характеризующихся определенными особенностями генезиса рудовмещающих трещин, механизма формирования рудных тел, их размеров и внутреннего строения.

Наиболее обстоятельно структурные типы штокверковых и жильных рудных полей молибдена и вольфрама Центрального и Южного Казахстана рассмотрены Т. М. Лаумулиным [19]. При выделении морфологических типов редкометальных рудных полей он принимал во внимание их положение в структурных этажах, тип рудовмещающих трещин, расчлененность рельефа кровли рудоносной интрузии и форму рудных тел.

Полной классификации структурных типов оловорудных месторождений нет. Несистематизированные сведения по этому вопросу встречаются в работах О. Д. Левицкого, Е. А. Радкевич, С. Ф. Лугова, Б. В. Макеева, В. Т. Матвеевко, М. П. Материкова, Б. Л. Флерова, В. Н. Дубровского, И. Н. Кигая, А. Б. Павловского, И. Н. Томсона, В. К. Чайковского и др., а также в работах, посвященных структурам рудных полей гидротермальных месторождений.

Разрабатывая классификацию структур месторождений молибдена, вольфрама и олова, необходимо исходить из того, что она должна быть частью общей классификации структур эндогенных рудных месторождений и вместе с тем обязана включать основные элементы частных классификаций месторождений рассматриваемых полезных ископаемых. Общие классификации разработаны В. М. Крейтером [16], В. И. Смирновым [34], Ф. И. Вольфсоном и П. Д. Яковлевым [3, 47], Г. Ф. Яковлевым [46], А. В. Королевым и П. А. Шехтманом [15] и др.

Классификация Ф. И. Вольфсона и П. Д. Яковлева, на наш взгляд, является наиболее полной, учитывающей многолетний опыт разведки и эксплуатации рудных месторождений различных полезных ископаемых. Вместе с тем, принимая эту классификацию за основу, следует внести в нее некоторые дополнения и изменения, учитывая новые данные, полученные при изучении структур месторождений вольфрама, молибдена и олова. Так, среди рудных полей, приуроченных к надинтрузивным зонам и к субвулканическим телам, важно выделить типы месторождений, рудолокализирующие трещинные структуры которых закладываются или приоткрываются в связи со взрывными явлениями и под влиянием механической активности магмы. Такого рода структурные типы описаны в литературе [19, 25, 39, 42]. Кроме того, нами выделены рудные поля и месторождения среди горизонтов благоприятных пород и произведена детализация структурных типов месторождений, локализованных в зонах разрывных нарушений и сопряженной с ними мелкой трещиноватости. И, наконец, при систематике структурных типов месторождений необходимо учитывать условия глубинности проявления рудно-магматических процессов. Поэтому первыми и наиболее крупными классификационными градациями будут четыре генетические группы структур рудных полей (вулканические, тектоно-субвулканические, тектоно-плутонические и тектонические), соответствующие поверхностным, приповерхностным, гипабиссальным и мезоабиссальным условиям образования.

Поверхностные и приповерхностные рудные поля включают исключительно гидротермальные месторождения и характеризуются развитием эффузивных пород, пирокластов, порфировых, дайковых и штоковых серий. Они слагают покровы, жерла, вулканические интрузивы,

трубки взрыва, кальдеры и проявляются индивидуально, либо в различном сочетании. При их образовании значительная роль, наряду с линейными разрывными нарушениями, принадлежит разрывам кольцевого и радиального типов, а также мелкой трещиноватости, заложение которой связано с интрузивным давлением магмы и взрывными процессами.

Гипабиссальной зоне, наряду с типично гидротермальными месторождениями, свойственны (ее нижней части) скарновые, грейзеновые и в меньшей мере пегматитовые месторождения. Последние характерны для более глубинных условий. Иногда в верхней части мезоабиссальной зоны бывают также проявлены грейзеновые месторождения. С такими изменениями и дополнениями классификация основных структурных типов рудных полей и месторождений представлена в табл. 1.

Предложенная классификация не предусматривает деление структурных типов рудных полей и месторождений по генетическим группам: пегматитовой, скарновой, грейзеновой и собственно гидротермальной. Это значительно усложнило бы классификацию в связи с многочисленными повторениями, так как большинство структурных типов являются «сквозными». Вместе с тем генетические черты оруденения находят отражение и в структурных особенностях его проявления.

Для пегматитовых, преимущественно оловоносных месторождений характерны: 1) жилообразные тела в трещинах скола; 2) жилообразные тела в круто- и пологопадающих трещинах разрыва; 3) линзообразные тела, согласные со слоистостью пород кровли; 4) штоки и трубообразные тела в породах кровли [5]. Самые распространенные формы оловоносных пегматитов — жилообразные тела. Те из них, которые локализованы в трещинах скола, обычно имеют значительную протяженность. Пегматитовые поля в Зимбабве достигают в длину 15 км, а в районе Манано в Заире зоны развития пегматитов протягиваются на 15 км при ширине в несколько сот метров. Среди многих минеральных типов наиболее обогащены касситеритом альбитовые и альбит-сподуменовые пегматиты с наложенной автометасоматической грейзенизацией.

А. И. Гинзбург и др. [5] выделяют две группы структур рудных полей редкометалльных пегматитов, и среди них подгруппы и типы (общее число последних 12). К первой группе относятся пегматитовые поля, пространственно связанные с материнскими гранитами. Данная группа представлена двумя подгруппами: жильными сериями в интрузивах материнских гранитов и пегматитовыми полями в надинтрузивных зонах. Ко второй группе принадлежат пегматитовые поля, пространственно разобщенные с материнскими гранитами. В этой группе также выделяют две подгруппы: 1) пегматитовые поля и жильные серии в относительно изотропных или слабо анизотропных вмещающих породах; 2) пегматитовые поля и жильные серии в механически анизотропных вмещающих породах.

Грейзеновые и скарновые рудные залежи обычно наследуют морфологические особенности контактов интрузивов с вмещающими породами, нередко осложняясь ответвлениями вдоль апофиз и тектони-

Структурные типы рудных полей и месторождений молибдена, вольфрама и олова

Генетические группы рудных полей	Структурные типы рудных полей	Структурно-морфологические типы и подтипы месторождений	Примеры месторождений
Вулканические	Рудные поля в жерлах и кальдерах	Штокверки в жерлах Штокверки в кальдерах	Шерловая гора (СССР) Уран-молибденовые месторождения
Тектоно-субвулканические	Рудные поля в трубках взрыва, субвулканических интрузивах и осложняющих их разрывных нарушениях	Штокверки в трубках взрыва	Хинганское (СССР), Редукл Бейсин (США)
		Штокверки в рудовмещающих структурах, связанных с образованием субвулканических интрузий	Клаймакс (США), Бугдаинское (СССР)
		Жилы и жильные зоны в субвулканических телах	Лаллагуа, Потоси (Боливия)
Тектоно-плутонические	Рудные поля в надинтрузивных линейных и кольцевых зонах трещиноватости и апикальных выступах интрузивов	Линейные жильные и жильно-штокверковые зоны в надинтрузивных толщах осадочно-метаморфических пород	Богутинское, Нура-Талды, Узарсайское (СССР)
		Кольцевые и дуговидные жильные и жильно-штокверковые зоны в апикальных частях скрытых интрузивов и над их гребневидными выступами	Караобинское, Коктенкольское (СССР)
		Изометричные и столбообразные штокверки в надкупольных частях скрытых гранитных массивов	Верхнекайрактинское, Джанет, Байназар (СССР)
		Столбообразные штокверки в штоках грейзенов и грейзенизированных гранитах над куполами «внутренних» гранитов	Альтенберг, Гейер (ГДР)

Генетические группы структур рудных полей	Структурные типы рудных полей	Структурно-морфологические типы и подтипы месторождений	Примеры месторождений
Тектоно-плутонические	Рудные поля на контактах гранитных массивов с карбонатными породами и в осложняющих контактах зонах разрывных нарушений	Контактные и приконтактные залежи и гнездообразные тела: пологие залежи в зонах дробления по контактам карбонатных пород с гранитами крутопадающие залежи гнездообразные тела в зонах развития ксенолитов известняков среди гранитоидов	Лянгар, Ингичке, Майхура (СССР) Тырнауз (СССР) Балканское (СССР)
	Рудные поля в протектонических зонах эндоконтакта интрузий и их апофизах	Жилы и плащеобразные прикровлевые тела, залежи грейзенов, грейзенизированных гранитов и пегматитов: жилы в пологих контракционных трещинах отрыва прикровлевые грейзеновые залежи жильно-залежные зоны	Букукинское (СССР) Спокойнинское (СССР) Циновец, Крупка (ЧССР), Югодзьерское (МНР) Лост Ривер (США)
Тектонические	Рудные поля в линейных зонах разрывных нарушений и сопряженной с ними трещиноватости	Жилы и жильные зоны в трещинах скалывания: односистемные двухсистемные трехсистемные и более сложные жильные и жильно-штокверковые зоны в крупных сколовых и оперяющих их мелких трещинах	Давендинское, им. Лазо, Бом-Горхонское, Акчатау (СССР) Шахтаминское, Арсеньевское (СССР) Депутатское, Иультинское Учкошкон (СССР)
		Жило- и линзообразные тела в трещинах отрыва: односистемные, поперечные осям складок сложного строения	Онон (СССР) Месторождения Калбинского района (СССР)

Генетические группы структур рудных полей	Структурные типы рудных полей	Структурно-морфологические типы и подтипы месторождений	Примеры месторождений
Тектоническое	Рудные поля в линейных зонах разрывных нарушений и сопряженной с ними трещиноватости	Штокверки и жилы в участках трещиноватости, приуроченных к зонам разрывных нарушений: в узлах пересечения (столбообразные и изометричные штокверки) в участках сочленения (жилы и штокверковые зоны) в межразломных блоках	Жирекенское, Сорское (СССР); Компакча (Перу) Охотничье, Остандовское (СССР) Пыркакай (СССР)
		Трубообразные тела в участках пересечения и сопряжения разрывных нарушений	Невское (СССР)
	Рудные поля, приуроченные к складкам и складчатым трещинам	Плито- и линзообразные тела в межпластовых трещинах отслаивания	Месторождения в Восточных Саянах
		Жило- и линзообразные тела и метасоматические залежи в посылочных и секущих трещинах	Ангокитское (СССР)
	Рудные поля, приуроченные к зонам трещиноватости среди горизонтов благоприятных пород	Штокверковые тела сложной формы в пластах амфиболитов или скарновых залежах	Кти-Теберда (СССР)
		Штокверки в апофизах и дайках изверженных пород	Бурановское (СССР)
		Штокверки в покровах эффузивов	Уран-молибденовые месторождения
	Рудные поля сложного (комбинированного) строения	Сочетание рудных жил и штокверков	Джидинское (СССР)
		Сочетание оруденелых трубок брекчий, рудных жил и штокверков	Булуктайское (СССР)
		Сочетание столбообразных залежей, рудных жил, штокверков и оруденелых даек	Маунт-Бишоф (Австралия)

ческих нарушений. При расположении рудных тел в удалении от контакта с гранитами их морфология определяется тектоническими нарушениями и особенностями залегания карбонатных пород. В узлах сопряжения и пересечения разрывных нарушений рудные тела приобретают сложные, порой причудливые очертания. Выделяют главные типы скарновых месторождений, развитых вдоль трещинных зон, приуроченных к: 1) пологопадающим контактам карбонатных пород и гранитоидов; 2) крутопадающим тектоническим контактам тех же пород; 3) сколовым трещинам и сопряженным с ними боковым оперяющим трещинам, развитым в гранитоидах; 4) плоскостям напластования, осложненным тектоническими подвижками в зоне контакта силикатных и карбонатных пород; 5) пересечению сколовых трещин в известняках; 6) сложным трещинным структурам, связанным с диапировым протыканием пластичными породами (известняками и мраморами) вышележащих, более хрупких силикатных пород; 7) зонам развития ксенолитов известняков в гранитоидах и экструзивных порфирах.

Все многообразие грейзеновых месторождений молибдена, вольфрама и олова Д. В. Рундквистом и др. [32] сведено к шести основным структурно-морфологическим типам: 1) минерализованные купола гранитов, 2) минерализованные дайки гранитных пород, 3) трубообразные тела в гранитах или породах кровли, 4) штокверковые месторождения в зонах брекчий или многосистемной трещиноватости среди гранитов или вмещающих их пород, 5) жильные месторождения в различных породах, 6) месторождения в избирательно замещенных горизонтах пород экзоконтакта.

Собственно гидротермальным месторождениям принадлежит наибольшее число структурных типов, отраженных в рассматриваемой классификации.

РУДНЫЕ ПОЛЯ В ЖЕРЛАХ И КАЛЬДЕРАХ

Важную роль при локализации штокверкового оруденения играют структуры, связанные с формированием брекчиевых тел, образованных в результате газовых прорывов. По отношению к вулканическим аппаратам эти рудовмещающие структуры могут быть внутрижерловыми, околожерловыми и комбинированными. Рудоносные структуры этого типа характеризуются большим разнообразием. Наряду с брекчиями, залегающими в форме трубообразных, кольцеобразных и дайкообразных тел, широко распространены наложенные крупные трещины и мелкая трещиноватость, вмещающие рудоносные штокверки, жилы и жильные зоны [3, 46, 47].

Штокверки в рудовмещающих структурах, связанных с образованием вулканических жерл. Жерла конической формы, выполненные преимущественно экструзивами, характерны для оловянных и урано-молибденовых месторождений СССР. К этой же группе А. В. Дружинин относит **Шерловгорское** кварц-сульфидно-касситеритовое месторождение в Забайкалье. Рудное тело представлено штокверком, развитым в основном в туфах кварцевых порфиров, выполняющих жерло позднеюрского вулкана. Последний приурочен к участку пе-

ресечения разломов северо-восточного и близмеридионального направлений. Минерализованы также нарушения во вмещающих породах (так называемая зона северо-восточного разлома и оперяющие ее меридиональные сбросы).

Штокверки в рудовмещающих структурах, связанных с образованием кальдер. Как установлено Ф. И. Вольфсоном и П. Д. Яковлевым [3], месторождения этого типа располагаются в кольцевых и радиальных трещинах, главным образом в околокальдерном пространстве. В других случаях характерными морфоструктурами являются прикальдерные линейные жильные зоны и штокверки в субвулканических телах и дайках вдоль наложенных разломов, а также столбообразные штокверки внутри кальдер в участках сопряжения оперяющих трещин с основными разрывными нарушениями [3]. Ураново-молибденовые месторождения размещаются среди вулканических покровов, а в некоторых кальдерах одновременно и в гранитах фундамента во внутренней части кальдер. Локализуются они в зонах скрытых разломов, узлах пересечения и сопряжения линейных тектонических разрывов между собой или с внутренними кольцевыми разломами. Рудные тела обычно представлены жильными и жилообразными залежами, штокверковыми телами сложной формы, в том числе линейными макроштокверками, неправильными пологими межпластовыми прожилково-вкрапленными залежами. Наиболее благоприятными для размещения оруденения являются вулканиты с повышенными хрупкостью и пористостью. Прослои вулканогенно-осадочных пород и горизонты плотных лав с низкой пористостью играли роль экранов. Вертикальный размах оруденения в рассматриваемом типе кальдер от 600 м до 1 км и более.

РУДНЫЕ ПОЛЯ В ТРУБКАХ ВЗРЫВА, СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИВАХ И ОСЛОЖНЯЮЩИХ ИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЯХ

Рудные поля и месторождения рассматриваемого структурного типа составляют обширную группу рудных объектов молибдена, вольфрама и олова, развитых во многих рудных провинциях мира, особенно в пределах Тихоокеанского рудного пояса.

Штокверки в рудовмещающих структурах, связанных с образованием трубок взрыва. Положение полей трубок взрыва контролируется главным образом региональными зонами разрывных нарушений, узлами их сопряжения и пересечения. При этом важное значение имеют контактовые зоны интрузивных массивов и скрытые куполовидные поднятия. В соответствии с геологической позицией выделяются внутритрубовые, околотрубовые и комбинированные типы месторождений. Внутритрубовые месторождения являются довольно распространенными (оловорудное Хинганское, олово-полиметаллическое Актюзское и многие медно-молибденовые месторождения Анд и Северо-Американских Кордильер: Кананеа, Эль-Тениенте и др.). Рудные штокверки в большинстве случаев крутопадающие или вертикально ориентированные; они имеют кольцевую, коническую и столбообразную форму, наследующую форму трубок брекчий. Околотрубовые месторождения представлены рудными жилами одной или двух сис-

тем, а также штокверковыми зонами. Комбинированные месторождения обычно включают рудные тела, развитые как внутри трубок, так и вне их во вмещающих породах. При этом для рудолокализирующих элементов структур характерны не только тела брекчий, но и наложенные на них более поздние трещины. Поэтому, как правило, отмечается сочетание трубообразных штокверковых и линейных жильных тел. Типичный пример — Булуктайское молибдено-вольфрамовое месторождение в Западном Забайкалье.

Трубчатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля имеют неправильную, округлую в плане форму, субвертикальное падение [24]. Они расположены в кристаллических сланцах докембрия, над куполами аляскитовых гранитов, которые приурочены к узлам пересечения северо-восточного Кварцевого разлома с более мелкими разрывными нарушениями. Трубчатые тела заполнены обломками вмещающих пород, магматическим материалом и постагматическими образованиями. Формирование их происходило в близповерхностных условиях на фоне неоднократных газовых взрывов. Повторное дробление приводило к наращиванию трубчатых тел как вверх по восстанию, так и по площади по полукольцевым зонам и вдоль разрывов в основном северо-восточного простирания. Редкометалльные и свинцово-цинковые рудные залежи расположены внутри трубчатых тел [24].

Хинганское месторождение образовано густой сетью ветвящихся, беспорядочно распределенных прожилков, сложенных касситеритом, кварцем, флюоритом и сульфидами. Такого рода штокверк пространственно приурочен к двум близко расположенным телам взрывных брекчий. Центральное тело брекчий морфологически представляет собой конус, имеет на поверхности форму овала, а на глубине оно изометрично, в 5—6 раз меньше по площади [23]. Южное тело брекчий напоминает сильно сплюснутый вертикальный раструб с резко расширенной верхней частью. На глубине в прикорневой части оно переходит в трубчатое тело, не превышающее в поперечнике 12 м. Оба брекчиевых тела залегают практически вертикально. Резкое расширение взрывных воронок происходит на выходе их из интрузива гранит-порфира в его кровлю.

Комплексное месторождение **Рэдуэлл Бейсин** (рис. 3) представлено сложной трубкой брекчий, сформированной над штоком риолитовых порфира миоценового возраста. Оно входит, наряду с месторождениями Клаймакс и Юред-Гендерсон, в рудный пояс Колорадо [50]. Структурная позиция месторождения определяется узлом пересечения Колорадской структурной зоны северо-восточного простирания поперечными разрывами Кейстоун и Рэдуэлл Бейсин. Сложный комплекс трубок месторождения возник в результате двух фаз интрузивного магматического процесса: 1) формирования штока риолитовых порфира и трубки магматической брекчии над ним; 2) внедрения во внутреннюю зону риолитовых порфира гранитной магмы и образования трубки тектонической брекчии, пересекающей все предшествующие магматические породы. Первая трубка в плане имеет форму эллипса, вытянутого на северо-восток, размер его 270×450 м. Вторая трубка, концентрически расположенная внутри первой, меня-

ет форму от эллиптической в верхних частях до серии корневых «даек» — в нижних. Общая длина колонны брекчиевых трубок по вертикали 1000 м.

На месторождении Рэдуэлл Бейсин наблюдается три главные минерализованные зоны: верхняя полиметаллическая (Cu, Pb, Zn и Sn), а также ранние промежуточная и нижняя редкометалльные (W, Mo, Sn). Верхняя телескопированная рудная зона пространственно свя-

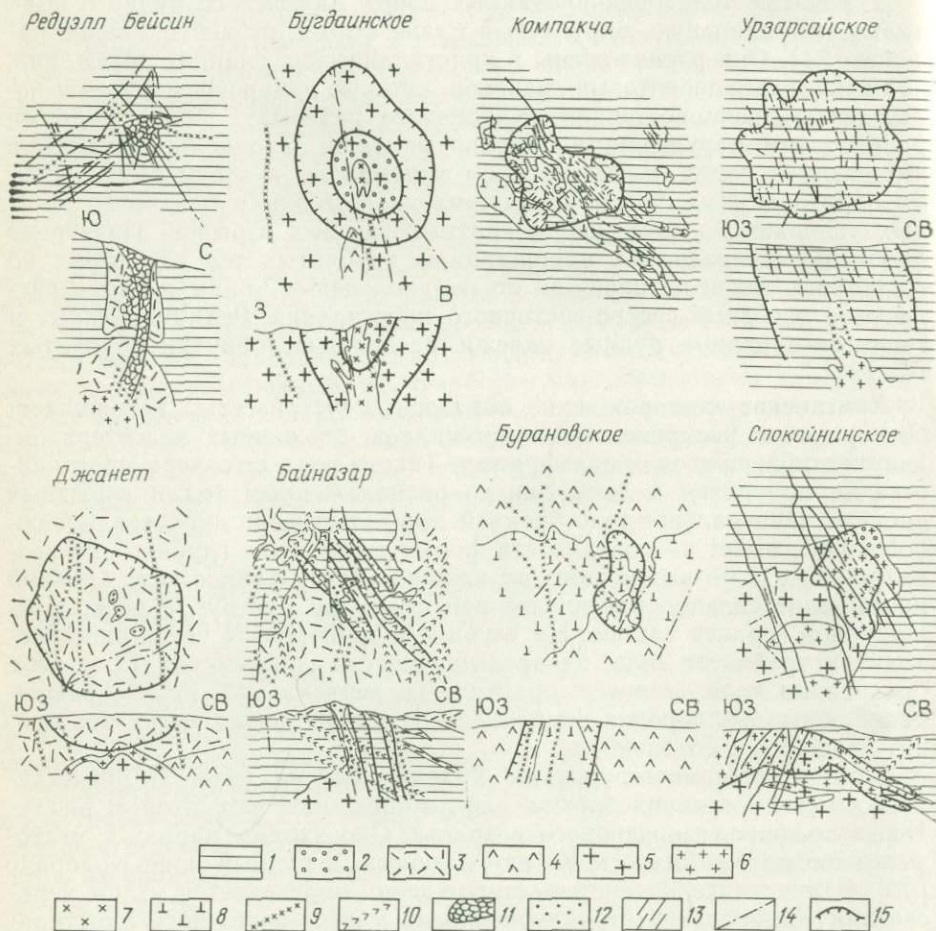


Рис. 3. Схемы геологического строения штокверковых и жильно-штокверковых месторождений молибдена, вольфрама и олова.

1 — сланцы кварц-хлоритовые, кварц-биотитовые, ороговикованные, роговики, алевролиты; 2 — кварциты, интенсивно окварцованные породы; 3 — липариты, липаритовые порфиры и их туфы, кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры и их туфы; 4 — диабазы, диабазовые и диоритовые порфиры, андезиты, андезитовые и дацитовые порфиры; 5 — крупнозернистые и среднезернистые граниты; 6 — мелкозернистые граниты; 7 — гранит-порфиры, риолит-порфиры; 8 — сенииты, граносенииты, сениит-мондониты, мондонит-порфиры; 9 — дайки кислого состава; 10 — дайки основного состава; 11 — зоны брекчий; 12 — рудные грейзены, зоны грейзенизации; 13 — кварцево-рудные жилы; 14 — разрывные нарушения; 15 — зоны штокверковой минерализации

зана с трубками брекчий и максимальных размеров достигает на эрозионной поверхности, сужаясь к центру трубок на глубине 700 м. Промежуточная редкометальная зона локализована между вершиной купола липаритов и основанием ранней трубки фельзитовой магматической брекчии, образуя перевернутое чашеобразное тело мощностью до 300 м. Нижняя рудная зона имеет подобное форму и размеры и пространственно занимает аликальную часть липаритового штока, включая его контакт с поздним некковым телом гранитов. Общий размах комплексного оруденения составляет 1500 м, из которых почти 1 км приходится на вольфрам-молибденовое оруденение. Олово-вольфрам-молибденовые зоны формируют штокверковые рудные тела, приуроченные к участку сочленения различно ориентированных структурных элементов, главным образом веерных и краевых трещин, образование которых связывается с внедрением магмы. Интрузия липаритовых порфиров в роговики сформировала трещинную систему, вместившую промежуточное рудное тело, а интрузия некка гранитов вызвала образование разрывов, локализовавших нижнее рудное тело.

Пространственное положение и морфология редкометальных зон, интрузивных центров, состав пород и сложный генезис штока липаритовых порфиров свидетельствует о том, что месторождение Рэдуэлл Бейсин относится к типу Клаймакс. Однако, в отличие от месторождений Клаймакс и Юред-Гендерсон, оно имеет почти незеродированную надинтрузивную колонну магматической и тектонической брекчий [50].

Штокверки в рудовмещающих структурах, обусловленных формированием субвулканических тел. При образовании субвулканических штокообразных тел кварцевых порфиров, гранит-порфиров, дацитов и других пород появляются кольцевые зоны повышенной трещиноватости, иногда брекчирования, становление которых связано с механической активностью интрузирующей магмы. В такого типа кольцевых конических и цилиндрических структурах локализуются многие молибденовые штокверки с характерным для них внутренним безрудным ядром (месторождения Клаймакс, США; Бугдаинское, СССР).

Бугдаинское месторождение молибдена приурочено к кольцевой зоне измененных палеозойских гранитов, окаймляющей ядро окварцованных и калишпатизированных гранитов, прорванных штоком гранит-порфиров. В плане штокверк имеет овальную форму, вытянут в меридиональном направлении. На глубину он воронкообразно сужается, частично входя в ядро измененных палеозойских гранитов и шток молодых гранит-порфиров (см. рис. 3). По В. Т. Покалову [29], месторождение представляет собой пример молибденового штокверка, который находится в экзоконтакте материнского плутона и наследует структуру вулканического или субвулканического происхождения. Он имеет концентрически зональное строение с ранней молибденовой минерализацией в центре и более поздней низкотемпературной полиметаллической в его периферической части. Такое строение обусловлено стадийным развитием гидротермального процесса, при котором раннее окварцевание центральной части месторождения препятствовало дальнейшему проникновению в нее гидротермальных

растворов. Поэтому рудные минералы откладывались вокруг безрудного ядра, что создавало кольцевое строение рудного штокверка.

Жилы и жильные зоны в субвулканических телах широко развиты в Боливии и представлены месторождениями Потоси, Лаллагуа. Месторождение Потоси приурочено к штоку дацитов Серро Рико, прорывающему ордовикские сланцы и залегающие на них третичные вулканогенные толщи. Шток сужается на глубину, сменяясь дайкообразным телом. Большая часть рудных олово-серебряных жил сосредоточена в пределах штока, переходя на глубину в сланцы. Разные жилы образуют протяженные крутопадающие системы северо-восточного простирания. Наиболее крупные жильные системы — Тахо-Поло, Эсинас, Боливар прослежены на глубину до 1000 м [3].

РУДНЫЕ ПОЛЯ В НАДЫНТРУЗИВНЫХ ЛИНЕЙНЫХ И КОЛЬЦЕВЫХ ЗОНАХ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И АПИКАЛЬНЫХ ВЫСТУПАХ ИНТРУЗИВОВ

В рассматриваемом структурном типе рудных полей рудовмещающими являются тектонические сколовые трещины и сопровождающая их мелкая трещиноватость, а также контракционные трещины в интрузивных массивах и, наконец, трещины, связанные с механизмом формирования этих массивов. Структурные типы месторождений выделены таким образом (см. табл. 1), что в двух первых при локализации оруденения решающую роль играют тектонические трещины, возникшие при интрузивном давлении, а в остальных — трещины термической контракции.

Для месторождений надынтрузивной зоны характерна отчетливая связь контуров оруденения и особенностей его размещения с морфологией апикальной части скрытого массива гранитоидов. Над куполами обычно проявлен изометричный контур оруденения, над гребневидными выступами — линейные жильные или штокверковые зоны. При этом максимум рудных тел наблюдается при пологом контакте кровли гранитоидов и отмечается обратнопропорциональная связь в масштабах развития внутри- и надынтрузивной рудной минерализации. При наличии крупных надынтрузивных жильных или штокверковых зон оруденение в куполах гранитов, как правило, отсутствует или развито незначительно. И, наоборот, крупные грейзеновые залежи в куполах исключают существенное проявление оруденения в надынтрузивной части рудовмещающего разреза. На олово-вольфрамовых месторождениях нижней границей грейзеновых залежей служит зона смены грейзенов альбитизированными гранитами.

Линейные жильные и жильно-штокверковые зоны в надынтрузивных толщах осадочно-метаморфических пород. Особенности строения штокверков и апикальных частей скрытых интрузивных массивов свидетельствуют о том, что их формирование контролировалось едиными зонами разрывных нарушений, определявших гребневидный характер апикальных частей интрузий и жильно-штокверковый тип месторождений, образованных над ними. К числу подобных месторождений относятся Богутинское, Урзарсайское и Нура-Талды. Они характеризуются большой протяженностью рудных тел по простиранию (до

3 км) и затуханием промышленной минерализации на глубине или с приближением к гребневидным выступам скрытых интрузивов, или непосредственно в их верхней части. Общий вертикальных размах оруденения составляет 400—500 м.

Рудное поле молибденового месторождения **Нура-Талды** расположено в Центральном Казахстане в Калдырминской структурно-металлогенической зоне и приурочено к останцу верхнесилурийских песчано-сланцевых отложений, прорванных серией даек кислого, реже среднего состава, являющихся апофизами скрытого гранитного массива пермского возраста. Купол этого массива залегает на глубине около 200 м, имеет размеры 650×300 м и вытянут в субширотном направлении. Месторождение представлено серией сближенных крутопадающих на запад кварцевых жил и прожилков с вольфрамитом, висмутином, молибденитом, пиритом и другими минералами (рис. 4).

В пределах Центрального, наиболее продуктивного участка устанавливается около 140 жил мощностью от 0,1 до 1,5 м. Для жил характерно наличие разветвлений, апофиз и оперяющих прожилков. Наряду с субмеридиональными жилами в пределах участка отмечаются более поздние жилы субширотного простирания, но они имеют резко подчиненное развитие. Жилы прослеживаются до глубины около 400 м, причем в пределах куполовидного выступа материнских гранитов они выклиниваются. На Южном участке развит штокверк в основном односистемных крутопадающих на запад прожилков кварц-мусковит-флюоритового состава.

Шеелитоносный штокверк **Урзарсайского** месторождения, расположенного в Горном Алтае, приурочен к зоне Чаган-Бургазинского разлома северо-западного простирания с крутым (60—85°) падением на северо-восток. Наиболее продуктивная часть штокверка совпадает с приподнятым блоком, в котором отмечается сгущение трещин, оперяющих упомянутый разлом. Судя по наличию ореола ороговикования в кварцево-слюдистых сланцах верхнего кембрия, в которых и проявлена прожилковая минерализация, штокверк является надинтрузивным. Ориентировочная глубина залегания апикальной части скрытого материнского интрузива гранитоидов 600—700 м. Косвенным признаком существования такого интрузива служат также дайки микрогранит-порфиров, вскрытые скважинами на глубине 260—470 м (см. рис. 3).

Кольцевые и дуговидные жильные и жильно-штокверковые зоны в апикальных частях скрытых интрузий и над их гребневидными выступами. Как и в ранее рассмотренных структурных типах, контуры оруденения совпадают с очертанием гранитных выступов. В данном случае эти выступы имеют дуговидную форму и в известной мере отражают структурные элементы кольцевых интрузий центрального типа. По размерам месторождения близки к месторождениям предыдущего структурного типа. Типичными примерами дуговидных жильно-штокверковых зон являются молибдено-вольфрамовые Коктенкольское и Караобинское месторождения в Центральном Казахстане, детально описанные в главе V.

Изометричные и столбообразные штокверки в трещиноватых надкупольных частях скрытых гранитных интрузий. В отличие от пред-

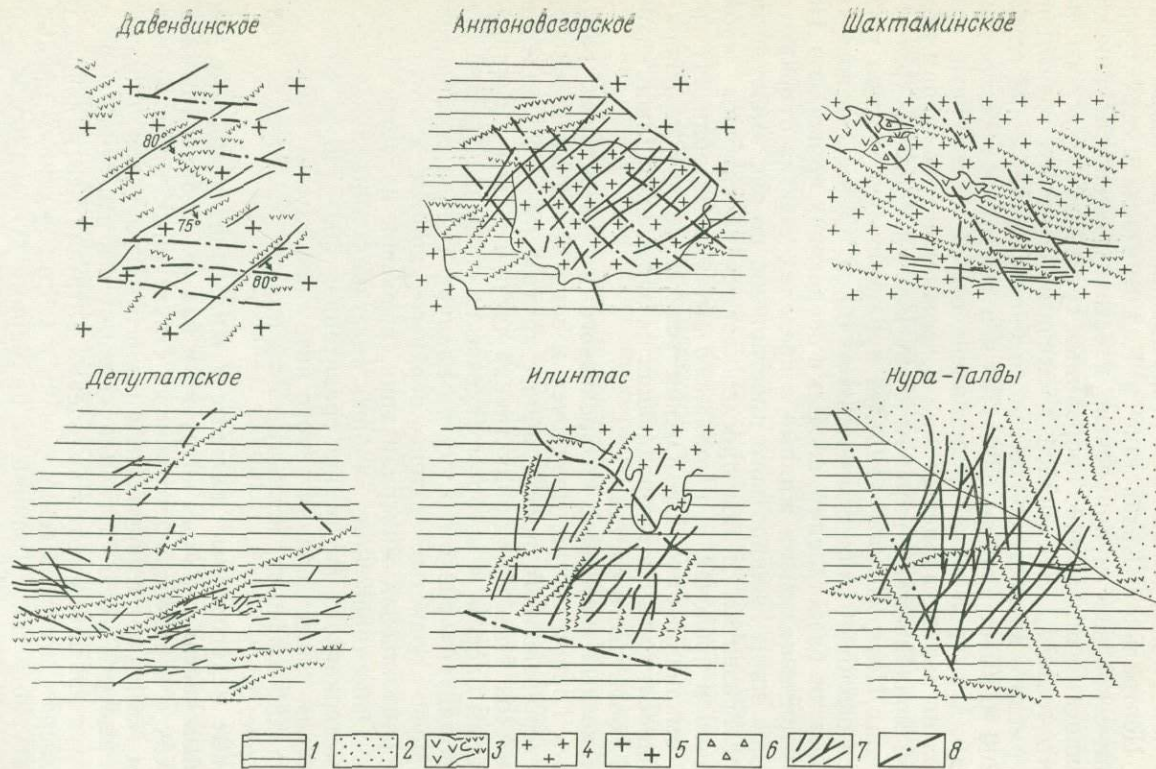


Рис. 4. Схемы строения жильных полей месторождений молибдена, вольфрама и олова.
 1 — песчаники, сланцы, алевриты, конгломераты; 2 — песчаники, алевриты с линзами сланцев; 3 — штоки и дай-
 ки порфировых пород разного состава; 4 — лейкократовые граниты, гранит-порфиры; 5 — биотитовые, реже роговооб-
 манково-биотитовые граниты; 6 — эруптивные брекчии; 7 — кварцево-рудные жилы; 8 — разрывные нарушения

шестуюшего структурного типа, рудолокализирующие трещины сконцентрированы на площади, совпадающей по своим очертаниям с контуром гранитного купола. По-видимому, внедрение магмы обусловило раскрытие трещин, расположенных непосредственно над куполом. При незначительных размерах в плане штокверки этого типа распространены на глубину до 1000—1200 м. Подобные штокверки широко проявлены на территории Центрального Казахстана (Батыстау, Джанет, Байназар и др.).

Месторождение **Джанет** (см. рис. 3) представлено штокверком молибденит-, в меньшей мере вольфрамитсодержащих прожилков, развитых в кровле и проникающих в апикальную часть нескрытого гранитного массива. По Ю. П. Иванову, Р. Н. Мальковой, В. А. Мельниковой (1960 г.) и Т. М. Лаумулину [19], рудное тело имеет форму сужающегося к низу столба и в горизонтальном сечении вытянуто в северо-западном направлении. Глубина оруденения около 400 м. Рудовмещающие трещины в основном образовались в результате вздымания и проседания надынтрузивной кровли в связи со становлением рудоносного материнского интрузива. Формирование конуса повышенной трещиноватости обусловлено наибольшим сдвижением вмещающих пород над куполом интрузии. Прожилки обычно прямолинейны, с четкими контактами; мощность их от долей миллиметра до 10 см, протяженность от 5 см до 50 м. Наиболее густая сеть прожилков развита в экзоконтакте гранитной интрузии, в пределах интервала глубин 40—250 м.

Месторождение **Байназар** (мдлибдено-вольфрамовое) расположено в восточной части Жамансарьсуйского антиклинория, сложенного терригенными образованиями верхнего силура, которые в северо-западной и юго-восточной частях рудного поля перекрыты осадочными и эффузивно-терригенными породами нижнего карбона. Эти породы прорваны дайками липаритовых порфиров и сиенит-порфиров, испытавших ороговикование, турмалинизацию, серицитизацию и грейзенизацию под влиянием залегающего на глубине рудоносного Байназарского гранитного плутона, образующего куполовидный выступ, осложненный многочисленными апофизами [19, 44]. Одна из них интенсивно грейзенизирована и выходит на дневную поверхность (см. рис. 3). Породы месторождения разбиты многочисленными трещинами, среди которых преобладают сколовые трещины с крутым падением на северо-восток. Широко развиты также близширотные трещины с пологим падением (20—40°) на восток и крутым (80—85°) — на запад. В них локализованы рудоносные кварцевые жилы и прожилки, формирующие штокверк. Крупные жилы часто сопровождаются сериями маломощных (до 0,1 м) прожилков.

Столбообразные штокверки в штоках грейзенизированных гранитов над куполами «внутренних» гранитов. Этот тип месторождений характеризуется сочетанием вкрапленного и прожилкового оруденения в грейзенах при доминирующем значении последнего. Штокверки в виде коротких столбов прослеживаются на глубину 250—300 м до «внутреннего» купола гранитов. Основная масса оруденения сосредоточена в штокверковой сети прожилков. Иногда крутопадающие про-

жилки группируются в прожилковые зоны, число которых достигает двух десятков (месторождение Гейер).

Месторождение **Альтенберг** (ГДР) приурочено к небольшому (0,5×0,5 км) изометричному в плане куполу гранитов, прорывающему кварцевые порфиры и гранит-порфиры Рудных гор. На глубине 200 м от поверхности в пределах этого купола выявлен другой, «внутренний», купол гранитов, отделенный от первого приконтактной зоной штокшейдера. Рудное тело представлено крутопадающим грейзеновым штоком эллипсовидного очертания в плане размером около 300×400 м. Шток пронизан густой сетью маломощных кварцевых прожилков. В участках перехода грейзенового тела к неизменным гранитам отчетливо видно, что оно образовалось при слиянии околопрожилковых зон грейзенов друг с другом. Рудное тело прослеживается на глубину около 230 м, т. е. примерно до «внутреннего» купола гранитов.

Рудная минерализация, преимущественно оловянная и в меньшей мере молибден-висмут-вольфрамовая, локализована среди грейзенов как в виде мелкой вкрапленности, так и в многочисленных кварцевых прожилках. Мощность кварцево-рудных прожилков обычно не более 5 см. По составу среди них различают кварц-флогопитовые с вольфрамитом и касситеритом и кварц-касситеритовые. Известны также более поздние сульфидные и безрудные кварц-карбонатные и кварц-флюорит-баритовые прожилки. Сульфидная минерализация отчетливо тяготеет к периферии грейзенового тела, тогда как во внутренних его частях развита преимущественно олово-висмут-молибден-вольфрамовая. С глубиной количество сульфидов резко сокращается, одновременно возрастает число прожилков, содержащих вольфрамит и молибденит. Характерно также отчетливое увеличение содержания олова с глубиной.

РУДНЫЕ ПОЛЯ НА КОНТАКТАХ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ С КАРБОНАТНЫМИ ПОРОДАМИ И В ОСЛОЖНЯЮЩИХ КОНТАКТЫ ЗОНАХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Месторождения рассматриваемого структурного типа рудных полей наиболее часто встречаются в районах широкого развития карбонатных пород и скарнов, где в зависимости от структурного положения и характера рудовмещающих трещин представлены: пологими залежами в зонах дробления на контакте карбонатных пород или скарнов с гранитами; столбообразными крутопадающими телами, отходящими по восстанию от контактовых залежей; гнездо-, пятно- и линзообразными залежами в зонах развития ксенолитов известняков среди гранитоидов.

Пологие пластообразные залежи в зонах дробления на контактах карбонатных пород с гранитоидами представляют собой широко распространенный структурный тип шеелитовых месторождений, к числу которых относятся Лянгар, Ингичке и др.

Месторождение **Лянгар** располагается в Средней Азии в пределах хр. Нуратау. Оно приурочено к северо-западному окончанию гранитного интрузива, залегает в нижнепалеозойской толще среди мрамори-

зованных известняков на контакте с позднепалеозойскими гранитами. Месторождение представлено морфологически сложной залежью шеелитоносных пироксен-гранатовых скарнов, подчиненных в своем развитии извилистой поверхности гранитного массива, а также слоистости и трещиноватости известняков. Мощность основного рудного тела достигает 30 м. Имеется ряд секущих и пластовых залежей незначительных размеров. В составе руд отмечаются эпидот, кварц, кальцит, роговая обманка, флюорит, самородный висмут и различные сульфиды [34].

На месторождении **Майхура** в Центральном Таджикистане вольфрамовое и оловянное оруденение непосредственно следует за альбитизацией и проявлено в связи с грейзеновым процессом, в целом широко развитым как в материнских аплитовидных гранитах, так и во всех других разновидностях интрузивных и осадочно-метаморфических пород, исключая пострудные дайки лампрофиров.

Основная масса оруденения, формировавшегося на поздних стадиях грейзенового процесса, имеет, однако, более локальное распространение и приурочена главным образом к скарновым телам, что, по-видимому, обусловлено литологическим и структурным факторами (наибольшая эффективная пористость, повышенная хрупкость, химически благоприятная среда для рудоотложения и др.). Влияние литологического фактора на рудоотложение в скарновых залежах проявилось в том, что наиболее богатое вольфрамовое оруденение приурочено к пироксеновым, а оловянное — к гранатовым скарнам. К первым тяготеет также и цинковая минерализация. В целом же как для вольфрамового, так и для оловянного оруденения, наложенного на скарны, главная роль в размещении и морфологии рудных тел на месторождении принадлежит структурному фактору.

Л. В. Россейкиным установлено, что основные рудные тела развивались вдоль разрывных нарушений северо-западного и субмеридионального направлений, рассматриваемых как системы сопряженных сколовых нарушений взбросо-сдвигового характера. Рудные тела контролируются также пологими трещинами отрыва. К ним приурочены наиболее крупные контактовые и согласные рудные тела, имеющие линзо-, пластообразную или неправильную форму, локализованные в участках пологих контактов гранитоидов с карбонатными породами, а также внутри пластов или на контактах мраморов со сланцами. Крутопадающие трещинные структуры, которые явились рудоподводящими каналами для пологих тел, вмещают рудные тела небольшой и невыдержанной мощности по простиранию и падению.

Крутопадающие залежи в зонах дробления на контактах карбонатных пород с гранитоидами менее распространены, чем пологопадающие залежи, обычно встречаются в комбинации с последними, иногда образуют довольно крупные рудные тела (месторождения Тырнауз, Ингичке, Лянгар и др.).

На вольфрамовых месторождениях Средней Азии Ингичке и Лянгар наряду с основными скарново-рудными телами, локализованными по контакту интрузива с карбонатными породами, устанавливаются крутопадающие рудные тела в зонах дробления вмещающих пород и пересечения экзоконтактов гранитоидными апофизами. Форма скар-

ново-рудных тел часто древовидная, с довольно выдержанной столбообразной стволовой залежью и отходящими от нее боковыми трубообразными ответвлениями.

На Чабагалахском оловорудном месторождении в Якутии трубообразное апоскарновое грейзеновое рудное тело связано с метасоматическим замещением вмещающих пород в узле пересечения систем трещин различной ориентировки. В горизонтальном сечении тело имеет грубо изометричную форму, осложненную раздувами, заливками и т. п.

Месторождение **Северный Катпар** расположено в Центральном Казахстане в пределах Успенской зоны смятия. По данным А. К. Абеуова, А. А. Мирошниченко и др. (1978 г.), комплексное медно-висмут-молибден-вольфрамовое оруденение локализуется в скарнах и карбонатных породах надынtruзивной зоны, а медно-молибденовое (с висмутом), представленное прожилково-вкрапленным типом руд,— в гранитах. В известняках и скарнах оруденение сосредоточено в крутопадающих метасоматических волластонит-гранат-флюорит-апофилитовых и, реже, кварцевых прожилках, которые группируются в отдельные минерализованные штокверково-метасоматические зоны северо-восточного простирания, разделенные участками безрудных неизмененных известняков. Крутопадающие рудные прожилки в гранитах имеют существенно кварцевый состав и концентрируются преимущественно в прикровлевой части интрузива, образуя рудоносный штокверк. Мощности прожилков в гранитах изменяются от долей до нескольких сантиметров, а в надынtruзивной зоне от 1 до 10 см. Максимальное число рудоносных прожилков и жил сосредоточено в известняках над апикальным выступом гранитного купола. Здесь выделяется крупный рудоносный столб, круто (75—80°) погружающийся в южном направлении и корневой частью заходящий в граниты. Участки наиболее богатых руд образуют в пределах столба два пояса; первый приурочен к апикальной части гранитов, второй расположен в известняках в 200—340 м над кровлей интрузива. Наибольшие поперечное сечение и содержание полезных компонентов рудный столб имеет в 200—280 м от кровли гранитов. К северо-востоку и юго-западу от него (по простиранию рудной зоны) концентрация оруденения снижается и на флангах наблюдаются единичные штокверково-метасоматические зоны с невысоким содержанием рудных компонентов.

Гнездообразные залежи в ксенолитах известняков среди гранитоидов известны на шеелитовом месторождении Южного Урала. Развитые здесь гнездообразные рудные тела группируются вдоль сложного интрузивного контакта разновозрастных гранодиоритов и сненитов, прорывающих известняки и порфириды. Устанавливается рудоконтролирующее значение дорудных разрывных нарушений.

РУДНЫЕ ПОЛЯ В ПРОТОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОНАХ ЭНДОКОНТАКТА ИНТРУЗИЙ И ИХ АПОФИЗАХ

Для разных месторождений этого структурного типа характерно определенное количественное соотношение пологих жил, прожилков и вкрапленности. В одних случаях резко преобладает вкрапленное

оруденение в грейзенах (месторождение Спокойнинское), в других существенная роль в локализации оруденения принадлежит пологим жильным телам, ориентированным, как правило, параллельно кровле гранитного купола (Букукинское месторождение), в третьих наблюдается сочетание жил и залежей (месторождения Циновец, Югодзырьское). Глубина оруденения небольшая и обычно не превышает 150—200 м.

Жильные месторождения в контракционных трещинах отрыва широко распространены на многих вольфрамовых, молибденовых и оловянных месторождениях, приуроченных к массивам гранитоидов. Характерным примером может служить Букукинское кварц-вольфрамитовое месторождение в Восточном Забайкалье, в структурном отношении детально изученное Е. П. Малиновским, И. З. Самоновым, А. В. Дружининым. В геологическом его строении участвуют осадочно-метаморфические породы нижней юры (песчаники, сланцы с подчиненными мелкогалечными конгломератами), слагающие крупный останец в поле кварцевых диоритов и гранодиоритов. Породы месторождения рассечены густой сетью трещин различного возраста и генезиса. Среди гранодиоритов отчетливо выделяются три серии почти взаимно перпендикулярных контракционных трещин отрыва — это субширотные и субмеридиональные крутопадающие трещины и пологопадающие с непостоянными элементами залегания, создающие так называемую матрацевидную отдельность. Контракционные трещины наиболее ранние на месторождении, на них наложились более поздние трещины скалывания северо-западного простирания ($310\text{—}335^\circ$) с пологим и крутым падением к юго-западу. Все системы трещин вмещают рудные жилы, но наибольшее значение имеют пологопадающие контракционные трещины отрыва и трещины скалывания северо-западного направления.

Прикровлевые грейзеновые залежи. Характерный пример — месторождение Спокойнинское, приуроченное к апикальной части одного из куполовидных выступов Хангилайского массива, прорывающего песчано-сланцевые метаморфизованные породы среднего палеозоя. Куполовидный выступ имеет на поверхности изометричную, слабо удлиненную в северо-западном направлении форму и занимает площадь около $0,06\text{ км}^2$. Углы падения его контактов на востоке и юго-востоке $20\text{—}25^\circ$, на юге и севере $35\text{—}40^\circ$, западный же контакт массива сброшен по серии тектонических нарушений близмеридионального простирания. Асимметричное строение купола определило развитие грейзеновых фаций максимального замещения в зоне более пологих восточного и юго-восточного контактов.

Жильно-залежные зоны представляют собой комбинированный тип, в котором тесно сочетается жильное, прожилковое и вкрапленное оруденение, обычно распространенное в грейзеновых месторождениях. Пологопадающие рудные жилы с оловянно-вольфрамовым оруденением, приуроченным к контракционным трещинам отрыва, создающим матрацевидную отдельность, широко распространены на месторождении Циновец в Рудных горах. Жилы приурочены к апикальной части куполовидного выступа позднепалеозойских аляскитовых гранитов, прорывающих вмещающие кварцевые порфиры. Часть жил

развита в ближайшем экзоконтакте гранитов, в грейзенизированных кварцевых порфирах. Основное — жильное оруденение сочетается с прожилково-вкрапленной минерализацией.

Плитообразные грейзеновые и пегматитовые тела в замещенных дайках и апофизах гранитоидных массивов. Грейзеновые минерализованные дайки обычно развиваются в породах кровли над скрытыми гранитоидными массивами и первоначально были представлены аплитами, мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами. Некоторые из них являются апофизами и на глубине переходят в выступы гранитного массива, как это установлено Г. Н. Щербой [44] на месторождении Байназар в Центральном Казахстане (см. рис. 3).

На месторождении Тайшек система параллельных даек гранит-порфиров подверглась рудной минерализации в участках пересечения их кварцево-жильной зоной [32].

РУДНЫЕ ПОЛЯ В ЛИНЕЙНЫХ ЗОНАХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ И СОПРЯЖЕННОЙ С НИМИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Этот структурный тип рудных полей включает жильные, штокверковые и жильно-штокверковые месторождения, которые в зависимости от особенностей структурной позиции и характера рудовмещающих трещин разделяются на индивидуальные структурные типы месторождений.

Общая особенность такого структурного типа месторождений — локализация оруденения как вдоль основного нарушения (сдвига, взброса, сброса) в виде выдержанных по падению и простирацию жил, так и в мелких трещинах (многочисленные прожилки и вкрапления в породах висячего и лежащего боков). Рудоносные штокверки в определенных направлениях могут постепенно затухать и сливаются с жилами. Штокверковое оруденение предпочтительно развивается в висячем боку нарушений, где оно контролируется трещинами скальвания и отрыва, сопряженными с основным нарушением, и более ранней мелкой трещиноватостью.

Жильные месторождения, приуроченные к одной системе трещин скальвания, являются широко распространенным структурным типом, к которому принадлежат месторождения Давендинское, Антоновгорское, Хрустальнинское, Дубровское, Карнаб (см. рис. 4).

Кварц-молибденитовые жилы **Давендинского** месторождения (Восточное Забайкалье) размещены в трещинах скальвания северо-восточного простираения, по которым в предминерализационный этап происходили малоамплитудные взбросо-сдвиговые перемещения. Кварц-вольфрамитовые жилы **Антоновгорского** месторождения в Восточном Забайкалье локализованы в апикальной части небольшого массива юрских мусковитовых среднезернистых гранитов, которые с глубиной сменяются биотитовыми разностями. Рудные тела месторождения представлены серией параллельных кварц-вольфрамитовых жил северо-восточного простираения, секущих вмещающие граниты и сланцы. Основная масса жил сосредоточена в гранитах и приурочена к крупным линейным, крутопадающим трещинам скальвания. Отдель-

ные наиболее крупные жилы достигают 1000 м по простиранию при средней мощности 0,6—0,7 м. Промышленное вольфрамовое оруденение размещается в узкой полосе экзо- и эндоконтакта жил и отсутствует в их центральных участках. Кварцевые жилы, имеющие пережмы и раздувы, расположены кулисообразно и сопровождаются многочисленными апофизами. Кулисы часто соединяются между собой прожилками. Максимальное увеличение мощности жил наблюдается в гранитах вблизи контакта со сланцами, что, возможно, обусловлено их экранирующим влиянием.

Оловорудные жилы **Хрустальнинского** и **Дубровского** месторождений приурочены к взбросо-сдвигам, развитым в литологически однородной флишеидной толще. Рудные жилы в плане изгибаются, ветвятся и сочленяются под острым углом. Сходное залегание имеют сложные по морфологии дайковые тела среднего состава, расположенные вблизи месторождений. По мере увеличения степени ороговикования вмещающих пород на глубине устанавливается выклинивание рудных жил. При сравнительно небольшой мощности рудные жилы имеют значительную протяженность. Характерна тесная ассоциация жильного, штокверкового и прожилково-вкрапленного типов оруденения, причем два последних приобретают в отдельных участках самостоятельное промышленное значение.

На оловорудном месторождении **Карнаб** в Западном Узбекистане рудные тела представлены жилами сложного кварц-турмалин-сульфидного состава с касситеритом, выполняющими систему крутопадающих близширотных трещинных структур в эндоконтактовой зоне небольшого интрузива познепалеозойских гранитоидов. Интрузив прорывается мелкими единичными телами лейкократовых мелкозернистых гранитов, двуслюдяных гранит-порфиров, пегматитов, сиенитов и множеством даек лампрофиров и диоритовых порфиритов, также контролируемых структурами близширотного направления.

Молибдено-вольфрамовое месторождение **Акчатау** в Центральном Казахстане, по данным Г. Н. Щербы [44], представлено жилообразными рудными телами, сложенными зональными грейзенами мусковит-флюорит-топаз-кварцевого состава и собственно кварцевыми жилами. Кварцево-жильные грейзеновые тела, которые залегают в гранитах и вверх по восстанию переходят во вмещающие граниты роговики, сменяются кварцевыми жилами выполнения. Рудоносный массив лейкократовых гранитов имеет субширотную ориентировку и лакколитообразную форму с двумя куполами, возвышающимися на 0,6 км. Большинство грейзеновых тел приурочено к системе параллельных экзокинетических трещин меридионального простирания, пересекающих гранитный массив. Грейзены образуют протяженные жилообразные, ветвящиеся тела зонального строения, часто с кварцевыми жилами в центре. Самые распространенные фации грейзенов — кварцевые и топазо-кварцевые — слагают центральные зоны сложных тел. С глубиной и вверх по восстанию возрастает роль слюдяно-кварцевой фации, переходящей в грейзенизированный гранит. Общая вертикальная амплитуда развития грейзеновых тел 1 км. Кварцевые жилы уходят на сотни метров в породы кровли, удаляясь далеко за пределы области грейзенизации.

Месторождения, на которых жильные рудные тела приурочены к двум системам трещин скалывания, весьма многочисленны (Шахтаминское, Восточный Коунрад, Их-Хайрханское, Арсеньевское, Трудовое). Как правило, основное промышленное значение здесь имеет одна система жил при подчиненной роли другой.

Шахтаминское рудное поле сложено гранитами и гранодиоритами, прорванными крутопадающими дайками лампрофиров, диоритовых порфиринов, монцитон-порфиринов, гранит-порфиринов, дацитовых, фельзитовых и кварцевых порфиринов (см. рис. 4). Молибденовая минерализация сосредоточена в серии крутопадающих кварцевых жил, приуроченных к крупным трещинам скалывания в основном западно-северо-западного и северо-западного простирания. По ним происходили взбросо- и сбросо-сдвиговые перемещения. В юго-западной части месторождения широко распространены широтные жилы. Между жилами развито бедное штокверковое оруденение [8].

На месторождениях **Восточный и Северный Коунрад** кварц-молибденит-вольфрамитовые жилы образуют падающие навстречу системы субширотного ($280-290^\circ$) и северо-западного ($310-330^\circ$) простираний. Вмещающие их зоны сгущения сколовых трещин характеризуются кулисообразным строением, при этом в них обычно проявлены многочисленные мелкие трещины. Крупные жилы группируются в линейные жильные зоны, сопровождаемые синхронно с ними возникшими штокверками.

На **Арсеньевском** месторождении (Кавалеровский рудный район, Приморье) известны рудные тела субмеридиональной и субширотной систем. Первые преимущественно развиты на верхних горизонтах месторождения. На глубине существенную роль играют обе системы. Характер их сочленения не совсем ясен. Устанавливаются заметные различия в вещественном составе руд: в субмеридиональных телах преобладает оловянно-полиметаллическое оруденение, в субширотных — турмалиновый минеральный тип с комплексным оруденением.

Структурный тип **жильных месторождений, контролируемых тремя и более системами трещин скалывания** представлен Депутатским (см. рис. 4), Иультинским и др. месторождениями.

Депутатское месторождение расположено в надынтрузивной зоне и приурочено к пологому крылу крупной антиклинальной складки, в строении которой принимают участие терригенные толщи верхней юры [37]. Многочисленные рудовмещающие трещины скалывания несут следы неоднократных приоткрываний и подвижек. Часто они сопровождаются мощными зонами дробления. По морфологии выделяют три группы рудных тел: жилы; линейно вытянутые штокверкоподобные зоны; минерализованные зоны дробления протяженностью по простиранию на многие сотни метров при мощности до 10 м и более. Большая часть рудных тел группируется в мощные и протяженные, крутопадающие ($75-85^\circ$) оруденелые зоны. В них обычно наблюдается выдержанная по простиранию и падению центральная трещинная жила. Она сопровождается серией параллельных прожилков и зон дробления вмещающих пород, а также оперяющими трещинами отрыва и скалывания. Наиболее мощные зоны дробления расположены в песчаниках. На флангах по простиранию часто отмечается

веерообразное разветвление жил с образованием структуры типа «конский хвост».

Рудные жилы, приуроченные к четырем системам трещин скальвания (северо-восточная, северо-западная, субширотная и субмеридиональная), известны на Иультинском олово-вольфрамовом месторождении, которое размещается в экзоконтакте крупного гранитного массива, прорывающего толщу метаморфизованных песчаников и сланцев [1]. Кулисообразно размещенные сближенные жилы каждой системы сгруппированы в отдельные линейные относительно узкие зоны. В гранитном массиве, на продолжении жильных систем надынтрुзивной зоны, локализуется прожилково-вкрапленное оруденение штокверкового типа [1].

Четыре системы рудоносных жил (северо-западная, северо-восточная, субширотная и меридиональная), приуроченных к трещинам скальвания, вмещают оловянное, свинцово-цинковое и кобальтово-серебряное оруденение **Аннабергского** рудного поля.

На вольфрам-оловянном месторождении **Трудовом** в Восточной Киргизии основные рудные тела, представленные жилами сложного строения, локализованы в эндоконтактной части гранитного массива [28], в крутопадающих трещинах свола северо-восточного и субмеридионального направлений, испытывавших неоднократные обновления и образовавших хорошо проработанные структуры.

Сложные жильные и жильно-штокверковые зоны в крупных сколовых и оперяющих их мелких трещинах. Интересные примеры структур рудных полей, в которых сочетаются жильные тела с минерализованными зонами, известны в Комсомольском рудном районе (месторождения Солнечное, Фестивальное, Перевальное). Во всех случаях рудные тела приурочены к протяженным (первые десятки километров) субмеридиональным крутопадающим трещинам свола. Этими трещинными структурами контролировалось развитие рудных процессов, которые приводили, с одной стороны, к образованию минерализованных зон дробления (в результате интенсивной метасоматической переработки дробленых пород в пределах трещинной структуры и в ее зальбандах), с другой — жилообразных линзовидных тел, наполненных преимущественно рудными минеральными ассоциациями, для которых довольно характерны брекчиевые текстуры. Мощность минерализованных зон достигает первых десятков метров. Линзовидные жильные тела образуют в пределах зон кулисы или четки. Глубина распространения оруденения превышает 1 км.

На оловорудном месторождении **Учкошкон** устанавливаются сложные сочетания жильных рудных тел со штокверковыми. Жильные зоны и жилы, контролируемые в надынтрुзивной песчано-сланцевой толще системами сближенных трещинных структур, при переходе в гранит-порфиновые апофизы, дайки фельзитов и зоны брекчий образуют линейные штокверки с густой сетью прожилков [28].

Жилообразные и линзообразные тела в трещинах отрыва. Обычно на месторождениях с рудными жилами, локализованными в трещинах скальвания, развиты также, но играют подчиненную роль жилы, линзы и прожилки в трещинах отрыва. Однако как самостоятельный этот тип рудовмещающих трещин встречается сравнительно ред-

ко. Рудные тела в тектонических трещинах отрыва обычно образуют линзы или короткие жилы неправильной формы. Они, как правило, быстро выклиниваются по простиранию и падению, встречаются чаще группами. При малых размерах отдельных жил общая длина жильных зон и по простиранию, и по падению может превышать сотни метров. Примером могут служить кварц-касситеритовые жилы месторождения Онон в Забайкалье, приуроченные к односистемным тектоническим трещинам отрыва, ориентированным вкрест простирания оси антиклинали.

Структуры рудных полей этого типа довольно характерны для редкометалльных пегматитов. Так, А. И. Гинзбург и др. [5] выделяют следующие типы структур, связанных с трещинами отрыва.

1. Серии разноориентированных линзовидных и плитообразных жил лестничного типа в трещинах отрыва в пластовых телах и дайках метабазитов и гранитов.

2. Серии крутопадающих линзовидных и трубообразных жил лестничного типа в трещинах отрыва в острых клиновидных тектонических блоках с крутопадающей или вертикальной линией схождения граничных нарушений.

3. Серии пологозалегающих плитообразных жил в трещинах отрыва в осевой части клиновидных блоков, сужающихся вниз и имеющих полого ориентированную линию схождения граничных поверхностей.

4. Серии пологозалегающих линзо- и плитообразных жил в трещинах отрыва в висячих крыльях крутопадающих разломов.

5. Поля и серии секущих пегматитовых тел линзообразной и неправильной формы в трещинах отрыва в тектонических блоках, в которых сланцеватость и слоистость пород ориентированы субпараллельно поверхности жесткого «упора».

Жилы и жилообразные тела в сложных трещинах отрыва. По сравнению с простыми трещинами отрыва, к сложным В. А. Невский [25] относит более крупные разрывы с усложненной морфологией и с более длительной историей формирования. Они возникли в условиях тангенциального сжатия как серия сближенных кулисообразно расположенных трещин скалывания, которые позже, при радиальных усилиях, раскрывались, соединялись между собой проявившимися трещинами отрыва и образовывали единый разрыв сложной морфологии. К подобного рода полигенным трещинам приурочены дайки магматических пород и жилообразные тела рудоносных пегматитов. Для них весьма характерны коленообразные уступы, тупые окончания, резкие раздувы и пережимы. Наряду с этим на многих интервалах у них прослеживаются ровные, прямолинейные контакты с бороздами скольжения и тонкой оторочкой глинки трения. Эти данные однозначно указывают на локализацию тел жильных пегматитов в приоткрытых трещинах скалывания, сложно объединенных с трещинами отрыва. Пегматитовые месторождения рассматриваемого типа широко распространены во многих районах нашей страны (Восточные Саяны, Центральный и Северный Казахстан и др.).

Одно из пегматитовых рудных полей, по В. И. Кузнецову (1977 г.), располагается в метаморфизованных сланцах и состоит из двух па-

раллельных систем пегматитовых жил северо-западной ориентировки, рассеченных субширотным разломом, по которому произошло их смещение. В пределах каждой системы пегматитовые жилы группируются в серии. Жилы ветвятся и соединяются друг с другом посредством апофиз и перемычек; простираение их невыдержанное, наблюдаются резкие изгибы, обусловленные приуроченностью к разрывным нарушениям, разной ориентировки. Характерно чередование раздувов и пережимов жил по простираению, в результате чего наблюдается изменение мощности от 0,1 до 2,5 м. Протяженность пегматитовых жил варьирует от десятков до нескольких сотен метров. Устанавливается также изменение углов падения жил.

Штокверки и жилы в участках трещиноватости, приуроченных к зонам разрывных нарушений. В зависимости от структурной позиции, занимаемой по отношению к контролирующим разрывным нарушениям, выделяются штокверки в узлах пересечения нарушений, в местах их сочленения, расщепления, искривления и сгущения, а также в ограниченных ими межразломных блоках. Структурные особенности локализации оруденения обуславливают различия морфологических типов штокверковых рудных тел. Наибольшим развитием пользуются линейные жильно-штокверковые зоны, изометричные штокверки, реже отмечаются столбообразные штокверки. Среди рудолокализирующих структур преобладают трещины скальвания, чем в известной мере определяются значительная протяженность рудных тел на глубину и тесное сочетание жильных и прожилковых систем в контурах одного месторождения и даже отдельного рудного тела.

Штокверки в участках мелкой трещиноватости, приуроченных к узлам пересечения разрывных нарушений, в большинстве случаев размещаются среди интрузивных массивов, прорванных более поздними штоками и дайками кислого и основного состава. Обычно одна система разрывных нарушений залечена дайками. При пересечении таких дайковых зон или поясов поперечными нарушениями возникают участки интенсивной трещиноватости. Локализованное в них штокверковое оруденение имеет обычно ограниченную площадь развития: в плане, но прослеживается на значительную глубину (до 700—800 м). Подобные структурные условия в высокопроницаемых разрывных нарушениях определили формирование молибденовых штокверков Жирекенского, Сорского (СССР) и Компакча (Перу).

Месторождение молибдена и вольфрама **Компакча**, по данным В. Холлистера [49], представлено штокверком субпараллельных и пересекающихся прожилков (см. рис. 3); мощность их в среднем 1 см, плотность — около 10 на 1 м. Штокверк тяготеет к зоне пересечения разломов северо-западного (разлом Компакча) и северо-восточного простираений. Субпараллельно этим разрывным нарушениям ориентированы рудные прожилки, причем преобладают среди них совпадающие по простираению с разломом Компакча (см. рис. 3). Большая часть прожилков приоткрывалась многократно, в пострудное время в плоскости прожилков происходили небольшие вертикальные подвижки, о чем свидетельствуют борозды скольжения. Основная масса прожилков размещена среди тел кварц-монцит-порфиров, значительно меньшая часть — во вмещающих сланцах. Минер-

рализация разных типов концентрически располагается вокруг зоны пересечения разломов: центральную часть занимает существенно молибденовое оруденение, вокруг нее наблюдается зона с энаргитом, тетраэдритом и халькопиритом, далее развита сфалерит-галенитовая минерализация, внешняя зона представлена антимонит-арсенидной минерализацией. Вольфрамит распространен во всех зонах: в молибденовой зоне — буро-красный гюбнерит, по периферии — ферберит. Отношения кварца и рудных минералов в прожилках и жилах, а также Mo к WO_3 10 : 1 при среднем содержании молибдена в штокверке 0,2 % [49].

Штокверки в участках сочленения разрывных нарушений. Характерные примеры оловорудных полей штокверкового типа (Охотничье, Останцовское, Келянское и др.) известны в пределах Останцовской рудной зоны Балыгычано-Сугойского района. Рудная зона имеет субмеридиональное простирание; так же ориентированы рудные прожилки штокверков, что обусловлено наличием зон повышенной трещиноватости дорудного заложения. Локализация штокверковых тел определяется сочетанием разрывных структур двух направлений: субмеридиональных зон повышенной трещиноватости и крупных разломов северо-западного простирания.

Для рудных полей Останцовской зоны характерна пространственная ассоциация штокверкового, жильного и прожилково-вкрапленного оруденения. Так, в Охотничьем рудном поле ведущее значение имеют рудные жилы. Они образуют структурный каркас более обширного рудного контура, в пределах которого распространено также штокверковое и прожилково-вкрапленное оруденение. В Останцовском рудном поле основным является штокверковое оруденение, в Лиственном — прожилково-вкрапленное.

Штокверки в межразломных блоках. В качестве примера можно привести оловорудные штокверки месторождения Пыркакай. Они имеют линейный характер и субмеридиональное простирание. Так же ориентированы и рудоносные прожилки. В локализации штокверков определяющую роль играли зоны повышенной трещиноватости, отрезки которых заключены между субширотными разломами. Общий структурный план рудоконтролирующих структур имеет вид ортогональной сети, в узлах которой располагаются рудоносные штокверки [20, 27]. Детальное описание их приводится в гл. V.

Трубообразные тела в участках пересечения и сопряжения разрывных нарушений представляют малораспространенный своеобразный структурный тип месторождений. Исключение составляют Восточная Австралия и о. Тасмания, где подобные тела исчисляются сотнями. Они локализируются преимущественно в гранитах вблизи контакта или непосредственно в зоне контакта с породами кровли и испытывают склонение в соответствии с контактовой поверхностью. Это объясняется тем, что существенная рудоконтролирующая роль принадлежала контракционным трещинам, повторяющим очертания кровли. Цилиндрическая форма рудных тел отмечается очень редко, в основном это ветвящиеся тела с пережимами и раздувами, с изометричным поперечным сечением в десятки, иногда сотни квадратных метров. Нередко они образуют цепочки линз неправильной формы. Про-

тяжесть рудных залежей по вертикали 200—250 м, в отдельных случаях до 450 м (трубка Вулкан). Внутреннее строение трубообразных тел концентрическое; интенсивно грейзенизированные породы с вкрапленной или прожилковой рудной минерализацией преимущественно развиты в центре, хотя известны случаи образования периферических кольцевых рудных зон вокруг безрудного ядра. При залегании трубообразных тел в породах кровли гранитных массивов обогащение рудной минерализацией проявлено вблизи участков пересечения с апофизами или дайками гранитов. Здесь обычно распространена оловянная касситерит-сульфидная минерализация, которая при приближении к гранитам сменяется олово-вольфрамовой и в самих гранитах — комплексной минерализацией.

Характерные примеры рудных полей, на которых ведущее значение имеют субвертикальные столбообразные рудные тела, — рудные поля Хетинского и Невского оловорудных месторождений Верхне-Колымского района и Сарыбулакского месторождения в Восточной Киргизии.

Невское месторождение представлено тремя столбообразными рудными телами в песчано-сланцевых породах экзоконтактовой зоны гранитного массива. Протяженность рудных столбов на глубину 100—200 м. Рудные столбы приурочены к субмеридиональному разлому. В их формировании существенную роль играли процессы метасоматического замещения песчано-сланцевых толщ в участках интенсивной нарушенности.

Сарыбулакское месторождение характеризуется сложными трубообразными метасоматическими рудными телами, залегающими в мраморизованных известняках. Рудные тела приурочены к участкам пересечения крутопадающих трещинных структур северо-западного и северо-восточного простираний в замковых частях антиклинальных складок. Размеры Главного рудного тела по простиранию на поверхности около 100 м, с глубиной намечается тенденция некоторого увеличения его протяженности. Уплощенное трубообразное тело имеет крутое падение к северо-востоку под углами 70—80°, склонение его также крутое к северу. Рудное тело прослежено на глубину скважинами и сложено почти нацело окисленными полиметаллически-оловянными рудами.

РУДНЫЕ ПОЛЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К СКЛАДКАМ И СОСКЛАДЧАТЫМ ТРЕЩИНАМ

В этом структурном типе рудных полей рудолокализирующими являются послонные полости отслоения в складчатых толщах и трещинах, генетически связанных со складчатостью. Число месторождений, контролируемых подобного типа структурами, несравнимо меньше, чем в каждом ранее рассмотренном структурном типе и в особенности в типе, месторождения которого приурочены к разрывным нарушениям и сопряженной с ними трещиноватости.

Плито- и линзообразные тела в межпластовых трещинах отслаивания характерны для олово-редкометалльных пегматитовых месторождений.

Жило-, линзообразные тела и метасоматические залежи в послонных и секущих трещинах известны среди шеелитовых месторождений Сибири и Казахстана. **Ангокитское** вольфрамовое месторождение в Забайкалье приурочено к юго-восточному крылу Верхне-Икатского антиклинория. Развитые на площади месторождения осадочно-метаморфические породы образуют антиклинальную складку северо-западного простирания с коленообразным изгибом меридионального направления в центральной части. Шеелитовое оруденение пространственно ассоциирует с комплексом малых тел и даек пестрого состава и удалено от ближайшего массива гранитов витимканского комплекса на 1,5 км. Рудные образования месторождения, по данным Б. С. Чернова и Т. И. Гетманской, представлены серией линз, простирание которых меняется от близширотного на северо-западе до близмеридионального на юго-востоке. Линзовидные тела имеют длину по простиранию 10—12 м при мощности 0,3—2 м и сопровождаются многочисленными апофизами. Их пространственное положение контролируется соскладчатыми разрывными нарушениями: полостями отслоения на контакте известняков и доломитов и поперечными к ним трещинами на перегибах складчатой структуры.

РУДНЫЕ ПОЛЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К ЗОНАМ ТРЕЩИНОВАТОСТИ СРЕДИ ГОРИЗОНТОВ БЛАГОПРИЯТНЫХ ПОРОД

Благоприятные горизонты пород выделяются: 1) по физико-механическим свойствам, обуславливающим высокую хрупкость или пористость пород и развитие в них интенсивной трещиноватости и брекчированности; 2) по химическим свойствам, определяющим интенсивность метасоматических процессов замещения; 3) по сочетанию в рудовмещающем разрезе пород, контрастных по химическим (карбонатные и силикатные породы) и физико-механическим (песчаники и сланцы) свойствам. Как известно, интенсивность прожилковой минерализации в различных породах разная. В сланцах обычно развиты редкие, преимущественно послонные прожилки; более частые сложно сочетающиеся, преимущественно крутопадающие прожилки в основном проявлены в песчаниках. Типичный пример — месторождение Богутинское. Особо благоприятные условия возникают в пластах тех пород, которые насыщены густой сетью трещин и вместе с тем служат осадителями рудного вещества в связи с активно протекающими обменными реакциями между ними и рудным раствором. Таким сочетанием рудоконтролирующих факторов характеризуются пласты амфиболитов на месторождении Кти-Теберда, залегающие среди биотитовых гранито-гнейсов.

Штокверковые тела сложной формы в пластах амфиболитов или скарновых залежах, пересеченных системой жильных тел, известны на кварц-шеелитовых месторождениях Кти-Теберда на Северном Кавказе (см. гл. V) и Сандонг в Южной Корее. Последнее является одним из крупнейших в мире; оно представлено серией пологих шеелитоносных залежей диопсид-гранат-эпидотовых скарнов среди мергелей, песчаников, сланцев и роговиков кембрийского возраста. Главная рудная залежь месторождения Сандонг (мощность 2—4,5 м) просле-

жена по простиранию на 1,5 км, по падению — на 1 км. Основная масса шеелита и сопутствующих ему вольфрамита, молибденита и висутовых минералов связана с кварцевыми прожилками, секущими скарны. По существу, месторождение принадлежит перспективному штокерково-скарновому типу. В месторождении сосредоточено более 100 тыс. т достоверных и вероятных запасов WO_3 , а общие запасы вдвое больше (при среднем содержании в руде WO_3 1—2 %).

Штокерки в апофизах и дайках характерны для золото-вольфрамовых, собственно вольфрамовых кварц-шеелитовых, а также олово-вольфрамовых месторождений. Штокерковая сеть может развиваться в контактовых участках дайки или с одного ее бока, или охватывать всю дайку.

Бурановское рудное поле расположено в области пологого перехода восточного крыла Магнитогорского синклинория к Урало-Тобольскому поднятию и сложено среднепалеозойской эффузивно-осадочной толщей, прорванной позднепалеозойским Бурановским интрузивом. Интрузив занимает ядерную часть небольшой антиклинали и вытянут в субширотном направлении поперек складчатости, обнажаясь на площади около 18 км² (см. рис. 3). Контакты его крутые (70—85°), в ряде мест обломки пород различных размеров цементируются изверженной массой. В плане контакты имеют извилистую форму, а наличие многочисленных ксенолитов кровли свидетельствует о вскрытии эрозией самой верхней апикальной части интрузии, сложенной породами ряда граносиенит—сиенит—монзонит. Разнообразие пород объясняется метасоматической переработкой первичных гранитоидов в результате процессов их калишпатизации и гибридации, происходивших в верхних частях Бурановского интрузива в связи с резко выраженной химической неоднородностью между внедрявшейся магмой и вмещающими породами, представленными порфиритами. В рудном поле широко развита дайковая серия пород кислого состава, представленная гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами и аплитами.

На месторождении выявлено несколько структурно-морфологических типов вольфрамового оруденения: 1) линейные жильно-штокерковые зоны в крупных сколовых и оперяющих их трещинах; 2) штокерки в полях мелкой односистемной трещиноватости преимущественно сколового типа среди граносиенитов и частично пород экзоконтакта в восточной и юго-восточной частях месторождения; 3) штокерки в диагональных, в основном сколовых трещинах, секущих дайки; 4) зоны скарнов и скарнированных порфиритов с прожилково-вкрапленной минерализацией. Плотность рудоносных прожилков в пределах первых двух типов штокерков от 3 до 12 и более на 1 м, в штокерках среди даек снижается до 4—8, в среднем по месторождению составляет 6—8 прожилков на 1 м. Средняя мощность прожилков 0,8—1 см при изменении ее от долей миллиметра до 5 см. Объем кварцево-прожилковой массы 6—12 % и более. Основной и практически единственный вольфрамсодержащий минерал — шеелит. Абсолютное большинство прожилков — крутопадающие при преобладающем северо-западном простирании. На отдельных участках наблюдаются отклонения в их простирании к северу и западу. В скар-

нированных породах кварцевые прожилки ветвятся и в них заметно возрастает содержание сульфидов. Весьма специфическим на Бурановском месторождении является тип штокверков (с подчиненным вкрапленным оруденением), развитый в дайках кислого состава, выполнявших, по-видимому, роль проводников гидротермальных растворов. Эти штокверки отличаются от описанных ранее в литературе (лестничные жилы в дайках Березовского месторождения и др.) тем, что оруденение в них расположено обычно в диагонально ориентированных сколовых трещинах, и значительно реже в продольных трещинах отрыва, образование которых связывают с тектоническими факторами.

Штокверки и жилы в покровах эффузивов. К рассматриваемому структурному типу относится ряд урано-молибденовых месторождений [18]. Оруденение контролируется зонами разрывных нарушений, строение которых зависит от особенностей литологического состава и физико-механических свойств различных стратифицированных горизонтов эффузивных и эффузивно-осадочных пород. В благоприятных горизонтах, сложенных туфами кварцевых порфиров, пирокластами, лавобрекчиями фельзитов и кварцевых порфиров, нарушения выражены множеством вертикальных и крутопадающих трещин, образующих широкие линейные зоны, тогда как в покровах фельзитов, флюидалных кварцевых порфирах, туфогенных песчаниках, лавоагломератах они представлены отдельными сближенными разрывами. В первой тектонической обстановке в ходе минералообразования формируются жильные зоны, приближающиеся к рудным телам штокверкового типа. Во втором случае возникают отдельные рудные жилы относительно простого внутреннего строения.

Как показало изучение физико-механических свойств, благоприятные породы с высокой продуктивностью оруденения обладают пониженными значениями модуля упругости и предела прочности на сжатие, что обуславливает их повышенную трещиноватость. Кроме того, они характеризуются более высокими значениями пористости и проницаемости, что определяет в конечном счете высокие параметры оруденения [18].

РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОМБИНИРОВАННОГО СТРОЕНИЯ

В природе широко распространены комбинированные структурные типы рудных месторождений. Так, для урано-молибденовых месторождений довольно характерны внутрижерловые линейные штокверки, контролируемые наложенными разрывными нарушениями и оперяющими их трещинными зонами. Линейные жильно-штокверковые месторождения типичны и для субвулканических трубчатых и воронкообразных тел дацитов в Боливийской провинции. Примером сочетания вольфрамоносных жил и прожилков кольцевой (концентрической), радиальной и однонаправленной линейной ориентировки является Джидинское рудное поле, детально описанное И. П. Кушнаревым [17], В. И. Игнатовичем и Е. П. Малиновским [12, 21], С. С. Тентиловым и М. Н. Хулугуровым (1961 г.).

К комбинированному структурно-морфологическому типу принадлежит **Булуктайское** молибдено-вольфрамовое месторождение. Оно представлено трубообразным телом брекчий, локализирующим вольфрамоносный (вольфрамит-шеелитовый) штокверк, и зоной крутопадающих кварц-молибденит-вольфрамитовых жил северо-западного простиранья. Генетически месторождение ассоциирует с мезозойскими гранитами, образующими, по мнению Г. И. Туговика [36], массив в северной части рудного поля. Другие исследователи считают, что рудоносные мезозойские мусковитовые граниты слагают кольцеобразный интрузив, внутри которого находится трубчатое тело брекчий. Как интрузив, так и тело брекчий располагаются на пересечении разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний, секущих палеозойские гранитоиды. К северо-восточным нарушениям приурочены дайки лампрофиров, к северо-западным — кварцевые рудные жилы. Трубка брекчий прослеживается скважинами на глубину свыше 300 м. Большинство обломков лампрофиров и эффузивно-осадочных пород имеют остроугольные очертания и размеры от 2 до 50 см. Обломки сцементированы кварцем, актинолитом, биотитом, эпидотом, хлоритом, флюоритом, кальцитом, магнетитом, пиритом. Вольфрамоносный штокверк охватывает трубчатое тело брекчий и околотрубковое обрамление трещиноватых гранитов (монцитов, по Г. И. Туговика). Штокверк двух-, иногда трехсистемный, с преобладающим развитием крутопадающих прожилков северо-западного, меридионального и северо-восточного простираний. Главная масса рудовмещающих крутопадающих трещин северо-северо-западного и северо-восточного простираний носит сколовый характер и образовалась раньше брекчий. В пределах последних абсолютное большинство рудовмещающих трещин относится к типу разрывов. В целом штокверк повторяет в плане контур трубки.

Интересным примером комбинированной структуры рудного поля может служить структура оловорудного месторождения **Маунт-Бишоф**. Рудное поле этого месторождения имеет элементы кольцевой структуры, которая выражена кольцевым и радиальным расположением даек кварцевых порфиров, испытывающих на глубине тенденцию к схождению. Предполагается существование на глубине интрузивного тела гранитов. Площадь рудного поля интенсивно расчленена дизъюнктивными нарушениями, среди которых преобладают сбросы. Сбросы юго-западного падения вмещают рудные жилы. В центральной части рудного поля наблюдается сложное сочленение даек кварцевых порфиров, образовавших столбообразное тело того же состава. Впоследствии оно было замещено рудным материалом. Таким образом, в структуре рудного поля отмечается сочетание интрузивной (выраженной телами и дайками кварцевых порфиров) и трещинной структур, что привело к формированию рудных тел четырех типов: крупных столбообразных залежей, оруденелых даек кварцевых порфиров, рудных жил, прожилково-вкрапленных зон.

ОСНОВНЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ СТОЛБОВ

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ

Классификация структурных типов рудных полей и месторождений основывается как на морфогенетических особенностях рудолокализирующих трещин и специфике строения рудовмещающего разреза, так и на их геологической позиции относительно материнских гранитоидных массивов и разрывных нарушений. При этом в выделении типов рудных полей ведущим критерием является структурная позиция (см. гл. III). В классификации рудных тел месторождений существенное значение приобретает морфогенетический критерий. С его учетом В. А. Невским [25] проведена типизация рудных тел эндогенных рудных месторождений, в которой учтены также структурные черты рудных тел месторождений молибдена, вольфрама и олова. Наиболее полно их отражает систематика В. А. Невского (табл. 2), что исключает необходимость создания специальной систематики для описываемых месторождений; целесообразно лишь подчеркнуть некоторые структурные особенности их генетических групп.

В скарновых месторождениях отмечается большое разнообразие структурно-морфологических типов рудных тел, обусловленное их различными условиями залегания, приуроченностью не только к контакту гранитоидов с карбонатными породами, но и к зонам переслаивания карбонатных и силикатных пород, а также к разрывным нарушениям. Широким распространением здесь пользуются контактовые пластообразные залежи, жилообразные тела, линзы, гнезда, трубообразные тела и тела неправильной формы.

Контактные рудные тела на месторождениях Яхтон, Тырнауз, Ингичке, Майхура и других, как правило, имеют различную морфологию: от сравнительно простых линзо-жилообразных до сложных прикровлевых залежей вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд. Они локализируются в зоне контактов гранитных массивов, апофиз и даек, а также в межластовых и межформационных отслоениях пород разнообразного состава.

Столбо- и трубообразные скарново-рудные тела (рис. 5) образуются в зонах дробления на участках пересечения крутопадающих тектонических трещин. Обычно они имеют в горизонтальном сечении изометричную или несколько вытянутую форму. Склонение рудных тел определяется линией сопряжения пересекающихся трещин. Нередко трубо- и столбообразные тела сопровождаются боковыми ответвлениями.

Гнездообразные рудные тела свойственны Гумбейскому (Балканскому) скарново-шеелитовому месторождению на Южном Урале. Они сформировались в результате замещения ксенолитов известняков, локализованных вдоль сложного интрузивного контакта разновозра-

Типы рудных тел, приуроченных к трещинам различной генетической природы, по В. А. Невскому [25], с изменениями и дополнениями авторов

Морфология рудных тел	Трещины, к которым приурочены рудные тела	Примеры месторождений
<i>Рудные тела, связанные с крупными трещинами</i>		
Простые и сложные жилы и жилообразные тела	Тектонические трещины скалывания и зоны скалывания	Депутатское, Солнечное, Дубровское, Трудовое, Давендинское, Шахтаминское, Иультинское (СССР), Лаллагуа (Боливия)
Жилы и жилообразные тела	Простые тектонические трещины отрыва	Онон (СССР), Тачан (КНР)
	Сложные тектонические трещины отрыва	Месторождения оловяносных жильных пегматитов в Средней Азии и Казахстане
Столбообразные, трубо- и гнездообразные тела	Узлы пересечения и сопряжения крупных тектонических трещин	Хинганское, Сарбулакское (СССР)
Линейные макроштокверки	Зоны сгущения крупных трещин между сближенными параллельными разломами	Медно-молибденовые месторождения в Чили, Пыркакай (СССР)
Жильные тела	Контракционные трещины отрыва	Букукинское, Караобинское (СССР), Циновец (ЧССР)
Жилы, жилообразные тела и неправильные залежи	Прямолинейные или дуговидноизогнутые трещины в полукольцевых и дуговидных зонах	Караобинское (СССР), Плато Джос (Нигерия), Потоси (Боливия)
Кольцевые, полукольцевые и дуговидные тела	Цилиндрические и конические трещины	Актюз, Сохондо (СССР)
Дуговидные и прямолинейные жильные тела	Цилиндрические и радиальные трещины	Чаткарагай (СССР)

Рудные тела, связанные с зонами мелкой трещиноватости (штокверковые)

Штокверковые тела различной формы	Тектонические трещины скалывания и отрыва	Альтенберг (ГДР), Пыркакай, Тарбальджейское (СССР)
-----------------------------------	---	--

Морфология рудных тел	Трещины, к которым приурочены рудные тела	Примеры месторождений
Штокверковые тела различной формы	Контракционные трещины отрыва	Циновец (ЧССР), Караобинское (СССР)
	Радиальные и концентрические трещины	Первомайское, Инкурское, Булуктайское (СССР), Клаймакс (США)
	Трещины различной генетической природы (тектонические, контракционные, трещины сложного генезиса)	Караобинское, Богутинское (СССР), Циновец (ЧССР)

стных гранодиоритов и сиенитов, прорывающих порфириты и известняки.

В грейзеновых месторождениях проявлены жильные, штокверковые, жильно-штокверковые рудные тела, метасоматические рудные залежи пологого и крутого падений, штоки рудных грейзенов и грейзенизированных гранитов. На месторождениях Циновец и Югодзырьском жилы в контракционных трещинах среди гранитоидов имеют обычно пологое падение и быстро исчезают с глубиной. Для них характерно друзовое жильное выполнение и наличие отщепленных плиток и блоков вмещающей породы.

На месторождениях Караобинском, Нура-Талды жилы в сколовых трещинах имеют, как правило, крупные размеры, протяженность их по простиранию и падению от сотен метров до 1 км, мощность 1—2 м и более. Залегают они в около- и надынтрузивных зонах, нередко проникают в глубь гранитных массивов, постепенно затухая и теряя продуктивность. Нередко группируются в жильные зоны (см. рис. 3, 4). Наиболее богатые и крупные жилы представляют собой многостадийные образования длительного формирования. В случае внутрирудных подвижек жильное выполнение имеет полосчатое строение, характерное для жил Джидинского рудного поля.

Штокообразные и трубообразные тела рудных грейзенов, типичными представителями которых являются вольфрам-оловянные месторождения Рудных гор в ГДР (Альтенберг и Садисдорф), обычно встречаются в апикальных частях и куполах интрузивных массивов, в их ближайшем экзоконтакте и в трубках взрыва. Оруденение локализуется в трещинах различной генетической природы, образует густую сеть мелких разноориентированных рудных кварцевых и грейзеновых прожилков и вкрапленность в грейзенах. Форма рудных тел близка к изометричной в плане, коническая или аркообразная в разрезе.

Прикровлевые метасоматические залежи грейзенов в гранитах распространены на месторождениях Югодзырь, Циновец, Караобинском и др. Наиболее крупные из них приурочены непосредственно к зоне эндоконтакта, формирование их происходило в условиях определенного экранирования рудных растворов породами кровли. Мощность таких рудных тел от нескольких метров до нескольких десятков метров. Нередко отмечается многоярусное строение оруденелой апикальной части гранитного интрузива: ниже основной залежи располагаются более мелкие тела. Развитие грейзенов основной и других залежей контролировалось главным образом контракционными пологими трещинами, частота которых с глубиной уменьшается. Соответственно и распространение грейзеновых залежей обычно ограничено интервалом 75—100 м, реже 150—200 м.

Метасоматические тела грейзенов с кварцево-жильным выполнением широко распространены на Караобинском месторождении. Здесь они сопровождают крутопадающие кварцевые жилы в гранитах. При переходе в породы эффузивной кровли мощность этих грейзенов резко уменьшается (до первых сантиметров), и они затухают.

Напротив, в гранитах около крупных кварц-вольфрамитовых жил мощность их измеряется несколькими десятками сантиметров. При образовании жильных зон околожильные грейзены сливаются в мощные (до 20 м, иногда более) крутопадающие тела, которые вместе с жилами и межжильными прожилками составляют единые рудные блоки. В прикровлевых частях гранитных массивов крутопадающие зоны грейзенов смыкаются с прикровлевыми пологими грейзеновыми залежами, создавая тела сложной формы.

Собственно гидротермальные месторождения характеризуются рудными телами преимущественно жильной, штокверковой и жильно-штокверковой формы линейного или кольцевого типа, а также столбо- и трубообразными телами в зависимости от преобладающей роли тектонических структур определенного типа и особенностей рудовмещающих пород.

На оловорудных и вольфраморудных гидротермальных месторождениях важное значение имеют жильные тела в линейных трещинных структурах сбросового, сдвигового и взбросо-сдвигового характера, а также в трещинах отрыва.

Д. В. Рундквист (1964 г.) на примере Карасьевского и Юго-Коневского кварц-вольфрамитовых месторождений Среднего Урала показал специфические особенности морфологии и внутреннего строения рудных жил, образовавшихся в ходе сдвиговых подвижек по разрыв-

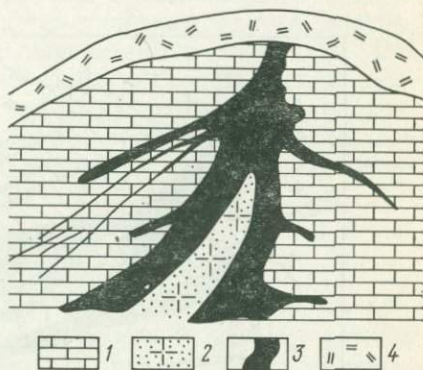


Рис. 5. Схема строения секущего столбообразного скарново-рудного тела месторождения Ингичке, по Н. К. Джамалетдинову (1971 г.).
1 — мраморы; 2 — граниты измененные; 3 — скарново-рудные тела; 4 — наносы

ным нарушениям. Жилы имеют небольшие размеры, не выдержаны по мощности и простираюнию, часто ветвятся и содержат линзы рассланцованных вмещающих пород. Все это свидетельствует о том, что первоначально локализация жил контролировалась трещинами отрыва. Последующие внутри- и постминерализационные подвижки сдвигового типа привели к срывам вдоль контактов и появлению системы оперяющих трещин внутри и около жил. Выполнение их растворами

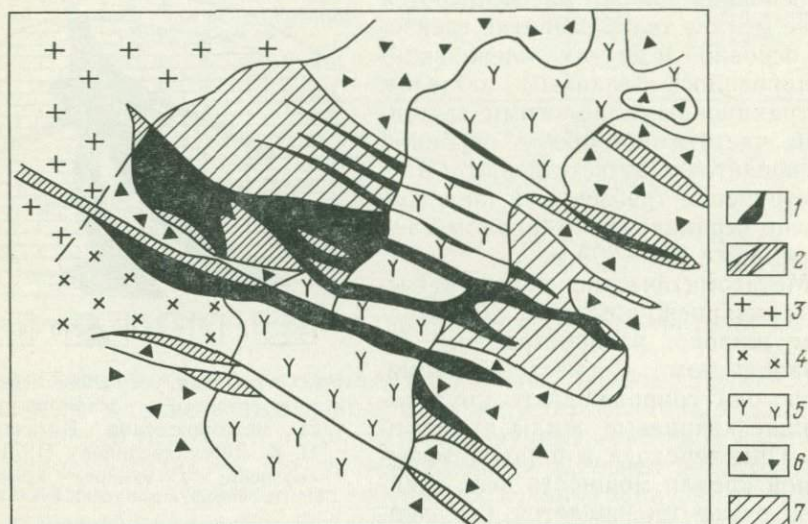


Рис. 6. Изменение мощности рудных тел при пересечении пород различного состава на месторождении Учкошкон.

1 — рудные тела массивного сложения; 2 — прожилково-вкрапленное оруденение; 3 — граниты; 4 — гранит-порфиры; 5 — фельзиты; 6 — брекчии; 7 — роговики

более поздних стадий усложнило морфологию жил. Возникли разнообразные рисунки рудных оперений около ранних кварцевых жил, иногда напоминающие жилы типа «конский хвост». Характерно, что большая часть вольфрамита, шеелита, флюорита, пирита, мусковита и других сопутствующих минералов локализуется внутри жил в виде прожилков, тонких просечек и неправильных обособлений вдоль трещин, секущих молочно-белый сливной кварц ранней генерации.

На месторождении Учкошкон рудные жилы при переходе из роговиков в дайки гранит-порфиров расщепляются на систему мало-мощных субпараллельных рудных прожилков. В местах сближенных жил вся масса гранитов пронизана рудными прожилками, образующими штокверковые рудные тела. При локализации оруденения в трещинах, пересекающих часто перемежающиеся породы разного состава и неодинаковой пористости, нередко возникают жилообразные тела с ритмично меняющейся мощностью (рис. 6). Крупные штокверки известны также на оловорудных месторождениях Пыркакай и Шерловая гора.

Трубообразные кварцево-рудные тела, содержащие молибденит, вольфрамит, касситерит и висмутин, отмечаются на пересечении трещин в палеозойских гранитах Восточной Австралии. При диаметре трубок до 18 м они прослеживаются на глубину 200—300 м, где иногда сменяются жилами.

Пологопадающие рудные «залежи» штокверкового строения широко развиты на урано-молибденовых месторождениях в субвулканических интрузивах. Обычно они приурочены к контактовым поверхностям различных пород, в основном к тем участкам, где эти поверхности изменяют элементы залегания и пересекаются разломами. Отмечаются также крутопадающие рудные линзы и столбы прожилково-вкрапленных руд, локализованные в пределах поздних дайкообразных тел гранит-порфиров или в контактовых зонах субвулканического интрузива. При небольших поперечных размерах они прослеживаются на значительную глубину [13].

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ СТОЛБОВ

В рудной геологии и особенно в ее структурной области важное значение имеют вопросы изучения рудных столбов, условий их локализации и систематизации. В. И. Смирнов [34], называя рудными столбами участки богатых руд внутри рудных тел, отмечает, что они не всегда имеют столбообразную форму и нередко характеризуются сложными очертаниями «пятен» концентрированного оруденения на общем более бедном фоне продуктивной минерализации.

В связи с этим В. И. Смирнов выделяет две категории рудных столбов: морфологическую и концентрационную. В последней рудные столбы определяются контуром богатой минерализации и, как правило, не зависят от мощности и других параметров рудных тел, выделяемых по естественным геологическим границам. В пределах рудных тел рудные столбы могут иметь различную ориентировку, крутое или пологое склонение, иногда они прослеживаются на 1500—2000 м, а в отдельных случаях и на большие расстояния (на месторождении Грасс Велли на 2700 м).

Известно несколько классификаций рудных столбов, на базе которых, с учетом последних фактических данных по месторождениям молибдена, вольфрама и олова, можно выделить следующие 10 видов проявления и сочетания основных элементов структурного и литологического контроля оруденения, обуславливающих возникновение определенного типа рудных столбов и обогащенных участков.

1. Участки многократного приоткрывания трещин при растяжении и выполнении минерализацией разных стадий с образованием интервалов наибольшей мощности жил (рис. 7, А); месторождения Дубровское, Хрустальнинское, Дальнетаежное.

2. Участки приоткрывания в результате подвижек по криволинейным трещинам: сдвиговым (см. рис. 7, Б, а), сбросовым и взбросовым (см. рис. 7, Б, б); месторождения Чорух-Дайрон, Трудовое, Дальнетаежное, Учкошкон.

3. Участки пересечения трещин: разного простирания (см. рис. 7, В, а); единого простирания, но разного падения (см. рис. 7, В, б); месторождения Караобинское, Иультинское, Сарыбулакское.

4. Участки сочленения трещин (см. рис. 7, Г); месторождения Караобинское, Учкошкон, Дальнее.

5. Участки разветвления крупных трещин: по простиранию (см. рис. 7, Д, а), по восстанию (см. рис. 7, Д, б); месторождения Антоновгорское, Восточный Коунрад, Дальнетаежное.

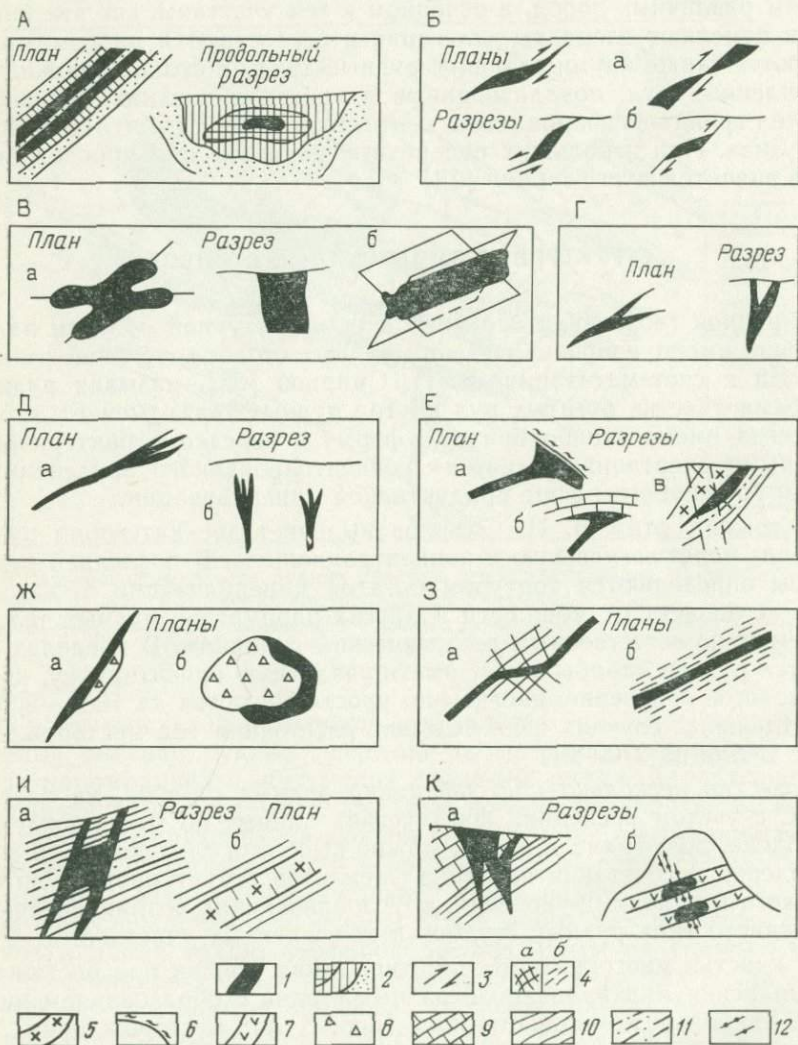


Рис. 7. Условия локализации и характерные формы рудных столбов и обогащенных участков. А—К — типы рудных столбов (см. текст).

1 — рудные столбы и обогащенные участки, 2 — минерализация разных стадий; 3 — направленные перемещения по трещинам; 4 — оперяющие трещины: разноориентированные (а), параллельные (б); 5 — дайки гранит-порфиров; 6 — трещины с глиной трения; 7 — амфиболиты; 8 — брекчии; 9 — известняки; 10 — сланцы; 11 — песчаники; 12 — рудные жилы и прожилки

6. Участки экранирования рудоносных растворов различными структурами: разрывными нарушениями с глиной трения (см. рис. 7, Е, а); пластами более пластичных и малопроницаемых пород (см. рис. 7, Е, б); дайками (см. рис. 7, Е, в); месторождения Трудовое, Буронское.

7. Тела брекчий: в разрывных нарушениях (см. рис. 7, Ж, а); в участках газовых взрывов и эруптивных (см. рис. 7, Ж, б); месторождения Букукинское, Булуктайское.

8. Участки сгущения мелкой трещиноватости: зоны развития трещин, оперяющих разрывные нарушения (см. рис. 7, З, а); зоны сгущения параллельных трещин (см. рис. 7, З, б); месторождения Курмарх, Хрустальнинское.

9. Участки пересечения рудоподводящими трещинами пород с благоприятными физико-механическими свойствами: участки расширения трещин при переходе в более хрупкие породы (см. рис. 7, И, а); участки развития лестничных жил (см. рис. 7, И, б); месторождения Учкошкон, Трудовое.

10. Участки пересечения рудоподводящими трещинами химически активных пород: известняков и скарнов (см. рис. 7, К, а); амфиболитов, порфиритов, диоритов (см. рис. 7, К, б); месторождения Ярославское, Кти-Теберда.

Из сказанного следует, что рудные столбы подавляющего большинства типов образуются в условиях максимального приоткрывания трещинных структур, когда под влиянием пониженного давления резко меняются температурный и гидродинамический режимы рудоносных растворов, уменьшается скорость их движения и увеличивается время взаимодействия с вмещающими породами.

Для каждого структурно-морфологического типа рудных тел и месторождений характерен свой набор рудных столбов. Так, для жильных рудных тел обычны столбы первых шести типов, в меньшей мере проявлены столбы других типов. На скарново-грейзеновых месторождениях наблюдаются в основном рудные столбы последних четырех типов, причем наибольшее развитие получают девятый и десятый типы. В штокерковых месторождениях рудные столбы преимущественно принадлежат к шестому — девятому типам.

На жильных оловорудных месторождениях рудные столбы часто занимают центральные части жил в интервалах их повышенной мощности [37, 38]. В плане контуры таких столбов обычно овальные, вытянуты на десятки, реже сотни метров. В крупных жилах иногда отмечается несколько рудных столбов, обнаруживающих склонение в соответствии со структурными элементами, контролирующими локализацию оруденения. Так, на Эге-Хайском месторождении форма и положение рудного столба согласуются с пространственной ориентировкой линии сочленения Главной жилы с дорудным разломом, который рассматривается как рудоподводящий канал. На месторождении Валькумей рудные столбы залегают параллельно линии пересечения рудными жилами контакта вмещающих пород с гранитоидами. На Депутатском месторождении наблюдается отчетливое столбовое распределение олова в жилах как касситерит-сульфидно-турмалинового, так и касситерит-хлорит-сульфидного состава. В первых, имею-

щих северо-восточное простирание, обогащенные столбы контролируются зонами причленения более пологих широтных апофиз и имеют юго-западное склонение. На ряде месторождений проявлены горизонтальные и слабонаклонные рудные столбы, приуроченные к отрезкам выполаживания рудовмещающих трещин, по-видимому, раскрывавшихся при подвижках взбросового и сдвига-взбросового типов (Учкошкон, Дальнетаежное и др.). В многостадийных жилах, в связи с

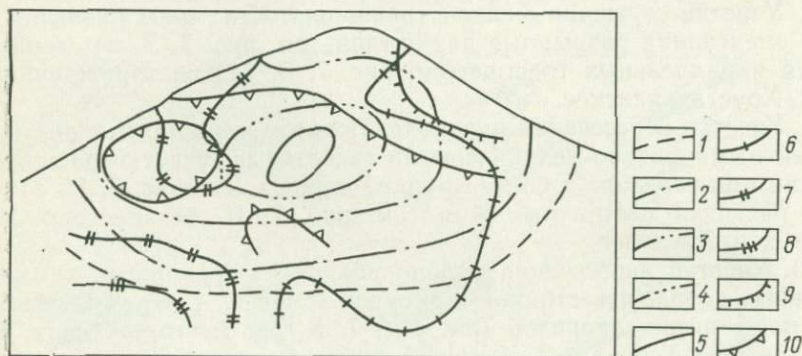


Рис. 8. Распределение олова, вольфрама и меди в жиле Весна месторождения Илентас [37].

Изолинии содержаний (от пониженных значений к повышенным): олова (1—5), вольфрама (6—8), меди (9—10)

изменением интервалов их раскрытия во времени, обогащенные вольфрамом блоки не совпадают с блоками, богатыми оловом. Такое обособление разнометалльных рудных столбов характерно для жил Весна и Нагорная месторождения Илентас (рис. 8).

Рудные столбы в раздувах жил характерны и для оловорудных месторождений Киргизии, в которых, по данным А. Б. Павловского и др. [28], содержания олова и мощности жил находятся в прямой корреляционной зависимости (коэффициент корреляции +0,75).

На отдельных рудных полях склонение рудных жил соответствует погружению поверхности кровли гранитных интрузивов. На оловорудном месторождении Учкошкон жилы в их надынтрузивной части склоняются в юго-западном направлении под углами 60—80° (рис. 9), а рудные столбы в этих жилах имеют обратное, северо-восточное склонение, под углом 70—80°. Такого рода рудные столбы контролировались полостями приоткрывания, возникшими при взбросо-сдвиговых подвижках в плоскости предрудных трещин.

Рудные столбы и обогащенные участки образуются в местах изменения простираний или разветвлений рудовмещающих трещин, при этом в интервалах их раскрытия формируются жилы выполнения, а в интервалах подвижек и притирания — сложные оруденелые зоны дробленных и брекчированных пород (рис. 10). Склонение рудных столбов при этом определяется линиями сопряжения разноориентированных рудоносных трещин между собой или с элементами слоистости вмещающих пород.

Рудные столбы локализируются также в местах ограничения рудоносных трещин. Возникающие в таких условиях обогащенные участки связаны с экранирующей ролью разрывных нарушений с тектонической глиной, пластов более пластичных пород или слабопроницаемых для рудоносных растворов дайковых тел (рис. 11). На оловянном месторождении Дубровское рудные столбы отмечаются в тех

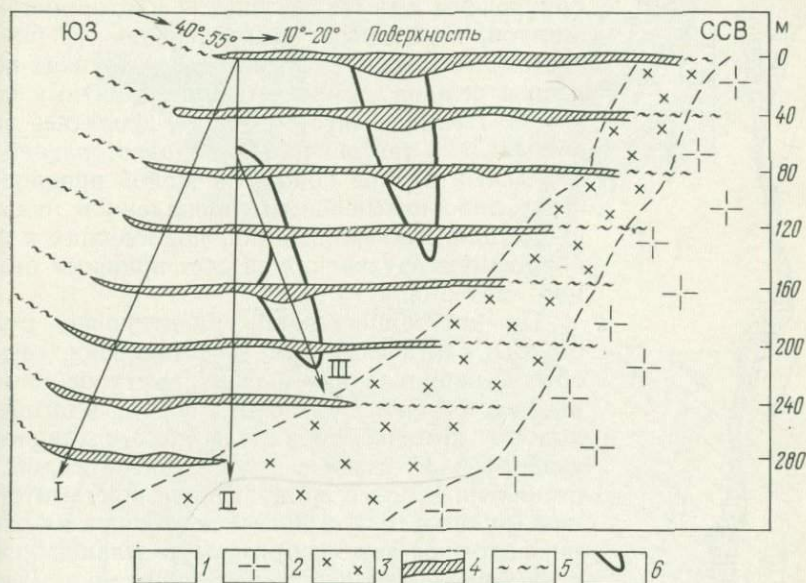


Рис. 9. Положение рудных столбов в секущих жильных телах месторождения Уч-кошкон.

1 — роговики; 2 — граниты; 3 — гранит-порфиры; 4 — рудные жилы; 5 — минерализованные трещины (швы); 6 — контуры рудных столбов.

I — линия склонения рудных жил (60—80° ЮЗ); II — линия падения рудных жил (65—85° ЮВ); III — линия склонения рудных столбов (70—80° ССВ)

участках, где рудоносные трещины из послойных переходят в секущие.

Столбы вольфрамовых (шеелитовых) руд в кварцевых жилах описаны П. М. Хреновым (1957 г.) при пересечении слоев мраморов, чередующихся со сланцами.

Своеобразные рудные столбы намечаются на Агылкинском медно-вольфрамовом месторождении. Здесь в скарновой залежи, образовавшейся по пологому пласту известняков, обогащенные вольфрамом столбы располагаются по ее падению вдоль линий пересечения с до-рудными дайками, контакты которых, по-видимому, служили проводниками рудных растворов. На месторождении Рэд-Роуз в Северной Колумбии (Канада) вольфрамовые руды в кварцевых жилах проявлены только на участках пересечения ими диоритовых силлов мощностью около 120 м.

В настоящее время, когда значение штокверковых месторождений среди других структурно-морфологических типов значительно возра-

стает, проблема выявления обогащенных рудных участков на этих месторождениях становится все более актуальной. Причину появления богатых и бедных участков, по-видимому, нужно искать в условиях образования рудных штокверков. Т. М. Лаумулин [19] для 14

структурно-морфологических типов рудных полей Центрального Казахстана выделяет лентообразные залежи и столбы богатых руд, которые приурочены к местам сгущения и «слияния» прожилков, пересечения и сочленения трещинных систем, а также к участкам более хрупких пород даек и штоков, химически благоприятных пород и т. д. Наличие «пустых окон», вероятнее всего, обусловлено тектонической неподготовленностью отдельных блоков пород, их малой проницаемостью, либо интенсивным проявлением пострудных стадий минерализации, приводящих к разубоживанию оруденения за счет привноса безрудного материала.

По пространственной ориентировке рудные столбы, как и сами рудные штокверки, следуют обычно направлениям апофиз, выступов апикальных частей интрузий, слоев пород, благоприятных по химическим или физико-механическим свойствам. В связи с этим рудные столбы, составляющие более продуктивную часть штокверков (рудных тел), в целом повторяют их общую морфологию. Так, например, в плащеобразной штокверковой залежи месторождения Джанет рудные столбы имеют форму горизонтально залегающих ленто- и линзообразных тел. В жильно-штокверковых зонах Караобинского и Богутинского месторождений рудные столбы образуют систему сближенных крутопадающих жило- и линзообразных тел. На Верхнекайрактинском месторождении тело богатых руд круто склоняется в соответствии с залеганием столбообразного рудного штокверка. При этом с глубиной пло-

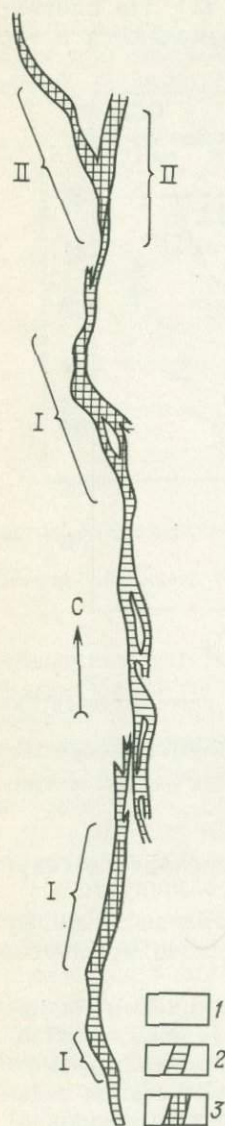


Рис. 10. Рудные столбы и обогащенные участки в местах изгибов и разветвлений рудоносных трещин (Дальнетаежное оловорудное месторождение), по А. Б. Павловскому (1966 г.).

1 — вмещающие песчано-сланцевые породы; 2 — рудные жилы и минерализованные зоны; 3 — рудные столбы и обогащенные участки в приоткрытых полостях или зонах брекчирования (I) и в местах разветвления трещин (II).

щадь горизонтального сечения основного рудного столба увеличивается, появляются новые рудные столбы.

Весьма сложные очертания приобретают рудные столбы в участках пересечения кварцево-жильными зонами пластов амфиболитов на месторождении Кти-Теберда. Здесь возникают тела богатых руд

сложной формы, имеющие пологое склонение в соответствии с падением амфиболитовых пластов. В поперечном сечении такого рода рудные столбы достигают по длине 175 м.

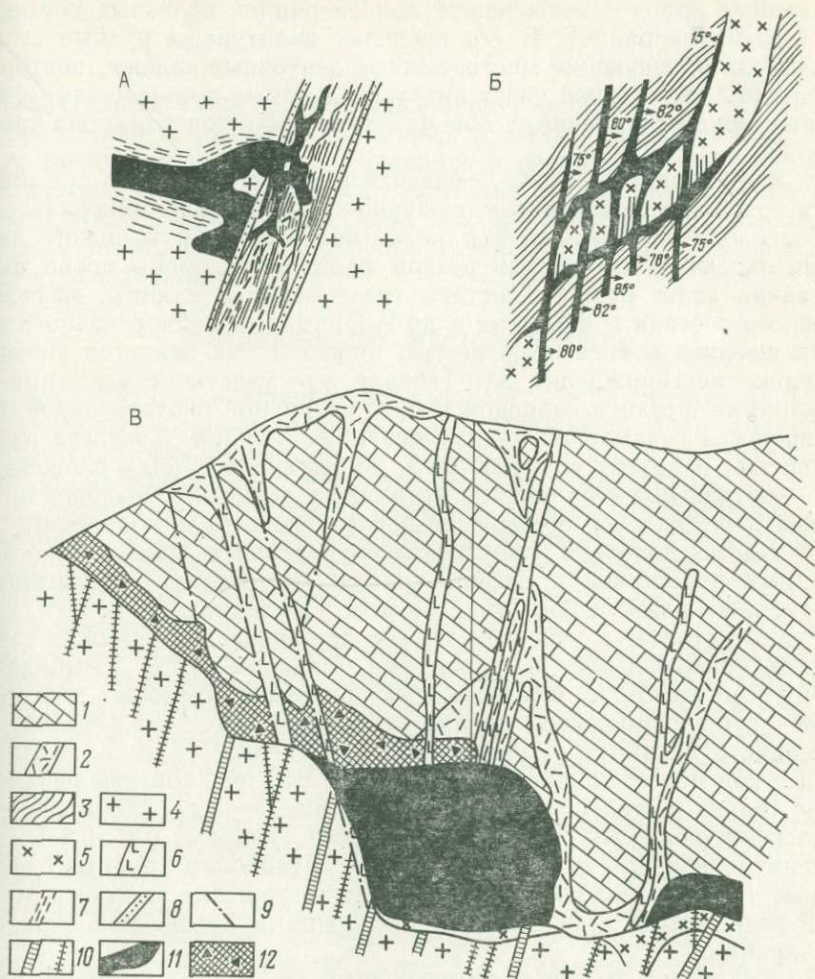


Рис. 11. Геологическая позиция рудных столбов:

А — вблизи дорудной трещины с глиной трения, по Т. М. Кайковой (1956 г.); Б — на контакте с дайкой гранит-порфиров [28]; В — на контакте гранитов с карбонатными породами. 1 — мраморы; 2 — доломиты; 3 — роговики; 4 — граниты биотитовые; 5 — граниты лейкократовые и гранит-порфиры; 6 — лампрофиры; 7 — расланцованные породы; 8 — тектоническая глина; 9 — тектонические трещины; 10 — зоны гидротермально измененных гранитоидов; 11 — рудные тела; 12 — минерализованные скарны

Примером штокверковых рудных полей, в которых четко проявлен контроль рудных столбов трещиноватостью, обусловленной локальными радиальными дислокациями, служит месторождение Джанет [19]. Редкометальное штокверковое оруденение локализуется преимущественно в надинтрузивной пологозалегающей толще вулканитов кислого состава, захватывая выступы и краевые части рудоносной гранитной интрузии (см. рис. 3). Промышленный контур имеет вид

короткостолбчатого рудного тела, несколько сужающегося книзу и прослеживающегося на глубину около 400 м. Внутри рудного тела выделяется конусообразный участок грейзенизированных и калишпатизированных пород с повышенной концентрацией полезных компонентов (столб I порядка). В его пределах оконтурены рудные столбы II порядка, образующие многоэтажные ленточные залежи, повторяющие изгибы апикальной части интрузии, а также приуроченные к трещинным зонам отслоений, в общем согласным с поверхностью кровли интрузии.

Д. В. Рундквист и В. К. Денисенко [32] отмечают, что при развитии в породах экзоконтактов оловянно-вольфрамовой минерализации наиболее благоприятными для метасоматического и жильного замещения оказываются участки резкой фациальной смены пород, переслаивания толщ разного состава (известняки и сланцы, эффузивы основного состава и филлиты и др.). Примером избирательного развития шеелита в богатых известью амфиболитах является упомянутое ранее месторождение Кти-Теберда, где участки с высокими содержаниями шеелита сопровождаются вторичной биотитизацией. Оба эти процесса связывают с взаимодействием кальция и железа из амфиболитов. В других случаях, когда вмещающие породы сложены не столь контрастными по составу метаморфизованными осадочными породами и шеелитовое оруденение распределено более однородно, обнаруживается довольно отчетливая приуроченность наиболее богатых шеелитом прожилков к песчано-сланцевым толщам с повышенным содержанием извести (Богутинское месторождение).

Рудные столбы в участках мелкой трещиноватости между сходящимися разрывными нарушениями описаны Б. Л. Рыбаловым (1965 г.) на одном из штокверковых урано-молибденовых месторождений в субвулканическом кислом интрузиве. В месторождениях этой формации отмечаются рудные столбы штокверкового типа, локализованные под пологими дайками диабазов. Это обусловлено различиями не только в степени трещиноватости диабазов и рудовмещающих граносиенит-порфиров, но и их пористости (диабазы 0,1—0,2 %; граносиенит-порфиры — первые проценты). Наиболее крупные обогащенные участки сложной формы располагаются под пологими дорудными разрывными нарушениями, служившими в ходе рудообразования экранами.

На Буронском месторождении рудный столб, совпадающий с контуром рудного тела, ориентирован горизонтально в широтном направлении. Как установил Л. И. Лукин (1947 г.), его форма определяется сочетанием систем широтных дорудных зон скольжения с разным падением, генетически связанных с надвигом. На круговой диаграмме зоны скольжения выражены субмеридиональным поясом с горизонтальной широтной осью «В», совпадающей с положением рудного столба. В. Г. Гладков, В. А. Филонюк [6] и Е. П. Малиновский (1976 г.) обратили внимание на тот факт, что ориентировка рудных тел и рудных столбов обычно соответствует положению деформационной оси «В», характеризующей направление максимальной проницаемости. Это положение можно использовать в прогнозно-оценочных целях.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящей главе охарактеризовано геологическое строение 20 месторождений молибдена, вольфрама и олова, представляющих ведущие рудные формации этих металлов и почти все структурно-морфологические типы. При этом предпочтение отдавалось наиболее изученным в структурном отношении месторождениям штокверкового, жильного и жильно-штокверкового типов, на которых авторы проводили исследования.

МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Современная молибденовая промышленность базируется на месторождениях штокверкового типа. Очень небольшая доля молибдена добывается из скарных месторождений и практически не эксплуатируются месторождения жильного типа. В связи с этим в настоящей работе охарактеризованы главным образом штокверковые молибденовые месторождения и полностью исключены из описания месторождения жильного типа, структурно-тектоническая обстановка на которых имеет много общих черт с жильными месторождениями олова и вольфрама.

По морфологическим особенностям среди штокверковых месторождений выделяются месторождения простых и сложных (или комбинированных) форм. К простым формам мы относим изометричные, штоко-, трубообразные, линейно-вытянутые, чаше- или куполовидные. Сочетания или различные комбинации перечисленных простых форм образуют сложные формы.

Более или менее простыми формами характеризуются месторождения: Жирекенское и Орекитканское — изометричной, Эндако — линейно-вытянутой, Юред-Гендерсон — куполовидной (перевернутая чаша), Бугдаинское — трубообразной. Более сложные формы, в которых сочетаются или повторяются простые, у штокверков Коктенкольского, Сорского, Клаймакс. Рудные тела скарного месторождения Тырнауз имеют простую плитообразную и сложные складчатые (с раздувами в замковой части, осложненные разрывными нарушениями) формы.

Жирекенское штокверковое месторождение находится в Восточном Забайкалье, в пределах золото-молибденового пояса, выделенного С. С. Смирновым. С одной стороны, оно приурочено к северному обрамлению широтно ориентированной впадины, наложенной на палеозойские граниты и выполненной континентальными терригенными и вулканогенными отложениями верхней юры и нижнего мела, с другой — к висячему боку меридионально ориентированного крупного Алеурского разлома, круто падающего на восток.

Месторождение расположено в апикальной части плутона, сложенного биотит-роговообманковыми юрскими гранитами, обнаженными

на площади около 80 км². Здесь широко развиты дайки гранит-порфиров и диорит-порфиритов (рис. 12); наибольшая мощность их 20—30 м, протяженность по простиранию 400—500 м. На глубине 400—500 м от дневной поверхности и, по-видимому, не более 600—700 м от кровли плутона степень раскристаллизованности основной массы гранит-порфиров увеличивается: они становятся трудно отличимыми от вмещающих их гранитов и по структуре, и по минеральному и химическому составу. Это позволяет считать, что дайки гранит-порфиров образовались в результате внедрения гранитной магмы из внутренних частей магматической камеры в образовавшуюся гранитную корку остывающего магматического тела. С приближением к дневной поверхности дайки гранит-порфиров ветвятся. Местами гранит-порфиры цементируют брекчированные биотит-роговообманковые граниты, а также образуют в них сложную сеть маломощных жилков.

На месторождении развиты разрывные нарушения субширотного, субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний. В его южной части находится серия параллельных сбросов близширотного простирания, обусловившая ступенчатый характер структуры этого участка. В северной части месторождения широко распространены разрывные нарушения северо-западного простирания, а по его западному флангу проходит нарушение северо-восточной ориентировки. Массовые замеры трещин в горных выработках показывают, что в южной части месторождения преобладают трещины субширотного и северо-восточного простираний, а в центре — субмеридионального, северо-западного и субширотного простираний.

Дайки гранит-порфиров и диорит-порфиритов контролируются главным образом субмеридиональными и субширотными нарушениями, к месту пересечения которых и приурочено месторождение. Разрывные нарушения северо-западного простирания, хотя и были заложены до рудообразования и внедрения гранит-порфиров, но сыграли меньшую роль в контроле даек и оруденения; главным образом они проявились в пострудное время. Сложная сеть разрывных нарушений, образовавшаяся до интрузии даек, была еще более усложнена взрывными процессами, сопровождавшими их внедрение.

Участок оруденелых гранитов в плане имеет изометричные очертания. Наследуя додайковую трещиноватость, оруденение сконцентрировано преимущественно в местах развития серий даек порфировых пород, но сами дайки при этом, как самые молодые и наименее трещиноватые породы, обычно не несут промышленного оруденения. Оруденение крайне неравномерное: в общем контуре его развития богатые руды сложно чередуются с бедными. В целом оно заметно погружается в северо-восточном направлении и на северо-восточном фланге месторождения прослежено до глубины 600 м.

На месторождении развиты руды трех типов: вкрапленные, прожилковые и в меньшей мере брекчиевые. Пространственно они не обособлены друг от друга и часто сочетаются. В них сравнительно редко встречаются кварцевые прожилки с магнетитом, мощность которых обычно от 1 до 2 см; на контактах с этими прожилками во вмещающих породах лишь биотит частично замещен хлоритом. Молибденовое оруденение представлено кварцевыми прожилками с молиб-

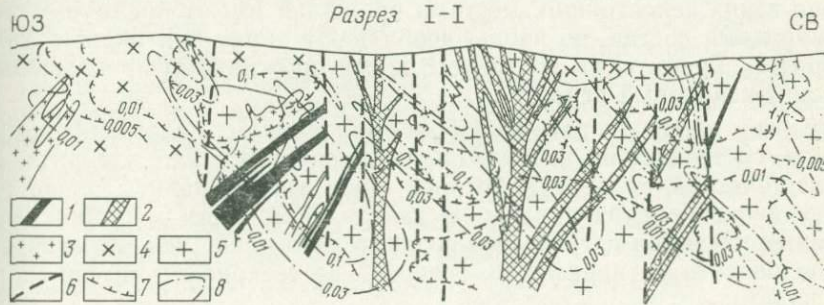
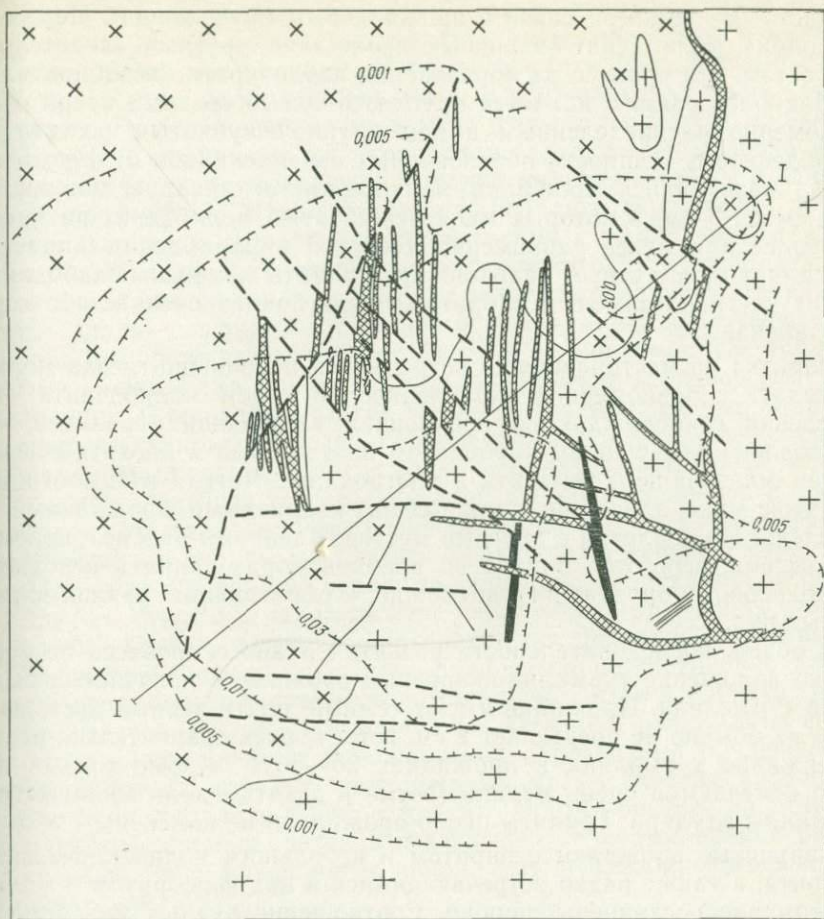


Рис. 12. Схематическая геологическая карта и разрез Жирекенского месторождения. Составил В. Т. Покалов.

1 — дайки диорит-порфиров; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 4 — мелкозернистые порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 5 — средне- и крупнозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 6 — разрывные тектонические нарушения; 7 — изолинии содержания молибдена (в %); 8 — изолинии содержания меди (в %)

денитом, а также молибденитом, вкрапленным во вмещающие породы часто без видимой связи с прожилковым оруденением. Пересечения одних молибденит-кварцевых прожилков другими свидетельствует о том, что процесс их образования неоднократно возобновлялся.

Наиболее ранним является крупнозернистый светлый кварц с неравномерно распределенным в нем крупночешуйчатым розетчатым молибденитом; мощность образованных им прожилков от 1 до 5 см. Позже развивались прожилки мелкозернистого кварца мощностью от 1 мм до 3 см, в которых мелкочешуйчатый молибденит распределен более или менее равномерно. Нередко в молибденит-кварцевых прожилках присутствует халькопирит. Граниты изменены слабо, лишь биотит частично замещен хлоритом и плагиоклаз очень слабо серицитизирован.

Изредка на месторождении встречаются небольшие гнезда молибдошеелита с равномерной вкрапленностью в нем молибденита. Эти выделения сопровождаются побурением вмещающих гранитов, что обусловлено замещением карбонатом плагиоклаза и биотита с выделением мельчайшего гематита в плагиоклазе. Четких взаимоотношений этой минерализации с молибденит-кварцевыми прожилками не выявлено. По аналогии с другими месторождениями рассматриваемой группы она, вероятно, близка по времени образования к основному молибденовому оруденению, возможно, к образованию ранних вкрапленных руд.

В общей последовательности развития рудного процесса не определено положение турмалин-кварцевых прожилков и лучистых выделений турмалина. Прожилки имеют темный, почти черный цвет, мощность их обычно не превышает 2 см, встречаются сравнительно редко. Содержание турмалина в прожилках 25—30%. Кроме того, в них часто отмечаются очень мелкие (сотые и десятые доли миллиметра) кристаллы адуляра. Граниты около прожилков не изменены.

Кварцевые прожилки с пиритом и небольшим количеством халькопирита, а также редко встречающимися в них флюоритом и молибденитом распространены широко. Соотношение рудных минералов и кварца в них непостоянно: местами прожилки имеют преимущественно кварцевый состав, но чаще преобладают пирит или пирит с халькопиритом. Граниты на контакте с этими прожилками превращены в мусковит-кварцевый агрегат.

Рудный процесс завершался формированием маломощных прожилков, состоящих из кварца, пирита, сфалерита, халькопирита, галенита, блеклой руды, сульфосолей, висмутина. Граниты около них интенсивно серицитизированы. В центральной части месторождения эта минерализация встречается сравнительно редко, значительно шире она развита на периферии, особенно на северном и северо-западном флангах.

Основной полезный компонент руд Жирекенского месторождения — молибден; в качестве попутного может извлекаться медь, распространенная в контуре молибденовой минерализации (ее содержание несколько увеличивается на флангах). Вольфрам проявился в незначительных количествах на верхних горизонтах.

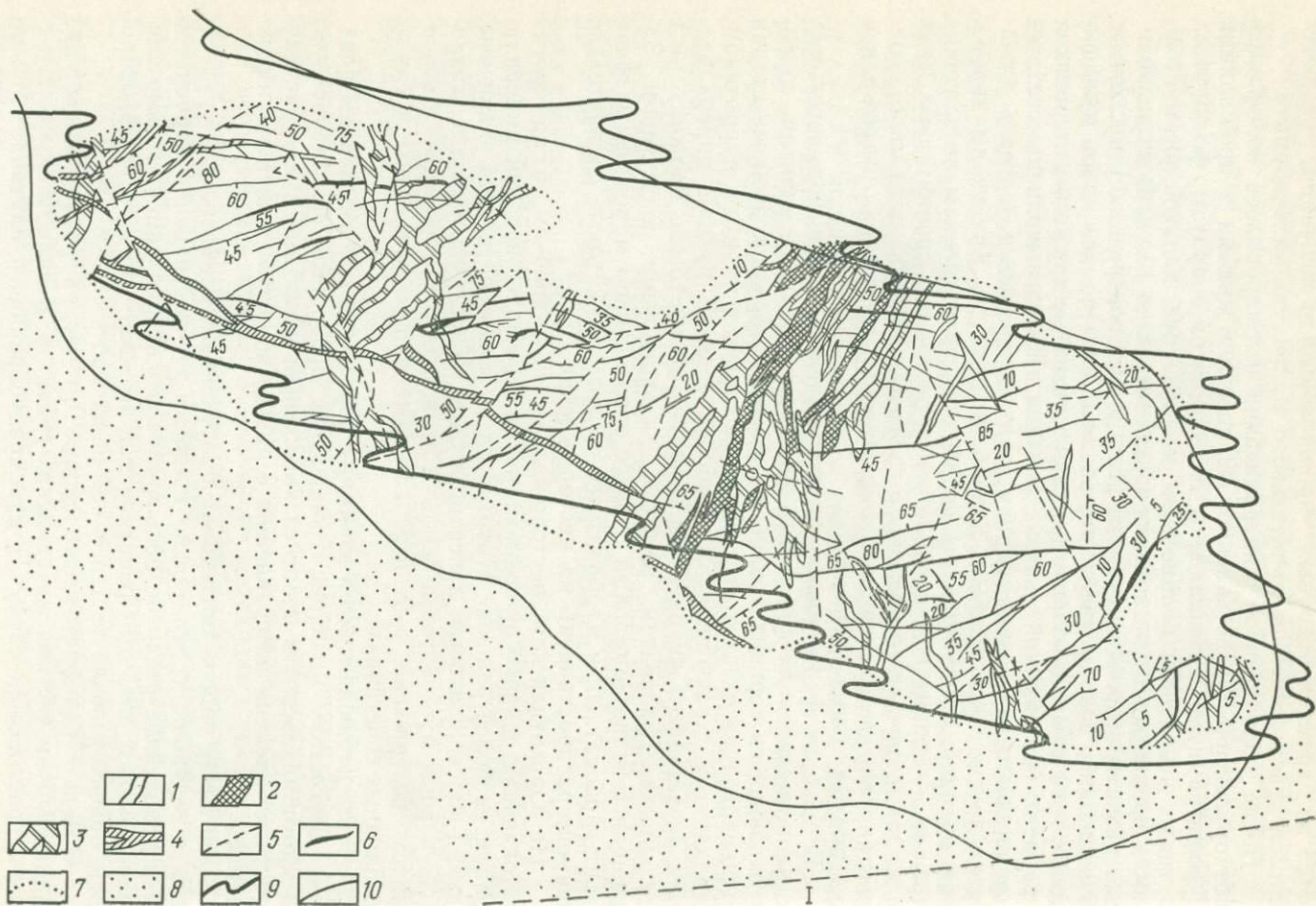
На Жирекенском месторождении интересны взаимоотношения оруденения с магматическими породами. Дайки гранит-порфиоров во многих случаях подвергаются калишпатизации и пересекаются молибденит-кварцевыми прожилками. В то же время наблюдаются бесспорные пересечения молибденит-кварцевых прожилков дайками гранит-порфиоров. При этом последние в свою очередь рассеены прожилками кварца с пиритом и халькопиритом, а также аргиллизированы.

Аналогичны взаимоотношения рудной минерализации и с дайками диорит-порфиоров. Неоднократно наблюдались пересечения некоторых из этих даек кварцевыми прожилками с молибденитом. Но в других дайках диорит-порфиоров часто встречаются ксенолиты гранитов с заключенными в них молибденит-кварцевыми прожилками. Дайки диорит-порфиоров с рудными ксенолитами не пересекаются кварцевыми прожилками с молибденитом, но они всегда секутся кварцевыми прожилками с пиритом и халькопиритом и подвергаются аргиллизации. Следовательно, так же как и гранит-порфиры, одни дайки диорит-порфиоров предшествовали молибденовой минерализации, а другие внедрялись в граниты после ее образования. Кроме того наблюдаются взаимные пересечения даек диорит-порфиоров и гранит-порфиоров. Из этих взаимоотношений видно, что гранит-порфиры и диоритовые порфиры внедрялись в граниты по меньшей мере дважды. При этом обе группы пород, по-видимому, развивались независимо друг от друга и в какой-то мере параллельно друг другу, питаясь из разных очагов, возможно, находившихся на разной глубине.

Рассмотренное выше развитие рудного процесса типично для подавляющего большинства месторождений молибдена данного генетического класса. Наличие внутрирудных даек не отразилось на его ходе, что устанавливается при сравнении с развитием оруденения на месторождениях, где нет внутрирудных магматических проявлений. Это позволяет сделать вывод о том, что рудный процесс на Жирекенском месторождении протекал независимо от формирования распространенных здесь порфиоровых пород, хотя и близодновременно с их становлением.

Ореkitканское штокверковое месторождение находится в Забайкалье, в области каледонской складчатости, осложненной мезозойскими процессами тектоно-магматической активизации. Располагаясь в региональной Удино-Витимской тектонической зоне северо-восточного простиранья, месторождение пространственно и генетически связано с плутоном лейкократовых гранитов, обнаженным на площади 105 км². Этот плутон приурочен к пересечению тектонических зон северо-восточного и северо-западного простиранья, прорывает гранитоиды раннепалеозойского возраста и имеет абсолютный возраст 165—169 млн. лет (J₂). Широкое развитие грейзенов в мезозойских гранитах на уровне их эрозивного среза свидетельствует о небольшой глубине их вскрытия (не более 200—300 м).

Рудный штокверк локализован в юго-восточном экзоконтакте материнского плутона, в зоне повышенной трещиноватости пород северо-восточного (45°) простиранья (рис. 13). Здесь развиты трещины ортогональных и диагональных направлений, но преимущественно северо-восточной (25—50°) ориентировки с пологими и средними углами па-



теллит, в связи с которым и формировалось Ореkitканское месторождение [29]. Однако весьма вероятно также смещение рудного штокверка относительно материнского плутона вниз, по тектоническому нарушению, проходящему вдоль юго-восточного контакта интрузии. Это нарушение выражено зоной милонитов мощностью 1—2 м, круто (50—70°) падающей на юго-восток.

Жильно-штокверковое месторождение молибдена Эндако находится в Канаде в 560 км к северо-западу от г. Ванкувер, в межгорном депрессионном поясе Кордильер. Месторождение открыто в 1927 г., разведано в 1962 г. и введено в эксплуатацию в 1964 г. Настоящее описание составлено по работам Е. Т. Кимура, К. М. Даусона, А. Д. Драммонда (Е. Т. Kimura, A. D. Drummond, 1969 г.; K. M. Dawson, E. T. Kimura, 1972 г.), а также Н. С. Скрипченко (1973 г.).

Оруденение локализовано в центральной части верхнеюрского Топлейского комплекса гранитоидов (граниты, кварцевые монцониты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты), которые прорывают верхнетриасовую толщу эффузивов риолит-андезитового состава и туфогенно-осадочных пород и перекрыты эоценовыми (абсолютный возраст 50 млн. лет) андезитами и базальтами. Абсолютный возраст гранитоидов комплекса Топлей от 134 до 141 млн. лет.

Рудный штокверк залегает внутри блока кварцевых монцонитов, ограниченного двумя крутопадающими разломами близмеридионального простирания и широтным Южным разломом, падающим на север под штокверк под углом 60—65°.

Кварцевые монцониты прорваны дорудными дайками аплитов, гранит-порфиоров и кварц-полевошпатовых порфиоров, а также пострудными дайками базальтов (рис. 14).

Дорудные дайки контролируются разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и близмеридионального простирания. При этом основную роль играют структуры северо-восточного направления. Наибольшая концентрация дорудных даек наблюдается в центральной и западной частях рудного штокверка, где они образуют два пояса северо-восточной ориентировки. Пострудные дайки базальта имеют преимущественно западно-северо-западное простирание.

Кварцевые монцониты, а также породы дорудных даек в пределах рудного поля интенсивно калишпатизированы (главным образом висячем боку штокверка), окварцованы и серицитизированы (в пределах штокверка), каолинизированы (в основном со стороны лежащего бока штокверка).

В плане рудный штокверк характеризуется резко удлиненной формой — его протяженность по простиранию около 2 км при максимальной ширине 380 м. Общее простирание штокверковой зоны за-

Рис. 14. Геологический план рудного тела Эндако, по К. М. Даусону и Е. Т. Кимура (1972 г.).

1—4 — дайки: 1 — аплитов, 2 — гранит-порфиоров, 3 — кварц-полевошпатовых порфиоров, 4 — базальта; 5 — тектонические контакты; 6 — кварц-молибденитовые жилы; 7 — граница четвертичных отложений; 8 — зона пиритизированных кварцевых монцонитов; 9 — граница рудного тела; 10 — контур карьера.

1 — Южный ограничивающий разлом

падно-северо-западное, падение ее на юг: в крайней западной части под углом 60° , к востоку оно постепенно выполаживается и в крайней восточной части составляет 15° . Нижняя граница распространения оруденения имеет пологое склонение к северо-западу, вследствие чего глубина распространения штокерка изменяется от 30 м у восточного окончания рудного тела до 300 м у западного.

Рудная минерализация сосредоточена в крупных кварцевых жилах и мелких прожилках, образующих штокерковый ореол вокруг крупных жил. Мощность крупных жил от 25 до 125 см, протяженность по простиранию до 700 м. Их полосчатая текстура обусловлена чередованием лент «сухого» молибденита мощностью от 0,5 до 7 мм и более мощных зон кварца. Жилы местами милонитизированы и раздроблены. Мощность прожилков не превышает 6 см. Среди них многие сложены практически одним молибденитом. Мощность таких прожилков обычно составляет доли миллиметра. В контуре промышленного оруденения расстояния между прожилками изменяются от 5 см до 1—2 м. По внутреннему строению штокерк отчетливо разделяется на две части: западную и восточную, границу между которыми условно можно провести по западному обрамлению центральной дайковой зоны. В западной части штокерка большая часть молибденит-кварцевых жил имеет близширотное простирание преимущественно со средними и крутыми углами падения на юг. В его восточной части преобладают тонкие полого падающие на юг прожилки широтного, северо-восточного и северо-западного простираний.

Наиболее распространенные рудные минералы — молибденит, пирит и магнетит. В небольших количествах отмечается халькопирит, очень редко встречаются борнит, висмутин, шеелит и др. Кварц является практически единственным нерудным минералом жил. Кальцит и халцедон слагают жилы поздних генераций. Вдоль южной границы молибденового штокерка проходит зона пиритизации. Она представляет собой штокерк редких тонких жилок кварца, пирита с небольшим количеством магнетита и редким молибденитом. Среднее количество пирита в породе около 1 %.

Особенности структуры месторождения его исследователи объясняют следующим образом. Начальным этапом было образование разломов взбросо-сдвигового характера в центральной части интрузива монзонитов. Блок, ограниченный тремя разломами, оказался наиболее мобильным и благоприятным для развития в нем трещин более мелкого порядка, сопряженных с этими разломами. Наиболее ранняя — система северо-восточных трещин. Их ориентировка совпадает с направлением максимальных сжимающих усилий начальной стадии деформаций. Трещины этой системы и в меньшей мере трещины северо-западного и субмеридионального направлений контролируют дорудные дайки.

Во вторую стадию тектонических деформаций сформировалась система широтных трещин скальвания, параллельных Южному разлому, но падающих, в отличие от него, на юг.

Развитие этих трещин связывают со взбросовыми перемещениями крыльев Южного разлома в обстановке регионального стрессового напряжения. Одновременно с широтными трещинами образовалась, а

вернее, получила дальнейшее развитие система вертикальных трещин северо-западного простирания.

Локализация крупных молибденит-кварцевых жил и оперяющих их мелких прожилков происходила в трещинах всех систем, но главную роль играла система субширотных трещин, вдоль которых возникли крупные рудные зоны. Основным элементом рудных зон — крупные молибденит-кварцевые жилы, окруженные ореолом мелких руд-

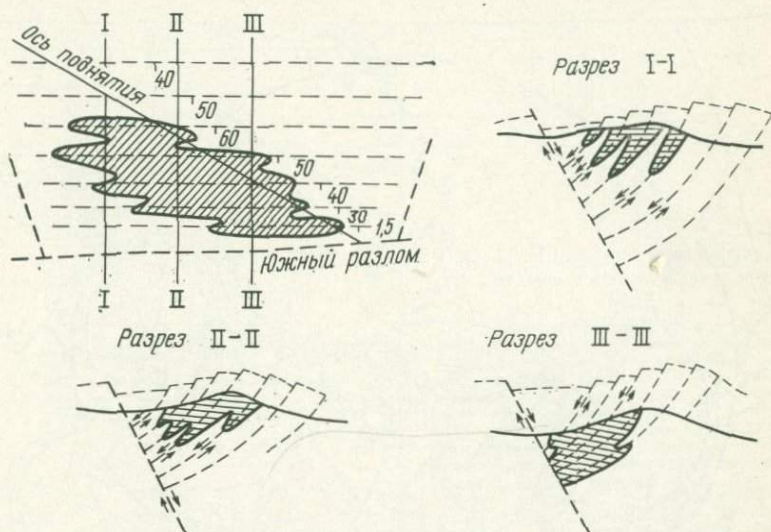


Рис. 15. Структурно-генетическая схема рудного тела Эндако, по Е. Т. Кимура, А. Д. Драммонд (1969 г.)

ных прожилков. Приоткрывание и заполнение трещин рудным материалом обусловлено горстобразным подъемом блока монзонитов. Область максимального подъема располагалась к северу от месторождения. Вследствие этого вдоль Южного разлома происходили компенсационные смещения сбросового типа. Плоскости трещин, по которым происходили сбросовые перемещения, были искривлены в результате неравномерности восходящего движения блоков — максимального в северной части месторождения и минимального в его южной части (рис. 15). Угол падения трещин составляет 50° у северной границы и снижается до 15° около зоны Южного разлома. Диагональным по отношению к Южному разлому положением оси воздымавшегося участка объясняется западно-северо-западное простирание рудной штокверковой зоны.

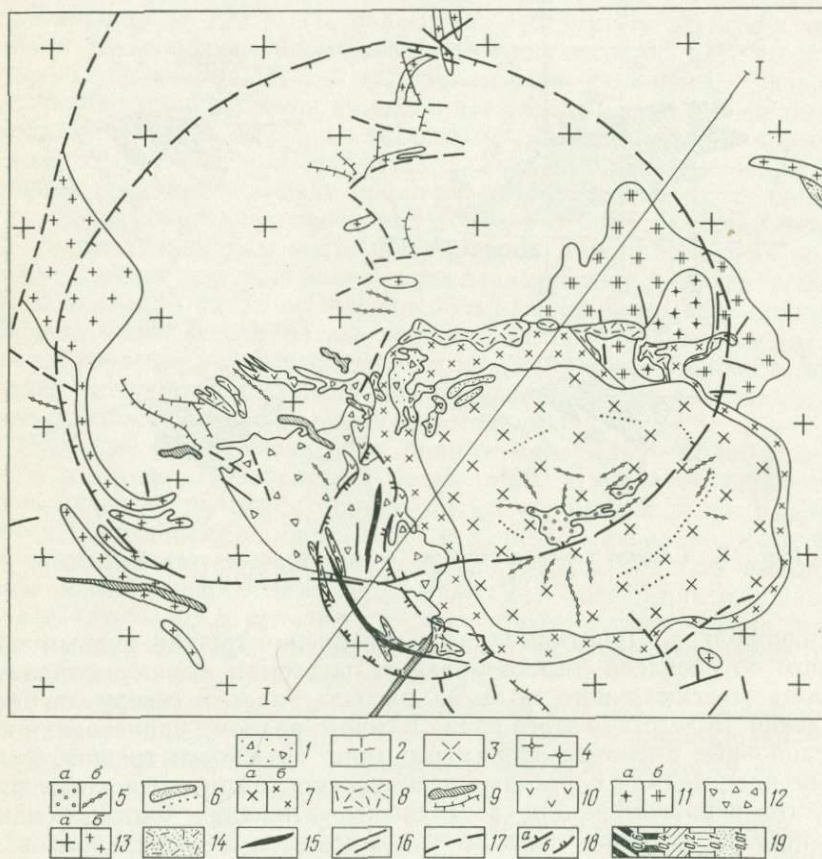
Таким образом, молибденовый штокверк Эндако представляет собой пример рудной штокверковой зоны, в которой простирание прожилков и жил не совпадает с общим простиранием всей зоны.

Месторождение **Юред-Гендерсон*** относится к числу крупнейших

* Описание месторождения приводится по материалам S. R. Wallace, W. B. Mackenzie, R. G. Blair, N. K. Muncaster [48].

молибденовых месторождений мира. Оно находится в штате Колорадо (США) недалеко от г. Эмпайр, в горах Ред-Маунтин.

Месторождение Юред-Гендерсон, как и расположенное в 46 км к юго-западу от него месторождение Клаймакс, размещается в пределах рудного пояса Колорадо, простирающегося в северо-восточном направлении поперек горных хребтов и основных тектонических структур восточной части Скалистых гор.



Месторождение приурочено к вулканическому некку риолитовых пород олигоценевого возраста (комплекс Ред-Маунтин), прорывающему докембрийские граниты батолита Силвер-Плюм в его центральной части. Нижняя часть некка интродирована гранитом Гендерсон; предполагается, что это апикальная часть крупного плутона (рис. 16).

Два разлома северо-восточного простираения, сходящиеся в районе Ред-Маунтин, являются главными разрывными нарушениями: один из них проходит юго-восточнее месторождения, другой — к западу от него. На поверхности в комплексе пород Ред-Маунтин выделяется

несколько разновидностей; вместе они образуют неоднородное тело длиной 720 м и шириной 240—360 м. Породы главных разновидностей залегают в виде крутопадающих столбообразных тел, слагающих в совокупности некк, который с глубиной приобретает более однородное строение и постепенно расширяется — на глубине 1200 м от поверхности некк имеет диаметр 1350 м. На отдельных участках по контактам некка с докембрийскими гранитами, а также внутри него раз-

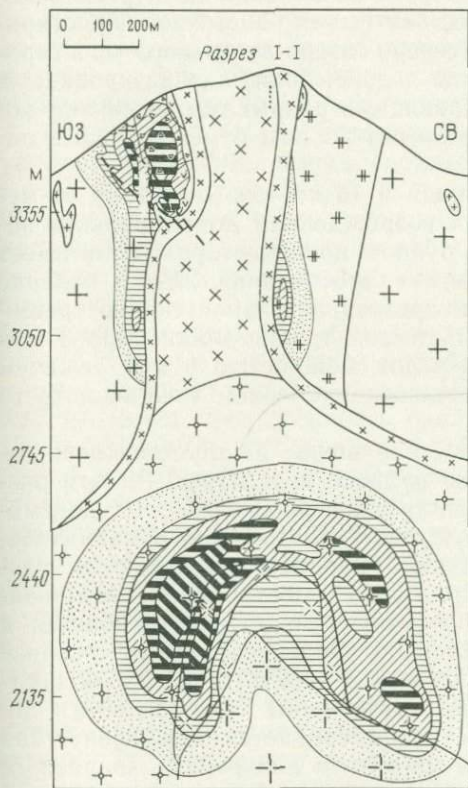


Рис. 16. Геологическая карта и разрез месторождения Юред-Гендерсон [48].

1 — третичная брекчия пика; 2 — порфировидные средне- и тонкозернистые граниты Гендерсон; 3 — кварц-полевошпатовые порфиры Праймс; 4 — кварц-полевошпатовые порфиры Юред; 5 — магматические обломочные породы (а) и их дайки (б); 6 — концентрические дайки липаритовых порфиритов; 7 — кварц-полевошпатовые порфиры Ред-Маунтин; крупнозернистая фаза (а), краевая фаза (б); 8 — валунная брекчия; 9 — радиальные дайки липаритовых порфиритов; 10 — дайки и небольшие массивы кварцевых порфиров; 11 — кварц-полевошпатовые породы свиты Восточный Кноб; крупнозернистые (а), мелкозернистые (б); 12 — кварцевые порфиры и брекчия свиты Тангстен Слайд нерасчлененные; 13 — граниты Силвер-Плюм; крупнозернистые древние (а), средне- и мелкозернистые молодые (б); 14 — кварц-полевошпатовая формация Айдахо Спрингс; 15 — жилы, содержащие молибденит; 16 — жилы, содержащие кварц, серицит, родохрозит, роденит, флюорит, гематит, сульфиды; 17 — тектонические нарушения; 18 — рудные контуры, содержащие молибдена более 0,2% на месторождениях Гендерсон (а), Юред (б); 19 — рудная минерализация MoS_2 (в %)

виты брекчии. Сложное строение некка, наличие в нем брекчий и брекчиевых структур в породах свидетельствуют о неоднократном движении магмы по каналу, выполненному жерловыми фациями вулканических пород. Центральная часть вулканического аппарата окружена системами радиальных и кольцевых риолитовых даек, которые внедрялись в разное время. Геологи, изучавшие месторождение, насчитывают до 15 этапов и подэтапов формирования комплекса пород Ред-Маунтин. При этом наиболее крупными являются тела, образованные поздними порфирами Ред-Маунтин, занимающими центральную верхнюю часть некка, и порфирами Юред, составляю-

щими нижнюю, расширяющуюся его часть. Кроме того, в самой нижней центральной части нека выделяется небольшое тело, сложенное порфирами Праймс. Абсолютный возраст пород комплекса Ред-Маунтин от 23 до 30 млн. лет.

Самые молодые магматические породы — граниты Гендерсон, вскрытые буровыми скважинами на глубине свыше 1350 м. Граниты порфировидные с мелко-среднезернистой основной массой. На контакте гранитов с вмещающими породами пересечено несколько пегматитовых тел.

Месторождение находится в области сочленения двух региональных разломов: Бертхуд-Пасс на востоке (северо-восточного простирания) и Васкез-Пасс на западе (северо-северо-восточного простирания). Эти разломы были заложены в докембрии, активизированы в ларамийское время и вместе с оперяющими разрывами рассекают породы комплекса Ред-Маунтин; подвижки по ним отмечались и в пострудное время.

Разлом Бертхуд-Пасс, проходящий в 16 км к юго-востоку от месторождения, рассматривается как возрожденная докембрийская зона сдвига. Разлом Васкез-Пасс в рудном поле месторождения имеет северо-восточное простирание (азимут простирания 24°) и падение на северо-запад под углом 67° ; он представлен зоной сильно трещиноватых пород мощностью 27 м с глиной трения мощностью 3 м висячем боку и зоной дробленых пород мощностью 6 м в лежащем боку. Разлом затухает в месте сочленения с зоной трещиноватости разлома Бертхуд-Пасс.

Единственное крупное разрывное нарушение на месторождении — так называемая «главная трещина» рудного тела Юред. Разлом развивался как в дорудное, так и в пострудное время: он сечет докембрийские граниты, а также большую часть олигоценых магматических пород и рудную минерализацию. Горными выработками разлом был прослежен на 450 м. Его общее простирание — северо-западное, но на восточном фланге разлом дугообразно изгибается и меняет простирание на северо-восточное. Падение разлома северное под углом 50° . Мощность зоны разлома 0,3—4,5 м, в ней наблюдаются участки как минерализованной (оруденелой) брекчии, так и пострудной глины трения. Разлом рассматривается как коническая трещина, образовавшаяся в один из этапов внедрения кварцевого порфира.

Изменения вмещающих пород исследователи месторождения связывают со стадийным гидротермальным рудообразованием. В размещении разных типов этих изменений установлена определенная зональность. Самой глубокой центральной является зона калишпатизации с биотитовой подзоной; вверх и в стороны от нее следуют зоны: кварц-топазовая, серицит-кварц-пиритовая, арсиллитовая и обширная пропилитовая, которая на поверхности занимает площадь эллипсообразной формы длиной 3,2 км. Эти зоны не имеют четких границ и существенно перекрываются, однако общая тенденция в размещении разных типов гидротермально измененных пород выражена достаточно четко. По-видимому, не все перечисленные изменения следует квалифицировать как гидротермальные, связанные с рудообра-

зованием. Так, калишпатизация и биотитизация, развитые в экзоконтакте гранитов Гендерсон, вероятно, в значительной мере обусловлены воздействием гранитной магмы на вмещающие породы и являются результатом базификации и дебазификации экзоконтактной зоны на магматической стадии, что обычно и наблюдается над апикальными частями гранитных plutонов.

В гранитах Гендерсон установлен лишь один тип изменений — грейзеновый. Главным образом грейзены сопровождают кварцевые жилы и прожилки и состоят из кварца, мусковита, топаза, а также содержат флюорит, молибденит, пирит, магнетит.

На месторождении два штокверковых рудных тела — Юред и Гендерсон. Первое имеет относительно небольшие размеры, обнажается на поверхности, второе уникально по запасам промышленной руды с высоким содержанием молибдена, на поверхность не выходит.

Рудное тело Юред, расположенное у юго-западного контакта нека, известно с начала века, систематические разработки проводились в 1918 и 1919 гг., после чего рудник был закрыт; эксплуатация возобновилась в 1941 г. и продолжалась до 1946 г. В 1964 г. проводились дополнительные разведочные работы, а в 1967 г. вновь началась отработка. В сутки добывалось около 5 тыс. т руды. К 1974 г. запасы были исчерпаны. Всего за три периода эксплуатации штокверка Юред было переработано 13,7 млн. т руды со средним содержанием молибдена 0,21 %. Общие запасы молибдена в рудном теле составили немногим более 30 тыс. т металла. Штокверк с бортовым содержанием 0,12 % имеет протяженность около 360 м, максимальную ширину 150 м, глубину распространения 285 м. В плане он дугообразно изгибается в соответствии с простиранием главной рудоконтролирующей структуры — главной трещины. Оруденение развито как в кварцевых порфирах, так и в докембрийских гранитах. Внутреннее строение штокверка характеризуется тем, что он состоит из зон более и менее богатой руды. Эти зоны параллельны «главной трещине» и погружаются на север по направлению к порфиру Ред-Маунтин. На западном окончании тела Юред главные рудные зоны приобретают вертикальное падение. Трещины, контролирующие рудные прожилки, могут быть разделены на три группы: 1) главная система, дугообразная в плане, параллельная длинной оси рудного тела, погружающаяся к северу; 2) радиальная система; 3) редкие разноориентированные. Кроме прожилковых руд в рудном теле Юред присутствуют зоны и «жилы» рудной брекчии с очень высоким содержанием молибдена, иногда достигавшим 4 %. Жилы или дайки рудной брекчии имеют четкие контакты, плитообразную форму и небольшую мощность (до 60 см). Зоны богатой брекчиевой руды развиты также вдоль главной трещины, особенно часто они встречались в ее висячем боку.

Рудное тело Гендерсон, расположенное над куполом гранитов Гендерсон в зонах калишпатизации и окварцевания, было открыто в 1964 г. при проведении работ на месторождении Юред. В плане рудное тело (штокверк) Гендерсон при бортовом содержании молибдена 0,12 % имеет форму эллипса длиной около 900 м и шириной 690 м. Длинная ось его ориентирована в северо-восточном направлении. В целом форма штокверка — опрокинутая асимметричная чаша; мощ-

ность рудного тела от 120 до 240 м. Глубина залегания его верхней границы в среднем 1050 м. Руды вкрапленно-прожилковые; запасы молибдена при бортовом содержании 0,12 % составляют 1 млн. т; среднее содержание молибдена в руде 0,24 %. Молибденит является единственным извлекаемым промышленным минералом. Другие рудные минералы: пирит, магнетит, гематит, сфалерит, галенит и гюбнерит, развитые в рудных телах и около них, практического значения не имеют. Молибденит присутствует по существу во всех основных выделяемых разновидностях кварц-полевошпатовых и кварцевых порфиров, а также в граните Гендерсон в виде вкрапленности и в кварцевых прожилках. Преобладающую часть запасов месторождения составляет мелкочешуйчатый молибденит в прожилках. Прожилки тонкие, мощностью от 0,3 до 2 мм, редко до 25 мм. Их состав: кварц, серицит, калиевый полевой шпат, флюорит, пирит. Местами молибденит преобладает над жильными минералами и тогда прожилки приобретают вид «сухих» налетов молибденита на стенках трещин. Цвет прожилков в зависимости от содержания молибденита меняется от темно-серого до синевато-черного.

В нижней части рудного тела Гендерсон и особенно в граните мощность прожилков заметно увеличивается (5—25 мм). Они сложены серым стекловатым кварцем, мусковитом, топазом, флюоритом, местами в них содержится биотит. Молибденит присутствует в виде крупных сростков и розеток (до 3 мм в поперечнике), распределенных по зальбандам прожилков. Агрегаты такого молибденита с топазом, мусковитом, магнетитом и пиритом формируют линзы и гнездообразные обособления в граните. Все это позволяет связывать образование молибденита, распространенного в гранитах, с грейзеновым процессом.

Гюбнерит встречен в виде тонких прерывистых зон вблизи вершин рудного тела Гендерсон. Содержание трехоксида вольфрама в отдельных образцах — в пределах тысячных долей процента.

Пирит, наиболее распространенный сульфид, в основном сконцентрирован выше рудного тела Гендерсон и по его периферии.

Пирит присутствует в виде вкрапленности во вмещающих породах и в прожилках разного состава, в том числе совместно с молибденитом. Однако большая часть пирита находится в прожилках без молибденита, которые пересекают более ранние молибденитсодержащие образования. В зоне пиритизированных пород, совпадающей с верхней частью зоны окварцевания и нижней частью зоны аргиллизации, содержание пирита 6—10 %. В рудном теле Юред пирита значительно меньше — не более 2 %. Его заметная концентрация наблюдается в юго-западной части этого штокверка. В нижней части пиритового ореола, там где он перекрывает рудное тело Гендерсон, отмечена зона распространения магнетита. Мелкозернистый магнетит содержится в зальбандах пиритовых жил или образует самостоятельные жилы и прожилки. В повышенных количествах магнетит присутствует также в зоне грейзенового изменения в нижней части рудного тела Гендерсон и ниже.

Коктенкольское штокверковое месторождение находится в Центральном Казахстане, в пределах краевого вулканического пояса, раз-

деляющего области герцинской и каледонской складчатости. Оно расположено в западной части Успенского прогиба, между его северной и южной ветвями, вблизи Успенской зоны разломов.

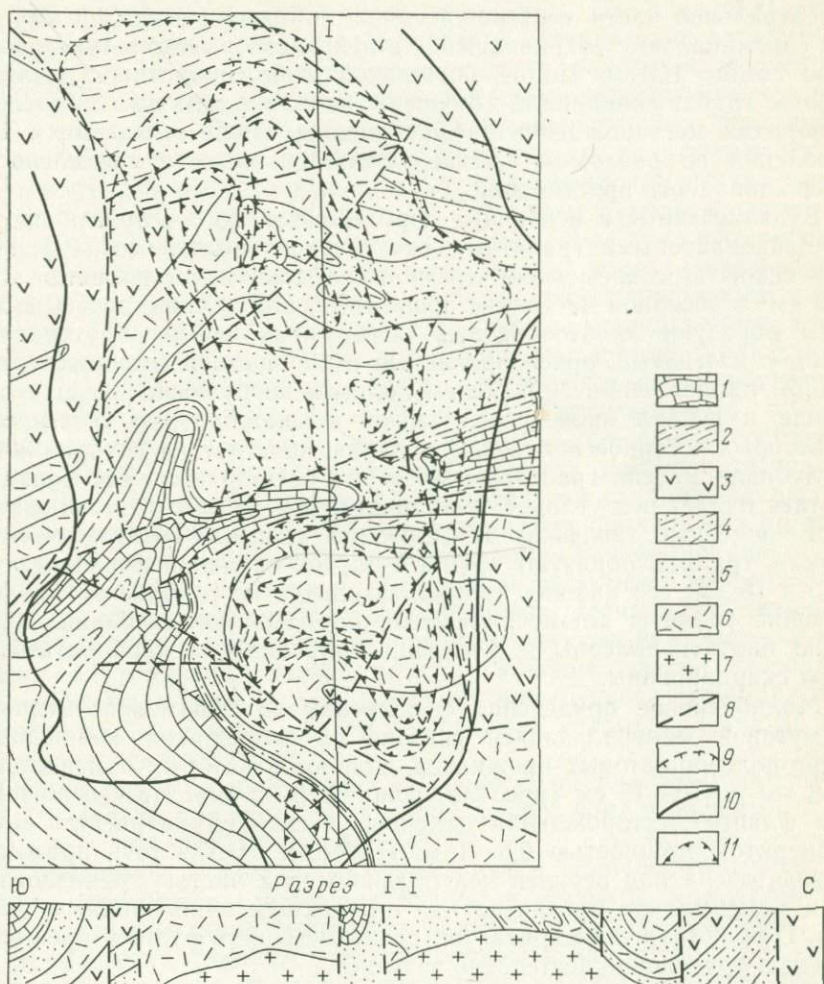


Рис. 17. Схематическая геологическая карта и разрез Коктенкольского месторождения, по Г. А. Паркадзе и К. Н. Фаткулину с дополнениями В. Т. Покалова.

1 — мраморизованные известняки; 2 — глинистые и кремнисто-углистые сланцы, мергели и кремнистые известняки; 3 — андезитовые порфириты и их туфы; 4 — полимиктовые песчаники с прослоями туфов кварцевых порфиров; 5 — песчаники и алевролиты с прослоями туфов кварцевых порфиров; 6 — липаритовые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы; 7 — лейкократовые граниты акчатауского комплекса; 8 — разрывные нарушения; 9—10 — границы ореолов минерализации: 9 — вольфрамовой, 10 — молибденовой; 11 — изолинии содержания молибдена

На территории месторождения (рис. 17) распространены средне-верхнедевонские вулканогенные и осадочные породы, представленные (снизу вверх): андезитовыми порфиритами, дацитовыми порфирами, туфами липаритовых порфиров, переслаивающимися пластами

песчаников, алевролитов и туфопесчаников, углисто-кремнистыми сланцами, мергелями и известняками франского яруса. Залегание этих пород осложнено брахиформными складками близширотного простирания. Осевая часть синклинали структуры, расположенной в центральной части месторождения, осложнена узкой (0,5 км) грабен-синклиналью с' сохранившейся в ней корой выветривания мощностью свыше 100 м. По ограничивающим близширотным разломам породы грабен-синклинали опущены не менее чем на 300—400 м. В породах месторождения зафиксированы также смещения и зоны дробления по разломам близмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний.

Вулканогенные и осадочные породы девонского возраста прорваны лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса (P_2), которые вскрыты современным эрозийным срезом на площади лишь 0,15 км² в северной части месторождения. На глубине до 500 м граниты образуют хребтообразный апикальный выступ плутона, серповидно изогнутый, ориентированный в основном в северо-северо-западном направлении. При общем пологом погружении на юг его северная и южная оконечности имеют куполообразные возвышения, из которых северное обнажено, а южное залегает на глубине 300 м. С глубиной массив гранитов постепенно расширяется. Его западный контакт падает под углом 45°, восточный 30—40°. От плутона отходят многочисленные апофизы. В целом, по данным гравиметрической съемки, граниты образуют крупный плутон овальной формы с осями в 15 и 18 км; его нижняя кромка находится на глубине 10 км. Вмещающие граниты алюмосиликатные породы ороговикованы, интенсивно биотитизированы и фельдшпатизированы, а карбонатные породы скарнированы.

Молибденовое оруденение с попутной вольфрамовой, медной и висмутовой минерализацией связано со штокверком кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков, мощность которых изменяется от 1—2 мм до 10—15 см (преобладающая 0,5—2 см). На северо-западном фланге месторождения отмечено несколько кварцевых жил с гюбнеритом мощностью 0,5—1 м. Наиболее густая сеть прожилков сосредоточена над верхней центрально-осевой частью гранитного тела и максимально проявлена над его южным куполовидным выступом. При погружении контактов последнего сеть рудных прожилков редет и оруденение постепенно затухает.

Коктенковский штокверк находится в тектонической зоне северо-северо-западного простирания, пересекающейся в южной и центральных частях месторождения разломами и тектоническими зонами близширотного (восточно-северо-восточного) простирания. В пределах штокверка по строению и характеру рудной минерализации выделяется три участка: Южный, Промежуточный и Северный. Промежуточный участок приурочен к описанной ранее грабен-синклинали. Ниже сохранившейся здесь коры выветривания находятся карбонатные, местами скарнированные породы, постепенно переходящие (на глубине 300—350 м) в сплошные скарны. Участок характеризуется преимущественно вольфрамовой минерализацией, при резко подчиненной роли молибдена.

На Южном и Северном участках кора выветривания практически отсутствует; здесь развиты алюмосиликатные породы и преобладает молибденовое оруденение, что, в соответствии с рудной зональностью вольфрам-молибденовых месторождений, свидетельствует о значительной эродированности рудного штокверка. На Южном участке вольфрамовая минерализация частично сохранилась на верхних горизонтах и в целом аркообразно охватывает молибденовую, на Северном она отмечается только по периферии молибденовой, что позволяет говорить о еще более глубоком эрозионном срезе последнего.

На Южном участке месторождения штокверк заключен в интенсивно контактово-метаморфизованных эффузивах (андезитах, дацитах, липаритах), и лишь нижние его горизонты расположены в апикальной части гранитного купола. В плане рудное тело имеет форму овала, длинная ось которого ориентирована на восток-северо-восток. В осевой зоне участка оруденение наиболее концентрированное и равномерное. Рудные прожилки контролируются крутопадающими в противоположных румбах трещинами сколового характера близширотного, близмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний; немногочисленны прожилки, залегающие в пологих трещинах отрыва (углы падения 10—25°). От северо-восточного фланга Южного участка оруденение широкой зоной протягивается на северо-северо-запад. В этом же направлении глубина его распространения сокращается, и в пределах гранитов, обнаженных на дневной поверхности, оруденение выклинивается. В северной части месторождения рудный штокверк в основном заключен в метаморфизованных липаритовых туфах, туфопесчаниках, песчаниках, скарнированных карбонатных породах экзоконтакта апикального выступа интрузива, а в гранитах, так же как и на Южном участке, находится лишь небольшая часть штокверка. Здесь преобладают прожилки, круто падающие на северо-запад и со средними углами падения на восток, юго-восток и юго-запад.

Общий вертикальный размах оруденения на флангах месторождения 800—900 м; при этом на экзоконтактовую зону приходится 700—800 м, а на эндоконтактовую 100—200 м.

В прожилках в различных сочетаниях и количественных соотношениях отмечаются следующие рудные и жильные минералы: распространенные — молибденит, вольфрамит, пирит, халькопирит, висмутин, магнетит, гюбнерит, рутил, мусковит, кварц, флюорит, полевые шпаты, кальцит, гранат, афросидерит, десмин, ломонит, гейландит; мало распространенные — галенит, сфалерит, пирротин, борнит, самородный висмут, блеклая руда, сидерит, анкерит, апатит, биотит, барит, эпидот, шабазит.

Развитие постмагматического процесса происходило в такой последовательности. Самые ранние — пневматолитовые щелочные процессы: калишпатизация и альбитизация гранитов. Калишпатизированные граниты наблюдаются в виде редких маломощных (2—5 см) зон, центральные части которых на 95—98 % сложены калиевым полевым шпатом. Альбитизированные граниты распространены значительно шире калишпатизированных и прослеживаются до глубины 100—200 м. Альбитизация проявилась неравномерно: зоны более или

менее интенсивно альбитизированных гранитов чередуются с участками практически неизменных пород. Отмечается в основном замещение плагиоклаза альбитом № 4—10, реже развитие шахматного альбита по калиевому полевоému шпату. Формирование ранних щелочных метасоматитов не сопровождалось отложением рудных минералов. Последовавший за этим процесс рудообразования был многостадийным.

Наиболее ранними являются кварцевые прожилки с молибденитом. Их мощность колеблется от 1 мм до 2 см, реже достигает 5—10 см. Молибденит распределен в прожилках более или менее равномерно, местами концентрируется в зальбандах или вытягивается цепочками вдоль прожилков, создавая в них полосчатое строение. На отдельных участках содержание молибденита в прожилках резко увеличивается и они становятся существенно молибденитовыми. Контакты молибденит-кварцевых прожилков с вмещающими породами резкие. Изменения во вмещающих породах выразились в хлоритизации биотита и образовании редких выделений мусковита по полевым шпатам. Часто встречаются взаимные пересечения молибденит-кварцевых прожилков, что свидетельствует о неоднократном импульсном поступлении растворов, отлагавших молибденовое оруденение.

В следующую стадию развивались кварцевые прожилки, содержащие вольфрамит, пирит, висмутин, молибденит, в небольших количествах — мусковит, флюорит; акцессорные — самородный висмут, базовисмутит и ильменорутил. Мощность прожилков от 1 до 5 см. Они сложены крупнозернистым светлым кварцем, кристаллы которого ориентированы перпендикулярно к стенкам вмещающих их трещин. В зальбандах прожилков развит мусковит, образующий весьма характерные для них слюдяные оторочки.

Последовательность кристаллизации минералов в прожилках такова. Раньше других, по-видимому, выделялся молибденит, распространенный в зальбандах прожилков и в гидротермально измененных вмещающих породах. Далее выделялись мусковит и кварц. В ряде случаев наблюдались деформация и разрыв листочков мусковита границами кристаллов пирита. Затем образовался вольфрамит, нередко заключающий чешуйки молибденита и кубики пирита. Флюорит явно ксеноморфен по отношению ко всем другим минералам прожилков и, очевидно, является самым поздним. Породы около прожилков грейзенизированы. В эндоконтакте гранитного массива встречаются относительно небольшие тела грейзенов, состоящие в основном из кварца и мусковита и содержащие флюорит и вольфрамит. Их образование, по-видимому, следует относить к данной стадии минерализации.

Далее следовала стадия гюбнеритового оруденения. Она представлена кварцевыми жилами с гюбнеритом, пиритом и мусковитом. Кварц крупнокристаллический, шестоватый, местами перекристаллизован в мелкозернистый агрегат. Гюбнерит заключен в нем в виде пластинчатых кристаллов, часто лучисто расположенных. На контакте с жилами вмещающие породы превращены в кварц-мусковитовые грейзены, которые по мере удаления от жил сменяются серицитизированными, а затем постепенно неизмененными гранитами. Кварце-

вые жилы с гюбнеритом распространены весьма ограниченно, главным образом на северо-западном фланге месторождения.

Следующими по времени образования были маломощные (от 0,5—2 мм до 1—2 см) кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом, магнетитом, флюоритом, серицитом. Количественные соотношения перечисленных минералов в прожилках непостоянны — от кварцевых с пиритом и халькопиритом до существенно пиритовых.

Свинцово-цинковая минерализация была завершающей в рудном процессе. С ней связано становление карбонатных и кварц-карбонатных прожилков с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, баритом, блеклой рудой. Карбонаты представлены кальцитом, родохритом, анкеритом, сидеритом. Минерализация этой стадии распространена очень ограниченно.

Заканчивался гидротермальный процесс образованием цеолитов. Сложенные ими прожилки, мощность которых изменяется от долей миллиметра до 1,5 см, характеризуются массивным поперечно-шестоватым, местами друзовым строением. В нитевидных прожилках наблюдаются резко уплощенные кристаллы цеолитов. Среди цеолитов отмечаются десмин, шабазит, гейландит, ломонтит. Спорадически в цеолитовых прожилках встречается кальцит.

На Коктенкольском месторождении широко проявилось наложение последующих стадий минерализации на предшествовавшие, что привело к возникновению в прожилках весьма многочисленных и сложных минеральных сочетаний и обусловило большое разнообразие типов рудных прожилков. Особенно резко усложнило картину наложение кварца с рудными минералами на дорудные полевошпатовые прожилки, образовавшиеся в процессе фельдшпатизации пород экзоконтакта. В результате здесь сформировались многочисленные кварц-полевошпатовые прожилки с разными количественными соотношениями и сочетаниями кварца, полевых шпатов и рудных минералов.

На разрезах месторождения (рис. 18) можно видеть, что максимальные концентрации молибдена в основном сосредоточены в экзоконтакте гранитов, над их апикальной частью, и лишь небольшая часть молибденового оруденения находится в самих гранитах. Наиболее высокие содержания вольфрама, висмута и олова, заключенного в мусковите, отмечаются над областью максимальных концентраций молибдена. Основная медная минерализация распространена на флангах месторождения, а максимальные содержания свинца наблюдаются на его нижних горизонтах, в корневых частях молибденового оруденения, иногда по его периферии.

Практически на всех уровнях Коктенкольского месторождения молибден является главным полезным компонентом, вольфрам — сопутным, и только в центральной грабен-синклинали вольфрам резко преобладает над молибденом.

Сорское штокверковое медно-молибденовое месторождение находится в отрогах восточного склона Кузнецкого Алатау, в области Батеневского поднятия, входящего в складчатую систему каледонид Алтае-Саянской области. Распространенные здесь рифейские и нижнекембрийские карбонатные формации, сменяющиеся в верхней части разреза вулканогенными породами, прорваны каледонскими плу-

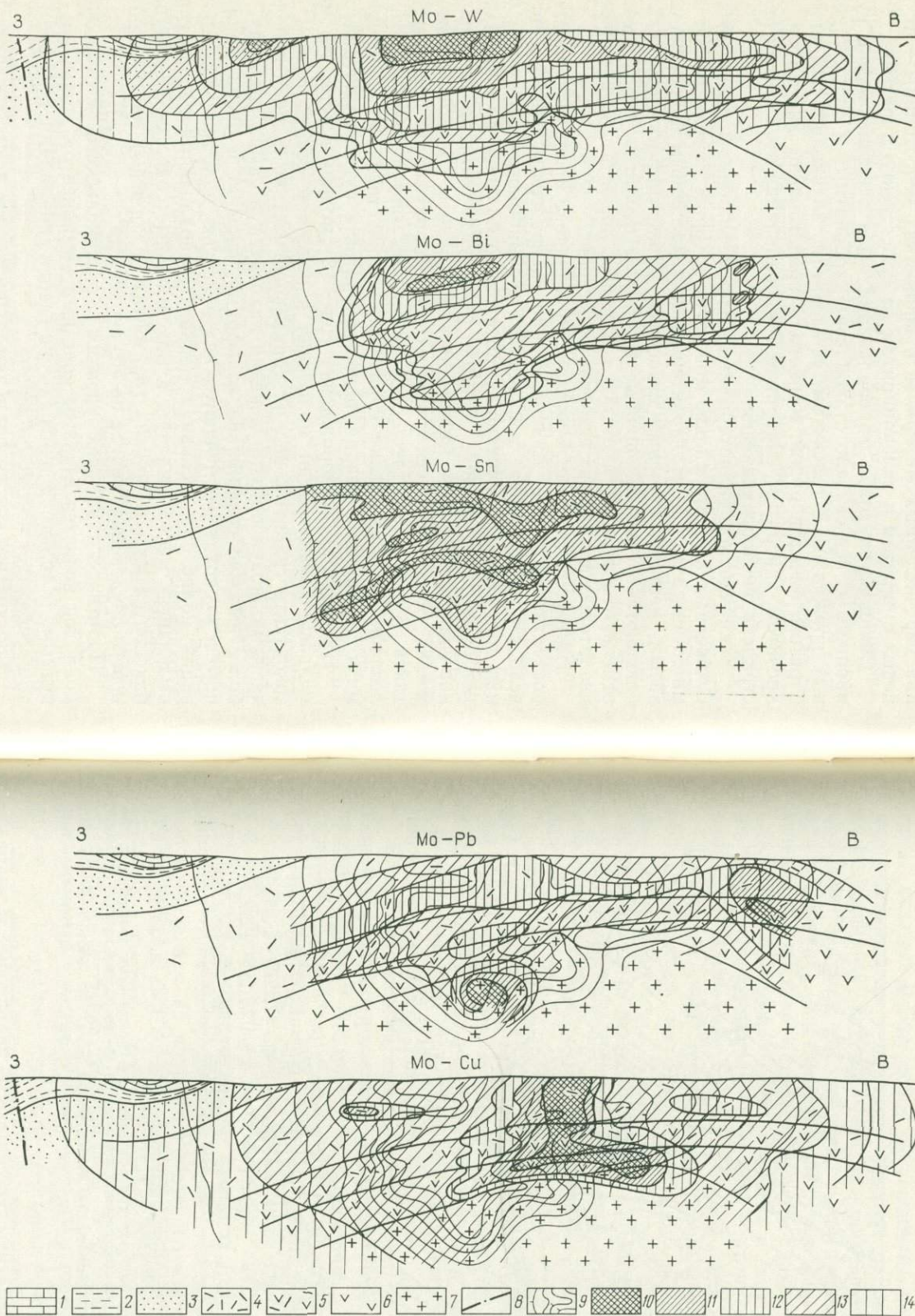
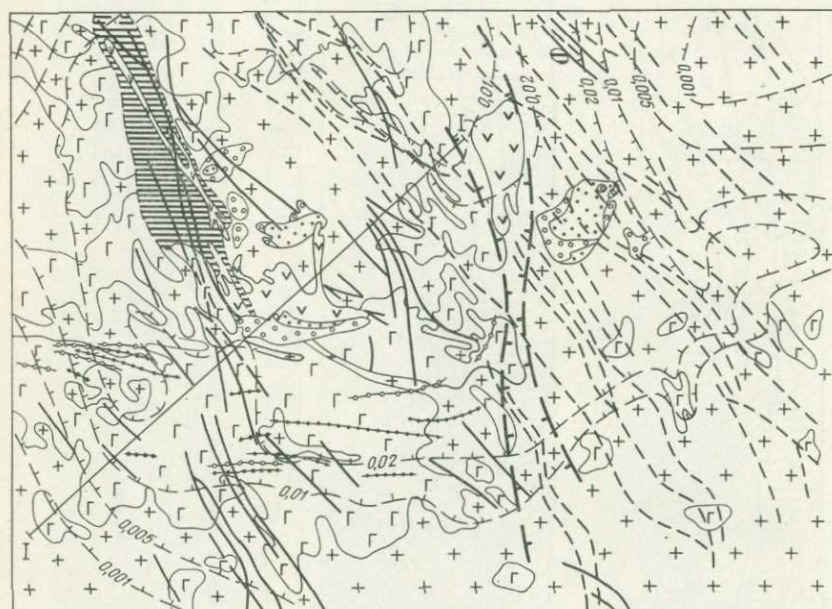


Рис. 18. Соотношения концентраций молибдена и сопутствующих элементов (Коктенкольское месторождение, Южный участок). Составил В. Т. Покалов.

1 — мраморизованные известняки; 2 — глинистые и кремнисто-углистые сланцы, переходящие в верхней части разреза в мергели и кремнистые известняки; 3 — песчаники и алевролиты с прослоями туфов кварцевых порфиров; 4 — липаритовые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы; 5 — дацитовые порфиры; 6 — андезитовые порфиры и их туфы; 7 — лейкократовые граниты; 8 — разрывные тектонические нарушения; 9 — изолинии содержаний молибдена; 10—14 — концентрации сопоставляемых металлов (от повышенных содержаний к пониженным)

тонами пестрого состава. Месторождение приурочено к центральной части Уйбатского плутона, залегающего в ядре антиклинория того же названия, простирающегося в северо-восточном направлении.

В пределах рудного поля (рис. 19) развиты группы мелано- и мезократовых пород, граниты, субщелочные порфиры, а также жиль-



ЮЗ

Разрез I-I

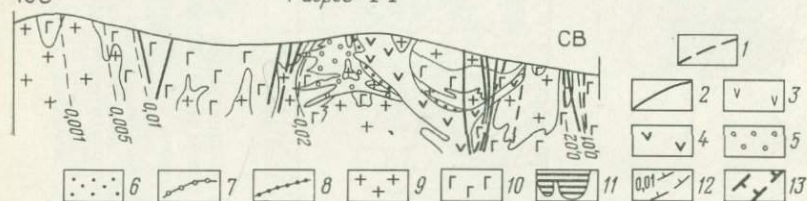


Рис. 19. Схематическая геологическая карта и разрез Сорского месторождения. Составил В. Т. Покалов.

1 — дайки ортофиоров; 2 — дайки диабазовых порфиритов; 3 — субщелочные кварцсодержащие порфиры II; 4 — субщелочные кварцсодержащие порфиры I; 5 — кварцевые тела; 6 — полевошпатовые тела; 7 — дайки спессартитов; 8 — дайки диоритовых порфиритов; 9 — лейкократовые граниты; 10 — диориты; 11 — брекчиевые молибденовые руды; 12 — изоконцентраты Mo (в %) в первичном ореоле молибдена; 13 — барьер безрудных или слабо минерализованных пород

ные породы: алито-пегматиты, спессартиты, диоритовые и диабазовые порфириты и ортофиры, и кроме того крупные кварц-полевошпатовые образования.

Мелано- и мезократовые породы слагают центральную и западную части рудного поля и являются кровлей гранитов. Эти породы характеризуются крайне непостоянным минеральным составом с ко-

лебанием количественных соотношений роговой обманки, плагиоклаза, биотита и диопсида в широких пределах. При этом содержание биотита и роговой обманки местами резко повышенное, не свойственное породам магматического происхождения.

Преобладающие в этой группе пород диориты, а также входящие в нее сениито-диориты, сенииты и породы более основного состава, связаны между собой постепенными переходами. Текстуры пород разнообразны — наряду с обычной однородной часто встречаются гнейсовидные, такситовые и шлировые. Около гранитов в меланократовых породах увеличиваются содержания кварца и калиевого полевого шпата, местами наблюдаются зоны фельдшпатизации. Изменчивость состава и строения в породах мелано- и мезократовой группы обусловлена, с одной стороны, по-видимому, их частично гибридным происхождением, с другой — развитием процессов базификации и гранитизации при воздействии на них гранитной магмы.

Граниты слагают восточную, северную и южную части рудного поля и образуют многочисленные и разнообразные по форме и размерам апофизы в мелано- и мезократовых породах. В основном это плагиограниты. В пределах рудного поля они калишпатизированы и в меньшей степени серицитизированы. Оба процесса проявлены на небольших участках в виде разноориентированных зон мощностью до 10—15 см.

Дайки спессартитов и диоритовых порфиритов (мощность от долей метра до нескольких метров, протяженность до нескольких сотен метров) развиты в южной части месторождения, где они формируют пояс широтного простирания. Дайки характеризуются крутым падением; их ориентировка подчиняется общему простиранию пояса. Все эти дайки дорудные.

Вслед за дайками спессартитов и диоритовых порфиритов образовались субвулканические тела субщелочных порфиров, местами сопровождающиеся эруптивными брекчиями. Морфология этих тел сложная. Одни из них можно назвать штоками с большим числом крутопадающих апофиз, другие имеют дайкообразную форму со сложными ступенчатыми контактами и перегибами. На юго-западной периферии рудного поля порфиры слагают вершину горы Сор-Герет. Судя по характеру их границы с гранитами и диоритами, приблизительно повторяющей горизонтали рельефа, порфиры здесь полого залегают на породах Уйбатского плутона, и лишь на южном склоне покров переходит в крутопадающую дайку, прорывающую граниты и диориты. Тесно ассоциирует с порфирами широко развитая на горе Сор-Герет брекчия, по-видимому, эксплозивного происхождения. Она состоит из угловатых обломков субщелочных порфиров, гранитов, диоритов, а также метаморфических сланцев и роговиков, не известных в районе месторождения; размер обломков до 30 см в поперечнике, цемент сложен псаммитовыми обломками и редкими кристаллами полевого шпата и кварца, заключенными в кварц-полевошпатовой массе, характеризующейся микроаллотриоморфнозернистой структурой.

Интрузия магмы, образовавшей субщелочные порфиры, была по меньшей мере двукратной, поскольку одни из них (порфиры I)

предшествуют главной молибденовой минерализации, другие (порфиры II) рассекают молибденовые руды и заключают в себе их ксенолиты.

Самыми поздними проявлениями магматизма в Сорском рудном поле являются послерудные дайки диабазовых порфиритов и ортофириров. Они наиболее многочисленны, простираются преимущественно в северо-западном направлении, имеют крутое падение и группируются в две зоны — западную с дайками диабазовых порфиритов и восточную с дайками главным образом ортофириров. Мощность даек достигает нескольких метров, протяженность — многих сотен метров и первых километров. Эти дайки, по-видимому, служат корнями девонских эффузивов, широко развитых в пределах Батеневско-Беллыкского поднятия в обрамлении Минусинских впадин.

Рудный штокверк приурочен к пересечению тектонической зоны широтного простиранья со сложной тектонической зоной северо-западной ориентировки. Кроме того, здесь проявлены зоны близмеридиональных и северо-восточных трещин, а также широко распространены контракционные трещины с падениями на юго-запад и юго-восток.

Рудный штокверк Сорского месторождения можно разделить на две части — западную и восточную, между которыми находится зона слабо оруденелых или безрудных пород близмеридионального простиранья. На севере эту безрудную зону образует меридионально ориентированное, вертикально падающее дайкообразное тело кварцсодержащего порфира I, к югу от него глубокопогруженные в граниты останцы диоритов, а также вмещающие их слабо оруденелые лейкократовые граниты.

Западную часть Сорского штокверка составляют условно выделенные участки Главный, Промежуточный и Южный, восточную — Лагерный, Кварцевый и Северный. Каждая из двух частей в целом представляет собой рудную зону северо-западной ориентировки со сложным внутренним строением. В центральном участке западной рудной зоны находится практически безрудное ядро, состоящее из крупных линзо- и штокообразных полевошпатовых, кварцевых и кварц-полевошпатовых образований и внедрившихся в них гранит-порфиром I, содержащих бедную вкрапленность молибденита; в крайних частях кварцевых и кварц-полевошпатовых тел спорадически встречаются гнездовое медное оруденение и редкие выделения молибденита.

К северо-западу от этого ядра располагается зона брекчиевых молибденовых руд северо-северо-западного простиранья. Она тупо выклинивается в северной части, а в южной расщепляется на ряд рудных зон относительно небольшой мощности; некоторые из них прослеживаются на юго-юго-восток на десятки и даже сотни метров и пересекают безрудное ядро. Зона брекчиевых руд имеет крутое, практически вертикальное падение с постепенным выклиниванием на глубине 300—350 м. Внутреннее строение ее неоднородно: чередуются участки типично брекчиевых руд с участками сильно трещиноватых и в разной мере окварцованных пород с прожилковым и гнездовидным оруденением. Брекчиевая руда сконцентрирована

главным образом на востоке зоны и локализована в форме изометричных или неправильных карманов и линз разных размеров — от нескольких до первых десятков метров в поперечнике и по протяженности. Участки брекчиевых руд расположены довольно хаотично; наиболее выдержаны они по падению на северном фланге зоны. С востока к зоне брекчиевых руд примыкает область развития прожилково-вкрапленного, т. е. штокверкового оруденения. При этом полного слияния брекчиевых и прожилково-вкрапленных руд не наблюдается; более того, как показывают данные, полученные при эксплуатации месторождения, эти руды разделены зоной слабо оруденелых пород.

Прожилково-вкрапленные руды окружают безрудное ядро с севера, востока и юга; на юго-западе от него оруденение заметно затухает, носит спорадический характер и в основном встречается на глубоких горизонтах.

В целом в западной части Сорского штокверка более глубоким распространением руд характеризуется Южный участок, где оруденение местами прослежено на глубину 1000 м.

В восточной половине Сорского штокверка главная часть оруденения сосредоточена на участке Лагерном в штокверковой зоне северо-западного простирания, падающей под углом 30—40° на юго-запад. Руды этого участка залегают наиболее глубоко. Северный фланг Лагерного участка примыкает к крупному кварц-полевошпатовому телу участка Кварцевого. Это тело с развитой в нем и его ближайших экзоконтактах медной минерализацией является аналогом кварц-полевошпатовых образований безрудного ядра западной части Сорского штокверка. В ближайшем восточном экзоконтакте кварц-полевошпатового тела распространено также прожилково-вкрапленное молибденовое оруденение. В пределах Северного участка выявлены сравнительно бедные прожилково-вкрапленные руды, и лишь в его северной части отмечается трубообразное тело небольших размеров, сложенное богатыми брекчиевыми рудами. Внутреннее строение штокверка очень сложное. Оно характеризуется чередованием участков и зон оруденелых гранитоидов с породами практически безрудными, что обусловлено, с одной стороны, резкой анизотропией физико-механических свойств пород, на которые наложено оруденение, с другой — широким развитием послерудных магматических образований.

Представление о внутреннем строении штокверка дает распределение молибдена в отработанной части месторождения (по данным эксплуатации), обобщенное в виде изолиний содержаний (см. рис. 19). Несмотря на сложность общей картины, можно заключить, что основными рудоконтролирующими структурами являются северо-западные и близширотные; кроме того, немалую роль играют трещины близмеридиональной и северо-восточной ориентировки.

Таким образом, Сорское штокверковое месторождение характеризуется весьма сложным строением, обусловленным следующими факторами: 1) развитием оруденения в месте пересечения широкой, явно неоднородной тектонической зоны северо-западного простирания с менее четко выраженной зоной широтной ориентировки;

2) разными физико-механическими свойствами пород, слагающих рудное поле месторождения; 3) многократным внедрением жильных пород и эксплозивной деятельностью; 4) формированием трех типов оруденения: крупных кварцевых и кварц-полевошпатовых тел с медной минерализацией, не имеющей самостоятельного промышленного значения, вкрапленно-прожилковых (штокверковых) молибденовых руд, представляющих главную ценность месторождения, и богатых брекчиевых молибденовых руд, составляющих не более 10 % от общих запасов. Оруденение группируется в две рудные зоны, разделенные барьером безрудных или слабо минерализованных пород. То обстоятельство, что в обеих зонах проявились все три типа рудной минерализации с примерно одинаковым их пространственным размещением, свидетельствует в пользу их неразрывной генетической связи. При этом процесс рудообразования развивался по единой схеме в западной и восточной частях месторождения.

Главные рудовмещающие породы — плагиограниты. Породы меланократового ряда, образующие их кровлю, хотя и содержат местами оруденение, однако в целом менее минерализованы, а в отдельных случаях играли роль экрана. Обусловлено это, по-видимому, тем, что граниты представляли собой среду более хрупкую и трещиноватую по сравнению с диоритами, т. е. более благоприятную для рудоотложения. Это подтверждается также их меньшей прочностью на скалывание (8,1—10,6 МПа у гранитов, 13,6—15,7 МПа у диоритов).

Практически лишены оруденения или очень слабо минерализованы крупные полевошпатовые и кварцевые тела, а также субщелочные порфиры. Многочисленные послерудные дайки диабазовых порфиритов и ортофиров нарушают сплошность и без того морфологически сложно построенного рудного штокверка.

Штокверк образован рудными жилами и прожилками мощностью от долей сантиметра до 1 м; преимущественным развитием пользуются жилки мощностью 5—20 см. В них молибденит концентрируется главным образом в зальбандах, которые часто сорваны тектоническими подвижками. Для жил и прожилков характерны средние и пологие углы падения. Преобладающие простирания рудных жил и прожилков близширотные и северо-западные.

Наиболее ранние постмагматические проявления — крупные (от десятков до сотен метров в поперечнике) кварц-полевошпатовые тела штокообразной формы. Их кварцевая и полевошпатовая части четко обособлены друг от друга и пространственно по-разному соотносятся. В одном из тел внутренние части существенно кварцевые, а внешние полевошпатовые, в других (и это чаще) кварц располагается по периферии, иногда образуя внешне прерывистое кольцо.

Полевошпатовая часть таких тел сложена крупными (от одного до нескольких сантиметров) выделениями микроклин-пертита, промежутки между которыми местами заполнены кварцем. Содержание последнего не превышает 5 %. Во внешних частях полевошпатовых тел в парагенезисе с микроклин-пертитом находятся крупные (до нескольких сантиметров в поперечнике) кристаллы биотита, обычно нацело хлоритизированные. Переход от полевошпатовой по-

роды к вмещающим гранитам достаточно резкий, хотя в шлифах можно наблюдать, что он совершается через зонки (мощность 1—2 см) частично калишпатизированного гранита.

Кварцевые тела характеризуются молочно-белым цветом и крупнокристаллической структурой. От них отходят многочисленные ветвящиеся жилы, рассекающие полевошпатовые тела. Эти жилы, а также контактовые зоны верхних частей кварцевых тел содержат в виде отдельных вкрапленников, гнезд и кустовых скоплений крупнозернистые выделения пирита, халькопирита, сфалерита и магнетита, а также игольчатые кристаллы рутила и редкий пластинчатый молибденит; в пирите постоянно присутствуют мелкие выделения халькопирита и кубанита. Основная рудная минерализация жил — медная, однако в тех участках, где их контакты нарушены последующими тектоническими подвижками, часто наблюдается более поздний наложенный на жилы молибденит, поэтому оруденение здесь приобретает медно-молибденовый характер.

В центральной части месторождения кварцевые жилы с медным оруденением характеризуются следующими элементами залегания: 1) близширотной ориентировкой с падением на юг под углами 30—60°; 2) близмеридиональной ориентировкой с падением на восток под углами 60—70°; 3) пологим залеганием с падением на юго-восток под углами 2—15°; 4) сравнительно редко встречающимся северо-западным простиранием с крутым падением в противоположных румбах. По периферии месторождения распространены лишь пологие жилы с наклоном на юг и юго-восток в 12—15°. В целом же резко преобладают пологие жилы и прожилки с падением в южных румбах. Мощности жил от нескольких сантиметров до 1,5 м. Полевошпатовые и кварцевые тела, а также жилы с сульфидами образовались после даек спессартитов и диоритовых порфиритов, но, в свою очередь, пересекаются субщелочными порфирами I.

Вслед за формированием субщелочных порфиров I развивалось молибденовое оруденение, представленное вкрапленными, вкрапленно-прожилковыми и брекчиевыми рудами. Вкрапленные руды имеют ограниченное развитие. Без видимой связи с прожилковым оруденением они встречаются в осветленных гранитах и значительно реже в полевошпатовых телах, калишпатизированных гранитах и субщелочных порфирах I. В этих рудах число выделений молибденита составляет от единиц до нескольких сотен на 1 дм² поверхности.

Вкрапленно-прожилковые руды наиболее важны в промышленном отношении. Они образованы молибденит-кварцевыми жилами и прожилками мощностью от долей сантиметра до 0,5—1 м с теми же элементами залегания, что и жилы медной минерализации, но отличающимися существенным преобладанием северо-западных простираний со средними (30—50°) углами падения на северо-восток.

Минеральный состав вкрапленных и вкрапленно-прожилковых руд одинаков: крупные сферолитовые выделения молибденита, ксеноморфные по отношению к нему мелкие выделения пирита, борнита и халькопирита, имеющие подчиненное значение; спорадически встречается рутил; жильные минералы представлены кварцем и в незначительных количествах мусковитом с реликтами калиевого по-

левого шпата. Зальбанды жил и прожилков резко обогащены молибденитом и часто сорваны тектоническими подвижками. Температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений в кварце с крупными выделениями молибденита составляет, по нашим данным, 380—440 °С.

Брекчиевые руды состоят из остроугольных обломков диоритов, гранитов, диоритовых порфиритов, субщелочных порфиритов, агрегатов микроклин-пертита, а также светлого кварца с медной минерализацией и кварца со сферолитовым молибденитом, сцементированных темно-серым мелкозернистым кварцем, в котором равномерно рассеян мелкочешуйчатый (0,005—0,01 мм) молибденит и в небольших количествах присутствуют флюорит, серицит, пирит, халькопирит. Температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений в кварце этой генерации, по нашим данным, 310—380 °С. Образованию брекчиевых руд, вероятно, предшествовали явления взрывного характера, вызвавшие дробление пород и перемещение обломков, после чего они были сцементированы рудным кварцем.

Брекчиевые руды западной части Сорского месторождения расчленены дайкой субщелочных порфиров II, содержащих ксенолиты богатой молибденовой руды размером от нескольких сантиметров до 2 м в поперечнике. В порфирах на контактах с ксенолитами развиты зоны закалки. В свою очередь порфиры II пересечены прожилками кварца с пиритом и флюоритом, которые довольно широко развиты на месторождении. Завершала рудный процесс свинцово-цинковая минерализация, представленная ассоциацией кварца, карбонатов, пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, блеклой руды, самородного висмута. Эта минерализация развита незначительно в виде маломощных прожилков и линз среди березитизированных пород в центре месторождения и преимущественно в его периферических частях. Самым поздним проявлением гидротермальной деятельности было выделение карбонатов, образующих на месторождении небольшие редкие линзы и прожилки.

Рудная зональность на месторождении выражена не очень определенно. Контуры эндогенных ореолов меди и молибдена в общем совпадают, однако максимальные концентрации меди отмечаются в центральных частях месторождения около кварц-полевошпатовых тел, где сосредоточены в ранних кварцевых жилах. Здесь же можно наблюдать чередование зон мощностью до нескольких десятков метров преимущественно медной и преимущественно молибденовой минерализации. К флангам содержание меди падает при относительно постоянном содержании молибдена. С глубиной отношение меди к молибдену уменьшается, однако местами имеются отклонения от этого общего правила. Вольфрам не характерен для руд Сорского месторождения, но все же самые верхние части месторождения отличаются от более глубоких горизонтов несколько повышенным его содержанием. Свинцово-цинковая минерализация проявлена слабо и в основном по периферии месторождения. Характеризуя рудную зональность Сорского месторождения, необходимо отметить также уменьшение содержания рения в молибдените с глубиной: от 70—90 г/т на верхних горизонтах до 10—40 г/т на глубине 800—900 м.

Таким образом, оруденение Сорского месторождения формировалось в результате прерывистого стадийного развития рудного процесса. Стадии отделены одна от другой тектоническими движениями и интрузиями субщелочных порфиров, а также существенно отличаются характером минеральных ассоциаций. Кроме того, при определении $\delta^{18}\text{O}$ в кварце материнских гранитов, а также различных стадий рудной минерализации установлено последовательное скачкообразное накопление изотопа ^{18}O от стадии к стадии и в целом в рудной минерализации по сравнению с материнскими гранитами. Все это свидетельствует о том, что рудогенерирующая система действовала прерывисто. После каждой порции выделения рудоносных растворов происходила ее существенная физико-химическая перестройка; это приводило к изменению характера гидротермальных растворов и отлагавшейся ими минерализации.

Месторождение **Клаймакс** — самый крупный молибденовый штокверк мира. Оно расположено в центральной части штата Колорадо (США) в древних докембрийских гранитах, гнейсах и кристаллических сланцах фундамента Северо-Американской платформы непосредственно около крупного субмеридионального разлома Москито (сбросо-сдвиг с вертикальной составляющей смещения 2700 м и горизонтальной около 450 м), по которому докембрийские образования контактируют с палеозойской толщей пород осадочного чехла платформы.

По С. Р. Уоллесу, Н. К. Мункастеру и др. (1973 г.), породы, принимающие участие в строении месторождения, разбиты разломами различных направлений и прорваны в олигоценовое время вдоль оси докембрийской антиклинали кремнисто-щелочной магмой, из которой кристаллизовался интрузивный комплекс Клаймакс. В формировании штока Клаймакс установлено четыре сближенных во времени интрузивных фазы, каждая из которых сопровождалась гидротермальной минерализацией, тесно связанной с ней генетически, пространственно и во времени.

Рудные тела в целом похожи одно на другое, но интенсивность и некоторые особенности распределения минерализации в них различны. У верхнего контакта интрузивного тела каждой фазы залегают зоны сильно окварцованных пород; молибденовые рудные тела их перекрывают и окружают эти зоны. Зона пирит-вольфрамовой минерализации располагается в всячем боку молибденитовых рудных тел.

Первичный химический и минеральный состав всех интрузивных фаз штока Клаймакс в общем единый. Породы каждой фазы сложены кварцем, ортоклазом, альбитом и бютитом. В пределах штока выделяются Юго-Западный и Центральный массивы, аплит-порфиры и дайки внутрирудных порфиров и гранит-порфиров, а также дайки поздних риолит-порфиров, являющиеся производными четырех последовательных интрузивных фаз (рис. 20).

Юго-Западный массив на горизонте штольни Филлипсон имеет эллиптическое горизонтальное сечение с удлинением в широтном направлении и размеры около 540×330 м. С ним связана серия даек довольно сложной формы. Порфиры Юго-Западного массива сло-

жены гипидиоморфными фенокристаллами кварца и ортоклаза (размером 2—3 мм), располагающимися в тонкозернистой массе того же состава. На глубине в породе установлен альбит; на участках с наименьшими вторичными изменениями выявлены чешуйки биотита. Дайки, ассоциирующие с данным массивом, местами находятся внутри рудного тела Сириско и поэтому часто оказываются весьма ин-

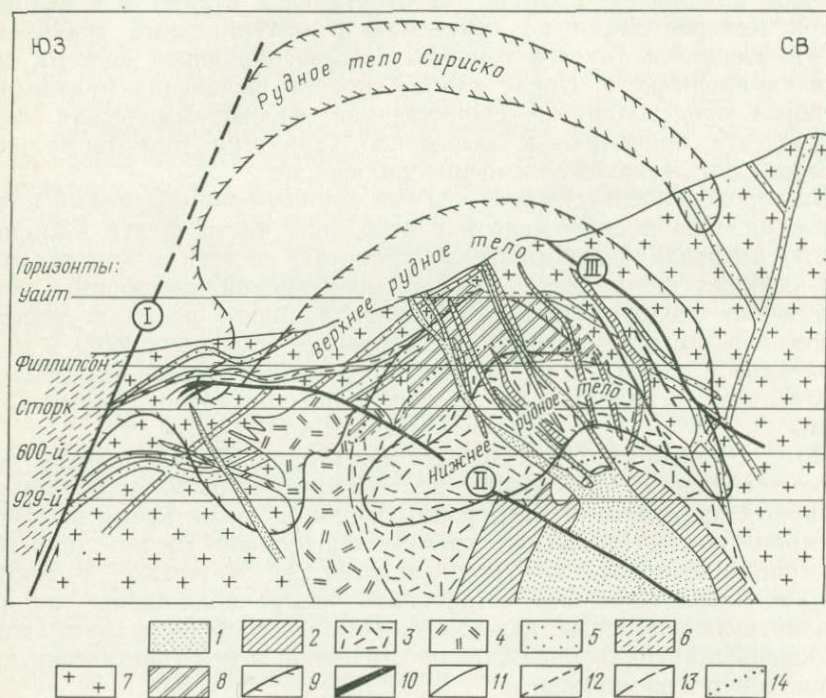


Рис. 20. Схематизированный геологический разрез месторождения Клаймакс, по С. Р. Уоллесу, Н. К. Мункастеру и др. (1973 г.).

1—5 — третичные породы (1—4 — порфиры группы Клаймакс): 1 — поздние риолит-порфиры, 2 — внутрирудные порфиры, 3 — Центральный массив, 4 — Юго-Западный массив, 5 — кварц-монзонитовые порфиры; 6 — палеозойские породы: формация Минтерн пенсильванского возраста, содержащая около 40 % силлов кварцевых монзонитов третичного возраста; 7 — докембрийские породы: граниты и кристаллические сланцы, нерасчлененные; 8 — сильно окварцованные породы; 9 — контур распространения молибденита с содержанием 0,2 % (спроектированная часть показана прерывистой линией); 10 — разломы; 11 — контакты; 12 — предполагаемые контакты; 13 — постепенные переходы; 14 — предполагаемое положение контактов в зоне окварцевания.
Разломы: I — Москито, II — Южный, III — Восточный

тенсивно минерализованными. В то же время в отдельных случаях эти дайки пересекают кварц-молибденитовые прожилки.

Центральный массив месторождения Клаймакс имеет форму вертикального штока с куполовидной кровлей. Горизонтальное его сечение округлое, с глубиной площадь его увеличивается. Диаметр штока на горизонте Филлипсон достигает 360 м. В процессе его формирования антиклинальная складка, в которую он внедрился, превратилась в брахиантиклиналь. Дайки порфиров, связанные с

Центральным массивом, располагаются по его периферии и над ним, изгибаясь как в плане, так и в разрезе. По минеральному составу Центральный массив аналогичен Юго-Западному, но слагающие его минералы несколько более крупнозернистые. В приконтактовой его части местами отмечается зона закалки. Аплит-порфиры были третьей фазой штока Клаймакс. При внедрении в Центральный массив они образовали шток, в кровле которого возникла система радиальных трещин отрыва, к которым приурочены дайки так называемых внутрирудных порфиров. По минеральному составу аплит-порфиры подобны более ранним интрузивным породам штока Клаймакс. Гранит-порфиры штока Клаймакс вскрыты скважинами ниже тела аплит-порфиров. По форме и размерам слагаемое ими тело близко к описанным более ранним интрузивным телам. С гранит-порфирами связаны дайки поздних риолит-порфиров.

В пределах месторождения Клаймакс выделяются три самостоятельных, располагающихся одно над другим рудных тел. Самое верхнее из них рудное тело Сириско связано с Юго-Западным массивом, располагающееся под ним Верхнее — с Центральным и Нижнее — с аплит-порфирами (см. рис. 20).

Наиболее детально изученное Верхнее рудное тело в плане имеет округлую или кольцевую форму, а в разрезе аркообразную. Примерно в 210 м выше горизонта Филлипсон диаметр его составляет около 600 м. На 60 м ниже оно представлено в плане кольцеобразной рудной зоной с внутренним диаметром около 210 м и внешним 660 м. На горизонте Филлипсон тело имеет овальную в плане форму с осями для внешнего контакта в 810 и 1080 м и шириной кольцеобразной зоны в среднем около 270 м.

В процессе гидротермальной деятельности, которая предшествовала отложению молибдена, сопровождала и завершала его, образовались зоны фельдшпатизации, пиритизации, вольфрамитовой минерализации и интенсивного окварцевания. Каждая из этих зон повторяла форму Верхнего рудного тела соответственно располагаясь внутри, выше и ниже него.

Основное оруденение Верхнего тела связано с кварц-молибденовыми прожилками (мощность от 1—2 мм до 1—2 см), концентрирующими 95—97 % всего молибдена. Молибденит встречается также в плитообразных кварцевых жилах, в виде вкрапленности в пегматитовых линзах и аплитовых дайках, во включениях или обломках среди более молодых интрузивных пород, в виде неправильных скоплений и редких чешуек в сильно окварцованных породах.

Основной компонент рудных прожилков — кварц, обычно мелкозернистый, с извилистыми очертаниями зерен. Помимо этого в прожилках отмечаются ортоклаз и флюорит. В более поздних прожилках установлены серицит, пирит, топаз. Молибденит и сопутствующие минералы отлагались путем заполнения открытых полостей; образование их часто сопровождалось широким развитием гидротермальных изменений в породах.

Подстилающие Верхнее рудное тело сильно окварцованные породы, сложенные тонкозернистым белым и светло-серым гидротермальным кварцем, образуют зону диаметром около 350 м, мощ-

ностью 90—180 м, в целом повторяющую по форме рудное тело. Над рудным телом и по его периферии размещается широкая зона концентрации пирита, обогащенная вольфрамитом и гюбнеритом. Пирит приурочен к кварц-пирит-серицитовым прожилкам. В очень незначительных количествах в рудах месторождения встречаются касситерит, браннерит, ильменорутил, монацит.

Рудное тело Сириско почти полностью эродировано. Оставшиеся корневые его части представлены зоной убогих руд и минерализованных пород диаметром около 1350 м. В целом это рудное тело расположено на большем удалении (120—150 м) от контакта с Юго-Западным массивом, нежели Верхнее рудное тело от Центрального массива (60—90 м). Менее интенсивно в пределах тела Сириско развита и трещиноватость вмещающих пород.

Нижнее рудное тело месторождения размещено в 30—60 м над кровлей массива аплит-порфиров. По размерам оно несколько уступает Верхнему рудному телу. В верхней его части выявлено несколько поздних, пологопадающих кварц-молибденитовых жил мощностью до 30 см, которые, как полагают С. Р. Уоллес и др., приурочены к трещинам оседания. В основании Нижнего рудного тела отмечается зона окварцованных пород. Вольфрамоносная зона расположена не только над молибденовым оруденением, но и «проникает» достаточно глубоко во внутреннюю его часть.

Широко, но весьма неравномерно на месторождении проявлена поздняя «безрудная» стадия (кварц, пирит, серицит, топаз, флюорит, каолинит, родохрозит, халькопирит, сфалерит, галенит, гюбнерит, молибденит), образования которой наблюдаются в зонах разломов, пегматитовых линзах, в виде тонких прожилков в различных порфирах.

В штокверковых рудных телах месторождения Клаймакс развита густая сеть мелких минерализованных трещин, число которых достигает 40—50 на 1 м. Обычно интенсивность трещиноватости возрастает к всяческому боку рудных тел. Ведущее значение имеют вертикальные трещины радиальной ориентировки и трещины со средними углами падения. Подчиненную роль играли пологопадающие трещины. С. Р. Уоллес, Н. К. Мункастер и другие авторы пришли к выводу, что образование таких трещин тесно связано с механизмом формирования сложного штока Клаймакс, и прежде всего с проявлением интрузивного давления в процессе его становления. Этот вывод подтверждается также радиальной ориентировкой даек внутрирудных порфиров.

Месторождение **Тырныауз** находится на северном склоне Главного Кавказского хребта, в Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоне западно-северо-западного простирания. В пределах рудного поля в Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоне наиболее древними, по-видимому, являются мраморы фамена и толща песчаников и сланцев с прослоями конгломератов, гравелитов и мраморов условно позднедевонского—раннекаменноугольного возраста. На них с разрывом налегают нижнекаменноугольные вулканогенные породы — туфы и туфопесчаники с прослоями яшм и сланцев, пласты диабазов, спилитов, порфиритов, кварцевых порфиритов. Далее по

времени образования следуют песчаники, конгломераты и глинистые сланцы с остатками флоры верхов среднего карбона или низов верхнего карбона. Южная часть рудного поля сложена конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами мукуланской свиты нижнего лейаса, залегающими резко несогласно на мраморах фаменского возраста.

Пшекиш-Тырныаузская тектоническая зона была ареной интенсивной магматической деятельности в мезо-кайнозойское время. Наиболее ранние нижнеюрские ультрабазиты представлены дайками серпентинизированных пироксенитов и перидотитов. Последующие эльджуртинские порфиридные биотитовые граниты образуют относительно крупный массив удлиненной формы, ориентированный в западно-северо-западном направлении; он прорывает и метаморфизирует отложения нижнего лейаса.

Близкие по возрасту к эльджуртинским гранитам лейкократовые гранитоиды залегают в виде штоков, неправильных тел и главным образом в форме сложных ветвящихся даек. В пределах месторождения они обнажены на двух участках. Один выход, названный «Самолетом», расположен на северном склоне хребта Уллу-Тырныауз, другой, близкий по форме к изометричному телу с отходящей от него сложной системой даек, получивший название «Паук», — на южном его склоне. Кроме того, лейкократовые гранитоиды вскрыты на северном участке. Наиболее крупные тела сложены гранит-порфирами, а дайки небольшой мощности — преимущественно аплитами.

В дайках, залегающих среди карбонатных пород, так же, как и в эльджуртинских гранитах на контакте с мраморами, состав лейкократовых гранитов резко меняется: повышается основность, вплоть до образования лейкократовых диоритов и пород типа плагиоклазитов. Лейкократовые гранитоиды внедрялись неоднократно, о чем свидетельствует их взаимоотношение с оруденением.

Гранитоиды «Паука» пересечены гранат-пироксеновым и молибденит-кварцевыми жилками, в то время как гранитоиды «Самолета» рассекают шеелитоносные скарны. Л. А. Варданянц отмечал, что лейкократовые граниты прорывают роговики, образовавшиеся на контакте с эльджуртинскими гранитами; последние являлись таким образом более древними. Однако изучение контакта этих двух пород, встреченного в керне одной из скважин, позволило Н. А. Хрущову (1958 г.) считать эльджуртинский гранит более молодым. А. В. Пэк рассматривает становление эльджуртинских гранитов как длительный процесс и связывает с ним формирование лейкократовых гранитоидов, кристаллизовавшихся, по его мнению, из той же магмы, что и эльджуртинские граниты, но изменивших свой состав при взаимодействии с мраморами.

Следующие по времени внедрения изверженные породы — липариты, распространенные в Тырныаузском рудном поле, близки по химическому составу и аксессуарным минералам к эльджуртинским гранитам. Они образуют сравнительно крупные неки и дайки, которые прорывают ранее названные магматические породы и рудные тела. Витрофировые и базальтовые дайки — самые поздние проявления магматической деятельности в рудном поле месторождения.

В отличие от всех ранних интрузивных тел они характеризуются меридиональным, а не западно-северо-западным простиранием.

В экзоконтакте эльджуртинских гранитов вмещающие их породы превращены в роговики преимущественно амфиболитовой фации; по алюмосиликатным породам широко развиты андалузитовые и андалузит-кордиеритовые разности. После ороговикования на магматической стадии процесса породы экзоконтакта были базифицированы, т. е. местами амфиболитизированы и широко биотитизированы («биотитовые роговики»). Далее в базифицированных породах также на магматической стадии формировались существенно полевошпатовые жилки с амфиболом, биотитом и кварцем.

Распространение охарактеризованных магматических проявлений по существу ограничено пределами месторождения Тырнауз. Вероятно, их развитие здесь обусловлено влиянием на Пшекиш-Тырнаузскую зону другой региональной структуры — меридиональной тектонической зоны, вызвавшей перегиб структур общекавказского направления.

В районе месторождения Тырнауз палеозойские породы образуют крупную Чатбашскую сундучную синклиналь, южное крыло которой, а также ее донная часть осложнены складками более высоких порядков. Продольными разрывами (Центральным, Северным и Южным) западно-северо-западного простирания, а также опережающими их трещинами близмеридионального простирания Чатбашская синклиналь разбита на тектонические блоки, смещенные относительно друг друга.

Главной складчатой структурой месторождения является веерная антиклиналь, в ядре которой находятся карбонатные породы фаменского возраста. Она характеризуется крутым погружением шарнира на восток и крутыми падениями крыльев на север и юг. Южное крыло антиклинали переходит в смежную синклиналь, ядро которой сложено ороговикующими песчаниками. По контакту лейкократовых гранитов и известняков проходит лишь тонкая скарновая оторочка. Главная же масса скарнов приурочена к контакту роговинов и известняков. Пластообразная залежь скарнов повторяет контуры контакта, образуя мощный раздув в сводовой части антиклинали (рис. 21). Многочисленные разрывные нарушения существенно усложнили складчатую структуру месторождения и послужили в свое время веским аргументом в пользу «сколовой» гипотезы генезиса Главного рудного скарна (А. В. Пэк, 1962 г.). Согласно этой гипотезе, оно представляет собой брекчию биотитовых роговинов и в меньшей мере мраморов и биотитовых роговинов, впоследствии переработанную гидротермальными растворами в скарны.

В центре рудного поля залегают рудные тела с молибден-вольфрамовым оруденением в скарнах. Вблизи этих рудных тел, главным образом к северу и югу от них, в роговиках и лейкократовых гранитоидах отмечается молибденовая минерализация с незначительным вольфрамовым оруденением. К северо-западу и юго-востоку от рудных тел вскрыты скарны, обогащенные сульфидами с оловянным, висмутовым и медным оруденением (скарны Малого Мукулана и Северные скарны). В северо-западной части рудного поля находятся

свинцово-сурьмяные руды хребта Гитче-Тырныауз; на крайнем северо-западном фланге обнаружено проявление киновари.

Молибден-вольфрамовые рудные тела представлены Главным рудным скарном и сопряженными с ним Северо-Западным, Мукуланским, Центральным и Южным скарнами, а также скарнированными мраморами. Главный рудный скарн включает в себе основные запасы вольфрама и большую часть запасов молибдена. Форма этого рудного тела седловидная, с наибольшей мощностью в своде

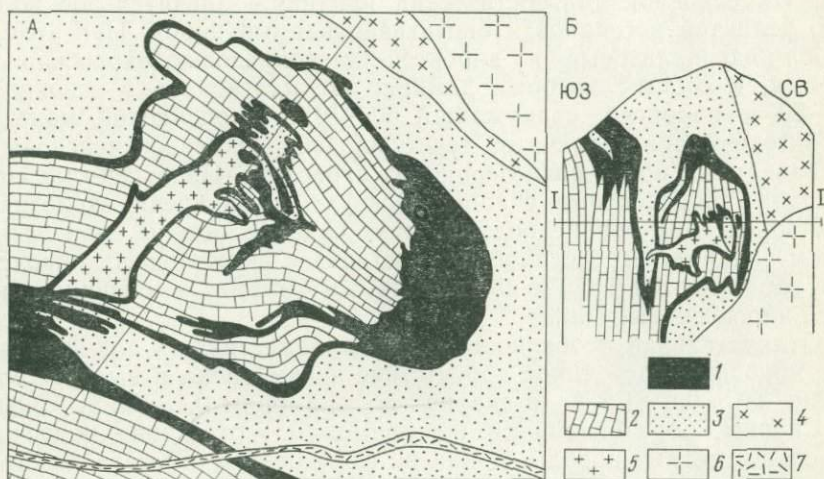


Рис. 21. План горизонта I—I (А) и разрез (Б) Тырныаузского месторождения по данным разведки и эксплуатации (отношение масштабов разреза и плана 1:3,5). 1 — рудоносные скарны; 2 — мраморы; 3 — ороговикованные песчаники и сланцы; 4 — плагиограниты; 5 — лейкократовые гранит-порфиры; 6 — эльджуртинские биотитовые порфирировидные граниты; 7 — дайки липаритов

вой части антиклинали, постепенно уменьшающейся по мере удаления от свода к крыльям складки.

Северо-западный скарн представляет собой непосредственное продолжение Главного скарна на северо-запад. Тело имеет небольшую мощность, что вполне закономерно вследствие его расположения далеко от свода антиклинали. Для него характерно, кроме обычных вольфрама и молибдена, присутствие значительных количеств меди.

Центральный скарн залегает в мраморах и представляет собой небольшое рудное тело пластообразной формы, образовавшееся за счет скарнирования прослоя песчано-сланцевых пород. Аналогичны Центральному скарну и залежи, расположенные на нижних горизонтах месторождения.

Мукуланский скарн, по Н. А. Хрущову (1958 г.), является продолжением Главного рудного скарна. Наиболее мощная его часть не выходит на поверхность, она срезана сбросом, выше которого скарн представлен раздробленным и маломощным рудным телом, не имеющим промышленного значения. Ниже этого сброса Мукуланский

скарн залегает строго по контакту между мраморами и роговиками, характеризуется правильной пластообразной формой, большой и постоянной мощностью.

Южный скарн находится среди биотитовых роговиков. Он образовался за счет скарнированного прослоя мрамора и имеет правильную пластовую форму.

По минеральному составу скарны четко разделяются на образовавшиеся по роговикам и по мраморам. Скарны, сформировавшиеся по роговикам, составляют 60—80 % от общего объема рудных скарнов. Их основной диагностический признак — значительное количество реликтов роговиков и биотитизированных пород. При этом амфибол-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы, в составе которых доминируют плагиоклаз с основностью 45—80 и пироксен, содержащий 60—70 % диоксидовой молекулы, характеризуются полосчатой текстурой, обусловленной чередованием неправильных полос разнозернистых агрегатов. Пироксен-гранатовые и гранат-пироксеновые скарны образуют зоны среди околоскарновых пород. Внутренние подзоны этих скарнов обычно сложены гранатом (андрадит-гроссулярового состава) с включениями пироксена; они обрамляются гранат-пироксеновыми зонами, а внешними являются пироксеновые зоны.

Отличительная особенность скарнов, заместивших алюмосиликатные породы, — постоянное присутствие в них сфена и высокое содержание TiO_2 0,8—1,2 % (в скарнах по мраморам 0,1—0,2 % TiO_2).

Скарны, образовавшиеся по мраморам, — отчетливо полосчатые, довольно светлые породы. В них на фоне белого агрегата лейстовидных зерен волластонита с примесью рассеянных зерен пироксена, граната и везувиана выделяются неправильные жилообразные полосы и струи розового граната и оливково-зеленого везувиана. Гранат и везувиан содержат многочисленные включения пироксена и волластонита. Везувиан представлен довольно крупными зернами и местами образует прожилки, пересекающие агрегаты граната. Изредка в таких скарнах встречаются реликты белого мрамора.

В пригранитном скарне, образующем маломощную (не более 3 м) оторочку на контакте лейкократовых гранитов, местами наблюдается четкая зональность: пироксен-гранатовый эндоскарн, пироксеновый, гранат-пироксеновый и гранат-волластонитовый экзоскарны (Е. Н. Граменицкий и др., 1974 г.). Зональность, присущая экзоконтакту, характерна и для других скарновых тел, образовавшихся по мраморам.

Наряду со скарнами в пределах рудных тел широко распространены жилы и зоны метасоматических образований разнообразного состава, среди которых преобладают кварц-пироксен-плагиоклазовые и кварц-плагиоклаз-флогопитовые.

Оруденение наложено на скарны, о чем свидетельствуют неравномерность распределения рудных минералов в скарнах и их явная приуроченность к более поздним жилкам.

В описанных выше скарновых рудных телах основными рудными минералами являются шеелит, молибденит и молибдошеелит; отношение WO_3 к Мо изменяется от 4 : 1 до 8 : 1.

В Главном скарне вольфрам и молибден распределены неравномерно — фланги седловидной залежи, в особенности северный, обогащены молибденом, а мощная «шарнирная» часть — вольфрамом. С глубиной происходит резкое увеличение содержания вольфрама, при этом снижается содержание четырехвалентного молибдена и увеличивается содержание шестивалентного молибдена, однако общий уровень содержания молибдена остается постоянным (Н. А. Хрущов, 1958 г.). По данным О. В. Кононова и Е. Н. Граменицкого (1972 г.), с глубиной уменьшается роль молибдена и чистого шеелита и постепенно возрастает роль молибдошеелита с высокими содержаниями (10—20 %) Mo^{6+} , что прежде всего обусловлено повышением температуры рудообразования в связи с приближением к источнику минералообразующих растворов.

Молибденовое оруденение в роговиках так же, как и в скарнированных мраморах, в отличие от скарновых рудных тел, не имеет геологических границ, и его промышленный контур выявляется по результатам опробования в соответствии с установленным бортовым содержанием. Участки промышленного оруденения в биотитовых роговиках залегают висячем боку Главного скарна, они приурочены к его северо-западному и юго-восточному флангам, установлены и в других участках.

Молибденовое оруденение в лейкократовых гранитах распространено на небольших участках, промышленные контуры которых также определяются по результатам опробования. Оруденение тяготеет к эндоконтактовым зонам гранитоидов, прилегающим к биотитовым роговикам и реже к мраморам. Формы рудных тел неправильные. Отношение WO_3 к Mo в них от 1:4 до 1:8, т. е. оруденение преимущественно молибденовое.

На месторождении могут быть выделены следующие стадии рудной минерализации, наложенной на скарны, роговики и гранитоиды. Наиболее ранним является отложение магнетита, который цементирует брекчированные скарны лежащего бока Главного тела. Весь шеелит в скарнах, по мнению А. В. Пэка, образовался в самую раннюю рудную стадию. С ним ассоциирует небольшое количество молибденита, присутствующего также в шеелите в виде микроскопических включений. Кроме того, в шеелите находится шестивалентный молибден в виде изоморфной примеси. В роговиках и лейкократовых гранитах с этой минерализацией параллелизуются ранние кварцевые жилки с бедной вкрапленностью молибденита. В них встречаются столбчатые зерна пироксена и амфибола. Мощность прожилков от 1 до 10 мм. В скарнах шеелит и молибденит обычно пространственно разобщены: шеелит в основном тяготеет к пироксену, а молибденит — к гранату гроссулярового состава.

В следующую стадию сформировалось основное молибденовое оруденение. Наиболее богатым оказалось северное крыло Главного скарна, где на молибден-шеелитовую минерализацию наложен штокверк молибденит-кварцевых жил и прожилков. Среди них наблюдаются короткие жилки мощностью 1—3 см, полосчатые жилы мощностью 20—70 см и «сухие» молибденовые швы. Штокверк развит в скарнах и в роговиках. После молибденового оруденения отложил-

ся флюорит с кварцем и небольшими количествами пирита и пирротина. Завершался рудный процесс образованием ассоциации пирита, арсенопирита, пирротина, сфалерита, халькопирита, марказита, тетраэдрита, теннантита, буланжерита, станнина, полибазита, алабандина. К этой же стадии минерализации относятся кварц, карбонаты и ливерит, содержащий 1 % олова. Далее следовало отложение карбонатов с антимонитом и закончился гидротермальный процесс формированием прожилков опала и халцедона.

Большинство исследователей месторождения Тырнауз генетически связывают его с эльджуртинскими гранитами и лейкократовыми гранитоидами, поскольку оруденение наиболее близко во времени и пространстве ассоциирует именно с этими магматическими породами.

ВОЛЬФРАМОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Современная вольфрамовая промышленность СССР, как и всего мира, обеспечивается рудным сырьем преимущественно за счет скарновых месторождений. Вместе с тем повышается интерес к вольфрамовым месторождениям штокверкового типа, в которых сосредоточены значительные запасы вольфрама. В частности в Англии, на п-ове Корнуэлл начинается освоение штокверкового месторождения Гемердон. Поэтому в настоящем разделе, наряду с описанием геологического строения скарновых (Восток-2) и жильных (Бом-Горхонское, Иультинское), основное внимание уделено характеристике штокверковых и жильно-штокверковых месторождений (Караобинское, Богутинское, Кти-Теберда, Джидинское, Верхнекайрактинское).

Джидинское рудное поле находится в юго-западной части Западного Забайкалья и включает Первомайское молибденовое, Инкурское и Холтасонское вольфрамовые месторождения. Месторождения рудного поля изучались большим коллективом геологов: М. В. Бесовой, И. П. Кушнаревым, М. Н. Хулугуровым, С. С. Тентиловым, В. И. Игнатовичем, А. Ф. Коржинским, Е. П. Малиновским, А. П. Чугуновым, Н. К. Нефедовым, Г. Ф. Асташковым, М. М. Повилайтис, Д. О. Онтоевым, А. Я. Бортниковым и другими, материалы которых использованы при составлении характеристики месторождений рудного поля.

Джидинское рудное поле расположено в пределах одноименного синклиория, сложенного осадочно-вулканогенными образованиями раннего кембрия и прорывающими их ультраосновными породами (серпентинитами, пироксенитами, амфиболитами), а также кварцевыми диоритами, габбродиоритами, микродиоритами и их жильными производными (дайки лейкократовых гранитов, плагиогранитов, микродиоритов, диоритовых порфириров) палеозойского возраста. В связи с проявлением процессов тектоно-магматической активизации в мезозое произошло внедрение субщелочных сиенитов, кварцевых сиенитов, сиенит-порфириров и бостонитов (малокуналейский комплекс), а также лейкократовых гранитов и гранит-порфириров гуджирского ранне-среднеюрского комплекса, с которым пространст-

венно и генетически связывается редкометальная минерализация района.

Рудное поле приурочено к антиклинальной складке, сложенной известняками и метаморфическими сланцами, перемежающимися с эффузивами, развитыми в восточной половине площади. В ядре этой складки (в западной части рудного поля) залегают кварцевые диориты палеозойской интрузии. В результате палеозойских тектонических движений в породах рудного поля были заложены разломы и трещины северо-западного, близмеридионального, близширотного и северо-восточного простираний, неоднократно испытывавшие тектонические подвижки в последующее время. Внедрение в мезозое Первомайского гранитного массива контролировалось узлом сопряжения долгоживущих разломов северо-западного и близмеридионального простираний, заложённым в зоне контакта сланцев и кварцевых диоритов. Первомайский гранитный массив сложен гранит-порфирами, постепенно переходящими на глубине в дейократовые граниты. Он имеет в плане изометричную форму, слегка вытянут в северо-западном направлении. Его юго-восточный контакт полого погружается под толщу сланцев и имеет крутое залегание на других направлениях, падая в сторону вмещающих пород (рис. 22).

Постмагматическая минерализация рудного поля проявлена зонально по отношению к Первомайскому интрузиву. В его апикальной части локализован молибденовый штокверк, в области западного экзоконтакта — существенно гюбнеритовый Инкурский штокверк, а еще дальше на запад вытягивается зона сульфидно-гюбнеритовых жил Холтафонского месторождения.

По данным М. М. Повилайтис (1975 г.) и В. И. Игнатовича [12], процесс гипогенного минералообразования в рудном поле был сложным, длительным и включал этапы и стадии минерализации, показанные в табл. 3.

Первомайское месторождение молибдена представлено штокверком, имеющим в плане форму овала, вытянутого в северо-западном направлении, а в вертикальном разрезе напоминающим шляпку гриба. Края залежи опускаются ниже его центральной части, что на горизонтальных сечениях нижних горизонтов месторождения обуславливает подковообразное очертание рудного штокверкового тела. Вертикальный размах оруденения, с учётом одной трети эродированной части штокверка, составлял около 300 м.

Как установлено И. П. Кушнareвым и В. И. Игнатовичем [12, 17], по внутреннему строению штокверк является многосистемным, образованным прожилками различного простирания; падение прожилков крутое, главным образом в восточных румбах (на круговых диаграммах формируется асимметричный пояс). Мощность рудных прожилков изменяется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, составляя в большинстве случаев 0,5—2 см. Основное значение имеют существенно молибденитовые и кварц-молибденитовые прожилки, нередко содержащие мусковит и флюорит. Широко распространены более поздние кварц-пиритовые и микроклин-кварцевые прожилки. В контурах штокверка отмечаются крутопадающие кварц-молибденитовые жилы, а в зоне западного эндоконтакта гра-

нитного массива, на стыке с Инкурским штокверком,— кварц-гюб-неритовые жилы и прожилки.

Основную часть штокверка составляют рядовые руды, окаймленные с внешней стороны зоной медной минерализации. Среди поля

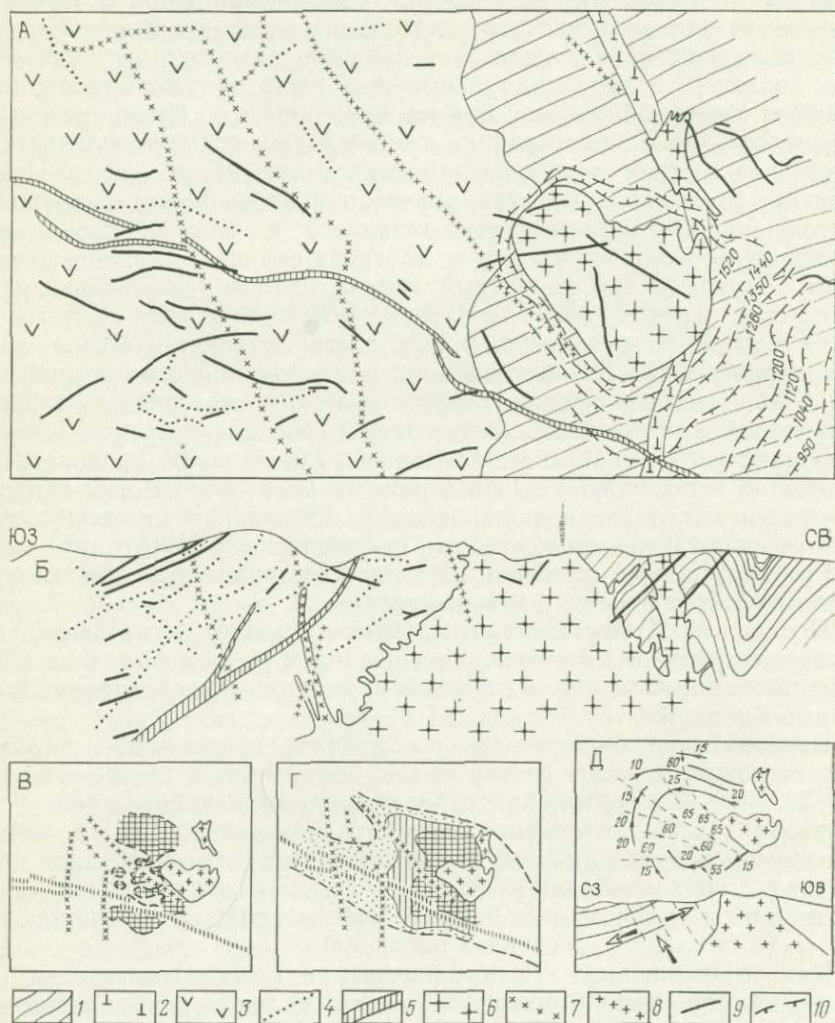


Рис. 22. Схема геологического строения Дзиджинского рудного поля с диаграммами рудоносной трещиноватости. Составлена А. А. Фроловым по материалам И. П. Кушнарева, Е. П. Малиновского, В. И. Игнатовича, М. Н. Хулугурова, С. С. Тентилова.

А — план, Б — разрез. В — контур продуктивного вольфрамового оруденения; Г — контур вольфрамового штокверка (штриховая линия) и поля различной насыщенности прожилками; Д — поле напряжений в период формирования штокверка в плане и в разрезе (пунктирные линии — сжимающие напряжения, сплошные линии — растягивающие напряжения; цифры — углы склоения линий напряжения; стрелки — направления усилий).

1 — слюдяные сланцы; 2 — диабазовые порфиры, альбитофиры; 3 — кварцевые диориты; 4 — снениты и сненит-порфиры; 5 — бостониты; 6 — гранит-порфиры; 7 — гранит-порфиры дайковой серия; 8 — сненит-порфиры; 9 — рудные жилы; 10 — изогипсы кровли скрытой части гранитного массива

рядовых руд выделяются три зоны богатого оруденения, имеющие северо-западное простираие и составляющие около 20 % от всего объема штокверка. В. И. Игнатовичем было установлено, что собственно молибденитовые прожилки составляют 5,5 %, кварц-молибденитовые 42,6 %, кварц-микроклиновые с молибденитом 1,4 %, кварц-пиритовые 47,3 %, кварц-микроклин-пиритовые и другие 3,2 %.

Таблица 3

Последовательность минерализации в Джидинском рудном поле

Этапы	Стадии минерализации	Междуэтапные проявления дайковых пород
Дорудный	Щелочного метасоматоза Кварц-микроклиновая	
Молибденовый	Кварц-молибденитовая	Аплиты
Микроклин-кварцевый	Кварц-пиритовая Микроклин-кварцевая	Аплит-порфиры
Кварц-вольфрамовый	Пегматоидно-микроклиновая Гюбнерит-кварцевая Микроклиновая	Серые сиениты, порфиры и кварцевые сиенит-порфиры; горкинские граниты-порфиры
Сульфидно-вольфрамовый	Кварц-сульфидно-гюбнеритовая Кварц-родохрозит-гюбнеритовая Роговикового кварца	

Сопоставление элементов залегания прожилков разного состава показало их в общем сходную ориентировку, что свидетельствует о неизменном плане деформации в ходе формирования штокверка Первомайского месторождения. Все прожилки локализованы в трещинах небольшой протяженности, которые по морфологическим особенностям принадлежат к трещинам отрыва; образование последних связано с действием радиальных сжимающих усилий со стороны глубоких горизонтов штока гранит-порфиров [17]. Вместе с тем наличие на круговых диаграммах среди общего поясового рисунка наиболее четко выраженных максимумов, отвечающих системам субмеридиональных и субширотных трещин, дало основание В. И. Игнатовичу связывать их образование с тангенциальными тектоническими напряжениями, вызвавшими движения преимущественно сбросового характера [12].

Инкурский вольфрамовый штокверк (в пределах продуктивного контура) в плане имеет меридионально вытянутую грубоовальную

форму и прослеживается на глубину до 700—800 м (см. рис. 22, В). Залегая преимущественно в кварцевых диоритах и кристаллических сланцах в западном экзоконтакте Первомайского массива гранит-порфиров, он как бы обрамляет его и частично заходит в тело материнской интрузии. Формирование рудных кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков с гюбнеритом и шеелитом произошло после появления кварц-молибденитовых прожилков Первомайского штокерка и отделено от них этапом внедрения даек аплитов и сиенит-порфиров. Мощность прожилков в основном 0,1—5 см, редко достигает 10 см. Около 70 % прожилков имеют мощность 0,1—1 см. Протяженность их по простиранию от первых метров до 10 м, иногда до 50 м. Плотность штокерка изменяется от единичных до 20—30 прожилков на 1 м, составляя в большинстве случаев 5—10 прожилков на 1 м. Участки с максимальным числом прожилков (10—15 на 1 м) образуют поле, непосредственно примыкающее с запада к штоку гранит-порфиров и опоясывающее его в виде полосы шириной 250—300 м (на юго-западе до 450—500 м). По пространственной ориентировке рудные прожилки принадлежат в основном к системе крутопадающих трещин различного простирания. Из них главными являются радиальные и концентрические по отношению к Первомайскому массиву гранитов трещины; последние падают в сторону массива [21]. Кроме прожилков и сопутствующей им вкрапленности рудных минералов, в штокерке прослеживаются несколько крупных кварц-гюбнеритовых жил преимущественно широтного и северо-западного простираний, представляющих восточный фланг жилой зоны Холтасонского месторождения (см. рис. 22).

По мере удаления от штока гранитов плотность прожилков падает и контур его приобретает отчетливую тенденцию вытягиваться в северо-западном направлении в виде двух ветвей — северной и южной (см. рис. 22, Г). Из них наиболее мощной и более протяженной по простиранию, по-видимому, окажется южная ветвь, следующая в направлении зоны разломов, вместившей дайковый пояс бостонитов. В 2 км к западу от Первомайского массива гранит-порфиров в выработках штольни «Разведочной» на горизонте 1370 м нами фиксируется продолжение южной ветви штокерка. Развитые здесь кварц-гюбнеритовые, кварц-шеелитовые, флюоритовые и родохрозитовые прожилки в отдельных пересечениях довольно обильны (до 7—10 прожилков на 1 м) и имеют преимущественную ориентировку в северо-восточном и северо-западном направлениях.

Наиболее ранние рудные образования Инкурского штокерка — шеелитоносные полевошпатовые прожилки, доля которых в общем объеме рудного тела незначительна. Самыми распространенными оказываются более поздние кварц-гюбнеритовые прожилки с пиритом, мусковитом, флюоритом, сфалеритом и блеклой рудой. На западном фланге штокерка появляются кварц-гюбнеритовые прожилки, обогащенные сульфидами, и кварц-флюорит-родохрозитовые прожилки. На состав прожилков в определенной мере влияет характер вмещающих пород: полевошпатовые прожилки преимущественно развиты в роговиках и сланцах, в дайках гранитоидов отмечаются бесполевошпатовые кварц-гюбнеритовые прожилки.

Количественные соотношения между гюбнеритом и шеелитом непостоянны и изменяются 3:1 до 1:1. В целом оруденение Инкурского штокверка и жил Холтасонского месторождения близко по составу, при некотором обогащении последних сульфидной минерализацией.

В пределах общего контура штокверка оруденение распределено неравномерно: отмечается серия обогащенных вольфрамом преимущественно широтных полос, разделенных некондиционными рудами и пустыми породами. Наиболее продуктивны — Северный и Южный участки. В центральной части штокверка, в полосе шириной 400—500 м, вольфрамовое оруденение проявлено слабее, чем на соседних участках. С глубиной обогащенные зоны Южного участка заметно уменьшаются в размерах, а максимум развития вольфрамового оруденения смещается в северную часть штокверка.

Холтасонское месторождение расположено в западной части Джиндинского рудного поля на расстоянии до 1,5 км от Первомайского гранитного массива. Оно представлено многочисленными кварц-гюбнерит-сульфидными жилами, залегающими среди кварцевых диоритов. Отдельные кварц-гюбнеритовые жилы встречаются среди первомайских гранит-порфиров и осадочно-метаморфических пород.

Основная рудоконтролирующая структура месторождения — зона северо-западного простираения, образованная серией разломов и трещин, залегающих кулисообразно и падающих под углами 35—50° в юго-западном направлении. Эти нарушения имеют сбросо-сдвиговый характер; наибольшие амплитуды перемещения блоков пород более 100 м. Протяженности зоны основного разлома более 2,5 км. В связи с тектоническими движениями по зоне основного разлома на площади развивались оперяющие трещины сколового характера близширотного простираения, с углами падения 35—50°, и северо-восточного простираения, падающие под углами 50—60°. Неоднократные тектонические подвижки по этим нарушениям также носили сбросо-сдвиговый характер (при преобладании вертикальной составляющей перемещений). Эти трещины, меняющие простираение в плане, выдержаны на большую глубину. Вблизи массива гранит-порфиров выделяется группа субвертикальных трещин отрыва, характеризующихся незначительными амплитудами перемещения блоков пород. В целом на площади месторождения устанавливается увеличение амплитуды тектонических подвижек по мере удаления от массива гранит-порфиров в западном направлении. Наблюдаемые вблизи поверхности наибольшие амплитуды смещений постепенно уменьшаются на глубине, при уменьшении извилистости рудовмещающих трещин. Наиболее интенсивные и многократные тектонические подвижки происходили в зоне главного разлома, что привело к формированию в его пределах трещин наиболее сложной морфологии.

Различия в характере рудовмещающих трещин, величине подвижек по ним позволили сгруппировать рудоносные жилы по структурным и морфологическим признакам. Соответственно выделяются: 1) жилы главного рудоконтролирующего разлома; 2) жилы, отхо-

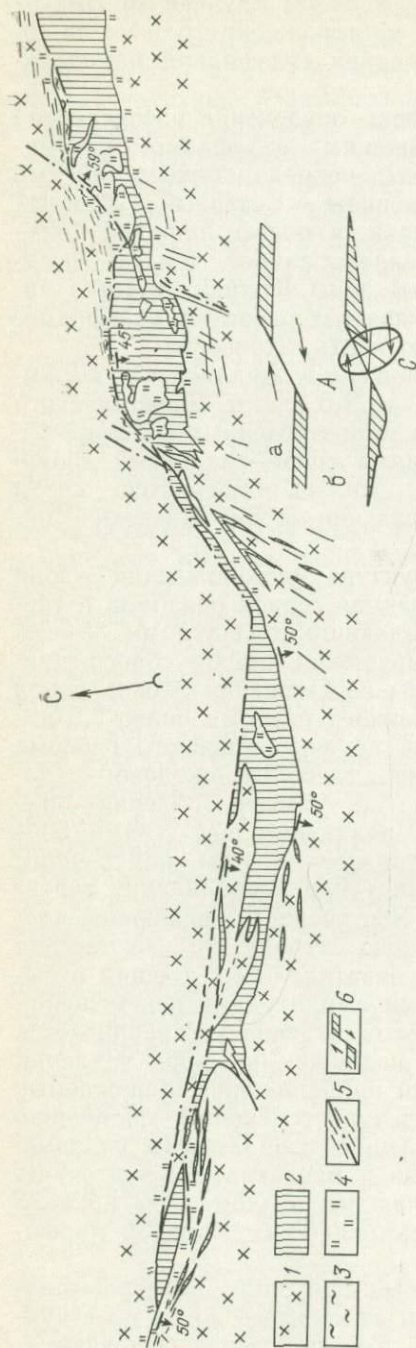


Рис. 23. Положение раздувов жилы 26-бис в искривленной части рудовмещающей трещины, по [22].

1 — кварцевые диориты; 2 — перетертые породы; 3 — жилы; 4 — перетертые породы; 5 — трещины; 6 — схемы, объясняющие морфологию раздувов; а — теоретическое положение раздувов в жиле, б — фактическая морфология раздувов

дящие от главного разлома под острыми углами в северо-западной части месторождения; 3) жилы, отходящие от главного разлома под близкими к прямому углами в юго-западной части месторождения; 4) крутопадающие жилы в трещинах отрыва. В соответствии с этим Н. К. Нефедовым и А. Я. Бортниковым (1971 г.) рудные жилы различаются по сложности формы. Жилы, залегающие в зоне главного разлома, характеризуются наиболее сложной формой. Раздувы в таких жилах достигают 15 м по мощности и бывают проявлены на интервале до 100 м по простиранию и падению. Переходы от раздувов к пережикам отмечаются как постепенные, так и резкие (рис. 23). Площадь пережимов составляет до 47 % площади жил. Жилы второй и третьей групп, залегающие в оперяющих трещинах, имеют более простое строение, форма их линзовидная и линзовидно-плитообразная. Пережимы по ним составляют 18—30 % площади жил. Жилы четвертой группы представлены плитообразными телами простой формы с выдержанной мощностью.

Расположение, форма и размеры раздувов в рудных жилах связаны главным образом с характером изгибов рудовмещающих трещин и зависят от ориентировки подвижек в прерудный период. Распределение губнерита в жилах довольно равномерное. В некоторых жи-

лах отмечается приуроченность обогащенных участков к частям жил повышенной мощности. Важная особенность Холтасонского месторождения — значительный вертикальный размах вольфрамового оруденения. Причем для ряда жил протяженность оруденения на глубину в два с лишним раза превышает его длину по простиранию.

Постмагматическая минерализация на месторождении сформировалась в шесть стадий четвертого и пятого этапов (см. табл. 3): пегматоидно-микроклиновую, гюбнерит-кварцевую, микроклиновую, кварц-сульфидно-гюбнеритовую, кварц-родохрозит-гюбнеритовую и роговикового кварца, проявления которых образуют как самостоятельные жилы и прожилки, так и сочетаются в жилах сложного строения.

История формирования структуры Джидинского рудного поля весьма сложна. В наиболее ранний этап образовалась основная масса трещин отрыва в апикальной части Первомайского массива гранит-порфиров в связи с давлением магмы со стороны нижних его горизонтов. Подчиненную роль играли внешние тектонические подвижки, вызвавшие заложение субширотных и субмеридиональных трещин.

В возникших таким образом трещинах двойственной природы локализована основная молибденитовая минерализация.

Смещение эпицентра радиального давления вниз и к западу обусловило расширение области трещинообразования, охватившей кварцевые диориты экзоконтакта массива гранит-порфиров. Наряду с локальной радиальной деформацией проявились тектонические сбросовые подвижки с образованием крупных разрывов северо-западного и северо-восточного простираний, вместивших дайки разнообразных магматических пород. Сбросы, которые контролируют кварц-гюбнерит-сульфидные жилы, в основном развиты в западной части рудного поля, на некотором удалении от массива гранит-порфиров; они имеют преимущественно субширотную ориентировку и средние углы падения к югу. Сопровождающая сбросы мелкая трещиноватость приурочена главным образом к их висячим бокам. В ряде случаев устанавливается синхронность образования рудных жил в сбросах и рудных прожилков однотипной минерализации и наблюдается переход от жильной вольфрамового оруденения к прожилковому. Такие четкие взаимоотношения наблюдаются в западной части Инкурского штокверка или за его контуром, уже в пределах жильной зоны Холтасонского месторождения. В границах самого Инкурского штокверка сбросы, как правило, слабо минерализованы, и лишь изредка вмещают кварц-гюбнеритовые и флюоритовые прожилки. Такая особенность Инкурского штокверка может быть понята, если учесть его взаимоотношения не только с рудными жилами Холтасонского месторождения, но и с Первомайским гранитным массивом и локализованным в нем молибденовым штокверком. Как уже отмечалось, образование последнего происходило в условиях вертикально ориентированного силового воздействия, связанного, по мнению И. П. Кушнарера [17], с давлением магмы глубинных частей гранитного массива. Аналогичные усилия вызвали раскрытие трещин в ближайшем обрамлении штока гранит-порфиров (см. рис. 22). При

такой ориентировке сжимающих усилий пологие и горизонтальные трещины были закрыты. Именно этим можно объяснить отсутствие горизонтальных и пологопадающих рудных прожилков в контуре Инкурского штокверка и слабую минерализацию пологих сбросов. Характер поля напряжений в период формирования прожилков Инкурского штокверка, установленный нами на основе статистического анализа их пространственной ориентировки, полностью подтверждает концепцию силового воздействия со стороны глубоких горизонтов гранитного штока: линии сжимающих усилий круто направлены в сторону этого штока, а линии растягивающих напряжений как бы опоясывают его (см. рис. 22).

Таким образом, справедливо заключение Е. П. Малиновского и В. И. Игнатовича [21] о том, что формирование Первомайского молибденового и Инкурского вольфрамового штокверков произошло последовательно, но в результате проявления одного и того же поля напряжений — раскрытия крутопадающих трещин при давлении снизу, со стороны массива гранит-порфиров. Ослабление вертикальных сжимающих усилий по мере удаления от массива гранит-порфиров приводит к тому, что очертания штокверка приобретают линейный характер. В 1,5—2 км к западу от массива штокверк имеет форму линейных зон, подчиненных направлению рудных жил Холтасонского месторождения. Такие зоны характерны для участков, где между сближенными жилами развиваются прожилки, в составе которых появляется больше сульфидной минерализации, аналогичной минерализации рудных жил. В локализации таких зон так же, как и рудных жил, основное значение, по-видимому, имели тангенциальные тектонические движения, определившие формирование тектонических разрывов северо-западного, близширотного и северо-восточного простираний.

Караобинское месторождение. Открытое в 1946 г. собственно Караобинское кварц-вольфрамитовое месторождение ранее рассматривали и начали разрабатывать как жильное. Позже в его южной части по прогнозам Г. Н. Щербы [44] был выявлен кварц-молибденитовый штокверк, а на западе рудного поля — месторождение Солнечное, представленное кварц-вольфрамитовыми жилами, кварц-молибденитовым штокверком и стратиформной залежью флюорит-редкометалльных метасоматитов. В 70-х гг. в пределах жильной зоны Караобинского месторождения детально разведан кварц-вольфрамитовый штокверк. Таким образом, в пределах рудного поля тесно сочетаются жильное, штокверковое и залежно-метасоматическое оруденение, в изучении которого в разное время принимали участие многие исследователи (Г. Н. Щерба, А. Н. Строганов, О. А. Синев, М. А. Романова, Л. П. Ермилова, В. К. Денисенко, Л. И. Сериков, А. В. Лозовский, В. И. Зайкин, Л. И. Лыков, Г. С. Букуров, Г. Ю. Коломенский, Е. П. Шпанов и др.). Проведенное С. В. Беловым и А. А. Фроловым комплексное объемное геолого-структурное картирование позволило по-новому расшифровать сложную структуру месторождения и рудного поля в целом, выявить позицию и закономерности локализации оруденения и дать его прогнозную оценку.

Регионально-структурная позиция района определяется его расположением в пределах Приатасуйского прогиба, выделяемого в северо-западной части Чу-Илийского полициклического геотектоногена, представляющего собой одну из наиболее четко выраженных линейных структур Центрального Казахстана. Прогиб имеет двухъярусное строение. Нижний структурный этаж сложен терригенными отложениями раннего палеозоя, верхний — вулканогенными и терригенно-карбонатными породами девона и карбона. Для нижнего этажа характерна полная линейная складчатость, для верхнего — складчатость прерывистая и промежуточная с широким развитием брахискладок и наложенных мульд. Одной из крупных структурных единиц района является Шалгия-Караобинский разлом северо-западного простиранья. Площади, расположенные по разные стороны от разлома, отличаются по степени сложности геологического строения, геофизическим и геохимическим полям. Территория к северу от разлома относится к Атасу-Моинтинскому поднятию и имеет простое геологическое строение; большую часть ее занимает крупный Кылчинский гранитоидный массив. В южной части территории геологическое строение более сложное, в ее пределах и располагается Караобинское рудное поле, приуроченное, по С. В. Белову, к крупной, длительно развивавшейся кольцевой вулканоплутонической структуре, возникшей в постгеосинклинальный этап и испытавшей затем интенсивное воздымание и избирательную денудацию с образованием кольцевой морфоструктуры. Наибольшим распространением в пределах рудного поля пользуются девонские эффузивно-пирокластические образования, представленные туфами, лавами, игнимбритами липаритового, реже дацитового и андезитового составов. Эта толща мощностью 1,5—2 км залегает на размытой поверхности нижнепалеозойских отложений и имеет в целом северо-западное простиранье при пологом падении к юго-западу. На общем фоне ее моноклинального залегания отмечаются отдельные дислокации, связанные как с вулканогенными формами, так и со складчатостью. В западной и юго-западной частях рудного поля вулканогенные породы перекрыты терригенно-карбонатными отложениями позднего девона — раннего карбона. Они выполняют Караобинскую мулду, представляющую собой типичную наложенную впадину с мощностью отложений во внутренней части около 1 км.

Караобинская вулканоплутоническая структура характеризуется сложным кольцевым строением: внешнее кольцо диаметром около 5 км отвечает ареалу развития эффузивных пород девона; в его пределах выделяется соподчиненная кольцевая структура низшего порядка диаметром около 2,5 км, определяющая положение кальдерообразной впадины и приуроченного к ней апикального выступа пермского Караобинского гранитного массива, прорывающего вулканогенные породы. С этим массивом пространственно и парагенетически связана редкометальная минерализация. Массив вскрыт эрозией на площади 1,2 км²; форма его апикальной части — полукольцевой гребневидный выступ, осложненный серией куполов. Все слагающие массив граниты относятся к лейкократовым разновидностям, формирование которых произошло в три фазы: крупнозернистые биотитовые

граниты, среднезернистые мусковитовые граниты и мелкозернистые порфиroidные аляскитовые граниты. По данным С. А. Акылбекова, проводившего в районе геофизические исследования, Караобинский массив в поперечном сечении в целом имеет форму, близкую к лополиту, но со значительно утолщенной центральной частью, где мощность его составляет около 2 км. Площадь массива на глубине около 70 км², он несколько вытянут в северо-западном направлении. Серия кольцевых и линейных разрывных нарушений разбивает рудное поле на ряд блоков. При этом в блоках, наиболее приподнятых, с установленной тенденцией к воздыманию, установлены локальные куполовидные выступы интрузии, с которыми связано оруденение. Различный эрозионный срез воздымавшихся блоков (относительная разница среза для различных блоков по геологическим данным составляет 500—800 м) обусловил вскрытие локализованных в них различных структурно-морфологических типов рудных тел: метасоматических залежей, штокверков и жил.

Основные минералы комплексных руд — вольфрамит, молибденит, касситерит и висмутин, образование которых произошло в ходе многостадийного гидротермального процесса (Л. П. Ермилова, 1964 г.). Производные постмагматические процессы, во времени близкие к третьей интрузивной фазе, по данным большинства исследователей, проявились в такой последовательности: 1) возникновение шлировых пегматитов, 2) калишпатизация гранитов, 3) альбитизация гранитов, 4) площадная грейзенизация ранних гранитов, 5) образование кварц-молибденитовых жил и прожилков и околожилльная грейзенизация, 6) становление даек аплитов и аплитовидных гранитов, 7) формирование кварц-вольфрамитовых жил и прожилков с минералами молибдена, олова, висмута и околожилльная грейзенизация, 8) образование кварц-вольфрамит-сульфидных жил и прожилков, 9) возникновение жилы гребенчатого кварца, 10) формирование кварц-флюоритовых жил, 11) становление кальцитовых жил, 12) образование халцедоновых прожилков, 13) формирование цеолитовых прожилков. Основную промышленную ценность имеют вольфрам, висмут, молибден и олово, которые локализованы в рудных телах трех структурно-морфологических типов: в жилах выполнения, в площадных и околожилльных метасоматитах-грейзенах и в многочисленных прожилках, образующих штокверки.

Рудные жилы в пределах Караобинского месторождения группируются в две зоны: субширотную зону пологопадающих, в основном на север, кварц-молибденитовых жил и зону крутопадающих кварц-вольфрамитовых жил с молибденитом, касситеритом и висмутовыми минералами, простирающие которых меняется от широтного на юге через северо-восточное и меридиональное в центре, до северо-западного на севере месторождения, что придает этой жильной зоне дуговидное очертание (рис. 24). На западе в контур рудного поля вписываются субмеридиональные кварц-вольфрамитовые жилы и сопровождающий их штокверк Солнечного месторождения, развитые над южным склоном скрытого локального гранитного выступа.

Кварц-молибденитовые жилы и сопряженный с ними штокверк залегают в южной части Караобинского месторождения, главным об-

разом в липаритовых порфирах кровли гранитного массива, над скрытым куполом и в его верхней части, затухая с глубиной. Особенности морфологии противоположных стенок жильных полостей свидетельствуют, по А. Н. Строганову, о нормальном раскрытии трещин в ходе минерализации и об их отрывном характере. Среднего, реже крутого падения кварц-молибденовые прожилки северо-восточ-

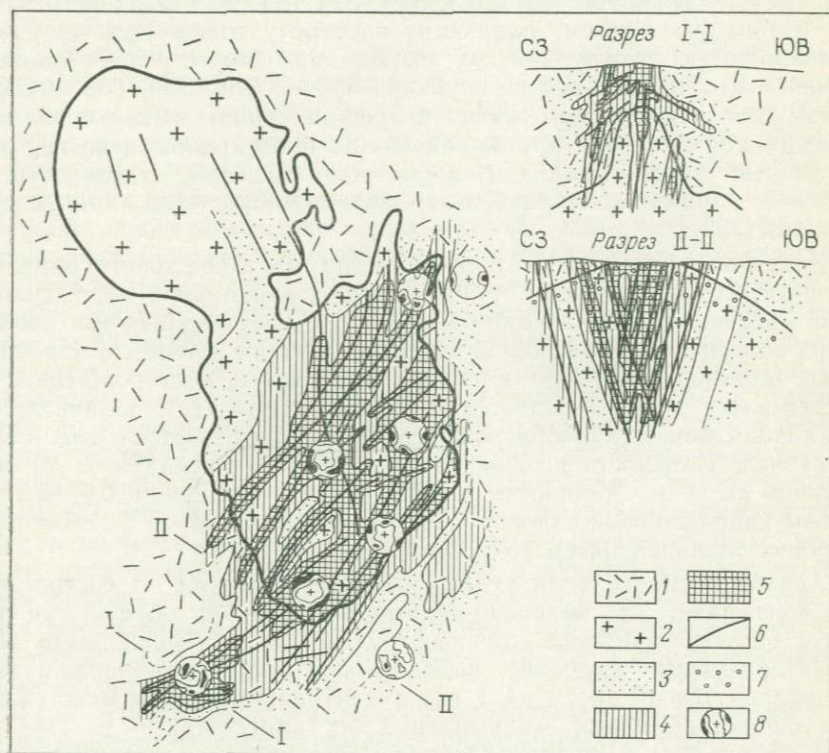


Рис. 24. Структурные схемы Караобинского месторождения.

1 — липаритовые порфиры; 2 — лейкократовые граниты; 3—5 — поля возрастающей жильно-прожилковой массы; 6 — рудные жилы; 7 — вкрапленные руды в грейзенах (показаны только на разрезе II—II); 8 — круговые диаграммы ориентировки рудных прожилков

ного, широтного и северо-западного простираний соединяют пологопадающие кварц-молибденитовые жилы, которые секутся крутопадающими кварц-вольфрамитовыми жилами и прожилками. В южной части месторождения среди поля кварц-молибденовых прожилков разного простирания, отражающегося в поясовом характере рисунка круговой диаграммы, выделяются два максимума, соответствующие прожилкам северо-восточного и субмеридионального простираний со средним падением в северных румбах (см. рис. 24). Плотность штокверка изменяется от 4 до 20 прожилков на 1 м (в среднем около 8). Более 50 % всех прожилков имеет мощность до 0,5 см.

Кварц-касситеритовые жилы отмечаются преимущественно в восточной части месторождения, в области эндоконтакта гранитного массива, и характеризуются по отношению к нему главным образом радиальной (субширотной) ориентировкой при субвертикальном падении. Их положение в общей схеме стадийности формирования месторождения точно не установлено.

Кварц-вольфрамитовые жилы залегают в основном в гребневидном выступе гранитов, быстро выклиниваются во вмещающих породах и образуют систему падающих навстречу трещинных тел с оперяющей сетью междужильных прожилков. Пересечение наиболее крупных жил происходит на глубинах 650—700 и 950—1000 м. Осколовом характере рудовмещающих трещин свидетельствуют их морфология, значительная протяженность по простиранию и на глубину. Некоторые жилы выполняют, кроме того, трещины отдельности, по которым подвижек в предминерализационный этап практически не было [22].

Кварц-вольфрамитовые прожилки на месторождении образуют крупный штокверк, также приуроченный к апикальной части гранитного массива и отвечающий в основном кварц-вольфрамитовой и кварц-вольфрамит-сульфидной стадиям рудного процесса. Наиболее четко штокверк выражен в центральной части месторождения. Он представляет собой междужильное прожилкование и подчинен, как и жильная зона, дугообразному гребневидному выступу гранитного интрузива. Плотность штокверка от 2 до 30 (в среднем 7—8) прожилков на 1 м. Мощность их 0,3—5 см, в среднем 0,7—0,8 см. Объем кварцево-прожилковой массы в штокверке 4—8 %, а с учетом кварцево-жильной массы 15 %.

Анализ распределения рудных прожилков и жил на месторождении показывает, что кварцево-рудный штокверк по морфологии подчинен системе наиболее крупных рудных жил. Прижильные зоны характеризуются наиболее высокой плотностью кварцево-рудных прожилков (от 10 до 20 на 1 м), а центральные части междужильных блоков обладают минимальной их плотностью — до 2—6 на 1 м (см. рис. 24). При этом главная масса кварцево-рудных прожилков приурочена к висячему боку основных рудных жил месторождения. Мощность таких зон сгущения прожилков от 10 до 40 м. Они отчетливо проявлены аномалиями на разрезах, отстроенных в изолиниях плотности прожилкования и в изолиниях кварцево-прожилковой массы.

Для центра и северного фланга месторождения характерны три системы крутопадающих прожилков: I — северо-восточная (азимут простирания 30—60°, углы падения 70—80° на северо-запад и юго-восток); II — северо-западная (азимут простирания 290—320°, углы падения 70—85° на юго-запад и реже на северо-восток); III — субмеридиональная (азимут простирания 350—20°, углы падения 65—85° на запад и восток). В южной части появляются субширотные прожилки северного и южного падения под углами 40—60°. В связи с этим некоторые круговые диаграммы приобретают поясовый рисунок.

Сопоставляя ориентировку прожилков в гранитах и эффузивных породах кровли, следует отметить уменьшение угла падения прожилков при переходе их из гранитов в вулканогенные породы, представленные липаритовыми порфирами и порфиритами. Рудовмещающие трещины в штокверке имеют в основном ровные стенки и протяженность 8—10 м, иногда до 30 м, что также свидетельствует об их сколовой природе. Таким образом, как крупные трещины, вмещающие жилы, так и большая часть мелких, локализовавших прожилки, являются сколовыми.

Все указанные системы рудовмещающих трещин проявлены в пределах единой жильно-прожилковой дуговидной зоны, создавая ее сложное линейно-каркасное строение. При этом группу продольных жильно-прожилковых систем образуют в основном жилы и прожилки северо-восточного, субмеридионального и северо-западного направлений, а группу радиальных (поперечных) систем — жилы и прожилки преимущественно субширотного простирания. Ведущая роль в формировании рудных жильно-штокверковых тел принадлежит первой группе систем, в ее пределах плотность прожилков достаточно высока и превышает в несколько раз таковую в поперечных системах. Участки пересечения разноориентированных систем характеризуются повышенной насыщенностью рудными прожилками.

Изучение закономерностей распределения прожилков, отличающихся по способу образования, позволило установить, что в формировании рудных штокверков Караобинского месторождения решающая роль принадлежала процессам выполнения: главная масса (75—95 %) кварцево-рудных прожилков образовалась при кристаллизации жильного и рудного вещества из гидротермальных растворов, а метасоматические явления имели подчиненное значение. Выявлен различный тип ориентирования кварца в прожилках замещения и выполнения. Последние, по данным С. В. Белова и А. А. Фролова (1980 г.), характеризуются более строгой упорядоченностью в ориентировке кварца.

Малое число метасоматических прожилков, незначительная их протяженность, не сопоставимая с протяженностью основных жильно-штокверковых рудных зон, весьма неравномерное их распределение по вертикали, обусловленное преимущественным расположением в апикальной части высокопористых гнейзенизированных гранитов, среднее и пологое падение основной массы этих прожилков, не совпадающее с таковым для большей части продуктивных жильно-штокверковых рудных тел, а главное — их относительно слабая насыщенность рудными минералами, — все это не позволило выделять их в самостоятельные рудные зоны и проследивать на значительную глубину от поверхности. Наличие таких прожилков несколько осложняет внутреннее строение штокверка, но не меняет его принципиально.

Кварц-мусковитовые грейзены с топазом, флюоритом и рудными минералами широко развиты в гранитах. Грейзенизация гранитов гребневидного выступа в основном предшествовала образованию кварцево-рудных жил [44], которые пересекают грейзеновые зоны и имеют с ними резкие границы. Вместе с тем кварцево-рудные

жилы сопровождаются околожилльными грейзеновыми оторочками; А. Н. Строганов выделяет три типа грейзеновых зон: в местах сближенных крутопадающих жил, в местах сближенных жил под экраном вмещающих вулканогенных пород, в местах пересечения встречнопадающих жил (см. рис. 24).

Прожилково-грейзеновые зоны представляют собой околожилльные и междужилльные линейно-вытянутые тела в гранитах. Они сложены грейзенами с густой сетью кварцевых прожилков.

Рудоносные прожилки при переходе из интенсивно грейзенизированных гранитов в эффузивные породы кровли заметно выполаживаются. Причина такого изменения ориентировки прожилков — различие физико-механических свойств контактирующих пород. Так, интенсивно грейзенизированные граниты характеризуются низким динамическим модулем упругости — на 60—65 % ниже, чем у неизменных липаритовых порфиров. Минимальные различия физико-механических свойств липаритовых порфиров, оруденелых грейзенов и неизменных гранитов (разница в их упругих свойствах не более 10—15 %) практически не сказываются на ориентировке залегающих в них рудоносных прожилков. Таким образом, упомянутый факт показывает, что физико-механическая анизотропия рудовмещающего разреза имеет рудоконтролирующее значение. Неизменные породы кровли — липаритовые порфиры — характеризуются минимальной эффективной пористостью (0,93 %), максимальным модулем упругости ($8,97 \cdot 10^{-10}$ Па) и максимальным коэффициентом относительной напряженности (9,65). Граниты, не затронутые метасоматическими изменениями, также имеют небольшую эффективную пористость (1,55 %), значительную упругость ($5,02 \cdot 10^{-10}$ Па) и коэффициент относительной напряженности 3,24. Грейзенизация пород увеличивает пористость более чем в два раза, уменьшает их упругость, относительную напряженность, скорость продольных волн и акустическое сопротивление.

Полученные данные позволяют объяснить локализацию вкрапленного оруденения преимущественно в эндоконтактовой апикальной части гранитного массива повышением пористости пород в процессе дорудной грейзенизации. В этот наиболее ранний этап, когда грейзенизация привела также к существенному снижению модуля упругости и относительной напряженности гранитов до 0,99 (более чем в 3 раза), последние не испытывали хрупкой деформации, многочисленные трещины в них не играли решающей рудоконтролирующей роли, а малопроницаемые липаритовые порфиры кровли служили экраном при образовании вкрапленного оруденения. Привнос рудных компонентов и последующее выравнивание температуры и давления в зоне контакта привело к снижению пористости рудных грейзенов и к нивелировке упругих свойств пород, увеличению модуля упругости, к повышению их хрупкости, что создало благоприятные условия для формирования трещин, впоследствии заполнявшихся кварцево-рудным веществом.

Таким образом, на Караобинском месторождении в ходе многостадийного рудного процесса рудоконтролирующие структуры играют различную роль. В связи с этим и формировалось несколько

структурно-морфологических типов рудных тел. Жильные и прожилковые руды локализованы в основном в крутопадающих зонах сгущения жил и сопровождающих их прожилков, в пределах которых образуются наиболее продуктивные рудные тела плито- и столбообразной формы. На этот текстурный тип руд приходится около 40 % общего объема рудных тел, столько же на прожилковые. Вкрапленное оруденение, которое в общем балансе руд не превышает 10—15 %, характерно для прикровлевой грейзеновой залежи и наиболее широко развито в ее юго-восточной части. При этом участки богатых руд — рудные столбы — приурочены к пересечению и сочленению жильно-штокерковых систем, максимальной насыщенных рудными жилами и прожилками. С глубиной размеры и продуктивность жильно-штокерковых зон сначала возрастают, достигая максимума в интервале глубин 150—300 м, а затем постепенно уменьшаются, затухая на глубине около 1 км.

Сходство минерального состава рудных жил и прожилков штокерковых зон, локализованных в одной сложной трещинной структуре, позволяет рассматривать их как синхронные, хотя и многостадийные, но генетически единые продукты рудного процесса, сформировавшего жильно-штокерковое месторождение. Разведывать и оценивать его следует как единый рудный объект, учитывая его позицию и элементы структурного контроля. Промышленное оруденение в жильно-штокерковых зонах имеет склонение, соответствующее склонению кровли гранитного массива. В связи с этим на месторождении наиболее продуктивны северный и особенно южный фланги, разделенные менее оруденелым участком, приходящимся на наиболее эродированную часть гранитного массива; с глубиной его размеры увеличиваются. В целом размеры месторождения как комплексного рудного объекта существенно не меняются в значительном диапазоне глубин (рис. 25, Б, В). Отчетливо проявлена приуроченность зоны максимальной продуктивности оруденения к прикровлевой части гранитного массива. Вверх от этой зоны градиент падения продуктивности выше, чем вниз.

При рассмотрении изменения продуктивностей по отдельным металлам выясняется, что максимум оловянной минерализации расположен в приконтактной области гранитного массива. На глубинах в 150—200 м оловянное оруденение практически затухает. Наоборот, молибденовая минерализация имеет тенденцию к накоплению в надинтрузивной части на южном фланге месторождения, где сохранилась от эрозии кровля гранитного массива (см. рис. 24). Что касается вольфрама и висмута, являющихся основными в общем балансе продуктивности оруденения, то фронтальная часть их рудного контура оказывается меньшей по размерам, чем прикорневая. Это в равной мере относится и к зонам их максимальной продуктивности. Вниз от этих зон оруденение затухает постепенно, вверх более резко.

В целом для месторождения распределение рудных элементов в общем ряду (сверху вниз: Mo—Sn—W—Bi) отражает сложную вертикальную стадийную зональность, характеризующую проникновение

и локализацию ранней молибденовой и оловянной минерализации в более верхние горизонты по сравнению с висмутовой и вольфрамовой (табл. 4).

Из табл. 4 видно, что относительное накопление вольфрама и висмута характерно для центральной (профили 21—29), молибдена — для южной (профиль А-А), а олова — для северной (профиль 32) частей месторождения. Такого рода вертикальная зональность оруденения с учетом его склонения объясняет преимущественное развитие в наиболее эродированной северной части месторождения оловянной минерализации в гранитах, а в южной, где сохра-

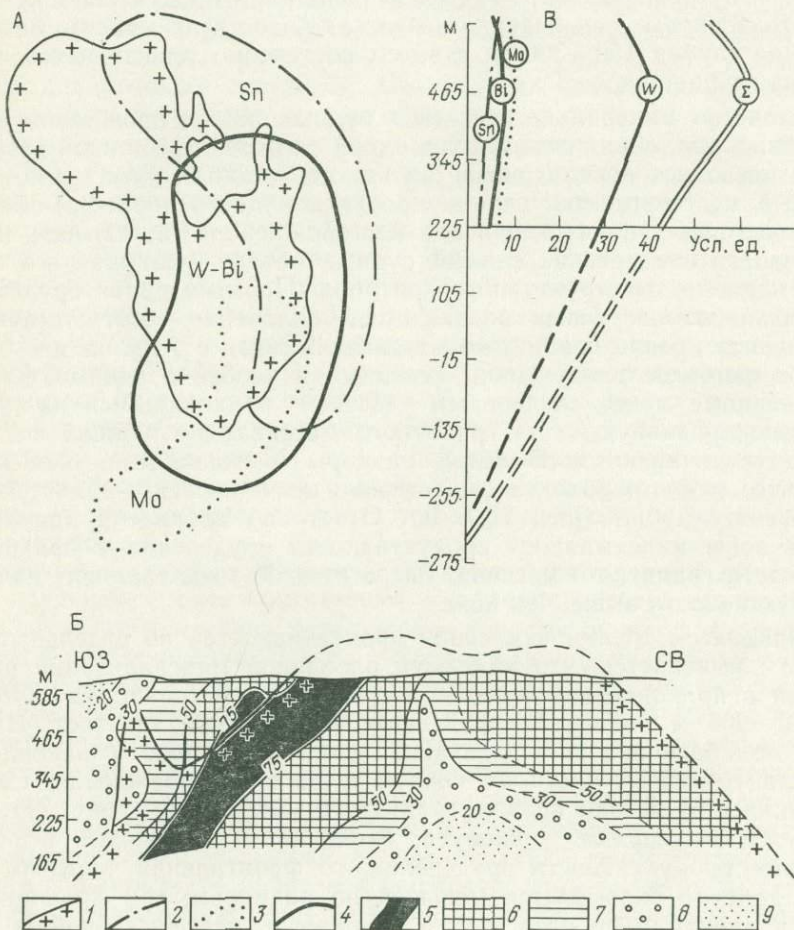


Рис. 25. Распределение оруденения на Карабинском месторождении.

А — горизонтальная зональность разнотипного оруденения; Б — распределение оруденения в продольном вертикальном разрезе; В — изменение продуктивности оруденения с глубиной в условных единицах.
 1 — контур массива лейкократовых гранитов; 2—4 — контуры площади распространения соответственно оловянной (2), молибденовой (3), вольфрам-висмутовой (4) минерализации; 5—9 — поля убывающей продуктивности оруденения в условных единицах

нилась эффузивная кровля гранитного массива, — молибденовой в липаритах. Вольфрамовое и висмутовое оруденение охватывает центральную часть месторождения (см. рис. 25, А). Выявленная нами зональность в целом для жильно-штокверкового оруденения существенно отличается от зональности по схемам Г. Н. Щербы [44] и В. К. Денисенко (1973 г.), разработанным только для рудных жил, и близка таковой Ф. Л. Думлера (1976 г.). Установленное распределение оруденения не вписывается в общую схему прямой верти-

Таблица 4

Средние значения показателя зональности

Участок	Номер профиля	W	Bi	Mo	Sn
Южный	A-A	0,21	0,03	0,57	0,18
	21	0,64	0,12	0,13	0,11
Центральный	22	0,73	0,09	0,09	0,08
	24	0,75	0,15	0,04	0,06
	29	0,61	0,1	0,11	0,18
Северный	32	0,44	0,11	0,11	0,34

кальной зональности, характерной для месторождений молибденово-вольфрамовой формации, в которой максимум молибденовой минерализации расположен ниже максимума вольфрамовой минерализации. Это имеет важное значение для оценки Караобинского месторождения в целом и в особенности его нижних горизонтов. Жильно-штокверковое месторождение как геометрическая фигура, отстроенная в изолиниях суммарной продуктивности оруденения, характеризуется склонением в южном направлении под углом в среднем 50°. По данным Н. П. Сенчило (1971 г.), близкую ориентировку имеют свободные полости в жиле 1 и богатые рудные полосы (столбы) с несколько более пологим южным склонением. Таким образом, склонение оруденения в жильно-штокверковой массе соответствует таковому в жильных телах. По-видимому, пространственно-морфологическая «ориентировка» оруденения в жилах и штокверке в известной мере отражает движение рудообразующих растворов.

Анализ направления движения рудоносных растворов и закономерностей распределения оруденения позволяет подойти к вопросу о вертикальной протяженности месторождения. Важное значение при таком анализе имеет рассмотрение частных и общих кривых изменения продуктивности оруденения. Учитывая характер их изменения с глубиной, путем экстраполяции определены нижние границы затухания оруденения и оценены общие его масштабы. При этом олово и молибден имеют небольшую глубину распространения, а вольфрам, количественное возрастая до глубины 180—200 м, затем имеет тенденцию постепенного падения содержания до глубины 1000 м (см. рис. 25, В).

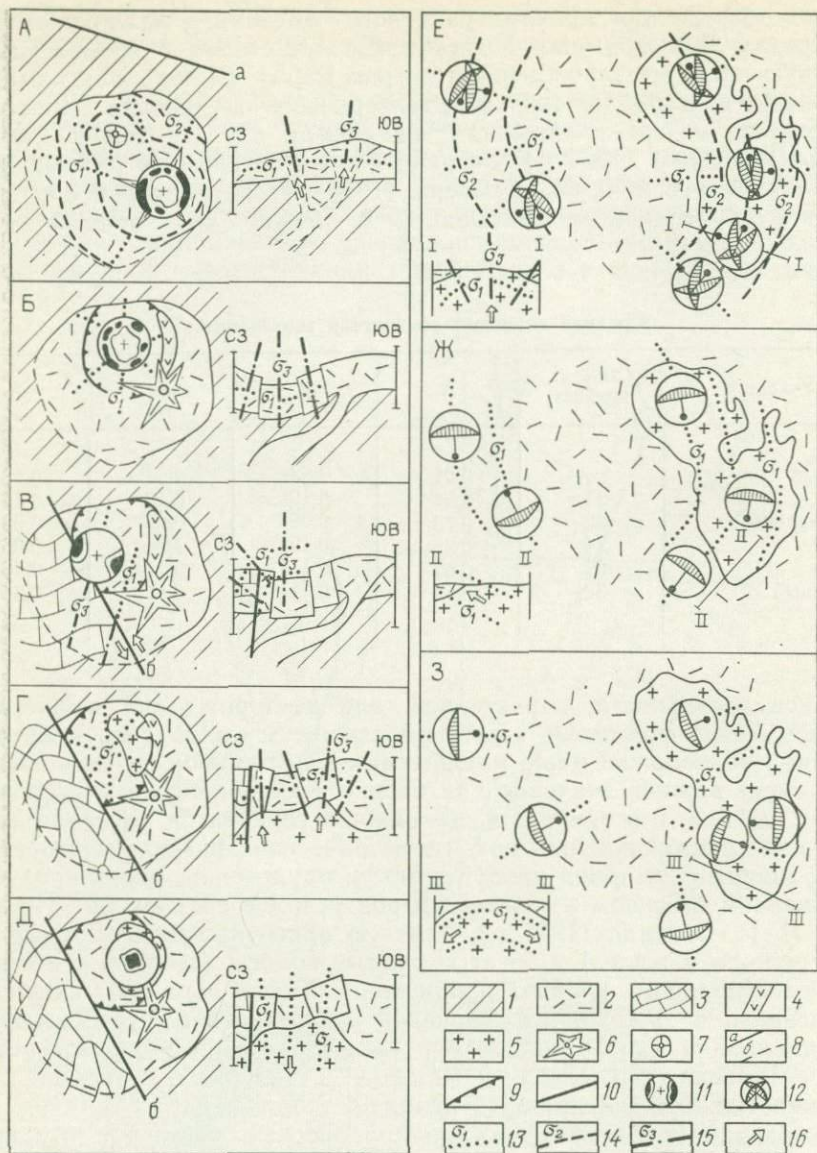


Рис. 26. Схема основных этапов формирования Карабинского рудного поля и тектонические поля напряжений.

Этапы: А — формирования внешнего кольца вулканоплутонической структуры, Б — образования кальдерообразной впадины малого внутреннего кольца, В — движений по Карабинскому разлому, Г — становления Карабинского интрузива, Д — образования пологих контракционных трещин, Е — образования основных систем рудовмещающих трещин общей дуговой и радиальной ориентировки, Ж — формирования рудных жил и прожилков преимущественно радиальной ориентировки, 3 — формирования рудных жил и прожилков преимущественно дуговой ориентировки.

1 — породы палеозойского складчатого основания; 2 — эффузивно-пирокластические толщи девона; 3 — карбонатно-терригенные отложения позднего девона — раннего карбона; 4 — дайки диабазовых порфиров; 5 — куполовидные выступы гранитов Карабинского интрузива; 6 — главный конус Карабинского стратовулкана; 7 — древние паразитические вулканические ап-

Обратным путем решается вопрос о степени эродированности месторождения исходя из строения реставрированной части геологического разреза и затухания оруденения (по кривой средней продуктивности). Уничтоженная эрозией апикальная часть интрузива по вертикали в среднем имела мощность около 200 м при колебаниях по отдельным сечениям от 50 до 300 м. Общий вертикальный диапазон оруденения составлял приблизительно 1500 м, а с учетом оруденения в надинтрузивной зоне, по-видимому, достигал 2000 м.

В истории формирования Караобинского рудного поля можно отметить следующую последовательность тектоно-магматических событий. В первую половину девона происходило накопление эффузивно-пирокластической толщи. Ее значительная мощность указывает на высокую интенсивность вулканических процессов, а отсутствие шаровых лав, повсеместное развитие агломератов и их туфов свидетельствуют о наземном характере и высоком коэффициенте эксплозивности вулканизма. Вулканогенный материал в основном поставлял активный вулканический центр, пространственно соответствующий положению вулканической постройки — сопки Караоба, представляющей собой эродированный стратовулкан центрального типа асимметричного строения, имевший на периферии ряд эксцентричных паразитических вулканических структур. В этот период произошло заложение внешнего кольца общей структуры, отвечающего ареалу развития эффузивных пород. Преобладающими являлись связанные с эксплозиями вертикальные сжимающие усилия, центром приложения которых был главный конус Караобинского стратовулкана. Ось максимального сжатия σ_3 в его пределах располагалась вертикально. Проекция осей σ_2 на горизонтальную плоскость имели концентрически-зональную форму (рис. 26, А). Эта ориентировка осей напряжений сохранялась, видимо, на протяжении всего времени активного девонского вулканизма. С механической активностью вулкана связано и формирование специфической трещиноватости, образующей пояс крутопадающих трещин на диаграммах в пределах главного конуса Караобинского стратовулкана.

После некоторого перерыва во второй половине девона усилилась вулканическая деятельность и в обстановке общего растяжения произошло становление кальдерообразной впадины: оси максимальных растягивающих напряжений σ_1 располагались субгоризонтально (см. рис. 26, Б). С движениями в карбоне по долгоживущему Караобинскому разлому северо-западного простирания связано появление части субмеридиональных сколовых трещин. В этот период ось σ_1 была ориентирована в северо-восточном направлении, испытывая вертикальное погружение при переходе из северо-восточной в юго-западную, опущенную часть кольцевой структуры (см. рис. 26, В).

Становление в перми Караобинского гранитного интрузива контролировалось унаследованными крутопадающими кольцевыми раз-

параты; 8 — контуры кольцевой вулканоплатонической структуры: установленные (а), предполагаемые (б); 9 — контуры древнего кальдерного уступа малого кольца; 10 — разломы: а — Шагрия-Караобинский, б — Караобинский; 11 — диаграммы ориентировки трещин; 12 — стереографические проекции осей главных нормальных напряжений; 13—15 — траектории главных нормальных напряжений в проекции на горизонтальную и вертикальную плоскости: максимальных (13), средних (14), минимальных (15); 16 — направления главных усилий

рывах и субгоризонтальными отслоениями в кальдере. Диаграммы ориентировки трещин и прожилков как внутри, так и в надинтрузивной зоне достаточно сложны, что является следствием длительной истории развития трещинной структуры, несущей следы силового воздействия внедряющегося магматического расплава, последующих деформаций, связанных с контракцией гранитоидов при остывании, а также наложенных тектонических разрывов. Заложение мелкой трещиноватости в породах кровли в дорудный этап было связано в основном вертикально ориентированным сжимающим усилием, обусловленным интрузивным давлением на ранних этапах формирования гранитного массива. Ось максимального сжатия σ_3 была ориентирована субвертикально (см. рис. 26, Г).

Давление снизу определило преимущественное развитие в породах кровли крутопадающих трещин скола при отсутствии пологих. Пологие трещины образуются позже, главным образом в пределах верхней части гранитного интрузива в результате сокращения его объема в начальный этап остывания. К этим контракционным трещинам приурочены небольшие шлировые пегматитовые тела, многоярусное расположение которых подчеркивает конфигурацию кровли интрузива. Часть таких контракционных трещин, как установили С. В. Белов и А. А. Фролов (1980 г.), была обновлена и позже контролировала развитие специфических прожилков замещения.

Дальнейшее остывание и «глубинная» контракция интрузива, вызвавшие возрастание вертикальных растягивающих напряжений, приводят к образованию в породах кровли краевых трещин отрыва среднего и пологого падения, вмесивших затем кварц-молибденитовые жилы и прожилки. Оси максимальных растягивающих усилий σ_1 в это время были ориентированы нормально к пологим трещинам отрыва, имея общее погружение к центру гранитного купола (см. рис. 26, Д). Последующие деформации сконцентрировались в апикальной части остывших гранитов и обусловлены давлением снизу. Причиной таких усилий, предопределивших существенно сколовую деформацию, являлись поздние внедрения «внутренних» гранитов, на существование которых на нижних горизонтах указывает наличие даек аплитов и гранит-порфиоров. Проекция осей σ_2 на горизонтальную плоскость при образовании трещин имели вид концентрических полуокружностей, а ось σ_3 , располагаясь на одной плоскости с осью σ_2 , занимала достаточно крутое положение (см. рис. 26, Е). Приоткрывание возникших трещин происходило не одновременно. Вначале приоткрывались трещины радиальной ориентировки, которые выполнялись дайками мелкозернистых аплитовидных гранитов и кварц-касситеритовыми жилами с оперяющими прожилками. Траектории максимальных растягивающих усилий в проекции на горизонтальную плоскость имели в этот период вид дуг, обращенных выпуклостью к востоку (см. рис. 26, Ж).

Формирование основной массы кварц-вольфрамитовых жил и прожилков происходит в условиях инверсии плана напряжений. Оси максимальных растягивающих усилий в это время приобрели радиальную ориентировку, обусловившую приоткрывание всей совокупности дуговидных трещин (см. рис. 26, З). Вместе с тем не исклю-

чено, что нормальному приоткрыванию трещин предшествовали небольшие подвижки сбросо-сдвигового характера по наиболее крупным из них, что приводило к наращиванию дополнительных оперяющих трещин и появлению новых. О наличии таких подвижек свидетельствуют данные определения направлений возможных перемещений по крупным трещинам в доминерализационный этап. Возможно, возникновение таких подвижек было обязано сдвиговым перемещениям по Караобинскому разлому в соответствии со схемой, предложенной В. К. Денисенко (1964 г.).

В ходе рудообразования происходили многократные импульсные растяжения, что обусловило многостадийный характер рудного процесса и значительное раскрытие трещинной структуры. Учитывая решающую роль выполнения растворами трещинного пространства, можно считать, что раскрытие примерно соответствует суммарному объему жильно-прожилковой массы, который для месторождения в целом составляет около 15 %, в участках сгущения жил повышается до 30 % и снижается на флангах месторождения до 2—3 %.

Пострудный этап развития структуры характеризуется широким проявлением блоковой тектоники. Наиболее значительные разрывные нарушения, часто наследовавшие ранее заложённые трещинные структуры, разбивают рудное поле и месторождение на ряд блоков. Относительная вертикальная амплитуда перемещения блоков достигает нескольких сотен метров. Развитые в пределах этих крупных блоков разрывные нарушения низшего порядка лишь незначительно смещают отдельные части жил и прожилков. В целом в пострудный этап на фоне общего воздымания в пределах отдельных блоков имели место небольшие подвижки сбросо-сдвигового типа, не изменившие общего строения штокверков.

Таким образом, Караобинское рудное поле приурочено к кольцевой вулcano-плутонической структуре с длительно существовавшим центром магматизма, развитие которого происходило в обстановке поля напряжений с преобладающими вертикальными сжимающими усилиями. Магмоподводящий канал сохранялся длительное время и был использован Караобинским гранитным интрузивом, внедрившимся на поздних этапах становления вулcano-плутонической структуры. В процессе формирования структуры месторождения неоднократно чередовались условия сжатия и растяжения, связанные не столько с региональными тектоническими усилиями тангенциальной природы, сколько с вулcanoгенной, интрузивной, контракционной и локально-блоковой тектоникой. Основные крутопадающие системы трещин, локализирующие жилы и штокверки, приоткрывались в условиях пульсационности и неоднократно менявшегося поля напряжений, для которого в целом было характерно расположение осей σ_1 в субгоризонтальных плоскостях. Последовательное приоткрывание разноориентированных систем трещин на разных стадиях рудного процесса приводило к образованию различных минеральных типов руд.

Рудное поле месторождения **Кти-Теберда** приурочено к Тебердино-Дигорскому горст-антиклинорию — тектонически наиболее поднятому блоку Центрального Кавказа. С 1937 г. в разное время в его изучении принимали участие многие геологи (О. Г. Нуридзян,

А. В. Пэк, Л. И. Лукин, Г. И. Баранов, Р. Ю. Орлов, Е. М. Соколов, А. В. Дружинин и др.). Рудное поле расположено в южной части Северной подзоны доальпийской структурной зоны Главного Кавказского хребта, отделенной от размещенной южнее Буульгенской подзоны Софийско-Тебердинским (Архызско-Клычским) грабеном. Северная подзона в целом имеет антиклинальное строение. В ней преобладают складки северо-западного простирания с пологим падением крыльев. Древняя линейная поперечная складчатость распространена на участках выхода на поверхность докембрийского кристаллического фундамента.

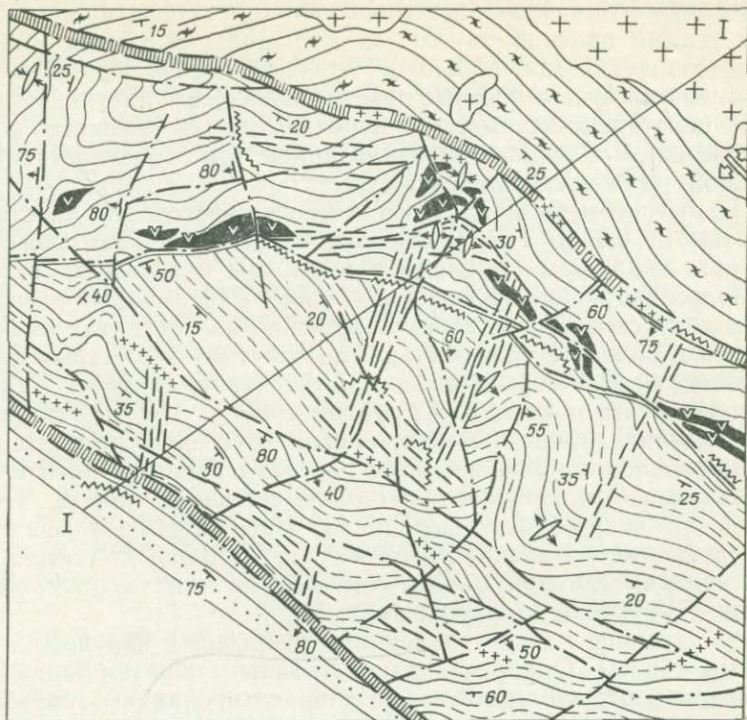
Геологическая позиция месторождения определяется его приуроченностью к южному крылу Кти-Тебердинской антиклинали с осью западно-северо-западного простирания и к экзоконтакту расположенного в ее ядре одноименного гранитного массива уллукамского комплекса позднепалеозойского возраста [9]. С юга антиклиналь по системе крутопадающих тектонических швов северо-западного простирания, входящих в краевую зону Софийско-Тебердинского грабена, граничит с крутым северным крылом антиклинали Главного Кавказского хребта. Северная структурная граница месторождения проходит по Кти-Тебердинскому субширотному сбросу (рис. 27).

Вмещающие месторождение породы входят в состав так называемой макерской (докембрий — нижний палеозой) серии терригенно-осадочных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации умеренных глубин. Нижняя дупухская и верхняя кургашинчатская свиты, образующие разрез месторождения, залегают моноклинально с простиранием от 300 до 320° при юго-западном падении под углами от 5° до 30° . Отклонения обусловлены развитием складок более высоких порядков. Амфиболиты дупухской свиты, не затронутые процессами метасоматоза, представляют собой меланократовые диопсид-плагноклаз-роговообманковые породы, которые по структурно-текстурным особенностям и химизму наиболее близки глубокометаморфизованным вулканогенным образованиям основного ряда. Отмечаются два основных типа метасоматитов по амфиболитам: калиевые с биотитом и магниевые с актинолитом и тальком.

Выходящий на поверхность к северу от месторождения Кти-Тебердинский (Дупухский) массив гранитоидов, по данным Е. М. Соколова, сложен плагногранитами, гранодиоритами, двуслюдяными и биотитовыми гранитами. Граниты в апикальной части массива грей-енизированы и прорваны дайками кислого состава. На площади месторождения встречаются только жильные дериваты предположительно материнской гранитной интрузии: гранит-порфиры и аплиты.

Широкое развитие разрывных структур определяет блоковое строение месторождения. Выделяются следующие группы дизъюнктивных нарушений.

1. Субширотные (азимуты простирания 270 — 300°) с углами падения 60 — 80° на юг. К их числу относятся Кти-Тебердинский, Широкий, Кургашинчатский сбросы мощностью от 1 до 100 м. Они вмещают дайки гранит-порфиров, аплитов и тела пегматитов, а также пегматоидные кварц-полевошпатовые жилы. Амплитуды перемещения блоков по ним от десятков до первых сотен метров.



Разрез I-I

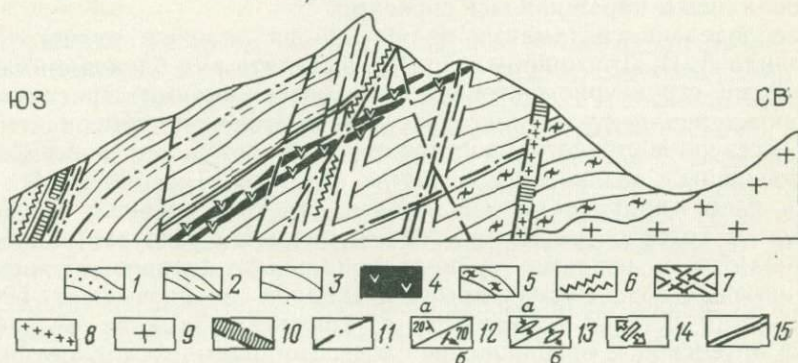


Рис. 27. Схема геологического строения вольфрамового месторождения Кти-Теберда.

1 — юрские сланцы, алевролиты, песчаники; 2—5 — протерозойские образования: 2 — сланцы кургашиначатской свиты, 3 — гнейсы, сланцы дупухской свиты, 4 — амфиболиты дупухской свиты, 5 — сланцы, гнейсы, мигматиты кти-тебердинской свиты; 6 — юрские дайки диабазов и лампрофиров; 7 — жильно-прожилковые зоны; 8 — позднепалеозойские дайки гранит-порфиров; 9 — позднепалеозойские уллукамские граниты; 10 — зоны разломов, ограничивающих рудное поле; 11 — разрывные тектонические нарушения; 12 — элементы залегания: сланцеватости (а), тектонических нарушений (б); 13 — оси складок второго порядка: синклиналильных (а), антиклиналильных (б); 14 — ось Кти-Тебердинской антиклиналильной складки первого порядка; 15 — границы свит

2. Разрывные нарушения северо-западного простирания ($300—340^\circ$) с углами падения $60—90^\circ$ на юго-запад. Это зоны милонитизации и дробления мощностью от 0,1 до 35 м. По ним отмечаются взбросо-сдвиговые и сбросовые перемещения с амплитудой от 0,3 до 30 м. К некоторым разрывам приурочены дайки основных пород и кварцевые жилы с рудной минерализацией, что особенно характерно для южной части месторождения.

3. Сдвиги субмеридионального и северо-восточного простираний мощностью от 0,5 до 3 м, залеченные телями кварцевых брекчий и полевошпат-кварцевыми жилами с шеелитом и сульфидами.

4. Пологопадающие надвиги и сбросы, максимально развитые в породах дупухской свиты, преимущественно на контактах амфиболитов. Они согласны со слоистостью или секут ее под острым углом и представляют собой зоны пластического течения, смятия и милонитизации мощностью от нескольких сантиметров до 5—8 м. Эти разрывы вмещают дайки гранитов и мезозойских спессартитов, линзовидные кварцевые тела и сопровождаются рассланцеванием, биотитизацией, мусковитизацией и калишпатизацией вмещающих пород. Пологие кварцевые и кварц-биотитовые линзы часто несут сульфидную и шеелитовую минерализацию. Поздние субсогласные тектонические швы выполнены глиной трения, сбросами по ним завершилось формирование структуры месторождения.

Самые древние из крутопадающих разрывных нарушений — субширотные сбросы. Они развивались главным образом как системы дизъюнктивов отрывного генезиса и ориентировка их определялась направлениями региональных растяжений. Более поздние крутопадающие нарушения северо-восточного и северо-западного простираний формировались как разрывы существенно сколового типа, часто подновлялись и наращивались сбросами.

Распределение разрывных нарушений на площади рудного поля позволило А. В. Дружинину и др. [9] выделить ряд блоков с индивидуальными структурно-тектоническими особенностями строения. На месторождении секущие тектонические нарушения субмеридионального — северо-восточного простирания распространены повсеместно, но проявлены с различной плотностью (от 1 до 15 на 100 м). Их сгущения часто приурочены к замковым частям древних линейных складок, в которых, в свою очередь, отмечаются раздувы мощностью амфиболитов и развитие субмеридиональных кварцевых жильно-прожилковых зон. Размах крыльев складок не превышает 500 м. Морфология складок усложняется от крыльев к замкам, где наблюдается интенсивное гофрирование слоев. По-видимому, отслоения при образовании складок приводили к выполнению основной магмой образующихся полостей, что и определило особенности морфологии амфиболитов, представленных согласными линзообразными телами.

Локализация вольфрамового оруденения контролировалась преимущественно двумя сопряженными системами крутопадающих трещин скола субширотного и субмеридионального простираний, постепенно приобретающими к югу северо-западную и северо-восточную ориентировку. Генезис, особенности пространственного размещения и условия залегания трещинных зон в сочетании с литологическим

фактором определяют наличие следующих трех структурно-морфологических типов рудных тел.

1. Кварцевые жильно-прожилковые крутопадающие зоны субширотного и субмеридионального простираний в сланцах и гнейсах. Простирание отдельных жил и прожилков субмеридиональных зон изменяется от 0 до 45° с падением главным образом в западных румбах под углами 60—90°. Прожилки обратных падений маломощны и приурочены в основном к восточным флангам жильных зон. Субмеридиональные зоны состоят из серии сближенных субпараллельных кварцевых и полевошпат-кварцевых жил и прожилков мощностью от первых сантиметров до 1 м. Распределены они неравномерно, образуя полосы сгущения (подзоны). Общее число жил и прожилков в разных сечениях изменяется от 100 до 200, причем на долю жил мощностью свыше 15—20 см приходится не более 10 %. Субмеридиональные жильно-прожилковые зоны содержат бедные руды. На месторождении, как было отмечено еще в 1938 г. О. Г. Нуриджаняном, выделяются две крупные зоны субмеридиональных рудных жил и прожилков: Восточная и Западная, прослеженная длина которых на поверхности достигает 800 м, а ширина 100 м. Встречаются также территориально разобщенные с ними и меньшие по масштабам зоны субмеридиональных прожилков в пределах дупухской свиты, где их сгущения часто наблюдаются в участках увеличения мощностей амфиболитовых тел.

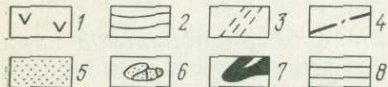
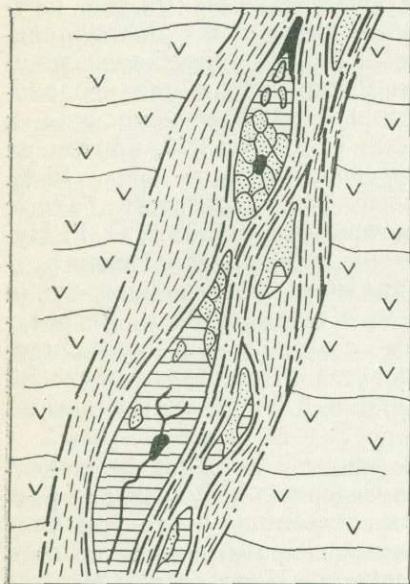
Субширотные полевошпат-кварцевые жилы и прожилки с шеелитом слагают выходящую на поверхность Северную зону, которая разделяется перекрывающими ледниковыми отложениями на три участка: Западный, Центральный и Восточный и протягивается по простиранию на 2,5 км; видимая ширина зоны на Центральном участке 100 м и более.

Сравнение Северной зоны с Западной субмеридиональной показывает близость в общем невысокой среднестатистической мощности прожилков в них (соответственно 1,2 и 1,3 см), а данные по морфологии отдельных прожилков, их пересечениях и распределении их в пределах зон позволяют считать эти системы дорудной трещиноватости сопряженными сколовыми, что в отношении субмеридиональных зон было доказано А. В. Пэком и Л. И. Лукиным [31]. Вместе с тем плотность прожилков и процент жильно-прожилковой массы для Западной зоны примерно в два раза больше.

Южная (слепая) зона северо-западного простирания подсечена на южном фланге месторождения подземными горными выработками. Падения прожилков в пределах этой зоны преимущественно юго-западные. Зона имеет среднюю мощность и плотность прожилков ниже, чем Западная субмеридиональная зона, но несколько выше, чем Северная субширотная. Ширина Южной зоны не менее 200 м, общая протяженность не менее 1000 м (учитывая, что ее северо-западный фланг не оконтурен). Прожилки в пределах зоны несут главным образом сульфидную минерализацию: арсенопиритную, пирротинную, пиритную и др. В них также отмечается мелкая вкрапленность шеелита. Наибольшее практическое значение имеют узлы со-

пряжения субширотных жильно-прожилковых зон с субмеридиональ-
ными.

2. Локальные крутопадающие зоны дробления представляют со-
бой брекчированную, смятую массу метаморфических пород, интен-
сивно пропитанную и сцементированную кварцем, полевым шпатом,
кальцитом и содержащую рудную минерализацию (пирротин, пи-
рит, шеелит, галенит, арсенопирит, халькопирит). Иногда это система



сближенных трещин скола, которые
были заложены еще в дорудный
этап и неоднократно обновлялись в
последующем. На пересечении с ам-
фиболитами рудные тела этого ти-
па оказываются более продуктив-
ными, чем окружающие их штоквер-
ки. Они характеризуются, как пра-
вило, аномально высокими значени-
ями среднестатистических парамет-
ров. Так, число прожилков в них
достигает 10 и более на 1 м, а объем
кварцево-прожилковой массы со-
ставляет от 30 до 70 %. Известные
в различных частях месторождения
локальные крутопадающие рудные

Рис. 28. Кварцево-шеелитовая брекчия с
сульфидным цементом в тектонической зо-
не дробления (месторождение Кти-Тебер-
да).

1 — амфиболиты; 2 — полосчатость; 3 — зоны ме-
тасоматических изменений; 4 — тектонические на-
рушения; 5 — шеелит; 6 — шеелитовая брекчия с
сульфидным цементом; 7 — сульфиды; 8 —
кварц

тела этого типа имеют субширотную и субмеридиональную ориентировки. Они находятся в прямом генетическом родстве с жильно-прожилковыми рудными зонами и обычно пространственно совмещены с ними. Агрегаты рудных минералов в зонах описываемых разрывных нарушений испытывали неоднократное дробление в связи с тектоническими подвижками и цементировались минеральными ассоциациями последующих стадий. Обычно в них наблюдается несколько генераций кварца, гнезда шеелита брекчированы и разбиты на отдельные фрагменты, связанные сульфидным цементом (рис. 28).

3. Основным структурно-морфологическим типом оруденения на месторождении являются пологие (20—30°) субогласные тела метасоматически измененных амфиболитов со штокверками вкрапленно-прожилковых руд. Рудные тела этого типа представляют наибольший практический интерес; из них Восточное, Центральное и Нижнее в настоящее время разведуются. Восточное рудное тело выходит на поверхность на северном фланге одноименной жильно-прожилко-

вой зоны и простирается далее на восток от нее (см. рис. 27). Центральное и Нижнее рудные тела не обнажены на дневной поверхности и расположены в пределах Западной субмеридиональной жильной зоны. Они частично «перекрывают» друг друга, образуя раздувы и пережимы, иногда распадаясь на серии маломощных выклинивающихся линз. Ввиду изменчивости морфологии, блоковых смещений, разделение рудных тел в амфиболитах часто условно, и целесообразнее рассматривать их наравне с другими рудоносными амфиболитами дупухской свиты как единую пологопадающую рудную зону. Важная морфологическая особенность рудовмещающих амфиболитов — вытянутость раздувов их мощностей в виде овалов субмеридионального простирания, приуроченных к осям древних поперечных складок. Наиболее мощные из этих раздувов вписываются в контуры рудных тел (рис. 29).

Вольфрамовое оруденение имеет вкрапленно-прожилковый неравномерный характер распределения и контролируется в основном крутопадающими трещинами субмеридионального и субширотного направлений, при подчиненной роли пологих рудоносных трещин (см. рис. 29, а—г; рис. 30, А). Вкрапленность и гнезда шеелита встречаются также во вмещающих гидротермально измененных амфиболитах без видимой связи с прожилками, но составляют визуально не более 5—8 % от общего объема этого минерала. По мере удаления от жильных зон степень оруденения ослабевает.

Сульфидная минерализация в рудных телах, представленная арсенопиритом, галенитом, пиритом, пирротинном, сфалеритом и др., также распределена неравномерно и приурочена почти исключительно к кварцевым жилам, прожилкам и зонам дробления субмеридионального и северо-западного простираний.

Дифференцированный анализ ориентировок жил и прожилков с различными типом и интенсивностью проявления рудной минерализации: безрудные — обогащенные шеелитом — насыщенные сульфидами (см. соответственно диаграммы Б, В, Г на рис. 30) в штокверках Центрального и Нижнего рудных тел показывает: близкую ориентировку всех трех групп жил и прожилков (преобладают крутопадающие субмеридиональные и субширотные системы); присутствие пологих ориентировок, более всего характерных для безрудных прожилков и менее всего — для шеелитоносных; близкое к северо-западному положение максимума субширотной системы для обогащенных шеелитом прожилков; наличие поясов ориентировок на всех круговых диаграммах, связанных главным образом с появлением разноориентированных (в основном крутопадающих) прожилков, выполняющих трещины существенно отрывного генезиса. Таким образом, развитие трещинной структуры, вместившей образования разных этапов гидротермальной деятельности, носило в основном унаследованный характер при решающей рудолокализирующей роли крутопадающих трещин.

На пересечении с амфиболитами значения структурно-статистических параметров жильно-прожилковых зон (плотность, жильно-прожилковая масса, средняя мощность прожилков) возрастают в среднем в два раза, несколько усложняется морфология отдельных

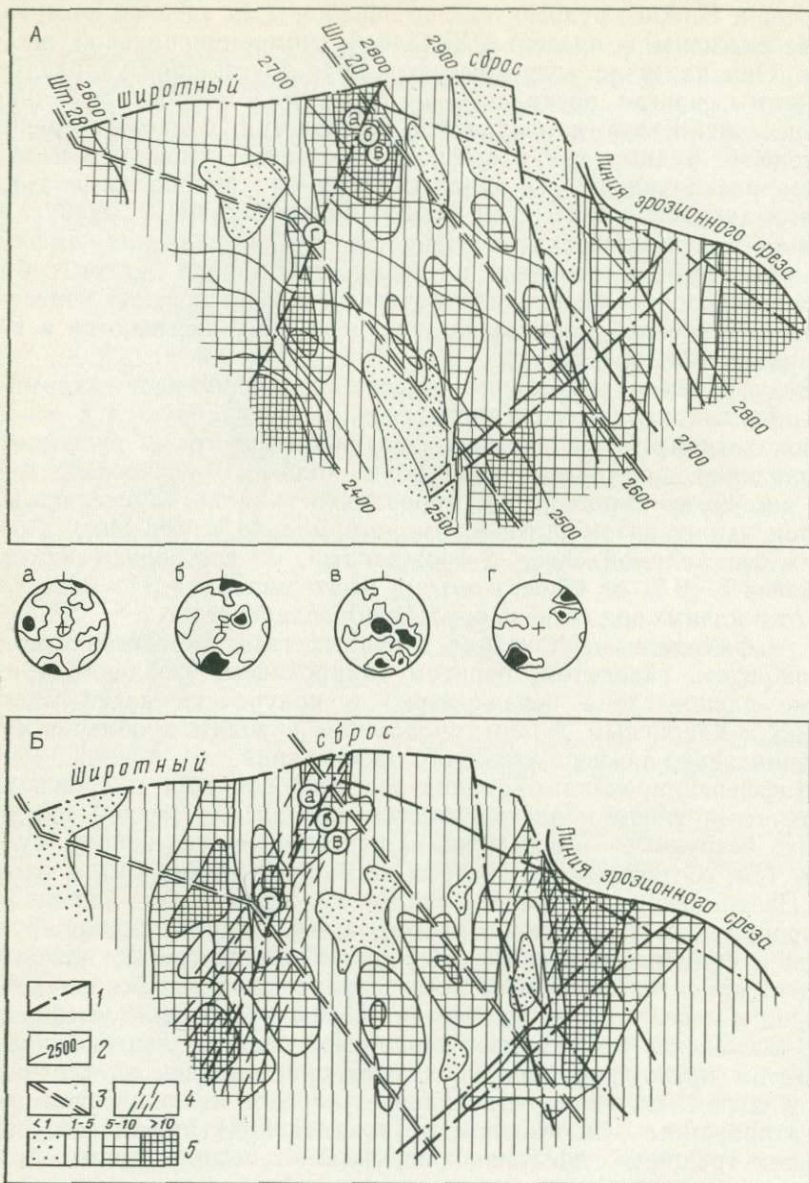


Рис. 29. Строение рудных тел месторождения Кти-Теберда в проекции на горизонтальную плоскость.

А — в изолиниях мощностей, Б — в изолиниях продуктивности; а — г — диаграммы ориентировки прожилков.

1 — тектонические нарушения; 2 — изогипсы кровли продуктивных амфиболитов; 3 — проекция штолен; 4 — жильно-прожилковые зоны; 5 — поля возрастающих значений мощностей и продуктивностей рудных тел (в относительных единицах)

жил и прожилков за счет выполнения отрывных трещин. В штокверке присутствуют подчиненные в количественном отношении дополнительные системы прожилков, в том числе пологие, обычно малых мощностей. В рудных телах интенсивность штокверка выше, чем во вмещающих метаморфических породах (табл. 5). Однако, несмотря

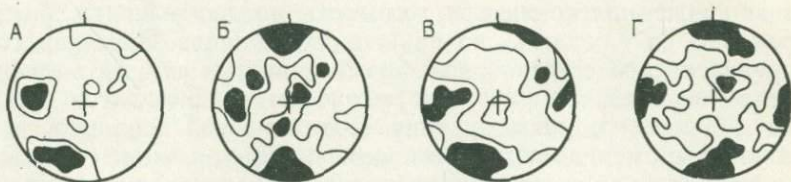


Рис. 30. Круговые диаграммы ориентировки прожилков штокверка.

А — сводная, Б — безрудных, В — богатых шеелитом, Г — сульфидных

на общее возрастание значений параметров жильно-прожилковых зон (штокверков) в рудных метасоматитах, эти показатели еще не являются универсальным критерием степени рудоносности последних. Для образования промышленных концентраций шеелита необходимо также наличие рудоподводящих, высокопроницаемых текто-

Таблица 5

Параметры жильно-прожилковых зон в амфиболитах

Название и участок рудного тела	Длина интервала замеров, м	Продуктивность оруденения, в условных единицах	Система ориентировки рудных жил и прожилков	Статистические параметры жильно-прожилкового штокверка		
				жильно-прожилковая масса, %	линейная плотность, шт/м	средняя мощность прожилков, см
Центральное (западный фланг)	43,9	5	Меридиональная	8,47	0,88	9,54
			Широтная	5,94	0,91	6,53
			Общая	14,41	1,79	8,01
Центральное (центр)	27	20	Меридиональная	2,3	0,33	6,91
			Широтная	7,35	1,07	6,84
			Общая	9,65	1,4	6,86
Нижнее (западный фланг)	22	1	Меридиональная	1,02	0,45	2,26
			Широтная	2,90	1,41	2
			Общая	3,92	1,86	2,1

нических нарушений в сочетании с физико-химической (литологической) компетентностью субстрата. Литологический контроль оруденения на месторождении выражается в приуроченности наибольших скоплений шеелита к метасоматитам (по амфиболитам) существенно биотитового состава, формирующимся как локальные оторочки вдоль жил и прожилков или образующим самостоятельные гнезда, линзы и полосы. В кварцевых жилах шеелит тяготеет к зальбандам, основное его количество сконцентрировано в прожилках мощностью в пер-

вые сантиметры. Маломощные (менее 1 см) прожилки в биотитовых метасоматитах подчас нацело сложены шеелитом.

Анализ последовательности минералообразования показывает, что наблюдается пять генераций шеелита, возникших в течение трех стадий позднепалеозойского гидротермального этапа. Самая продуктивная генерация шеелита выделяется в кварц-арсенопирит-шеелитовую стадию позже плагиоклаза и калиевого полевого шпата, близкоодновременно со слюдами, но раньше сульфидов. Пространственное распределение содержаний вольфрама и других рудных элементов в пределах всей полосы развития рудоносных амфиболитов дупухской свиты подчиняется прямому типу геохимической зональности и определяется субмеридиональными, северо-восточными и северо-западными направлениями преимущественной ориентировки полостей проницаемости в этап рудообразования (см. рис. 29, Б). Повышенная трещиноватость амфиболитов связана с их хрупкостью относительно более пластичных вмещающих пород, что позволяет говорить также об их физико-механической компетентности.

Таким образом, рудные тела месторождения формируются на пересечении пологопадающих метасоматически измененных амфиболитовых линз рудоносными жильно-прожилковыми зонами и тектоническими нарушениями. Морфологически они представлены рудными пластинами изменчивой мощности, которые по системе субсогласных и секущих, главным образом широтных сбросов разбиты на отдельные блоки, с последовательным смещением вниз южных блоков относительно северных. С учетом сбросовой тектоники средней угол падения рудной зоны на юго-запад составляет 30° . Наибольшей продуктивностью на вольфрам характеризуются участки (рудные столбы), представляющие собой узлы пересечения жильно-прожилковыми зонами амфиболитовых линз в местах их максимальных мощностей. Значения продуктивностей и размеры выделенных рудных столбов возрастают по падению рудных тел, что определяет перспективы оруденения на глубину.

В истории развития структуры месторождения выделяется три основных этапа, характеризующихся индивидуальными особенностями полей палеотектонических напряжений и циклической сменой в пределах каждого из них условий сжатия и растяжения.

Первый этап (дорудный). Фаза сжатия. Образование линейных складок и крутопадающих сколовых разрывов субмеридионального — северо-восточного простирания, послонных надвигов срыва. Внедрение магмы основного состава в пологие полости. Фаза растяжения. Сбросовые перемещения блоков по субширотным крутопадающим и субсогласным разрывам. Последовательное выполнение образующихся полостей приоткрывания дайками гранитов, пегматитовыми телами, высокотемпературными кварц-мусковит-полевошпатовыми пегматоидными жилами.

Второй этап (рудный). Фаза сжатия. Формирование пологих складок субширотного простирания, реактивация надвигов на границах свит и гетерогенных пород. Реактивация сдвигов вдоль разрывов субмеридионального простирания и возникновение сопряженных крутопадающих систем сколовых трещин и разрывных нарушений се-

веро-восточного и северо-западного простираний. Фаза растяжения. Гидротермальный метасоматоз и отложение жильного материала в наиболее проницаемых субмеридиональных крутопадающих и, в меньшей степени, субширотных — северо-западных секущих и согласных разрывах. Двухстадийное интравудное дробление с осью сжатия, близкой к простиранию субмеридиональных жильно-прожилковых зон и последующее отложение сначала редкометалльной, а затем сульфидной минерализации.

Третий этап (пострудный). Фаза сжатия. Образование сопряженной пары согласных пологих и крутопадающих сколов северо-западного простирания, обновление ранее заложенных разрывов. Фаза растяжения. Внедрение в образованные полости даек среднего и основного состава. Постдайкавое дробление с осью сжатия северо-восточного простирания. Выполнение трещин кварцевыми и карбонатными прожилками с переотложенной сульфидной минерализацией. В завершение этапа широкое проявление мелкоамплитудных сбросов, особенно по субсогласным разрывам.

Развитие структуры месторождения на всех этапах характеризуется субгоризонтальным положением плоскости действия экстремальных тектонических напряжений. При этом ориентация оси максимальных сжимающих напряжений последовательно изменяется с северо-западной (первый этап) до северо-восточной (третий этап).

Богутинское жильно-штокверковое месторождение шеелита расположено на северо-востоке Заилийского Алатау, в горах Улькен-Богуты. В его изучении принимали участие Б. А. Салин, Б. Е. Ершов, Н. П. Сенчило, И. Б. Соколова, В. И. Чернов, Г. Н. Щерба и др. Богутинский рудный район структурно входит в состав Восточно-Заилийского синклинали, представляющего собой позднекаледонский флишевый прогиб, сформировавшийся на салаирском миогеосинклинальном фундаменте. По мнению Б. А. Салина [33], геологическая позиция месторождения определяется крупной горизонтальной флексурой, осложняющей южное крыло синклинальной широтной складки, сложенной полимиктовыми песчаниками и глинистыми сланцами ордовика. В подчиненном количестве содержатся прослои кремнистых сланцев, известняков, гравелитов и конгломератов. Северное крыло синклинали прорвано каледонскими гранитами Сюгатинского плутона, а южное крыло — его апофизой, известной под названием Богутинского массива лейкократовых гранитов. Последний имеет форму дайкообразного тела северо-восточного простирания длиной около 1 км и шириной в центральной части до 200 м. Параллельно крылу флексуры прослеживается зона повышенной трещиноватости. К этой ослабленной зоне и приурочено внедрение лейкократовых гранитов Богутинского массива, а также полоса гидротермального изменения и линейный штокверк, несущий шеелитовую минерализацию (рис. 31).

Дайкообразный массив Богутинских гранитов имеет активный контакт с вмещающей песчаниково-сланцевой толщей среднего ордовика с крутым (до 80°) падением на северо-запад и средними (50—60°) углами падения на юго-восток. Гребни и выступы интрузива ориентированы в поперечном направлении, а морфология юго-вос-

точного контакта осложняется большим числом мелких апофиз. По данным Г. Н. Щербы, Б. А. Салина и др. (1974 г.) граниты представлены двумя типами: 1) нормальными биотитовыми роговообманковыми, 2) аплитовидными грейзенизированными. Постмагматические процессы в гранитах выразились в их альбитизации, грейзени-

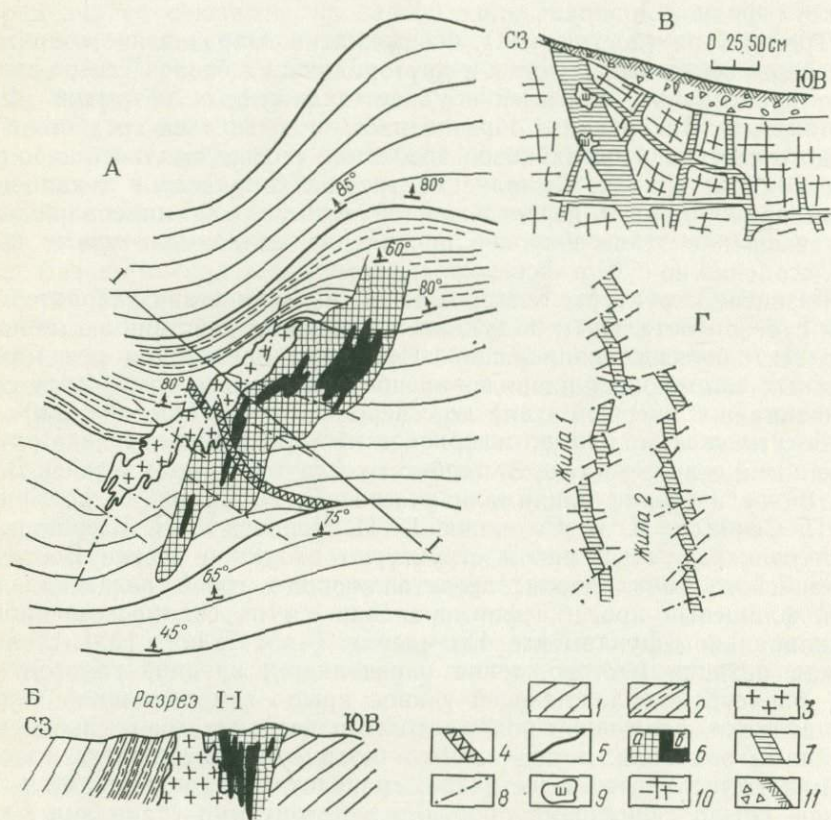
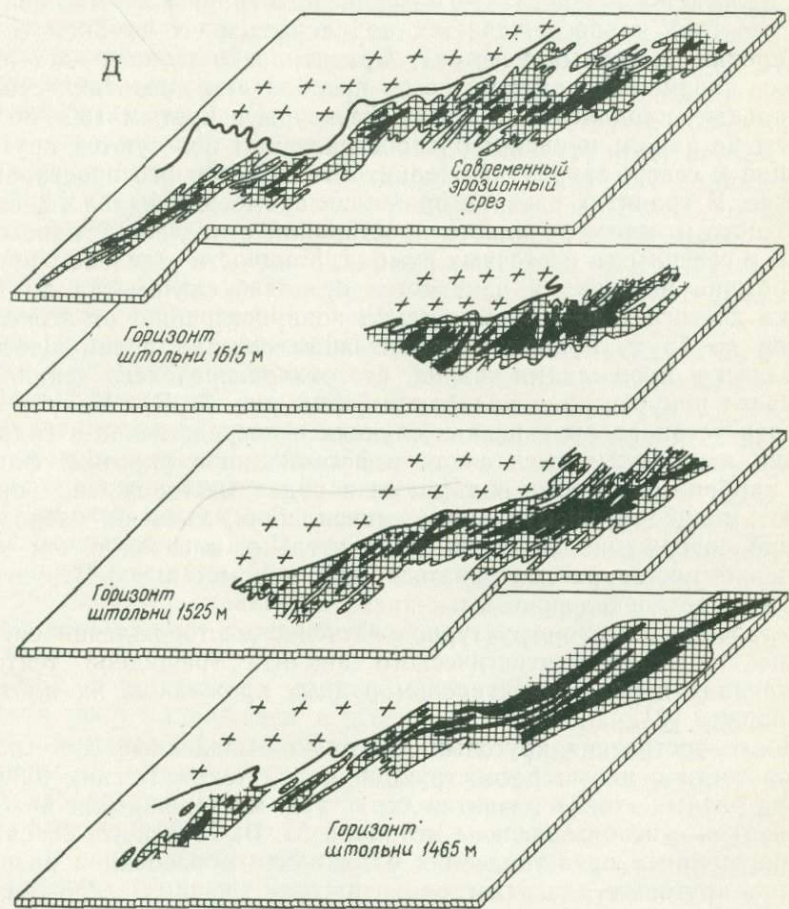


Рис. 31. Схема геологического строения, морфологии рудных тел и жил Богутин-А — геолого-структурная схема; Б — геологический разрез; В — фрагмент строения жильно-плана; Д — распределение оруденения на разных горизонтах.
1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — граниты; 4 — пострудные дайки; 5 — границы подсыт; 6 — ческие нарушения; 7 — шеелитовая минерализация; 8 — мелкие трещины; 9 — наносы

зации и окварцевании. Грейзеновые тела приурочены главным образом к мелкозернистым гранитам второй фазы и встречаются в центральной части массива; на периферии они проявлены слабо, не выдержаны по мощности и простиранию. Грейзены прослеживаются вдоль разломов субмеридионального и северо-восточного простира-

ний. В зоне интенсивной грейзенизации отмечается молибденит, а вблизи контакта с песчаниками — шеелит.

Вмещающие штокерк породы экзоконтакта в различной степени подвергались магматическому и постмагматическому воздействию с образованием роговиков, кварц-хлорит-серицитовых, кварц-серици-



ского месторождения.

прожилкового штокерка в разрезе; Г — фрагменты рудных жил с пострудной тектоникой в рудная минерализация: бедная (а), богатая (б); 7 — рудные жилы; 8 — разрывные тектони-

товых и других метасоматитов. На удалении от интрузива среди слаботрещиноватых, в меньшей степени среди насыщенных кварцевыми прожилками пород преобладают хлоритсодержащие метасоматиты. Наиболее высокая степень концентрации кварцевых жил и прожилков наблюдается в гранитах Богутинского массива и в его юго-вос-

точном экзоконтакте. К периферии рудного поля она постепенно уменьшается. Однако кварцевые жилы и прожилки, залегающие в гранитах, как правило, лишены вольфрамовой минерализации. Рудоносны только кварцевые жилы и прожилки среди осадочно-метаморфических пород.

Таким образом, рудный штокверк является окол- и надинтрузивным, залегает в экзоконтакте материнского гранитного массива (южный участок) и прослеживается над скрытым его гребнем в породах кровли (северный участок). Ориентировка рудных жил и прожилков вполне закономерна: резко преобладают среди них субмеридиональные, параллельные крылу флексуры с крутым ($80-85^\circ$) падением на запад; меньшим распространением пользуются круто падающие к северо-западу прожилки северо-восточного простирания и пологие. В гранитах развиты прожилки субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний с падением главным образом в северных и восточных румбах. Мощность отдельных прожилков обычно невелика и изменяется от долей сантиметра до 10 см (редко достигает 30—50 см); длина по простиранию от нескольких метров до 15 м. Рудная минерализация связана преимущественно с жилами и прожилками кварца, где она распределена неравномерно, часто приурочена к зальбандам (см. рис. 31, В). Мелкие зерна шеелита установлены в редких случаях непосредственно в гидротермально измененных песчаниках в ассоциации с пиритом, флюоритом, карбонатом. Кроме вольфрама в рудах месторождения присутствуют молибден, висмут, медь, свинец, цинк, мышьяк, олово и др. Однако содержание их очень незначительно, в связи с чем месторождение может рассматриваться как монометальное. Оруденение считается позднекаледонским.

Детальное геолого-структурное изучение месторождения осуществлялось на основе статистического анализа трещинной тектоники вмещающих пород, ориентировки рудных прожилков, их плотности и мощности [2].

После построения круговых диаграмм выявленные системы трещиноватости с целью реконструкции полей тектонических напряжений на разных этапах развития структуры месторождения интерпретировались с использованием методики М. В. Гзовского, основанной на современных представлениях о механике образования разрывов. Анализ круговых диаграмм ориентировки трещин и прожилков в комплексе с геологическими наблюдениями за характером поверхностей трещин, их взаимоотношениями, направлениями смещений по трещинам и разрывам позволили охарактеризовать некоторые этапы развития структуры штокверка [2].

1. Интрузивный этап. На участках, расположенных вне зоны влияния пострудных тектонических нарушений, выделяются две сопряженные системы трещин скалывания. Биссектриса острого угла между ними, совпадающая с осью максимальных сжимающих усилий (ось «С» эллипсоида деформации), как правило, полого погружается на юго-запад. Первая система крутопадающих трещин скола субмеридионального простирания с преобладающим восточным падением является секущей. Она распространена повсеместно и обладает

высокой плотностью (10—20 прожилков на 1 м). Вторая система трещин скола обычно следует по ослабленному направлению во вмещающих породах — слонности. Простираение ее меняется от восточно-северо-восточного (70°) в центральных частях флексуры до субширотного на флангах с падением на север и северо-северо-запад под углами от 50° до 80° . Восстановление направления осей максимальных и минимальных главных нормальных напряжений в проекциях на горизонтальную плоскость (рис. 32, А) показывает, что ориентировка тектонических напряжений в этот этап определила возникновение вдоль смыкающего крыла флексуры ослабленной зоны, в которой на стыке чачек песчаников и глинистых сланцев образовалась полость отслоения. В эту полость внедрились граниты, причем пластичность сланцев обусловила относительно линейный характер северо-западного контакта, в то время как юго-восточный контакт с более хрупкими песчаниками извилистый, с многочисленными выступами и апофизами. На участках, расположенных вблизи выходящего на поверхность или залегающего неглубоко гранитного массива, наблюдается дополнительная трещиноватость. В некоторых случаях удалось установить сопряженные системы трещин скола и выяснить, таким образом, ориентировку осей тектонических напряжений (см. рис. 32, Б). Поскольку оси максимального сжатия круто погружаются в направлении кровли гранитов, образование дополнительных пологих сколовых трещин можно связывать с механической активностью магмы при внедрении большого гранитного массива. Непосредственно вблизи контакта с гранитами в сланцах и песчаниках (см. рис. 32, Б диаграммы 5, 7) ось сжатия ориентирована перпендикулярно линии контакта. Интерпретация сводных диаграмм ориентировки трещин и прожилков в гранитах (см. рис. 32, Б диаграммы 6, 20) свидетельствует о сохранении доинтрузивного плана напряжений).

2. Этап формирования жильно-прожилкового штокверка. Расшифровка поля напряжений в этот этап производилась на основе массовых замеров ориентировки кварцевых прожилков. Эти замеры выполнены на разных гипсометрических уровнях штокверка и в различных его частях. Прожилки в песчаниках образуют максимумы, характеризующие близмеридиональное простираение и крутые углы падения. В сланцах максимумы этой системы более локализованы, и прожилки обычно круто падают на восток. Следует отметить, что для трещин скола субмеридиональной системы характерно восточное падение, а для прожилков этой системы — как восточное, так и западное падения. Это свидетельствует о более крутом, чем в предыдущий этап, погружении оси растяжения на восток-юго-восток, с чем, по-видимому, связано появление дополнительных трещин отрыва и перемычек между приоткрывающимися системами трещин скола субмеридионального простираения, усложнивших морфологию прожилков в песчаниках. При интерпретации диаграмм прожилков ось наибольшего растяжения определялась как нормаль к плоскости приоткрывающейся в процессе выполнения системы трещин. В результате было установлено общее пологое погружение оси растяжения в восточно-юго-восточном направлении под углами от 5 до 17° .

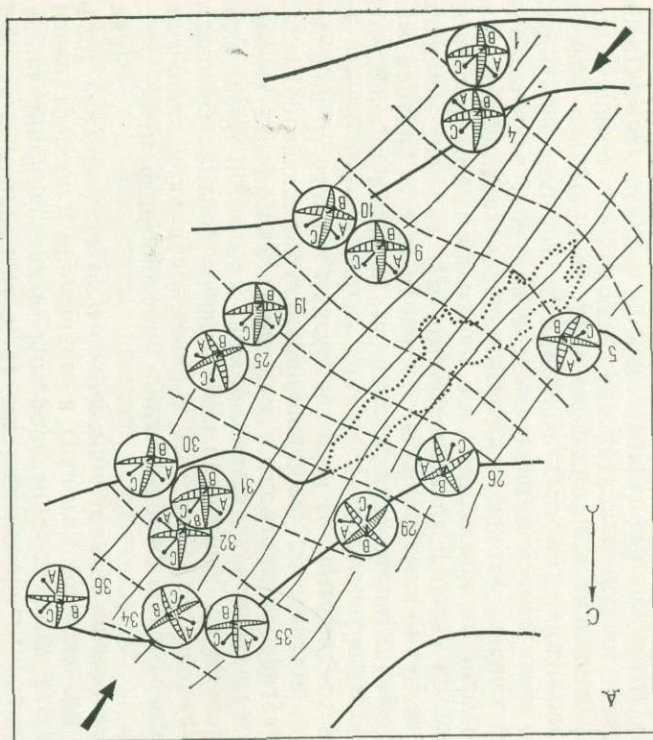
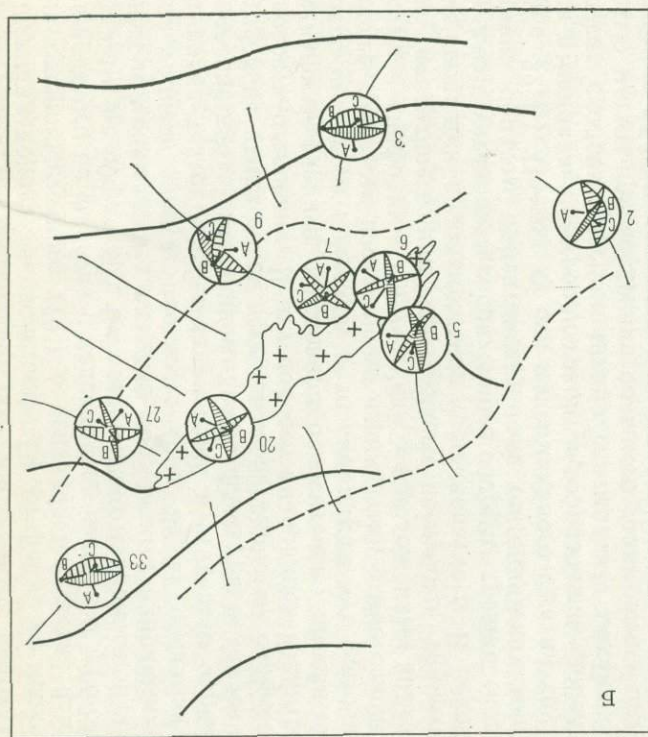
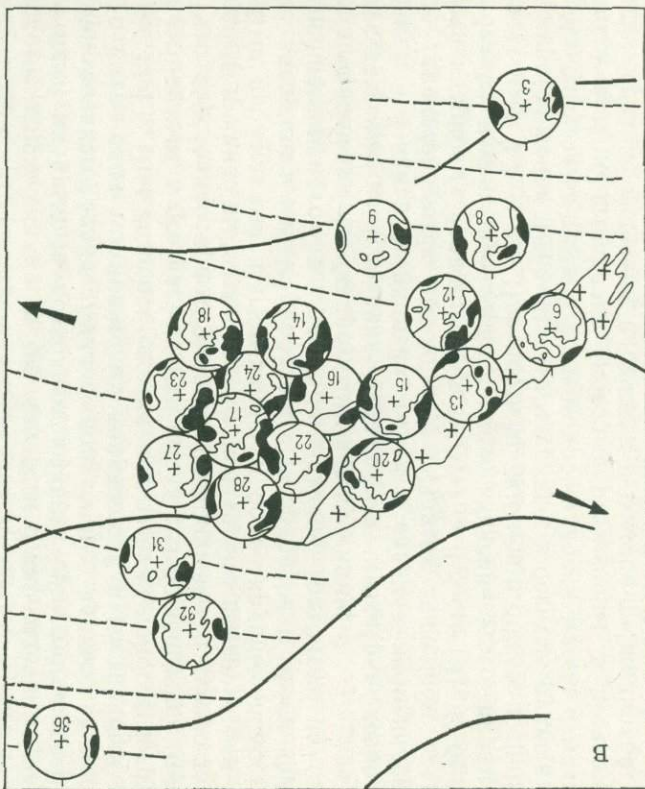
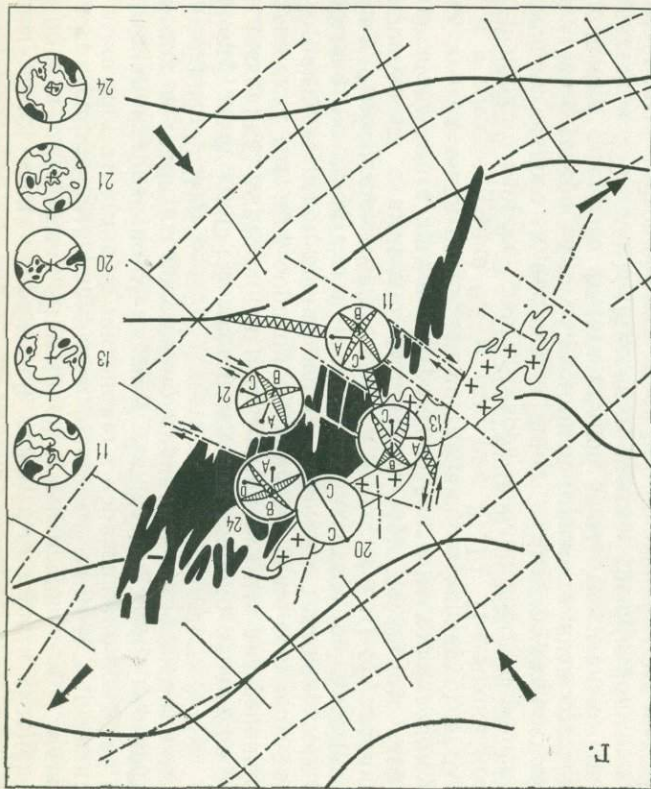
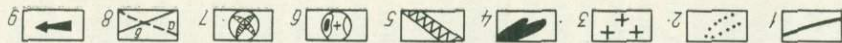


Рис. 32. Планы патогектонических напряжений Боутинского месторождения для этапов: А — доинтрузивного, Б — внедрения интрузива, В — образования штокерка, Г — пострудного. 1 — границы полей; 2 — предполагаемые контуры гранитного массива; 3 — граниты; 4 — рудные тела; 5 — пострудные тела; 6—7 — диаграммы ориентировки: трещин и прожигков (6), осей главных нормальных напряжений (7); 8 — оси экстремальных напряжений в полевых на горизонтальную плоскость; растяжения (a), сжатия (б); 9 — направления главных тектонических напряжений

Круговые диаграммы ориентировки кварцевых прожилков в гранитах имеют поясовое строение. Ось пояса, совпадающая с осью максимальных сжимающих напряжений, лежит в плоскости падения массива и близка к вертикали. При такой ориентировке оси «С» трещины пологих систем были закрыты. Массовые замеры в песчаниках также выявляют отчетливую тенденцию к образованию пояса по мере приближения к гранитному массиву. Таким образом, плоскостные растяжения в гранитах постепенно сменялись линейными в песчаниках (см. рис. 32, В).

3. Пострудный этап. На месторождении широко проявлена пострудная тектоника, выраженная в малоамплитудных дифференциальных подвижках главным образом послышного, реже секущего характера. Амплитуды перемещения вдоль сколовых тектонических трещин обычно не превышают нескольких десятков сантиметров, но высокая плотность сместителей (до 5 и более на 1 м) обуславливает значительную их суммарную амплитуду. При детальном картировании восьми рудных жил в центральной части месторождения установлено, что удельная сдвиговая составляющая варьирует от 0,1 до 0,41 м и в среднем равна 0,2 м (см. рис. 31, Г). Подвижки носили характер правого взбросо-сдвига: северный блок пород перемещался относительно южного к востоку и вниз, а амплитуда постепенно уменьшалась с севера на юг. Суммарная горизонтальная составляющая смещения северного фланга рудной зоны относительно южного определяется в 250—300 м. Массовые замеры трещин вблизи крупных пострудных тектонических швов и нарушений (см. рис. 32, Г, диаграммы 20 и 24), где трещины связаны только с поздними тектоническими напряжениями, в совокупности с наблюдениями за перемещениями их крыльев позволяют выявить ориентацию осей деформаций позднего этапа. Анализ полученных данных свидетельствует о смене поля тектонических напряжений в пострудный этап (см. рис. 32, Г). При этом ось сжатия испытывала пологое погружение на юго-восток, а ось растяжения имела северо-восточное простирание, что обусловило приоткрывание субширотных и северо-западных систем трещин, выполненных исключительно пострудными карбонатными прожилками. Раскрывались и более крупные полости, в которые внедрялись дайки диабазовых порфиритов и лампрофиров, в дальнейшем, при том же плане напряжений, разбитые на блоки субмеридиональными и субширотными нарушениями.

Статистические исследования параметров штокверка позволили установить, что как в песчаниках, так и в сланцах промышленные участки характеризуются высоким устойчивым значением средней мощности кварцевых прожилков, равным 1,7—1,8 см [2]. В безрудных и бедных частях штокверка среднее значение этого параметра уменьшается до 0,7—1 см. Плотность прожилков в общем возрастает по мере приближения к гранитному массиву и в богатых рудных участках. Максимумы кварцевой жильно-прожилковой массы отмечаются в тех участках штокверка, которые размещены в песчаниках. В сланцах средние значения плотности и жильно-прожилковой массы (соответственно 4—5 прожилков на 1 м и 8—9 %) уменьшаются примерно в 2 раза.

От верхних горизонтов к нижним возрастает средняя мощность прожилков (от 1,5 до 2,3 см) при уменьшении их средней плотности: намечается довольно отчетливая тенденция перехода с глубиной штокверкового оруденения в жильное. Так, в наиболее эродированном южном блоке месторождения минерализованы лишь отдельные сближенные жилы.

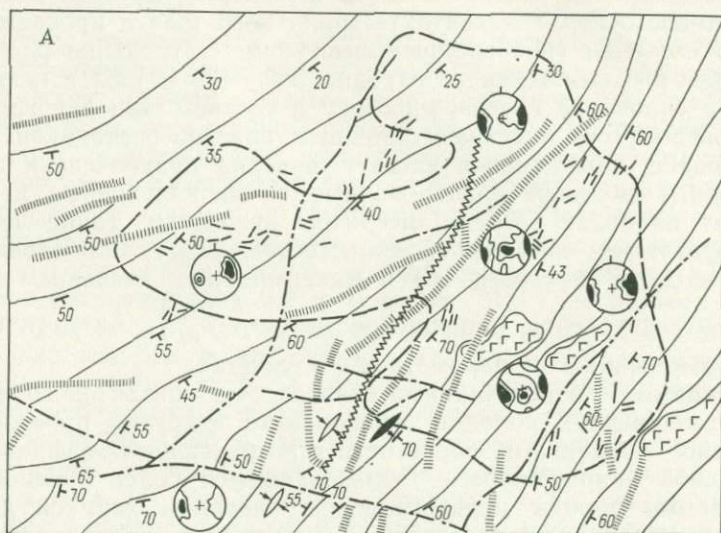
Распределение шеелита на месторождении неравномерное. Продуктивной является лишь та часть штокверка, которая расположена в юго-восточном экзоконтакте гранитного тела и прослеживается над его скрытым гребневидным выступом. Оруденение распространяется без выклинивания до глубины 350—400 м [33] и испытывает заметное склонение к северо-востоку в соответствии с погружением кровли гранитного массива и падением пластов песчаников.

Наиболее продуктивная часть штокверка приурочена к песчаникам. При этом амфиболизированные высококальциевые песчаники вмещают наиболее богатые шеелитом прожилки. Такие песчаники характеризуются наименьшей пористостью ($P_{эф}$), наибольшим значением модуля упругости (E) и максимальным значением коэффициента относительной напряженности ($\lambda = \frac{E}{P_{эф}}$). Аналогичная тенденция изменения этих параметров и в сланцах.

По-видимому, в интрузивный этап за счет контактового метаморфизма вмещающих пород в экзоконтакте интрузии произошло существенное снижение их пористости и возрастание коэффициента относительной напряженности. Образовавшиеся более плотные малопроницаемые породы подвергались в основном хрупкой деформации; возникшая трещиноватость раскрывалась в гидротермальный этап, что обусловило образование на месторождении контрастных жильно-прожилковых руд при резко подчиненной роли тонкой вкрапленности шеелита в песчаниках, связанной, по мнению Г. Н. Щербы и др. (1974 г.), с процессом грейзенизации. Малоамплитудные смещения, широко развитые в песчаниках, не проявились в гранитах, что объясняется резким отличием их прочностных свойств. Напряжения в гранитном массиве разрешались только по крупным разрывам.

Анализ трещиноватости и пространственного изменения среднестатистических параметров кварцево-жильного штокверка позволяет следующим образом истолковать историю развития структуры месторождения. В этап складкообразования произошло формирование флексуры, полости отслоения на стыке пачек сланцев и песчаников, а также сопровождающей ее зоны субмеридиональных и субширотных сколовых трещин крутого падения. В последующем полость отслоения контролировала внедрение гранитной магмы. При формировании трещин в центральной части штокверковой зоны месторождения, захватывающей граниты и ближайший их экзоконтакт, важная роль принадлежала не только тектоническим, но и связанным с интрузивной тектоникой деформациям. С удалением от контакта с гранитами значение интрузивной тектоники постепенно уменьшалось, а на крайних флангах штокверковой зоны деформация полностью определялась тектоническими напряжениями. Постинтрузивный этап

характеризуется сохранением ориентировки главных нормальных напряжений, что способствовало возникновению двух сопряженных систем трещин скалывания в гранитах, активизации и наращиванию ранее возникших трещин в песчаниках и, в меньшей мере, в сланцах. Приоткрывание и минерализация главным образом субмеридиональных крутопадающих трещин были обусловлены полем напряжений с эпицентром в гранитном массиве, где преобладали плоскост-



ные субгоризонтальные растяжения, сменявшиеся к юго-востоку линейными. Пострудный этап характеризовался инверсией поля напряжений. Максимальные сжимающие усилия действовали с северо-запада на юго-восток, что привело к деформации существующих (штокверк) и образующихся (дайки) структур выполнения. Участок был разбит на блоки по системе субширотных и субмеридиональных сместителей. При этом южные блоки дифференцировано приподнимались и сдвигались на запад относительно северных. В результате сохранилось общее северо-восточное простирание рудной штокверковой зоны, но внешний контур ее усложнился, стал ступенеобразным (см. рис. 31, Г).

Верхнекайрактинское месторождение было открыто в 1945 г. и предварительно изучено Г. И. Бедровым. В последующие годы исследование структуры и оруденения проводилось коллективами геологов под руководством С. П. Кровякова, Г. А. Паркадзе и Г. Н. Щербы.

Рудное поле Верхнекайрактинского месторождения расположено в ядерной части Шетского антиклинария в месте сопряжения Успенской надвиговой зоны смятия и Куу-Кызылтау-Мамантасского пояса позднегерцинских кислых интрузий. Через рудное поле проходит одна из ветвей Успенского надвига, осевая часть которого размещена севернее. Таким образом, рудный блок находится в висячем

боку надвига северо-восточного простираения, оперяющего Успенский надвиг, а месторождение непосредственно приурочено к юго-восточному крылу антиклинальной брахискладки верхнесилурийских сланцев в участке изменения их простираения (с запада на восток) от субширотного до субмеридионального (рис. 33). Падение сланцеватости, совпадающей со слоистостью пород, юго-восточное под углами от 20—30° на северном до 60—75° на южном флангах месторождения; с глубиной падение выполаживается. Наряду с продольными, в основном северо-восточными складками, Г. Н. Щерба выделяет частые поперечные микро-складки течения, формирование которых он связывает с перемещением по сложной поверхности надвига [44].

Апикальная часть скрытого гранитного массива находится на глубине более 1 км. Судя по геофизическим данным, он вытянут в северо-восточном направлении и имеет

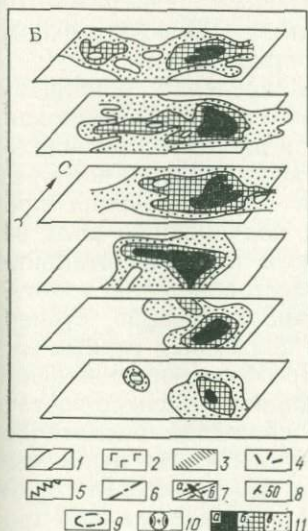


Рис. 33. Геологическое строение Верхнекайрактинского месторождения.

А — геолого-структурный план поверхности, Б — схема распределения оруденения на различных горизонтах штокверка. 1 — сланцы; 2 — интрузии габбродиабазов; 3 — дорудные дайки; 4 — жилы метаморфогенного кварца; 5 — пострудные дайки; 6 — разломы; 7 — складки: антиклинальные (а), синклинальные (б); 8 — элементы залегания вмещающих пород; 9 — границы рудного штокверка; 10 — диаграммы ориентировки прожилков; 11 — оруденение в полях содержания от богатого (а) к бедному (б)

ориентировочные размеры 18×10 км. Верхнесилурийские песчано-сланцевые породы на площади около 3,5 км² превращены в биотитовые роговики, которые последующими гидротермальными процессами преобразованы в сланцы кварц-серицитового, серицитового, кварц-хлорит-серицитового состава. Сланцы с прослоями песчаников и конгломератов, прорваны небольшими, вытянутыми в субширотном и северо-восточном направлениях линзовидными штоками габбродиабазов позднекаледонского комплекса, которые катаклазированы и превращены процессами метасоматоза в плагиоклаз-амфиболовые породы. Вблизи штоков габбродиабазов характер сланцеватости усложняется за счет появления дополнительных складок обтекания.

Дайковый комплекс представлен в основном согласными телами порфиритов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров. Дорудные крупнопадающие разрывы, вместилища дайки порфиров среднего и кислого состава, наиболее широко развиты в центре рудного поля, где они имеют северо-восточное, до субмеридионального, простираение, меняющееся к западу на субширотное. Протяженность даек — десятки и сотни метров, а мощность обычно не превышает 2—3 м. Поздними тектоническими нарушениями дайки разбиты на отдельные смещенные относительно друг друга фрагменты, в различной степени подвергшиеся рассланцеванию. Лейкократовый облик дай-

ковых пород создан наложенными процессами серицитизации и окварцевания. Широко распространены также дорудные линзы и пологие жилы метаморфогенного кварца, мощность которых иногда более 1 м.

Пострудные разрывные нарушения представлены разноориентированными крутопадающими трещинами и отдельными мощными зонами дробления субширотного (до северо-западного) и северо-восточного простираний. Один из таких разрывов в центре месторождения выполнен почти черными миндалекаменными диабазовыми порфиритами, образующими протяженную дайку северо-восточного простирания и крутого падения на юг, мощностью до 3 м.

Оруденение проявлено на поверхности в пределах обширного поля гидротермально измененных пород, окаймленных ороговикованными песчаниками и сланцами. Оно образует в плане эллипсоидальное, несколько вытянутое в широтном направлении тело, в контурах которого развит кварц-щеелитовый штокверк крутопадающих прожилков северо-северо-западного простирания; подчиненную роль играют субширотные полого падающие на юг и субгоризонтальные прожилки. Так, на эрозионной поверхности месторождения пологие прожилки составляют лишь 5 % от общего числа замеров, субвертикальные (углы падения 85—90°) 46 %, а в подземных горных выработках их соотношение составляет 3 : 50. Преобладающее падение прожилков основной системы на восточном фланге — северо-восточное, а на западном — юго-западное. Рудные прожилки распределены неравномерно — в виде пучков и серий сгущения. На отдельных участках плотность прожилков изменяется от 10 до 50 на 1 м (в среднем для рудных интервалов 30). Среднее значение жильно-прожилковой массы на Восточном участке 8 %, а средняя мощность прожилков 2,8 мм, при колебании от долей миллиметра до первых сантиметров. Морфология и количество прожилков изменяются также в зависимости от литологического состава вмещающих пород, иначе говоря, от их физико-механических свойств. Максимальная плотность наиболее выдержанных прямолинейных прожилков отмечается в окварцованных песчаниках и габбродиабазах. В сланцах их морфология несколько усложняется, прожилки образуют перемычки, ветвятся, возрастают вариации углов падения и простирания. На площади месторождения выделяется несколько участков, из которых Восточный и Западный — основные. Наиболее интенсивно штокверк проявлен на Восточном участке. На Западном участке прожилки более редки и распределены неравномерно, что выражается в чередовании оруденелых и безрудных полос.

Гидротермально-метасоматические изменения наиболее сильно развиты в пределах зон северо-восточного направления и в связи с кварцево-рудными жилами и прожилками. К нижним горизонтам они постепенно исчезают, и основной объем рудовмещающей толщи слагают роговики.

Оруденение подсечено структурными скважинами на глубине свыше 1000 м и нижняя граница его не оконтурена. Руды, распространенные на поверхности на Восточном участке и в центральной части Западного участка, с глубиной соединяются в единое рудное

тело, морфология которого затем изменяется от вытянутого в северо-западном направлении эллипса на среднем уровне до почти изометричного тела — на нижнем (см. рис. 33, Б). Площадь развития руд достигает максимума на среднем уровне, и единый рудный столб круто погружается в южном направлении.

Вертикальная и горизонтальная зональность оруденения выражены в тяготении молибденита к нижним горизонтам рудного тела, а шеелита и сопутствующего ему вольфрамита — к верхним частям, которые характеризуются интенсивной гидротермально-метасоматической переработкой пород и исключительно широким развитием пирита. По периферии, особенно на юге вольфрамоносного блока, увеличивается содержание свинца и цинка, частично меди.

По данным В. И. Степанова выделяется три стадии рудообразования: 1) молибденовая — тонкочешуйчатый молибденит вдоль залпов кварцевых и полевошпат-кварцевых прожилков с оторочками слабой биотитизации в роговиках; 2) вольфрамовая — вольфрамит и шеелит в кварцевых, полевошпат-кварцевых и слюдяно-кварцевых прожилках; осветление сланцев за счет замещения биотита мусковитом и связывания железа в пирите, пиритизация в габбродиобазах; 3) пиритовая — мономинеральные прожилки с интенсивной серицитизацией и пиритизацией их оторочек; наивысшая интенсивность оклопрожилковых изменений; широкое развитие самородного висмута.

В поверхностной зоне выщелачивание сульфидов сопровождалось осветлением пород вследствие растворения и выноса темноцветных минералов, замещения слюд серицитом и некоторой общей слабой каолинизации. Мощность зоны гипергенного изменения 25—30 м.

Анализ трещинной тектоники пород Верхнекайрактинского месторождения позволяет проследить историю развития его структуры на основных этапах.

1. Большинство рудовмещающих крутопадающих трещин субмеридионального простирания — доинтрузивные; они образовались в процессе складчатости и в момент заложения Успенской надвиговой зоны смятия. Заложенные как трещины скола, они во время формирования надвига приоткрывались и наращивались отрывными трещинами.

2. Возникновение крутопадающих разноориентированных неминерализованных трещин, образующих пояса на круговых диаграммах ориентировки, по-видимому, обусловлено вертикально ориентированными радиальными усилиями в связи с формированием скрытого гранитного массива. По морфологическим признакам они принадлежат к трещинам отрыва.

3. К отрывным относятся также пологопадающие и горизонтальные трещины, проявленные локально в пределах Восточного участка. Становление их связано с растягивающими усилиями, возникшими в кровле интрузива при спаде магматического давления и сокращении объема гранитной магмы.

4. Штокверк образовался в результате выполнения субмеридиональной системы крутопадающих трещин и в меньшей мере пологих и горизонтальных трещин, что было возможно при субмеридиональной ориентировке вектора сжимающих напряжений с пологим на-

клоном на юго-юго-восток. Это поле напряжений возникло, по-видимому, в результате реактивации Успенского надвига.

Таким образом, Верхнекайрактинское месторождение представляет собой надинтрузивный линейный штокверк со столбовым характером распределения оруденения, приуроченный к зоне надвига, осложненного флексуобразным изгибом крыла складки.

Бом-Горхонское месторождение расположено в пределах области раннепалеозойской складчатости Западного Забайкалья, испытавшей в мезозое процессы тектоно-магматической активизации. В его изучение большой вклад внесли В. И. Сизых, Н. А. Агеев, Л. Я. Шмураева, Е. В. Полянский, А. Р. Корнева, А. А. Белоголовкин, Д. О. Онтоев, В. И. Старостин и др.

Месторождение приурочено к блоку пород размером 30×40 км, сложенному преимущественно палеозойскими гранитами, которые содержат останцы кровли и ксенолиты докембрийских гранитоидных и кристаллических сланцев. По периферии блок обрамлен наложенными впадинами, выполненными кислыми эффузивами триасового и среднеюрского возраста, а также верхнеюрско-нижнемеловыми угленосными образованиями и базальтами неогена.

Бом-Горхонский интрузив обнажается на площади около 200 км^2 и имеет сложное строение. В его составе выделяются слагающие краевую часть ранние гибридные гранодиориты, граносиениты и кварцевые диориты (179 ± 8 млн. лет*) и биотитовые порфиroidные граниты (155 ± 8 млн. лет). В центральной части массива развиты более молодые средне-крупнозернистые лейкократовые граниты (153 ± 8 млн. лет).

В связи с мезозойским интрузивным массивом проявились три типа постмагматической минерализации, распределяющейся зонально относительно тела поздних лейкократовых гранитов. В эндоконтактной зоне этих гранитов локализовано молибденовое рудопроявление (кварц-молибденитовые прожилки и вкрапленность молибденита в зонах калишпатизированных и мусковитизированных гранитов). В его ближайшем экзоконтакте среди биотитовых гранитов находится прожилково-вкрапленное кварц-молибденит-гюбнеритовое оруденение. К дальнейшему юго-западному экзоконтакту тела лейкократовых гранитов приурочены кварц-гюбнерит-сульфидные жилы собственно Бом-Горхонского месторождения.

Площадь Бом-Горхонского месторождения сложена в основном биотитовыми порфиroidными гранитами, которые включают ксенолиты и останцы кровли кристаллических сланцев и гибридных пород. Граниты прорваны дайками лейкократовых и аплитовидных гранитов, аплитов, пегматитов, гранит-порфиров и диоритовых порфиритов (рис. 34). Широко распространены разрывные тектонические нарушения северо-восточного, северо-западного, субмеридионального простираний, реже отмечаются субширотные разрывы и различно ориентированные трещины.

* Определения абсолютного возраста выполнены А. И. Пантелеевым (ВИМС) калий-аргоновым методом.

Два главных тектонических нарушения: одно — северо-восточного простирания, ограничивающее площадь месторождения с юга, а другое — субмеридионально ориентированное, являющееся западной границей месторождения, предопределили его положение в юго-западной части мезозойского гранитного массива, в пределах своеобразного тектонического клина. Серией тектонических нарушений северо-за-

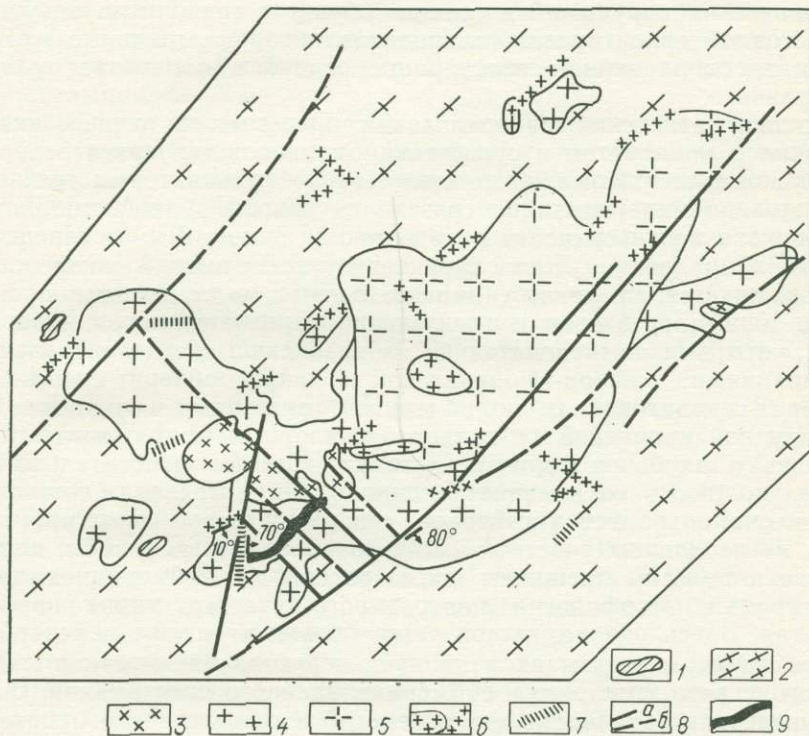


Рис. 34. Схема геологического строения Бом-Горхонского месторождения, по Н. А. Агееву, В. С. Ходукину и Б. С. Чернову.

1 — кристаллические сланцы; 2 — граниты палеозойские; 3—5 — гранитоиды мезозойские: гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты (3), биотитовые порфиридные граниты (4), средне-крупнозернистые лейкократовые граниты (5); 6 — мелкозернистые и аплитовидные граниты, аплиты, гранит-порфиры; 7 — диоритовые порфириты; 8 — разрывные нарушения: прослеженные (а) и предполагаемые (б); 9 — кварц-гнейс-сульфидные жилы

падного простирания площадь между указанными нарушениями разбита на ряд блоков. По этим нарушениям происходили сдвиго-надвиговые перемещения блоков пород, амплитуды которых убывают на глубину и в юго-западном направлении, по мере приближения к участку сопряжения основных нарушений. Таким образом, по северо-западным нарушениям наблюдались дифференцированные подвиги, обусловленные положением площади месторождения в пределах тектонического клина. Приуроченность к данным нарушениям разновозрастных даек и постмагматических образований свидетельствует об их длительном формировании. Широкое развитие на ме-

сторожении получили тектонические нарушения и трещины пологого залегания, падающие под углами $20-45^\circ$ в юго-восточном направлении. Они контролируют положение даек аплитовидных гранитов и гранит-порфиров, кварцево-рудных жил и прожилков. Отдельные кварцевые жилы и зоны грейзенов ориентированы в северо-западном направлении, при крутом падении. С пологими нарушениями связаны сдвиго-надвиговые перемещения блоков пород. Эта система тектонических нарушений и трещин образует трещинную зону северо-восточной ориентировки, в пределах которой отдельные нарушения и трещины меняют простирание от субширотного до субмеридионального.

Постмагматическая минерализация представлена серией кварцевых жил с гюбнеритом и сульфидами, сопровождающихся оторочками мусковит-кварцевых, реже существенно мусковитовых грейзенов.

Основная минерализация связана с главной рудной жилой. Она прослежена по поверхности на расстояние свыше 2 км в северо-восточном направлении. Жила характеризуется сложной морфологией, сопровождается апофизами, параллельными маломощными прожилками, зонами грейзенов и грейзенизированных гранитов. Она сложена четырьмя последовательно образовавшимися минеральными ассоциациями: кварц-гюбнеритовой, кварц-гюбнерит-сульфидной, флюорит-серицитовой (с молибденитом, апатитом и микроклином) и безрудной кварцевой (с кальцитом, хлоритом и флюоритом). На флангах и глубоких горизонтах жила залегает относительно спокойно, мощность ее изменяется плавно. На интервалах длиной до 160 м она сохраняет устойчивое северо-восточное простирание и лишь на небольших участках имеет коленообразные изгибы, приуроченные к пологим трещинам субширотного и субмеридионального простираний. Морфология центрального участка жилы наиболее сложная. Здесь она характеризуется большим числом коленообразных изгибов, образующихся за счет чередования участков субширотного, северо-западного и субмеридионального простираний. В местах увеличения мощности около перегибов в жиле часто отмечается наиболее высокое содержание WO_3 .

Коленообразные изгибы северо-западного простирания контролируются крутопадающими тектоническими нарушениями того же направления. При этом часто вблизи таких нарушений происходит увеличение угла падения жилы до $40-45^\circ$ и уменьшение мощности, вплоть до образования прожилка, а во вмещающих породах возрастает интенсивность трещиноватости и грейзенизации. В противоположность этому на участках, приуроченных к трещинам субширотного и субмеридионального простираний, мощность жилы часто увеличивается до 2—2,5 м, иногда до 3—4 м при одновременном уменьшении угла падения до $20-25^\circ$. Такая морфология жилы свидетельствует о подвижках надвигового характера по рудовмещающим трещинам, происходившим в предрудное время. Трещины субширотного простирания контролировали общее склонение рудного тела в восточном направлении.

Рудовмещающие трещины по ориентировке отвечают пологим трещинам, широко развитым в рудном поле. По залеганию они субпа-

раллельны кровле мезозойского интрузива и могли быть заложены как контракционные трещины, что подтверждается петрофизическими исследованиями, проведенными В. И. Старостиным и Е. В. Полянским. По простиранию жила часто ветвится, переходит в две жилы или серии прожилков, что особенно характерно для участков залегания ее в гибридных породах. Отдельные участки жилы характеризуются непараллельным залеганием контактов, отмечаются случаи их приуроченности к стыкам трещин близких, но различных простираний. Сильно нарушают сплошность жилы поперечные и продольные тектонические нарушения. Величина смещений по ним обычно не превышает 2—3 м.

Современная сложная структура Бом-Горхонского месторождения — результат многократного проявления тектонических движений домезозойского и мезозойского периодов развития рудного поля.

Месторождение **Восток-2** находится в пределах олово-вольфрамовой провинции Приморья, характеризующейся широким распространением оловорудных месторождений различных типов и небольшими, главным образом кварц-вольфрамитовыми рудопоявлениями. В разведку и изучение месторождения внесли большой вклад А. Н. Ивакин, Д. И. Ивлиев, А. Я. Гааз, Ю. Г. Иванов, Г. Н. Степанов и др.

Рудное поле месторождения расположено в пределах Главного синклинория, на площади, непосредственно примыкающей к Центральному структурному шву Сихотэ-Алиня, отделяющему указанный синклинорий от Центрального антиклинория. Оно сложено кремнисто-терригенными образованиями поздней перми и, предположительно, триаса. Рудное поле входит в состав блока, который, судя по развитию в его пределах не характерных для Главного синклинория пермских отложений и отсутствию осадков моложе триаса, представлял собой устойчивое поднятие в мезозое.

Месторождение Восток-2 размещается на северо-западном крыле синклинальной складки, сложенной породами пермского возраста. Оно приурочено к участку пересечения региональной тектонической зоны повышенной трещиноватости пород северо-восточного простирания и зоны крутопадающих нарушений северо-западного направления. В пределах участка месторождения развиты породы эффузивно-осадочного горизонта, которые прорваны небольшим интрузивом гранодиоритов, плагиогранитов, штоками и дайками гранит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров, диоритовых и диабазовых порфиритов (рис. 35). Рудовмещающий горизонт сложен песчаниками, алевролитами, известняками, глинистыми сланцами, спилитами, плагиоклазовыми порфиритами и туфолавами среднего состава. Смена одних пород другими по простиранию и падению характеризует сильную фациальную изменчивость рудовмещающего горизонта. Осадочно-эффузивные породы имеют мощность от 60 до 110 м, в среднем 70—85 м. В средней части горизонта прослеживается пласт известняков мощностью до 40 м. В юго-западном направлении мощность известняков падает, и единый пласт расщепляется на несколько слоев, перемежающихся с роговиками. В верхней части рудовмещающего горизонта среди роговиков залегает еще несколько линзооб-

разных прослоев известняков мощностью до 8 м. В соответствии со сложным строением синклинали залегание горизонта существенно меняется по простиранию и падению. Так, на северо-восточном и юго-западном флангах он имеет северо-восточное простирание, а в центральной части испытывает широтный изгиб. На северо-восточном фланге залегание пород с глубиной становится круче, а на юго-

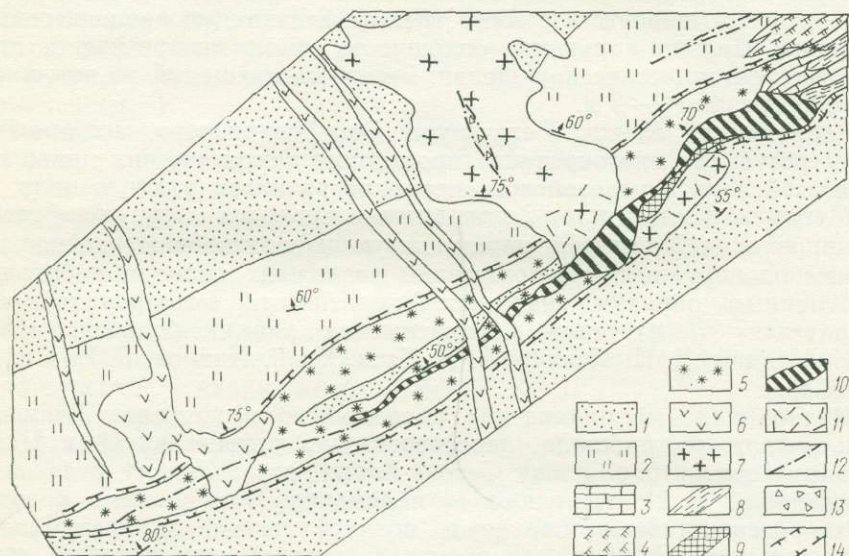


Рис. 35. Схема геологического строения месторождения Восток-2, по А. Н. Иванкину с дополнениями Б. С. Чернова.

1 — песчаники; 2 — кремнистые породы; 3 — известняки; 4 — спессартиты; 5 — роговики; 6 — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые и диабазовые порфиристы; 7 — гранодиориты, плагнограниты; 8 — скарны; 9 — шеелит-кварцевые руды; 10 — шеелит-сульфидные руды; 11 — грейзенизация; 12 — разломы; 13 — зоны брекчий; 14 — границы рудовмещающего горизонта

западном фланге они на глубине испытывают флексуорообразный изгиб.

Массив гранодиоритов, прорывающий породы рудовмещающего горизонта, вытянут в северо-западном направлении и имеет извилистые очертания в плане и на разрезе. Серия апофиз, ответвляющихся от него в северо-восточном направлении, преобладающее развитие получила на верхних горизонтах, в то время как апофизы юго-западного фланга более распространены на глубине. Эти апофизы залегают согласно с вмещающими породами, некоторые из них внедрились на участках, сложенных известняками и роговиками. В связи с интрузией гранодиоритов произошли интенсивное ороговикование, биотитизация и окварцевание вмещающих пород, ореол которых вытягивается в северо-восточном направлении на 2500 м при ширине до 900 м. На юго-западном фланге месторождения эффузивно-осадочные породы прорваны штоком гранит-порфиров и дайками диоритовых порфиров, приуроченными к серии крутопадающих тек-

тонических нарушений северо-западного простирания. Эффузивно-осадочные породы и гранодиориты подверглись интенсивным постагматическим процессам, с которыми связана шеелитовая минерализация. Последняя в основном локализована в средней части горизонта эффузивно-осадочных пород и частично в гранодиоритах на том участке, где они пересекают породы рудовмещающего горизонта. Повышенные содержания вольфрама установлены в окварцованных скарнах, телах кварца неправильной формы, жилах и прожилках, в залежах массивных сульфидов, связаны с грейзенизированными гранодиоритами и измененными роговиками. Основная масса шеелитовых руд месторождения сосредоточена в Главном рудном теле и нескольких сопутствующих ему рудных телах.

Главное рудное тело тяготеет к средней части горизонта эффузивно-осадочных пород, к участку перемежаемости известняков и роговиков и представляет собой согласную пластообразную залежь северо-восточного простирания, падающую под углом $60-80^\circ$ на северо-запад. В основной части оно сложено сплошными шеелит-сульфидными рудами, образовавшимися по скарнам главным образом пироксенового состава. По апофизам гранодиоритов, залегающих среди скарнов и шеелит-сульфидных руд, развиваются богатые шеелитовые руды в мусковит-кварцевых, реже биотит-кварцевых грейзенах.

Характер выклинивания главного рудного тела на флангах различный. На северо-восточном фланге выклинивание происходит сравнительно резко, вследствие сокращения мощности скарнов на коротком интервале. Здесь на продолжении рудного тела залегают практически безрудные известняки, содержащие серию маломощных зонк скарнов. На юго-западном фланге постепенно уменьшается мощность залежи и снижается содержание WO_3 , сплошные сульфидные руды постепенно сменяются слабо окварцованными скарнами с вкрапленностью шеелита и сульфидов. Мощность Главного рудного тела постепенно уменьшается в юго-западном направлении. На северо-восточном фланге она с глубиной сокращается, а на юго-западном — несколько увеличивается. На значительных интервалах контакты рудного тела с вмещающими породами четкие. Внутри рудного тела встречаются прослойки пустых пород и некондиционных руд, сложенных известняками, роговиками и скарнированными роговиками. Сопутствующие рудные тела характеризуются меньшей длиной по простиранию, меньшей мощностью, пережимами по простиранию и падению на коротких интервалах, обычным преобладанием прожилково-вкрапленного оруденения над массивным, нечеткими границами с вмещающими породами и более бедными рудами.

Руды месторождения сформировались в четыре стадии гипогенного минералообразования. В скарновую стадию основным минералом являлся пироксен. С шеелит-кварцевой связаны главное оруденение месторождения и широкое проявление процесса грейзенизации. В сульфидную стадию отлагались пирротин (преобладал), арсенипирит, халькопирит и другие сульфиды. Завершался процесс минералообразования формированием кварц-карбонатных прожилков с пиритом, флюоритом и хлоритом.

Скарновая кварц-шеелитовая стадия отделена от последующей сульфидной внедрением даек диоритовых порфириров. Они пересекают скарны с вкрапленностью шеелита и сульфидов и содержат тонкую вкрапленность пирротина.

Разрывные деформации на площади месторождения проявились в связи со складчатостью и длительным формированием основных контролирующих тектонических зон северо-восточного и северо-западного простираний. Положение месторождения в участке пересечения указанных зон обусловило широкое развитие в его пределах различно ориентированных нарушений и трещин. Из всего их многообразия наиболее четко выделяются пять систем: две северо-восточного простирания (азимуты простирания $30-60^\circ$), падающие на северо-запад и юго-восток (углы падения соответственно $50-80^\circ$ и $15-40^\circ$); три крутопадающие (падение в различных румбах под углами от 60 до 90°), ориентированные в субмеридиональном, субширотном и северо-западном направлениях.

В пределах массива гранодиоритов преобладают трещины субмеридионального, северо-западного и субширотного простираний. Для главной рудной зоны наиболее характерны две системы трещин северо-восточного простирания и встречного падения и в меньшей мере трещины субмеридионального и северо-западного простираний. Вместе с проявленными здесь разрывными нарушениями, представленными брекчиями, эти системы трещин образуют зону повышенной трещиноватости пород, к которой приурочена рудная минерализация. Так, зоны скарнов контролируются в основном трещинами северо-восточного, меньше субширотного и субмеридионального простираний. Кварцевые и шеелит-кварцевые прожилки и жилы выполняют преимущественно две системы трещин северо-восточного простирания. В меньшей мере они связаны с крутопадающими трещинами северо-западного простирания. Более крупные кварцевые линзы часто тяготеют к узлам пересечения трещин различной ориентировки.

Сульфидные тела, как и ранее образованные скарны и кварц-шеелитовые руды, сформировались главным образом метасоматическим путем, однако, судя по приуроченности отдельных контактов к трещинам и развитию микротрещин, выполненных сульфидами, можно предполагать активизацию тектонических подвижек перед отложением сульфидных руд.

Прожилки карбоната контролируются преимущественно трещинами северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний. Они часто образовывались по контактам шеелит-кварцевых прожилков. Смещения по этим трещинам не превышают нескольких сантиметров.

Широко распространены на месторождении послерудные разрывные нарушения и трещины. Они имеют ориентировку всех упомянутых выше направлений, но преобладают крутопадающие нарушения северо-восточного простирания. Вследствие малых амплитуд перемещений послерудные нарушения не приводят к сколько-нибудь существенным изменениям в строении месторождения и рудных тел.

В истории формирования структуры месторождения выделяется пять этапов. При этом роль тектоники наиболее широко проявилась

на ранних этапах образования месторождения. Она определила место локализации руд и тектоническую проработанность участка. Пластообразная форма Главного рудного тела в основном обязана широкому развитию метасоматических процессов в литологически благоприятном горизонте пород. Обогащенные участки рудных тел приурочены к метасоматическим кварцевым телам, локализованным на пересечениях трещин различной ориентировки. Наиболее высокие концентрации вольфрама связаны с грейзенами, развитыми по апофизам гранодиоритов, залегающим внутри Главной скарновой залежи и подвергшимся весьма интенсивному скарнированию и грейзенизации.

ОЛОВОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В мировой практике добыча олова производится как из россыпей, так и из коренных месторождений. В последние годы повсеместно заметно увеличился крен в сторону промышленного освоения штокверковых месторождений, обладающих хотя и более бедными рудами, но характеризующихся значительными, порой до уникальных, масштабами оруденения.

Пыркайские оловоносные штокверки. Оловоносная территория с преимущественным развитием штокверкового оруденения касситерит-кварцевой формации располагается в Паляваамской мегасинклинальной зоне, сложенной мезозоидами Чукотской складчатой системы, вблизи восточного борта Раучуанского позднегеосинклинального прогиба [20, 27].

В Паляваамской зоне обнажаются литологически монотонные песчано-сланцевые отложения триаса (T_{2-3}), образующие линейные и брахиформные складчатые сооружения общего северо-западного простирания. Непосредственно на территории рудного узла сочленяются три складчатые зоны: Кевеемская (северная) и Ичувеемская (южная) зоны пологой и брахиформной складчатости и разделяющая их Млелювеемская зона линейной складчатости. Две первые формировались на устойчивых, видимо, приподнятых блоках, тогда как Млелювеемская зона напряженной линейной складчатости заложила, вероятно, как узкий желоб в триасовом море, возможно связанный с глубинным разломом. В последующем эта зона испытывала наиболее интенсивные складчатые и разрывные дислокации и играла важную роль в размещении оловоносных площадей в качестве структуры продольного типа, насыщенной продольными соскладчатыми разломами. Она состоит из нескольких более локальных зон интенсивной линейной складчатости близкой ориентировки, разделяющих сходные по типу участки пологой и брахиформной складчатости.

Наряду с продольными соскладчатыми разрывами Млелювеемской зоны важными элементами контроля оруденения являются субмеридиональные зоны повышенной трещиноватости. Трещиноватость субмеридионального направления развита на площади рудного узла повсеместно и выделяемые зоны трещиноватости представляют собой полосы ее сгущения, границы которых проведены в значительной мере условно. На территории рудного узла проходит не менее четы-

рех таких зон, которые картируются специальными структурными методами, а также трассируются поясами, насыщенными дайками и рудными проявлениями. Заслуживают упоминания три рудоносные субмеридиональные зоны повышенной трещиноватости — Западная, Центральная и Восточная.

Западная зона проходит между Северным и Пырканайяньским гранитоидными массивами. К ней приурочены пояс даек преимущественно гранитоидного состава и оловорудные проявления. Центральная зона, основная по рудоконтролирующему значению, северным концом входит в гранитоиды Северного массива; в средней части (в пределах Млелювеевской зоны линейных дислокаций) она контролирует два рудных поля — Первоначальное и Нагорное — со штокверковым оруденением и пояс даек лампрофирового состава.

На этом отрезке зона повышенной трещиноватости проходит вдоль западного контакта скрытого на глубине гранитного массива, (рис. 36), контуры которого намечены по гравиметрическим данным. Наконец, в средней части Восточной зоны, аналогичной по строению и расположению Центральной зоне, локализовано наибольшее по площади Незаметное рудное поле со штокверковым оруденением.

Непосредственно в ареале развития штокверкового оруденения гранитоидные массивы отсутствуют, однако этот ареал насыщен дайковыми телами гранит-порфиров, гранодиоритов и пород лампрофирового состава, причем последние резко преобладают. В то же время крупные массивы гранитоидов находятся в непосредственной близости от рудного узла. На рудоносной площади на глубине около 1 км (по геофизическим данным) находится гранитное тело, видимо, сходное по составу с гранитоидами, обнажающимися по периферии рудного узла. О существовании на глубине гранитного массива свидетельствуют кроме того ореол контактового метаморфизма триасовых песчано-сланцевых пород, а также наличие дайковых образований, подверженных в значительной мере калиевому метасоматозу в форме интенсивной биотитизации и калишпатизации, что привело к образованию пород лампрофирового состава.

Изложенный материал позволяет достаточно уверенно говорить о принципиальной схеме структурного контроля рудных полей со штокверковым оруденением. В этой схеме основное значение имеют субмеридиональные зоны повышенной трещиноватости (прежде всего две из них — Центральная и Восточная); они являются рудовмещающими. Второй по значению структурный элемент контроля оруденения — соскладчатые продольные разломы северо-западного простирания. Ими определяется структурный каркас штокверков и их общий контур. Северо-западные разломы сами вмещают рудные тела и их, по-видимому, можно считать главными рудоконтролирующими структурами, выведившими рудоносные растворы в верхние структурные этажи. Они играли важную роль и в пострудное время, когда по ним происходило смещение частей штокверков относительно друг друга.

В пределах рудного узла выделяются три рудных поля (см рис. 36), при сравнительном изучении которых намечается значительное их сходство по большинству структурно-геологических характеристик.

Все рудные поля представлены линейными, вытянутыми в субмеридиональном направлении штокверками; так же простираются в пределах штокверков рудные прожилки. В состав Первоначального рудного поля входят несколько штокверковых зон (рис. 37), рассматриваемых как самостоятельные объекты для промышленной отработки; три из них, имеющие промышленные параметры, вытянуты в субме-

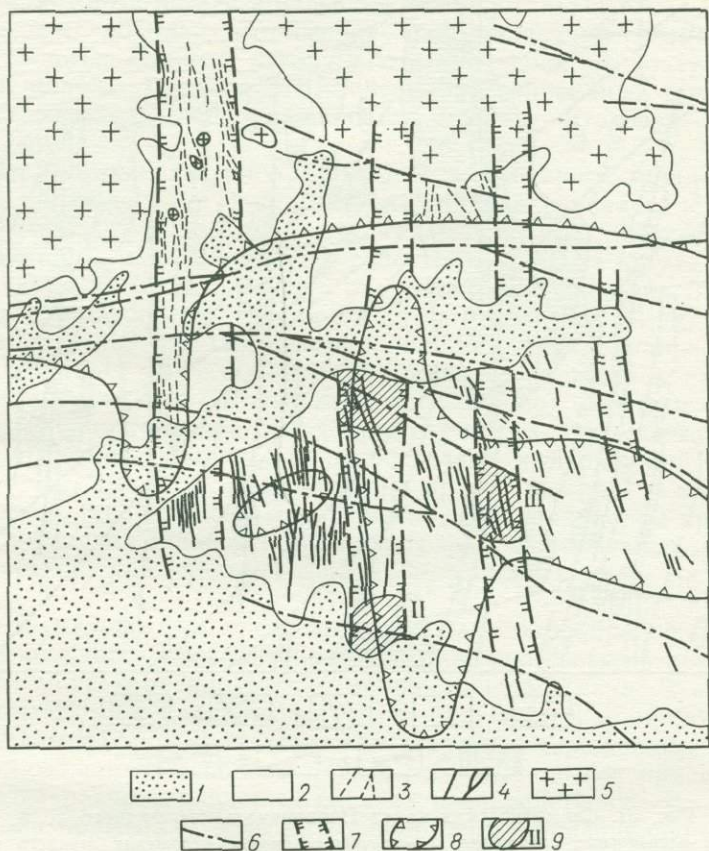


Рис. 36. Схематическая геологическая карта Пыркакайского оловорудного узла.

1 — рыхлые отложения; 2 — песчано-сланцевые отложения верхнего триаса; 3 — дайки кислого состава; 4 — дайки среднего состава (псевдолампрофиты); 5 — граниты; 6 — разрывные нарушения; 7 — контуры зон повышенной трещиноватости; 8 — контуры не вскрытых эрозией гранитоидных массивов; 9 — штокверковые оловорудные поля: I — Первоначальное, II — Нагорное, III — Незаметное

ридиональном направлении и прилегают северными флангами к разлому северо-западного простирания (два фланговых штокверковых тела), севернее которого оруденение либо обрывается, либо резко уменьшается по промышленным параметрам. Существует мнение о смещении по разлому расположенной к северу от него части штокверка. Одновременно с этим устанавливается экранирующее влия-

ние плоскости разлома, который ограничивает распространение оруденения к северу.

В интенсивно нарушенной тектоническими движениями зоне разлома залегают линзовидные оловоносные тела — короткие жилы, сильно раздробленные в пострудное время. Эти тела резко отличаются по

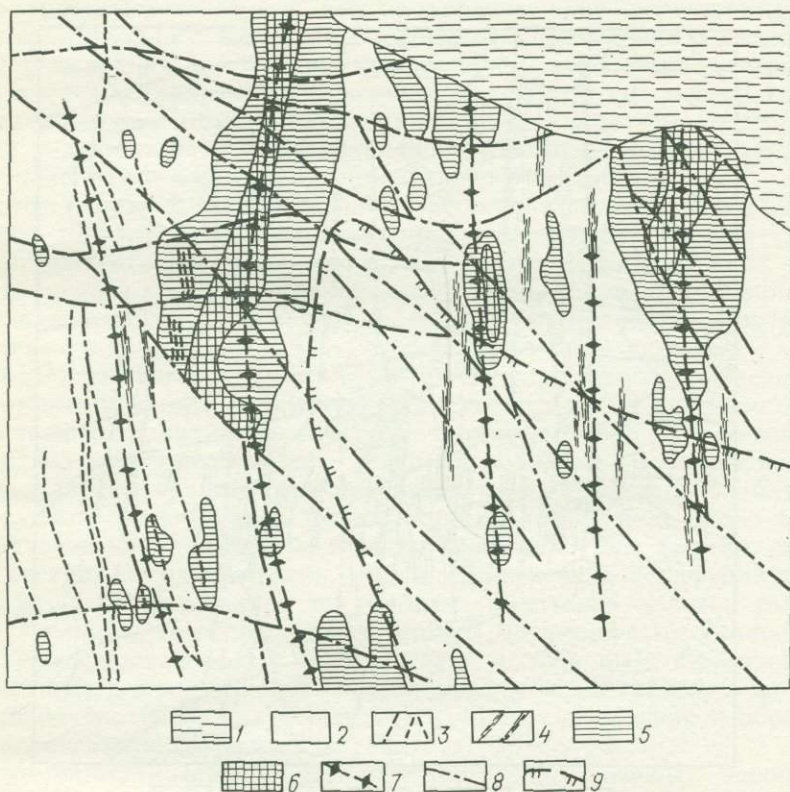


Рис. 37. Схематическая карта Первоначального рудного поля.

1 — рыхлые оловоносные отложения; 2 — песчано-сланцевые отложения верхнего триаса; 3 — дайки псевдолампрофиров; 4 — оловоносные зоны жильного типа; 5—6 — поля развития: штокеркового оруденения (5), основных штокерков (6); 7 — осевые линии локальных зон повышенной трещиноватости; 8 — разрывные нарушения; 9 — контур не вскрытого эрозией гранитоидного тела

морфологии от жил остальной части штокерка, иначе ориентированы, содержат больше сульфидов.

Сходное строение имеет и крайнее западное штокерковое тело. Между ним и крайним восточным штокерком расположен Центральный штокерк, значительно уступающий двум первым по размерам. Удлинение всех трех штокерковых зон проявлено вдоль осей локальных зон повышенной трещиноватости. В совокупности три рассматриваемых штокерка образуют единую трещинную и рудоносную структуру. Характерно встречное падение рудоносных прожилков в крайних штокерках и субвертикальное их залегание в Центральном

штокверке. Это позволяет говорить о структурном единстве всех трех штокверков Первоначального рудного поля. Они формируют расходящуюся кверху систему рудоносных прожилков. На глубине возможно их схождение с образованием единого штокверкового тела.

Более детального освещения заслуживают геологическое строение, структура и вещественный состав восточного (Первоначального) штокверка, который изучен и разведан более детально.

Вмещающие породы штокверка — переслаивающиеся глинистые, алевро-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники. В контуре рудного поля породы в различной степени ороговикованы, а на более локальных площадях, совпадающих с контуром штокверка, турмалинизированы.

На плане штокверка (рис. 38) изолиния суммарной мощности рудоносных прожилков на 1 м довольно хорошо совпадает с общим контуром штокверка; в целом эта характеристика штокверкового оруденения прямо коррелируется с содержанием олова в руде.

Рудоносные прожилки, как это видно на зарисовке (рис. 39), имеют сложную морфологию. Мощность их не превышает 20 см, а обычно составляет 1—3 см. При выдержанном субмеридиональном простирании наиболее значительных по мощности прожилков наблюдается разветвление или сочленение прожилков под острыми углами, из-за чего трудно говорить об их протяженности. Отдельные прямолинейные отрезки прожилков с относительно выдержанной мощностью достигают 10—15 м. Число рудных прожилков на 1 м в разрезе, поперечном их генеральному простиранию, как правило, не превышает 5—8. Суммарная мощность прожилков на 1 м в основном не более 20 см, а обычно для участков с промышленными рудами составляет 5—10 см.

Строение рудоносных прожилков довольно однообразно. В зальбандах наблюдается мусковитовая оторочка, мощность которой в определенной мере коррелируется с мощностью прожилка. В ассоциации с мусковитом и кварцем, тяготея к зальбандам прожилка, концентрируется основное количество касситерита. Осевые части рудных прожилков сложены в основном кварцем и сульфидными минералами.

В широко распространенных случаях непосредственно к зальбанду прожилка примыкает зона интенсивно турмалинизированных вмещающих пород, нередко состоящая на 90—100 % из бурого, темно-коричневого или черного турмалина. Мощность таких зон интенсивной турмалинизации достигает нескольких сантиметров (как правило, не более 5 см) и затем интенсивность турмалинизации довольно резко падает, но в целом повышенные содержания бора характерны для всего контура промышленных штокверковых руд.

Для штокверкового оруденения характерны отдельные элементы структурной и минералогической зональности. Структурная зональность выражается в закономерной пространственной ассоциации штокверкового и жильного морфологических типов оруденения: относительно крупные оловоносные жилы расположены по периферии штокверковых тел и на более высоких гипсометрических уровнях. Эта зональность проявляется в рассматриваемом штокверке; в той или иной мере она присуща и остальным штокверковым рудным полям.

Расположение оловоносных жил подчиняется общему структурному плану штокверковых рудных полей; жилы имеют в основном северо-западное или субмеридиональное простирание и в большинстве случаев размещены за пределами контуров промышленного штокверкового оруденения. Они несколько отличаются и по характеру

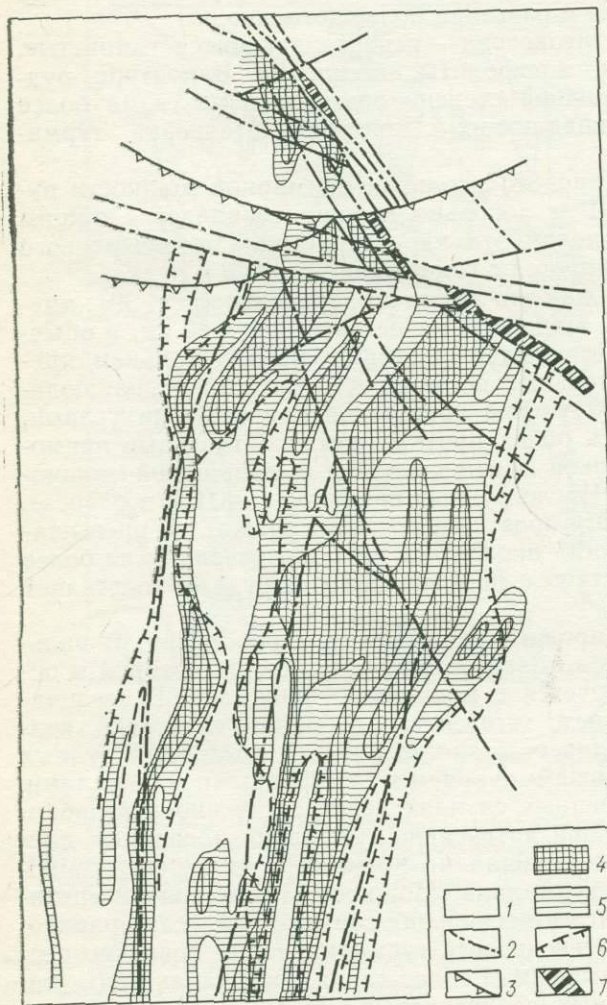
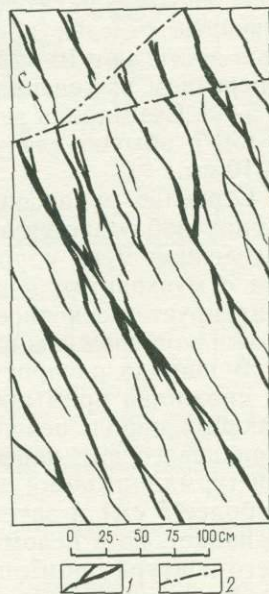


Рис. 38. Схематический план штокверка Первоначального.

1 — песчано-сланцевые отложения верхнего триаса; 2 — разрывные нарушения; 3 — разрывные нарушения типа пологих надвигов; 4 — контур интенсивного развития рудных прожилков; 5 — общий контур штокверкового прожилкования; 6 — изогипсы суммарной мощности рудных прожилков при значении 5—10 см/м; 7 — оловоносная зона жильного типа

Рис. 39. Морфология рудных прожилков (месторождение Первоначальное).

1 — рудные прожилки; 2 — разрывные нарушения



жильного выполнения от оловоносных прожилков штокверков и сложены в основном кварцем и касситеритом.

Эндогенная зональность оруденения, отраженная в вещественном составе рудных прожилков, проявляется также довольно определенно, хотя в целом стадийность минералообразования в рудных про-

жилках устанавливается весьма неотчетливо. Вместе с тем по взаимоотношениям минералов можно, в определенной мере условно, наметить три разновременные минеральные ассоциации: предпродуктивную (раннюю) топаз-альбит-мусковитовую; продуктивную — вольфрамит-касситерит-кварцевую и послепродуктивную, существенно кварцево-сульфидную. Ранняя минеральная ассоциация тяготеет к нижним частям штокверков, и в ее формировании, по-видимому, значительную роль играли гранитоиды, залегающие на глубине. В состав альбита и мусковита, встречающихся порой в больших количествах в рудных прожилках, вероятнее всего, входили калий и натрий, выщелоченные из гранитоидов.

Распространение продуктивной минеральной ассоциации определяет промышленный интервал оруденения на глубину, который составляет для отдельных штокверков более 300 м, причем прекращение промышленного оруденения на глубине не установлено с достаточной определенностью. В распределении сульфидной минеральной ассоциации более ясно проявлена горизонтальная зональность. Сульфидная минерализация тяготеет к зонам влияния разломов северо-западного и субширотного простираний. Эти разломы, более крупные по размерам и более отчетливо выраженные в верхнем структурном ярусе по сравнению с субмеридиональными зонами повышенной трещиноватости, видимо, являлись более проницаемыми для гидротермальных растворов в течение всего рудного процесса. В рассматриваемом восточном штокверке наиболее интенсивная сульфидная минерализация отмечается на его северном фланге, где проходит серия крупных разломов этих направлений, также несущих сульфидную минерализацию. К югу и на верхних гипсометрических уровнях ее интенсивность заметно снижается. Так, рудные жилы, залегающие гипсометрически выше штокверков, содержат как правило весьма небольшие количества сульфидов.

В заключение еще раз подчеркнем наиболее важные структурно-геологические факторы формирования оловоносных штокверков.

1. Локализацию штокверков определяют структуры двух типов: складчатые разломы северо-западного и субширотного простираний, заложившиеся в период формирования общей складчатой структуры региона, и субмеридиональные зоны повышенной трещиноватости. Первые, более значительные по размерам и глубине заложения, выполняли рудоконтролирующую роль и определяли локализацию штокверкового оруденения на отдельных отрезках зон повышенной трещиноватости; вторым принадлежало основное значение как рудовмещающим структурам.

2. Важный фактор локализации оруденения — находящийся на глубине гранитоидный массив, с внедрением которого следует связывать активизацию трещинных зон догранитного заложения и приоткрывание трещин на отдельных отрезках зон повышенной трещиноватости.

3. Оловоносные штокверки как промышленные объекты не имеют четких геологических границ. Их промышленные контуры определяются данными опробования и хорошо согласуются с изолиниями сум-

марных мощностей рудоносных прожилков с определенными значениями мощностей на 1 м.

4. Все месторождения рассматриваемого рудного узла представляют собой линейные штокверки с близкой ориентировкой рудных прожилков. Характерно отсутствие заметной рудной вкрапленности между рудными прожилками. В отличие от многих известных месторождений с тесной пространственной ассоциацией жильного и прожилково-вкрапленного (штокверкового) типов оруденения, образующихся в пределах единого контура промышленного оруденения, здесь наблюдается их четкое пространственное разобщение как результат проявления структурной зональности.

Иультинское рудное поле. Геология Иультинского рудного района и одноименного месторождения подробно освещена в работах П. З. Акиньшина и В. А. Мандыча [1], А. В. Зильберминца [11], С. Ф. Лугова и Б. В. Макеева [20, 27], В. К. Политова и др.

Иультинский рудный район располагается в пределах антиклинория того же названия, который объединяется с Куэввуньским поднятием в единую продольную структуру Куэввунь-Иультинский антиклинорий. С северо-востока к антиклинорию примыкает Экиатапский синклинорий; с юга и юго-запада Паляваамский и Экитынский синклинории (рис. 40). Сравнительно недалеко, к юго-западу от Иультинского района, размещаются вулканогенные образования Охотско-Чукотского пояса.

Преобладающее развитие в районе имеют пермо-триасовые терригенные породы, среди которых выделяются верхнепермская существенно сланцевая и ниже-среднетриасовая существенно песчаниковая толщи.

Значительная часть Куэввунь-Иультинского антиклинория занята массивами гранитоидных пород, которые относятся к трем гранитоидным комплексам: Тауреранскому (J_3-K_1), Вешкапскому (J_3-K_1) и Иультинскому (K_1). Очертания Иультинского рудного района в значительной мере определяются положением одноименного крупного гранитного массива того же названия, занимающего юго-западную часть рудоносной территории. В формировании массива устанавливаются по крайней мере две интрузивные фазы; в раннюю, главную фазу внедрялись крупнозернистые порфировидные андезиновые биотитовые граниты, в позднюю, в рамках которой возможно выделение субфаз, — различные по структурным особенностям породы гранитного состава (средне- и мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, аплиты, пегматиты).

В общем структурном плане Иультинского района, как и более обширных прилегающих к нему оловоносных площадей Чукотки, ведущая роль принадлежит двум структурным направлениям: северо-западному — субширотному (чукотскому), отражающему общее простирание складчатой системы и складчатых продольных разломов, а также северо-восточному (охотскому), отражающему влияние соседней более молодой Охотской геосинклинали.

В локализации рудного района важное значение имели три структурных шва северо-западного простирания: Куветский, Вачватапский, и Олептытынский. На территории района происходит сближение этих

швов и изменение их простирания до субширотного. Влияние охотского структурного направления отчетливо выражается в расположении гранитоидных массивов. Выделяется также группа субмеридиональных разломов, входящих в систему Крестовской поперечной структуры.

Сочетание разломов отмеченных систем определяет общий структурный план Иультинского района и размещение в его пределах оло-

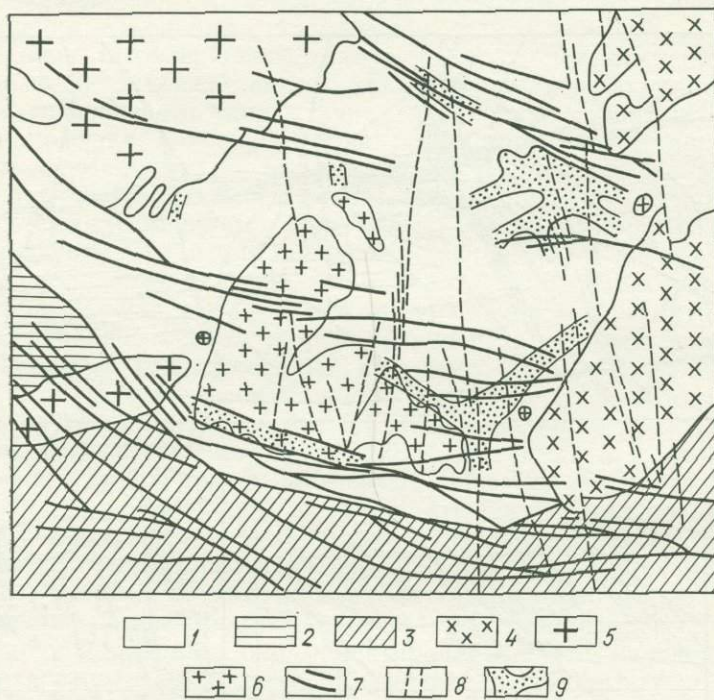


Рис. 40. Схематическая карта Иультинского рудного района.

1-3 — песчано-сланцевые отложения: Иультин-Куэввуньского антиклинория (1), Паляваамской мегасинклинальной зоны (2), Экитынской синклинальной зоны (3); 4-5 — синорогенные гранитоидные интрузивы: Вешкапский комплекс (4), Тауреранский комплекс (5); 6 — позднорогенные гранитоидные интрузивы (Иультинский комплекс); 7 — разломы чукотского структурного плана; 8 — разломы Крестовской поперечной структуры; 9 — основные олово-вольфрамоносные площади

вяно-вольфрамовых месторождений. В пределах рудного района устанавливаются следующие рудоконтролирующие факторы.

1. Общий контур рудоносной площади определяется крупным гранитным массивом. В юго-западной части он обнажается на значительной площади, к северу происходит погружение его кровли и на поверхность выходят отдельные куполовидные выступы массива.

2. Более локальные рудоносные площади типа рудных узлов приурочены к ядрам антиклинальных структур, прорванным телами гранитов.

3. В локализации рудных полей и месторождений основная роль также принадлежит интрузивным и структурно-тектоническим факто-

рам, но более высокого порядка. Структурно-тектонические факторы оказывают влияние как непосредственно, образуя структурный план рудных полей, так и опосредованно, контролируя размещение гранитных куполов, над которыми преимущественно формируются рудные объекты.

Иультинское рудное поле расположено в восточной экзоконтактовой зоне Иультинского гранитного массива над небольшим куполом

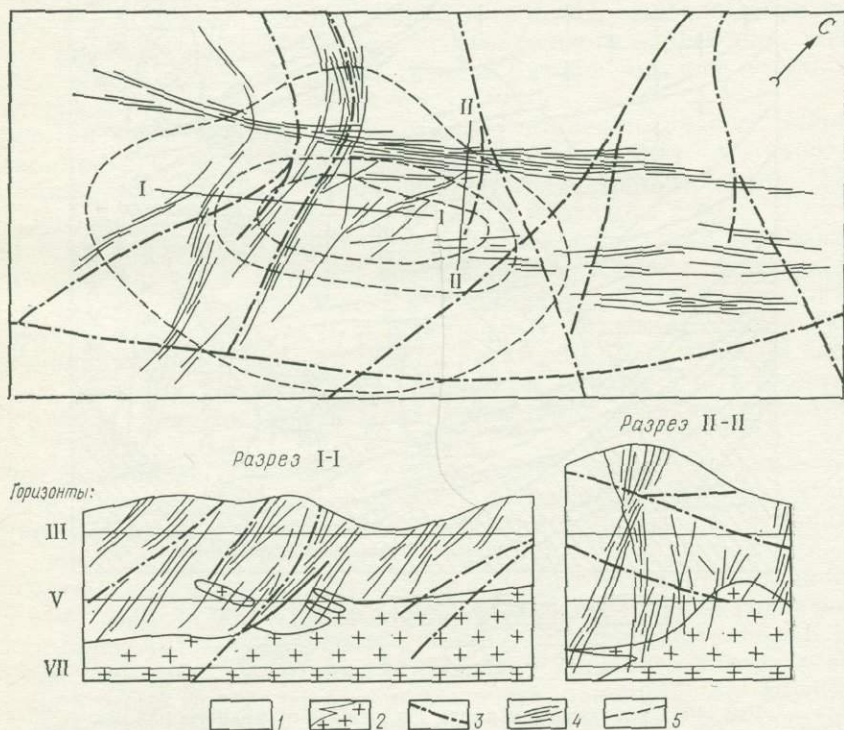


Рис. 41. Схематический план и разрезы Иультинского месторождения.

1 — ороговикованные песчано-сланцевые отложения; 2 — гранитный шток; 3 — разрывные нарушения; 4 — рудные жилы; 5 — контуры не вскрытого гранитного штока на разных горизонтах

гранитов (Иультинский слепой шток). Рудное поле размещается в участке сближения двух широтных — северо-западных разрывов (Чанталаського и Ленотапского), характеризующемся повышенной трещиноватостью. Строение рудного поля осложнено также догранитными разломами субмеридионального простирания, по которым произошло ступенчатое перемещение блоков.

Рудное поле несколько вытянуто в северо-восточном направлении, что согласуется с формой слепого гребневидного гранитного купола и с простиранием основной системы рудных жил (рис. 41). Рудное поле приурочено к блоку, границы которого образуют разломы северо-западного и субмеридионального направлений, но не имеет четких тектонических ограничений.

Определяющий фактор локализации рудного поля — гранитный купол, вытянутый в северо-восточном направлении, в чем проявилось влияние разломов той же ориентировки. Формирование гранитного купола активизирующе влияло на трещинные структуры догранитного плана. Это обстоятельство, наряду с образованием новых трещин, подготовило рудовмещающую структуру месторождения.

Преобладающий структурно-морфологический тип рудных тел месторождения — жильный; подчиненное значение имеют минерализованные зоны штокверкового типа в участках повышенной трещиноватости надинтрузивной зоны, а также прожилково-вкрапленное оруденение грейзенового типа в апикальной части гранитного штока и дайках-апофизах. Последние образуют обычно субпослойные тела с пологим залеганием. Они весьма широко распространены в прикровлевой части слепого штока и значительно осложняют его поверхность. Рудные тела группируются в несколько систем различного простирания и падения. Среди них основное значение имеет северо-восточная система, состоящая из двух зон: Водораздельной и Восточной.

Водораздельная зона — более выдержанная и компактная, в ней сконцентрировано основное промышленное оруденение. Зона состоит из сближенных расположенных кулисами жил, образующих узкую жильную зону с отношением длины к ширине 12 : 1. Жилы удалены друг от друга на расстоянии от 0,1 до 5 м, редко до 25 м. Протяженность отдельных жил достигает 200 м, мощность 5 м. Жилы часто соединяются друг с другом апофизами (рис. 42). Контакты жил весьма четкие, часто сорванные в результате пострудных подвижек. Водораздельная жильная система протягивается на глубину до 400 м, сохраняя промышленные параметры. Она располагается над северо-западным склоном слепого штока. Интересно отметить, что на верхних уровнях жилы Водораздельной зоны имеют преимущественно юго-восточное падение; они ориентированы почти перпендикулярно к поверхности слепого штока, но редко пересекают эту поверхность и входят в тело штока. На более глубоких горизонтах увеличивается число жил северо-западного падения, которые проходят субпараллельно поверхности штока, не пересекая ее. Жилы с этими элементами залегания продолжают на более значительную глубину. Благодаря наличию в Водораздельной зоне жил с падением в обе стороны на верхних ее горизонтах отмечается сложное сочленение жил различного падения: формируется полого залегающий штокверкообразный жильный столб, располагающийся вдоль простирания зоны.

Другая жильная зона северо-восточного простирания — Восточная близка по строению Водораздельной зоне. Вместе с тем жилы, слагающие эту зону, менее значительны по параметрам и располагаются на большем удалении друг от друга. Преобладают жилы северо-западного падения, подходящие к юго-восточной склоновой поверхности гранитного штока почти под прямыми углами. В тело штока проникают единичные жилы. Следует отметить сравнительно симметричное расположение обеих жильных зон северо-восточной системы относительно куполовидной поверхности слепого штока. Водораздельная жильная зона сужается на юго-восточном фланге в участке сочленения с системой жил северо-западного простирания.

Рудные жилы северо-западного простирания залегают в тесной пространственной ассоциации с жилами субширотного и субмеридионального простираний и образуют в совокупности Южную группу жил, представляющую собой сложное сочетание сопряженных разноориентированных жильных систем (рис. 43). Жилы северо-западного простирания с падением на юго-запад группируются в три жильные зоны, расположенные примерно на равном удалении друг от друга. Между ними развиты в основном жилы субмеридионального и субширотного простираний с падением соответственно на запад и юг.

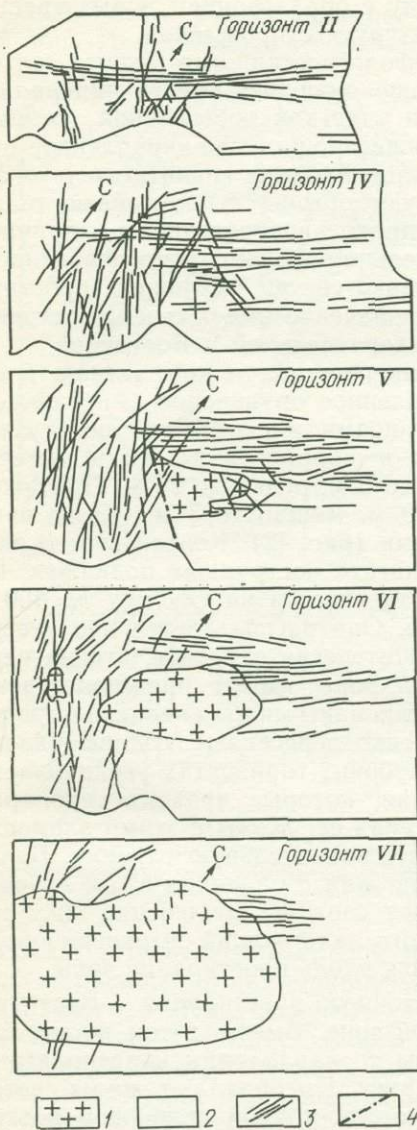


Рис. 42. Схематические погоризонтные планы Иультинского месторождения.

1 — граниты; 2 — ороговикованные песчано-сланцевые породы; 3 — рудные жилы; 4 — разрывные нарушения

Жилы Южной группы имеют наибольшее распространение на IV и V горизонтах, тогда как на поверхности они проявлены слабее. На глубоких горизонтах число их также сокращается, что, впрочем, характерно для жил любой ориентировки. Жилы Южной группы в совокупности составляют не совсем четко выраженное полукольцо, в какой-то мере повторяющее очертания юго-западной части слепого штока. Особенно это подчеркивается падением жил этой системы в сторону от центральной части штока. Они под острыми углами подходят к поверхности штока.

В системе жил северо-западного простирания выделяются жилы с крутым и пологим падением на юго-запад. Это обстоятельство предопределяет сложное сочленение жил на отдельных участках с образованием жильных узлов.

В пространственном размещении жил и жильных систем различной ориентировки наблюдаются определенные закономерности. Системы жил северо-восточного простирания получили наибольшее развитие на верхних горизонтах месторождения, где они формируют компактную Водораздельную жильную зону; на глубине рудные жилы рассеиваются. Максимум развития жил

субмеридионального простираения приходится на средние горизонты месторождения. Ни характер сочленения жил северо-восточного и северо-западного простираений, ни состав рудного материала, выполняющего их, не свидетельствуют о разновозрастности этих жил.

Весьма показательно, что лишь немногие жилы всех направлений пересекают поверхность слепого штока и входят в граниты; при этом они редко сохраняют промышленные параметры и быстро выклиниваются по мере углубления в граниты. На смену жилам в гранитах приходят оловяносные прожилково-вкрапленные грейзеновые зоны, формировавшиеся при значительном участии процессов метасоматической переработки гранитов. Прожилково-вкрапленные грейзеновые зоны в гранитах образуют как бы корневые части жильных систем, залегающих в надинтрузивной зоне.

Количественно-минеральный состав рудных жил Иультинского месторождения достаточно постоянен и прост. Ранняя предпродуктивная ассоциация представлена кварцем, топазом, флюоритом, мусковитом, альбитом; продуктивная — кварцем, касситеритом, вольфрамитом; послепродуктивная ассоциация сложена кварцем, арсенопиритом, леллингитом, молибденитом, халькопиритом, пиритом, флюоритом и карбонатами.

В системах рудных жил различной ориентировки устанавливаются неодинаковые содержания олова и вольфрама и их соотношения. Водораздельная жильная система характеризуется существенным преобладанием вольфрама над оловом — отношение содержаний WO_3 к Sn 2—10, в среднем 3 — и заметной тенденцией снижения величины этого отношения в северо-восточном направлении и с глубиной. В Восточной группе жил того же простираения вольфрам еще резче преобладает над оловом (WO_3 к Sn 10—15). В Южной группе рудных жил, имеющих северо-западное простираение, величина WO_3/Sn составляет 1—1,8 [1, 20]).

Выявленные элементы структурной и эндогенной зональности позволяют наметить наиболее характерные ее черты.

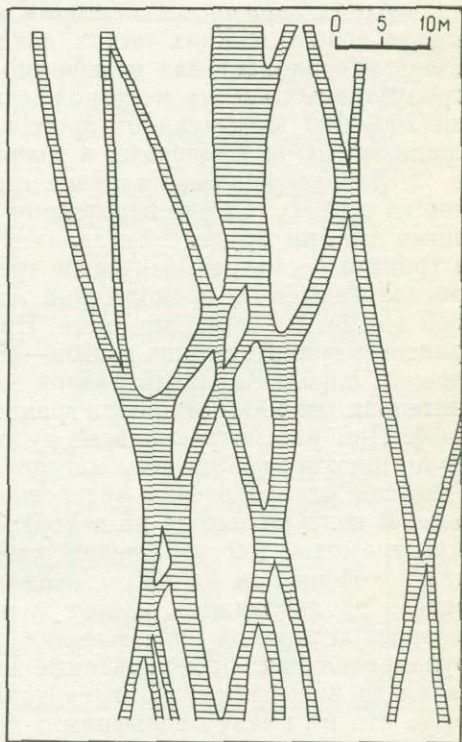


Рис. 43. Морфология рудных жил Иультинского месторождения

1. Эндогенная зональность проявляется в распределении по вертикали предпродуктивной (топаз-альбит-мусковитовой) минеральной ассоциации, она широко распространена в рудных телах, залегающих в гранитах, а в надинтрузивной зоне отмечается в жилах, удаленных от кровли гранитов не более чем на 200 м.

2. В предпродуктивной — касситерит-вольфрамит-кварцевой — ассоциации наблюдается резкое преобладание вольфрама над оловом на верхних горизонтах месторождений, расположенных в надинтрузивной зоне; в нижних частях, локализующихся в гранитах, напротив, олово преобладает над вольфрамом и, наконец, в средних, наиболее продуктивных частях месторождений (протяженность их по вертикали 200—300 м, считая от кровли гранитов) $WO_3 : Sn$ составляет в среднем 2 : 1, но изменяется в значительных пределах.

3. Характерна резкая смена структурно-морфологических особенностей рудных тел при переходе из осадочных пород в граниты. Ведущими типами оруденения являются в осадочных породах жильный, в гранитах — метасоматические грейзеновые зоны. Последние обычно располагаются на продолжении жильных систем и представляют собой как бы их корневые части. Промышленное оруденение распространено в гранитах лишь на 100—150 м от их кровли, тогда как в осадочных породах надинтрузивной зоны его протяженность весьма значительна (до 600 м от кровли гранитов).

4. При рассмотрении всей рудоносной территории, тяготеющей к Иульгинскому гранитному массиву, устанавливаются следующие особенности распределения эндогенной минерализации в плане и разрезе. В контуре выхода на поверхность гранитного массива оловянно-вольфрамовые месторождения размещены главным образом в пределах узкой полосы вдоль его южного контакта; во внутренних значительно эродированных частях гранитного массива они отсутствуют. В эндоконтактовой зоне массива отмечаются молибденит-кварцевые рудопроявления, расположенные несколько далее от контакта относительно вольфрамит-касситеритовых. В общем случае устанавливается, что на смену вольфрамит-касситеритовой минерализации эндоконтактовой зоны приходит молибденит-кварцевая минерализация.

5. В формировании структуры рудного поля ведущая роль принадлежит двум взаимосвязанным факторам: а) структурно-тектоническому — дорудному плану разрывных нарушений, который определялся разломами двух главных структурных направлений (северо-западного чукотского и северо-восточного, охотского) и обусловил локализацию гранитного штока; б) магматическому — внедрению гранитного штока, в связи с которым произошли активизация трещинных структур и раскрытие трещин определенных направлений, ставших впоследствии рудовмещающими.

Валькумейское рудное поле. Геология Певекского рудного узла и расположенного в его пределах Валькумейского рудного поля изучалась И. Н. Зубревым, Б. Л. Флеровым, В. М. Хребтовым, В. Г. Зориным, С. Ф. Луговым, Б. В. Макеевым [20] и др.

Певекский рудный узел размещается в пределах Раучуанского позднегеосинклинального прогиба. Последний сложен нижнемеловы-

ми песчано-сланцевыми породами, а в основании геологического разреза, по-видимому, залегают верхнеюрские образования.

Рудный узел располагается вблизи восточного борта прогиба, где проходит серия пограничных разломов субмеридионального простирания. Вероятно, один из разломов этой системы образует восточную границу рудного узла (рис. 44); с остальных сторон его территория ограничена акваторией Чаунской губы. Распространенные в пределах рудного узла песчано-сланцевые отложения нижнего мела деформированы в пологую антиклинальную складку северо-восточного простирания, ось которой параллельна восточному борту прогиба, и прорваны гранитоидами позднемелового возраста.

Наряду с разрывными структурами субмеридионального простирания, представленными отдельными разломами и зонами повышенной трещиноватости, на территории рудного узла широко раз-

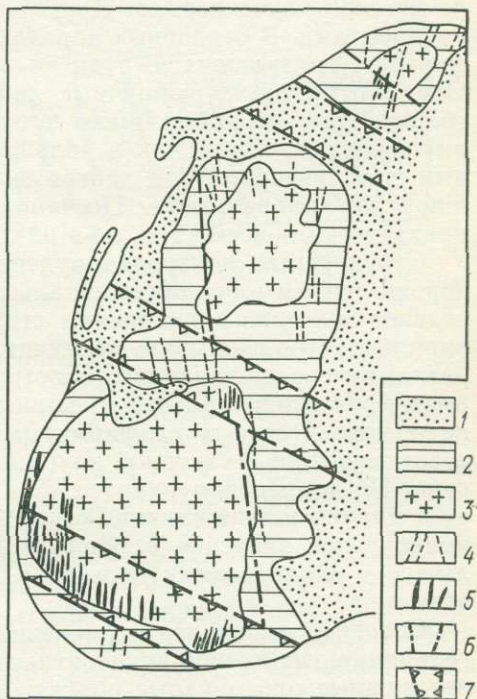


Рис. 44. Схематическая геологическая карта Певекского рудного узла. 1 — рыхлые отложения; 2 — нижнемеловые песчано-сланцевые отложения; 3 — позднемеловые граниты и гранодиориты; 4 — дайки среднего и основного состава; 5 — рудные жилы; 6 — разрывные нарушения; 7 — зоны влияния скрытых глубинных разломов

виты разломы северо-западного простирания. Последние — характерный структурный элемент мезозоид Чукотской складчатой системы. Они широко распространены за пределами Раучуанского прогиба, а на его площади проявляются в качестве скрытых разломов, проходящих в основании прогиба. В период позднемеловой тектоно-магматической активизации и в последующих неотектонических движениях происходило возобновление перемещений по разломам, и территория рудного узла приобрела блоковое строение.

Интрузивные образования играют значительную роль в общей структуре рудного узла. Они представлены тремя массивами гранит-гранодиоритового состава, расположенными в виде цепочки северо-восточного направления. Предполагается, что они являются обнаженными частями единого массива, залегающего на глубине. Этот массив расчленен глубинными разломами северо-западного простирания на блоки, которые смещены относительно друг друга по вертикали и в меньшей степени по горизонтали.

Площади гранитоидных массивов закономерно уменьшаются с юга на север. Самый крупный Певекский массив имеет зональное строение; его эндоконтактовая зона сложена гранодиоритами и кварцевыми диоритами, центральная часть — адамеллитами и биотит-роговообманковыми гранитами. В центральной части залегает либо небольшое штокообразное тело, либо серия даек мелкозернистых биотитовых гранитов. Неясность в этом вопросе объясняется слабой геологической изученностью. Другие массивы сложены в основном гранодиоритами. В осадочных породах выявлены дайки диоритовых порфириров, внедрившихся, судя по всему, до формирования массивов. Отмечаются также единичные дайки зонального строения, секущие гранитоиды. Эти дайки имеют в центральных частях состав гранодиорит-порфириров, тогда как в зальбандах их состав близок к биотитовым лампрофирам. Все дайковые образования простираются в субширотном направлении. Песчано-сланцевые породы ороговикованы практически повсеместно, но в различной степени.

Структурный контроль оруденения на территории рудного узла хорошо изучен и его принципиальная схема достаточно проста. В ней главное значение принадлежит структурам двух направлений: субмеридиональным разрывам, являющимся рудовмещающими, и скрытым разломам северо-западного простирания, игравшим рудоподводящую роль. Субмеридиональные трещины на территории рудного узла развиты повсеместно и их формирование происходило одновременно и взаимосвязанно с системой крупных разломов в восточном борту прогиба. На территории рудного узла оловянное оруденение располагается именно в зоне влияния северо-западных разломов. Их рудоконтролирующее значение в образовании оловорудных объектов проявляется и за пределами прогиба в Паляваамской мегасинклинальной зоне.

Основное оловянное оруденение Певекского узла размещается в гранодиоритах южной эндоконтактовой зоны Певекского массива; менее важные оловорудные объекты располагаются в северо-восточной эндоконтактовой зоне того же массива и в южной эндо- и экзоконтактовой зонах Яндрапаакского массива. Оруденение в южной эндоконтактовой зоне Певекского массива объединяется под названием Валькумейского рудного поля. В его пределах выделяется несколько участков: Прибрежный, Центральный, Двурогий, Календарный, Геофизической жилы и др. Эти участки образуют единую в структурном плане рудоносную зону, которая протягивается в северо-западном направлении в виде ясно выраженной полосы длиной до 5 км. Ее локализация определяется зоной влияния скрытого глубинного разлома того же простирания. Вся рудоносная зона размещается в гранодиоритах эндоконтакта, и лишь группа Прибрежных жил, составляющая фланг рудного поля и единичные жилы участков Центрального и Календарного, залегает в песчано-сланцевых породах экзоконтактовой зоны. В пределах рудоносной полосы все рудные жилы имеют субмеридиональное простирание. При этом жилы распределены неравномерно: на западном фланге и в центре выделяется несколько участков с повышенной концентрацией жил. Наиболее нарушенный участок рудного поля (Центральный) располагается на западном

фланге рудоконтролирующей полосы. Здесь практически отсутствуют мощные и протяженные рудные жилы, характерные для центральной части и восточного фланга рудного поля. Оловянная минерализация обычно локализуется в небольших жилах и прожилках, образующих штокверкоподобные минерализованные зоны грейзенового типа. На этом фланге преобладают рудовмещающие трещины западного падения (рис. 45).

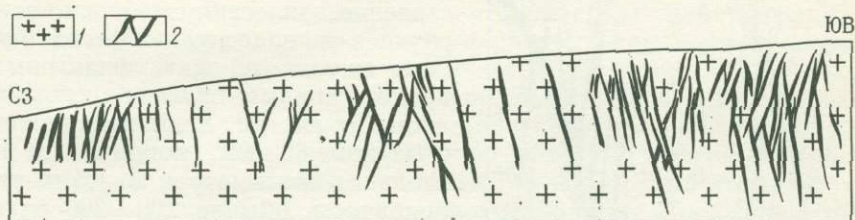


Рис. 45. Схематический разрез Валькумейского рудного поля.
1 — граниты и гранодиориты; 2 — рудные жилы

Структурно-морфологические особенности оруденения на западном фланге обусловлены сгущением субмеридиональных разрывов. С этим связано появление рудоносного участка (Геофизического), удаленного на значительное расстояние к северу от рудоконтролирующей полосы. Формирование на западном фланге прожилково-вкрапленных руд в гранитах привело к тому, что здесь объектами обработки были не жилы, а рудные зоны.

В центральной части рудного поля намечается несколько участков повышенной концентрации рудных жил, так называемые жильные свиты. Размеры их довольно значительны: ширина может составлять 150—500 м, протяженность 0,8—2 км. Строение жильных свит достаточно постоянно, в их осевых частях располагается стволовая жила, а к ней с обоих боков (висячего и лежачего) прилегают сопряженные жилы того же простирания, но с падением в обе стороны. Характер таких сопряжений жил разных размеров и ориентировки наиболее наглядно виден на поперечных разрезах (рис. 46). В пределах всего рудного поля установлено около 10 подобных участков повышенной концентрации жил. Эти участки фиксируют положение относительно протяженных субмеридиональных разрывов, контролировавших крупные жилы с восточным падением. Рудные жилы во вмещающих песчано-сланцевых породах залегают, как правило, на продолжении крупных рудовмещающих разрывов. На восточном фланге рудного поля распространенность жильных свит уменьшается и основное значение приобретают отдельные протяженные жилы восточного падения (см. рис. 45).

Все рудные тела Валькумейского месторождения локализируются в системах сколовых и разрывных трещин и по структурно-морфологическим признакам разделяются на простые жилы, сложные жилы, рудные зоны, прожилково-вкрапленные зоны. В пределах рудного поля эти структурно-морфологические типы распространены неравно-

мерно: рудные зоны и прожилково-вкрапленные зоны развиты преимущественно на западном фланге, сложные жилы в центральной части рудного поля, простые жилы — на восточном фланге. В целом для рудных жил характерна непостоянная мощность, невыдержанность элементов залегания, хотя в целом изменение азимута простирации происходит в узких пределах. Простые жилы имеют значительную протяженность по падению и простирацию, выклиниваются постепенно, залегают в большинстве случаев в виде кулис. Часто простые жилы служат фланговыми продолжениями более сложных жильных систем. Углы падения простых жил $60-90^\circ$, мощность от нескольких сантиметров до 1,5 м, протяженность обычно 200—300 м; по падению жил промышленные интервалы составляют около 100 м. Наиболее крупные единичные простые жилы прослеживаются по простирацию до 1500 м, по падению — до 300 м. Сложные жилы отличаются от простых наличием значительного числа апофиз и сопряженных жил. Мощность сложных жил 1—6 м, редко достигает 10 м; протяженность по простирацию до 250 м, по падению до 80 м; простираение их также субмеридиональное с падением

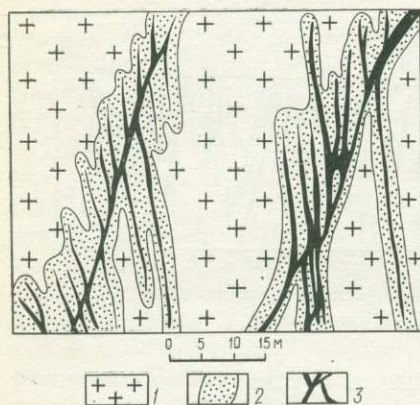


Рис. 46. Схематический разрез вкрест простирации рудных жил месторождения Валькумей (Западный участок).

1 — гранитоиды; 2 — зоны околожильного изменения с прожилково-вкрапленным оруденением; 3 — рудные жилы

в обе стороны под углами $65-70^\circ$. Сложные жилы характерны для верхних горизонтов центральной части рудного поля и располагаются на небольшом удалении от контакта гранитоидного массива. На участках развития сложных жил устанавливается широкая и интенсивная метасоматическая переработка вмещающих гранитоидов.

Рудные зоны представлены интенсивно нарушенными и метасоматически переработанными гранитоидами с многочисленными короткими рудными прожилками, жилами и гнездами. Рудные зоны имеют субмеридиональное простираение и западное падение, тогда как рудные прожилки, составляющие их, падают преимущественно на восток под углами $50-60^\circ$. Рудные зоны могут заключать блоки измененных гранитоидов. Границы этих зон нечеткие, а промышленные контуры определяются опробованием. По структурно-морфологическим особенностям они близки штокверковым зонам, и к этому типу в пределах рудного поля можно отнести зону Геофизическую. Последняя состоит из субмеридиональных прожилков восточного падения при общем западном падении штокверкового тела. Рудные прожилки имеют четкие ограничения, протяженность их 2—15 м, мощность 2—20 см, число прожилков на 1 м варьирует от 1 до 15.

Следует подчеркнуть, что выделенные структурно-морфологические типы рудных тел месторождения Валькумей имеют много обще-

го, они близки по условиям формирования и могут встречаться в пределах одного участка. Целесообразность их выделения оправдана тем, что на отдельных участках рудного поля имеет преимущественное развитие один из выделенных типов, что определяет специфику разведки, оценки и отработки таких участков.

Для Валькумейского рудного поля характерна преимущественная приуроченность оруденения к эндоконтактовой зоне гранитоидов. Удовлетворительного объяснения этому явлению пока нет; возможно, причины кроются в различии физико-механических свойств гранитоидов и вмещающих осадочных толщ, экранирующем влиянии поверхности контакта гранитоидов, а вероятнее всего в том, что рудоконтролирующий северо-западный разлом проходит именно в зоне эндоконтакта гранитоидов. Редкие рудные жилы, располагающиеся в экзоконтактовой зоне, локализуются обычно там, где гранитоиды образуют выступы и поверхность их контакта имеет сложный характер. Вероятно, эти выступы имеют тектоническую природу и связаны с крупными разрывами, контролирующими жильные системы, к продолжению которых и приурочены рудные тела экзоконтактовой зоны.

Еще одна характерная черта строения рудного поля — наличие четкого интервала распространения по вертикали промышленного оруденения. Интервал является общим для всего рудного поля и составляет 200—250 м. Этот рудоносный горизонт имеет небольшое склонение к юго-западу. Существование такого горизонта, по всей видимости, связано с тем, что именно в данном интервале существовали оптимальные физико-химические условия для рудоотложения.

Валькумейское рудное поле по формационным особенностям — типичный представитель касситерит-силикатной формации. К этой формации относятся и остальные рудные объекты Певекского узла. Рудные тела формировались в три стадии гидротермального процесса: кварцево-турмалиновую (предпродуктивную); касситерит-кварцевую (продуктивную) и сульфидно-кварцевую (послепродуктивную). Состав руд изменяется в зависимости от соотношения продуктов предпродуктивной и послепродуктивной стадий рудного процесса. В этом проявляются элементы эндогенной рудной зональности; на западном фланге рудного поля развиты преимущественно малосульфидные руды кварцево-турмалинового состава; к востоку сульфидность руд возрастает. Устанавливается также увеличение содержания сульфидов на северных флангах отдельных жил в участках их выклинивания.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Расположение и структура Валькумейского рудного поля определяются двумя структурными элементами: а) субмеридиональными разрывами и зонами повышенной трещиноватости, которые являются основными рудовмещающими структурами; б) скрытыми разломами фундамента северо-западного простирания, выполняющими рудоконтролирующие функции.

2. Очертания рудного поля имеют вид полосы северо-западного простирания, в пределах которой поперечно к ней размещаются рудные жилы субмеридионального направления. Расположение рудоносной полосы определяется зоной влияния скрытого глубинного разлома северо-западного простирания.

3. Выделенные в пределах рудного поля структурно-морфологические типы оруденения генетически тесно связаны. По простиранию рудного поля (с запада на восток) устанавливается смена преимущественного развития указанных типов в следующем порядке: прожилково-вкрапленные и штокверковые рудные зоны → сложные жилы и жильные системы → простые жилы. Это свидетельствует о возрастании нарушениями рудного поля к западному флангу.

4. Характерная особенность рудного поля и узла в целом — наличие рудоносного этажа, располагающегося на определенных гипсометрических уровнях, в пределах которого локализируются промышленные руды.

Месторождение **Трудовое** находится в Сарыджазском оловорудном районе, расположенном в восточной части Фергано-Кокшаалской складчатой области герцинид Южного Тянь-Шаня. Геология Сарыджазского района и размещенных в его пределах месторождений изучала Д. И. Яковлевым, Ф. И. Ковалевым, Д. Н. Тарасовым, П. А. Петровым, Ф. З. Таировой, В. И. Кнауфом, Л. Н. Мозолевым, И. Л. Захаровым, А. Б. Павловским, Н. К. Маршуковой, Н. И. Дорошенко, Т. А. Додоновой, Ф. И. Борисовым, В. А. Ставинским, Н. М. Шкилем и др. В этом районе комплексное вольфрам-оловянное оруденение локализовано главным образом в Иныльчекском, собственно оловянное — в Акширайском и полиметаллически-оловянное — в Сарыбулакском рудных полях, структурная позиция которых определяется их приуроченностью к узлам сопряжения согласных со складчатостью и секущих глубинных разломов близширотного, северо-северо-восточного и северо-западного простираний.

Иныльчекское рудное поле занимает восточную часть Сарыджазского района и тяготеет к юго-западному окончанию одноименного геантиклинального поднятия в области, пограничной с Майдантаг-Кокшаалским геосинклинальным прогибом. В структуре рудного поля элементы вышеуказанных разломов выражены серией продольных, поперечных и диагональных нарушений, контролирующих положение массивов гранитоидов позднепалеозойского оловоносного магматического комплекса. Размещение отдельных месторождений и рудопроявлений в пределах рудного поля определяется теми же разломами и оперяющими их трещинными структурами.

Месторождение Трудовое (рис. 47) — типичный представитель этого рудного поля, — по данным А. Б. Павловского и др. [28], приурочено к области сопряжения крупных разрывных нарушений третьего и четвертого порядков: зон Диагонального и Южного разломов северо-восточного простирания с зонами Поперечного, Субмеридионального, Ташкоринского и других субмеридиональных разломов.

Основу складчатой структуры месторождения составляют Учкельская антиклиналь и Кургакская горст-антиклиналь. Первая на площади месторождения представлена фрагментарно, будучи почти полностью интродуцирована крупнозернистыми порфиридовидными гранитами главной фазы внедрения (Ташкоринский массив) и равномерно-среднезернистыми гранитами дополнительной фазы внедрения (Суходольский и Иныльчекский массивы) позднепалеозойского магмати-

ческого комплекса. Сохранилось лишь северо-восточное периклинальное замыкание складки, в пределах которого обнажаются верхнесилурийские вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения. Расположенная севернее Кургакская горст-антиклиналь, вытянутая в восточно-северо-восточном направлении, в основном сложена вулкано-

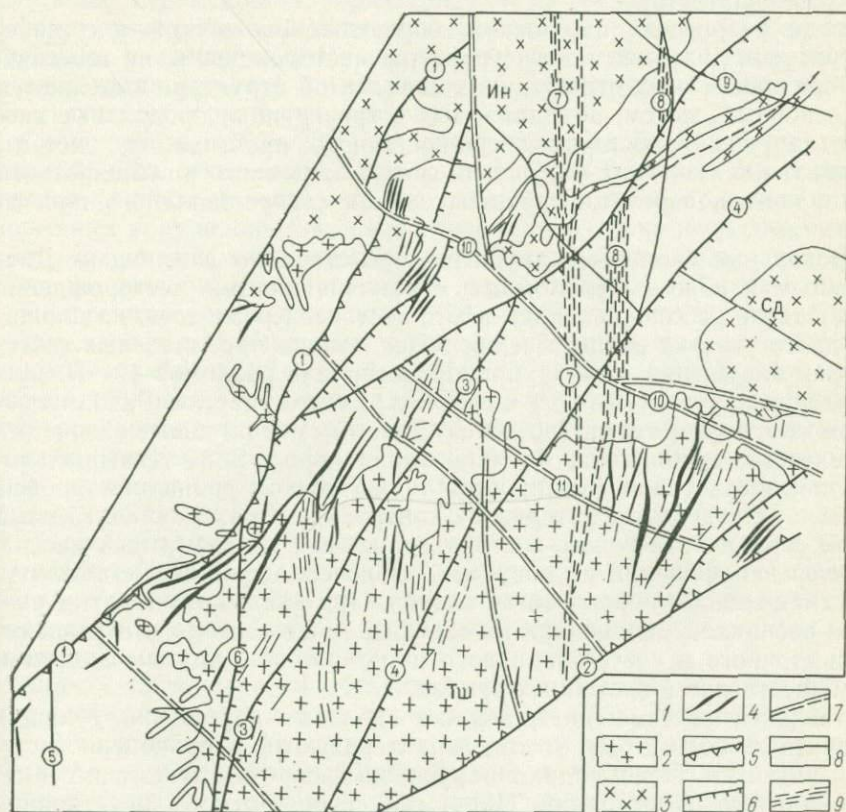


Рис. 47. Геолого-структурная схема месторождения Трудового по Ф. И. Борисову, Н. И. Дорошенко, А. Б. Павловскому, В. А. Ставнскому (1980 г.).

1 — вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения; 2 — граниты главной фазы внедрения; 3 — граниты дополнительной фазы; 4 — рудные тела; 5—8 — тектонические нарушения: третьего (5), четвертого (6), пятого (7), шестого (8) порядков; 9 — зоны повышенной трещиноватости
Разломы и зоны разломов: 1 — Диагональный, 2 — Южный, 3 — Высокий, 4 — Промежуточный, 5 — Субмеридиональный, 6 — Поперечный, 7 — Широкая, 8 — Ташкоринская, 9 — Караджакский, 10 — Суходольский, 11 — Северо-Западный.

Интрузии: Ин — Иньльчская, Сд — Суходольская, Тш — Ташкоринская

генно-осадочными породами верхнего силура, но в юго-западной части также прорвана гранитами Ташкоринского массива, а на северо-востоке рудного участка — Иньльчским массивом гранитов дополнительной фазы внедрения. Складка имеет сложное строение с крутым встречным падением крыльев и широким развитием в местах пережима дополнительных узких изоклинальных складок коробления. Дальнейшее усложнение пликативной структуры месторожде-

ния, сформированной в основную фазу складчатости региона (вторая половина среднего карбона), связано с позднеорогенным внедрением гранитных массивов, сопровождающимся образованием брахискладчатых форм и складок волочения главным образом на крыльях в полосчатых мраморах, а в ядрах будинированием массивных мраморов и микроплойчатостью.

Среди разрывных нарушений, определяющих общий тектонический рисунок дизъюнктивной структуры месторождения, по генетическим признакам и их отношению к складчатой структуре выделяются пять основных систем, объединяемых в три группы: продольные сколовые нарушения восточно-северо-восточного простирания, системы диагональных сколовых нарушений северо-восточного и субширотного простираний, поперечные трещины отрыва северо-западного простирания.

Продольные сколовые нарушения представлены в основном Диагональным и Южным разломами, ограничивающими месторождение соответственно с северо-запада и юго-востока. Кроме того, на площади рудного участка развита серия более мелких параллельных тектонических нарушений этой группы. Простирание разломов $40-60^\circ$, углы падения крутые ($70-85^\circ$) в сторону рудного участка. Разломы сопровождаются широкими (до 200 м) зонами смятия, повышенной трещиноватости, дробления и брекчирования пород. Зона Диагонального разлома отчетливо фиксируется также поясом гранитных апофиз и даек, а на отдельных интервалах контролирует оруденение. Южный разлом ограничивает с юго-востока Ташкоринский гранитный массив. Характер перемещений по разломам взбросово-сдвиговый с амплитудами смещений до первых сотен метров. При движениях по этим разломам возникали оперяющие их системы трещин скола и отрыва северо-восточного и северо-западного простираний с крутым падением преимущественно в восточных румбах.

Отдельные системы диагональных сколовых нарушений, секущих складчатость под острым углом, характеризуются неравноценной степенью развития. Преобладают нарушения северо-восточного и субмеридионального простираний. Нарушения субширотного простирания проявлены в значительно меньшей мере и в структуре месторождения играют подчиненную роль.

Сколовые нарушения северо-восточного ($25-35^\circ$) простирания с крутым ($65-85^\circ$) юго-восточным падением, представленные Высоким и Промежуточным разломами и целой серией менее крупных тектонических нарушений, контролируют гранитные апофизы, дайки и рудные тела. В основном они сосредоточены в области развития Диагонального и Южного разломов со стороны их висячих боков, где группируются в виде зон близко расположенных параллельных трещинных структур с характерной для них системой многочисленных оперяющих трещин субмеридионального направления. По характеру движений северо-восточные разрывные нарушения относятся к категории сбросо-сдвигов с амплитудами перемещения, превышающими первые десятки метров лишь в крупных разломах.

Среди субмеридиональных ($350-10^\circ$) сколовых нарушений с крутым (до $75-85^\circ$) падением в обе стороны, несмотря на весьма широ-

кое их распространение, морфологически отчетливо выражены лишь немногие (Субмеридиональный и Поперечный). Гораздо чаще они проявлены зонами мелкой трещиноватости, такими как Широкая и Ташкоринская, протягивающимися едва ли не через все месторождение. Устанавливаемые по близмеридиональным нарушениям малоамплитудные перемещения характеризуют их как сбросо-сдвиги. Они трассируются меридиональными контактами гранитных массивов на отдельных участках и небольшими апофизами того же направления. В локализации рудной минерализации субмеридиональные трещинные структуры играют существенную роль.

Субширотные (260—280°) сколовые трещинные структуры с крутым (60—75°) северо-восточным (в основном) падением на площади рудного участка не образуют крупных протяженных разломов или разрывных нарушений. Они выражены сравнительно небольшими трещинными зонами, чаще притертыми, фиксируются также гранитными апофизами, реже — короткими и маломощными дайками аплитов.

Поперечные северо-западные (320—340°) трещинные структуры с крутым, почти вертикальным падением представлены на месторождении Текесайским, Северо-Западным, Суходольским разломами и повсеместно распространенными тектоническими трещинами небольшой протяженности. Контроль магматических проявлений северо-западными разломами проявлен слабо, но в локализации оруденения трещинные структуры этого направления играют заметную роль, хотя и не вмещают сколько-нибудь крупные рудные тела. Отмечаемые по северо-западным трещинам плоскости скольжения имеют отчетливо выраженный послерудный характер, притертым оказывается материал рудных образований. Эти подвижки связаны, по-видимому, с последующим обновлением трещин северо-западного направления в качестве сколовых структур.

Анализ тектонической обстановки формирования месторождения, размещения магматических проявлений и локализации оруденения позволяет в истории развития его структуры выделить три основных этапа: дорудный, рудный и послерудный, в каждом из которых трещинные структуры определенных направлений и генетической природы получали преобладающее развитие.

В дорудном этапе, в период завершающегося складкообразования и консолидации пликативных структур, были заложены практически все главные системы трещинных структур, вдоль которых впоследствии происходили неоднократные тектонические движения. Преимущественное развитие в это время имели крутопадающие продольные разломы восточно-северо-восточного простирания, которые в основном контролируют размещение гранитных массивов, их апофиз и даек, локализованных в зонах дробления вдоль контактов пород с различными физико-механическими свойствами. Возникающие на конечных этапах развития складчатости диагональные субмеридиональные и субширотные, а также поперечные северо-западные трещинные структуры проявлены в значительно меньшей степени, но они также фиксируются гранитными апофизами и дайками. В период растяжения, сопровождавшийся внедрением магматических образований, на фоне общего приоткрывания трещинных структур их выположенные

участки были притерты, что нашло отражение в особенностях морфологии гранитных апофиз, характеризующихся частыми раздувами и пережимами.

В ходе дальнейшего развития структуры месторождения возникли системы восточно-северо-восточных, северо-западных, субмеридиональных и субширотных круто- и пологопадающих прототектонических трещин в интрузивах, их апофизах и породах дайковой серии.

В рудном этапе, в начальный его период, локализация высокотемпературного грейзенового и кварцево-жильного олово-вольфрамового оруденения, генетически непосредственно связанного с гранитами дополнительной интрузивной фазы, происходила среди материнских гранитов и в зоне ближайшего экзоконтакта среди вмещающих осадочных пород и ранних гранитов главной фазы внедрения. Кварц-касситерит-вольфрамитовые и слюдисто-флюорит-касситерит-шеелитовые руды выполняли в основном неглубокие и сравнительно не протяженные северо-восточные, субмеридиональные и субширотные трещины.

Последующие тектонические движения, возникшие в связи с возобновившимися сжимающими усилиями, вызвали дробление и брекчирование ранних рудных образований, формирование более крупных трещинных структур основных направлений, а также образование новых трещин того же плана. Многие из них в дальнейшем развились в крупные рудовмещающие структуры, выполненные сложными жилами с разноэтапной многостадийной минерализацией. Наиболее интенсивно рудовмещающие трещинные структуры проявились в крупнозернистых разностях порфириовидных гранитов главной интрузивной фазы, менее — в интрузивных массивах, сложенных равномерно-среднезернистыми гранитами дополнительной фазы внедрения и в еще меньшей степени — в надинтрузивной толще более пластичных вулканогенно-терригенно-карбонатных пород. В последней трещины рудного этапа формировались в основном вдоль гранитных апофиз и даек, повторяя при этом их элементы залегания, а также образовывали поперечную отдельность в них.

Неоднократно повторяющиеся в рудном этапе подвижки по Диагональному и Южному разломам привели к дальнейшему развитию этих структур и оперяющих трещин скальвания северо-восточного простирания: возникли хорошо проработанные сближенные крупные рудовмещающие трещины и зоны дробления. Кроме того, при движениях по северо-восточным трещинным структурам вблизи них появлялись оперяющие субмеридиональные трещины отрыва, которые частично использовали существующую систему сопряженных со складчатостью сколовых трещин того же направления, усиливая тем самым их проработку.

В результате на поздней стадии рудного этапа наибольшее распространение получили крутопадающие трещины восточно-северо-восточного, северо-восточного и субмеридионального направлений протяженностью от первых десятков до многих сотен метров, которые при ослаблении сжимающих усилий и поступлении новых порций рудоносных растворов явились главными рудовмещающими структурами для собственно оловянного гидротермального оруденения, цементирующего раздробленные и брекчированные ранние оло-

во-вольфрамовые рудные образования. Это оруденение, представленное в основном кварц-турмалин-флюорит-касситеритовыми рудами, в которых концентрируется основная масса олова, связано с не вскрытыми на поверхности магматическими источниками. Основные оловорудные тела приурочены к северо-восточным трещинным структурам. Отдельные рудные тела встречаются в участках приоткрывания продольного Диагонального разлома и параллельных ему трещинных структур. Кроме того, многочисленные рудные тела локализованы в близмеридиональных трещинных структурах.

Наиболее насыщены рудными телами участки месторождения, тяготеющие к линейным гребневидным выступам гранитных массивов и областям сочленения и пересечения зон Диагонального, Южного, Высокого, Промежуточного и других восточно-северо-восточных и северо-восточных разломов с Поперечным, Субмеридиональным, Суходольским, Северо-Западным и Текесайским разломами субмеридионального и северо-западного простирания, а также к участкам пересечения северо-восточных и субмеридиональных трещинных структур с широтными зонами трещиноватости.

В пострудном этапе формирования структуры месторождения основное значение имели разрывные нарушения северо-западного простирания с крутым, преимущественно северо-восточным падением, представляющие собой в основном правые сбросо-сдвиги с глиной трения и горизонтальными амплитудами перемещения от нескольких сантиметров до 3 м, редко до 10 м и более. По простиранию рудных тел они ограничивают блоки протяженностью от 50 до 120 м. Многие из этих нарушений — обновленные дорудные трещины отрыва. Сходный характер имеют и менее развитые субмеридиональные пострудные трещинные структуры. Обновленные в альпийский орогенный этап трещины северо-восточного направления, как правило, осложняют рудные тела висячем боку.

В зависимости от особенностей рудолокализирующих структур, возникших среди различных вмещающих пород, на месторождении выделяются следующие четыре основных типа рудных тел: 1) простые жилы, 2) жилы сложного строения, 3) лестничные жилы и 4) неправильные метасоматические тела. Наиболее важны и интересны жилы сложного строения и метасоматические залежи. Простые жилы трещинного выполнения и лестничные жилы характеризуются значительно меньшими масштабами, но вместе с рудными образованиями первых двух морфологических типов участвуют в формировании комбинированных рудных тел.

Жилы сложного строения (Главная, Дальняя, Ветвистая, Линейная и др.) распространены довольно широко и развиты во всех породах, однако при переходе из гранитов в пластичные известняки в участках перегибов складок и флексур жилы обычно тупо оканчиваются, если их простирание близко перпендикулярно напластованию известняков (рис. 48, А), или приобретают форму неправильных жилообразных залежей, если пласты известняков образуют острый угол с направлением простирания рудолокализирующей структуры (см. рис. 48, Б). При переходе жил в кварц-биотитовые роговики или эффузивные порфириты массивного сложения наблюдается их продолжение

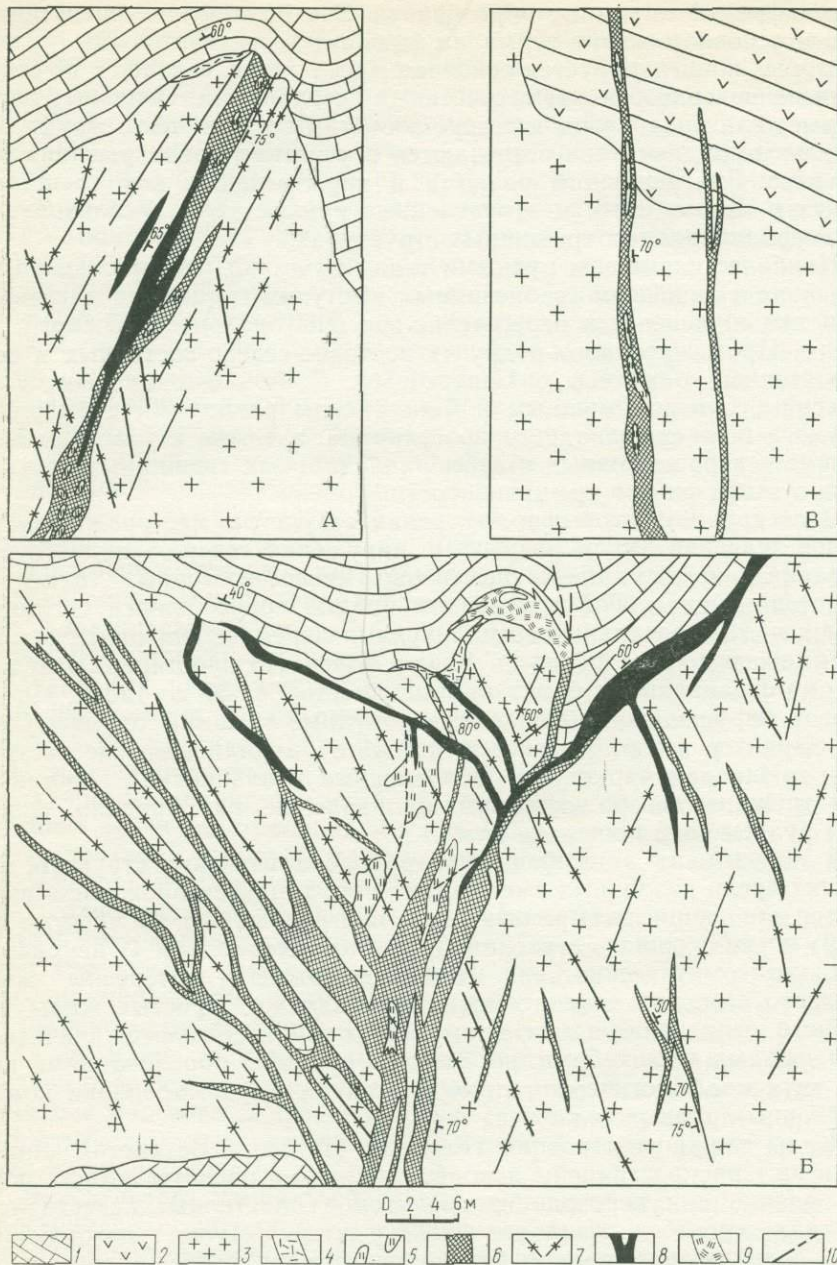


Рис. 48. Особенности морфологии жил сложного строения (месторождение Трудовое).

1 — мраморизованные известняки; 2 — эффузивные порфириты; 3 — граниты; 4 — скарны; 5 — обломки ранних кварцево-рудных жил; 6 — кварц-флюорит-турмалин-касситеритовые руды; 7 — кварц-турмалиновые прожилки; 8 — кварц-сульфидная минерализация; 9 — окисленные руды; 10 — разрывные нарушения

без сколько-нибудь заметных изменений мощности и элементов залегания (см. рис. 48, В).

Сложная морфология наиболее крупных рудных жил обусловлена их приуроченностью к хорошо проработанным крутопадающим разрывным нарушениям, неоднократно обновляющимся в период рудообразования. Эти жилы сложены последовательно накладывающимися

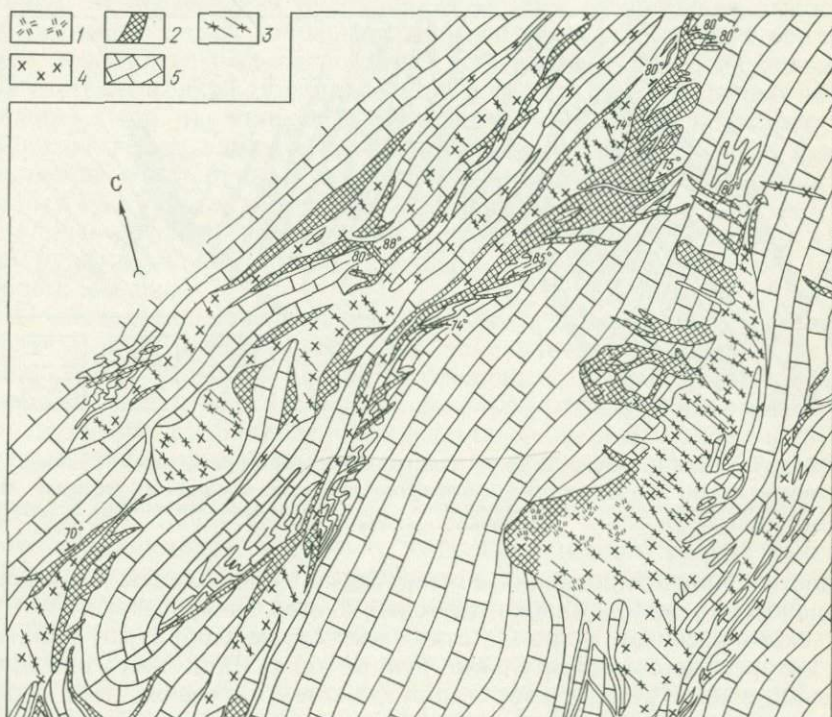


Рис. 49. Метасоматические рудные тела вдоль контактов гранитных апофиз и мраморизованных известняков (месторождение Трудовое).

1 — окисленные руды; 2 — рудные метасоматиты; 3 — рудные прожилки и лестничные жилы; 4 — граниты; 5 — мраморизованные известняки

ся минеральными ассоциациями разных этапов и стадий минералообразования. Протяженность таких многостадийных жил обычно от 150 до 500 м, в отдельных случаях превышает 1 км. Мощность жил изменяется от десятков сантиметров до 1—3 м, иногда наблюдаются раздувы до 6—8 м. Наиболее частые формы выклинивания рудных тел — постепенное уменьшение мощности и расщепление на серию маломощных прожилков.

Метасоматические рудные тела локализованы преимущественно во вмещающих карбонатных породах вдоль контактов гранитных апофиз (рудные тела зон Дайковой и Контактной). Они характеризуются необычайной сложностью форм (рис. 49), невыдержанностью элементов залегания и мощности как по простиранию, так и по падению.

Это объясняется тем, что наряду со структурным, большую роль в их образовании играл также литологический фактор, обусловивший избирательное и неравномерное замещение пород рудным материалом. Однако четкий контроль оруденения протяженными гранитными апофизами приводит к тому, что в целом метасоматические тела имеют значительные размеры.

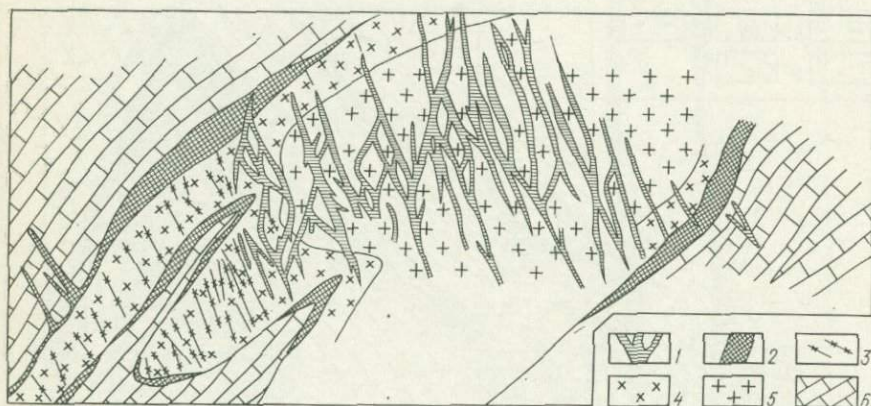


Рис. 50. Лестничные жилы в гранитной апофизе (месторождение Трудовое).
 1 — лестничные жилы; 2 — контактовые метасоматические тела; 3 — рудные прожилки; 4 — граниты альбитизированные и грейзенизированные; 5 — граниты мало измененные; 6 — мраморизованные известняки

Простые жилы выполнения локализируются главным образом в контракционных трещинах эндоконтактных частей Иныльчекского и Суходольского массивов и лишь в отдельных случаях образуют практически интересные самостоятельные рудные тела. Чаще всего они присутствуют в виде ранних кварцево-рудных тектонических линз и обломков внутри сложных многостадийных жил.

Лестничные жилы представляют собой поперечные прожилки, выполняющие трещины отдельности в гранитных апофизах. Прожилки в целом распределены более или менее равномерно с плотностью 2—3 на 1 м, но нередко встречаются и участки их сгущения. В пространстве между прожилками вмещающие граниты также интенсивно изменены и оруденелы; в них нередко отмечается вкрапленная касситеритовая минерализация (рудные тела зоны Дайковой). Мощность отдельных прожилков достигает иногда 20—30 см, но в большинстве случаев она не превышает нескольких сантиметров. Протяженность прожилков обычно ограничивается контактами гранитных апофиз. Вместе с метасоматическими залежами лестничные жилы образуют комбинированные рудные тела зоны Дайковой (рис. 50).

В рудных телах охарактеризованных морфологических типов выделяются обогащенные участки или типичные рудные столбы, образование которых тесно связано с характером и особенностями развития рудолокализирующих трещинных структур. При этом устанавливается прямая зависимость между повышенными содержаниями оло-

ва и мощностью рудных тел. Увеличение последней характерно для участков: 1) сопряжения рудолокализирующих сколовых трещинных структур северо-восточного направления с субмеридиональными и северо-западными трещинами отрыва; 2) изменения азимутов простирания в сторону меридионального или широтного направлений или уменьшения углов падения рудоконтролирующих и рудовмещающих трещинных структур, сопровождающегося максимальным приоткрыванием; 3) пересечения рудолокализирующими трещинными структурами замковых частей небольших антиклинальных складок с образованием дополнительных седловидных залежей; 4) развития сопряженной системы мелкой трещиноватости с формированием линейных прожилковых зон, параллельных основному рудному телу; 5) межформационных срывов вдоль контактов гранитных апофиз и даек, преимущественно в интервалах их выполаживания; 6) пологой кровли гранитных массивов, экранирующей оруденение.

Общее склонение оруденения, и особенно рудных столбов в пределах рудных тел, отчетливо подчинено конфигурации кровли интрузивного массива.

Последовательно-зональное развитие рудовмещающих трещинных структур обусловило проявление зональности оруденения раннего олово-вольфрамового и основного оловянного этапов. Эта зональность выражена в том, что ранние олово-вольфрамовые руды развиты преимущественно в прикравельных частях гранитных массивов, будучи локализованными в сравнительно слабо проработанных контракционных трещинах. Более позднее собственно оловянное оруденение распространено значительно шире. С глубиной оно полностью сменяет олово-вольфрамовое, поскольку выполняет хорошо проработанные к тому времени «сквозные» трещины, которые объединили отдельные разрозненные зоны мелкой трещиноватости (нередко с ранней минерализацией) в крупные рудоносные структуры, протяженные по простиранию и падению. В целом такая этапная зональность может рассматриваться как обратная, так как менее высокотемпературное оловянное оруденение распространено ниже более высокотемпературного олово-вольфрамового.

Месторождение **Учкошкон** находится в Акшийракском оловорудном поле, которое занимает западную часть Сарыджазского района Восточной Киргизии. Рудное поле тяготеет к северной окраинной части унаследованного Майдантаг-Кокшаальского орогенного прогиба складчатой системы герцинид Южного Тянь-Шаня и приурочено, по данным А. Б. Павловского и др. [28], к узлу сопряжения секущих разломов северо-восточного и северо-западного направлений (Ишигартский и Ирташский) с продольными восточно-северо-восточными разломами (Учкельский, Контактный и Бельбулакский). Разломы указанных направлений контролируют размещение Учкошконского массива, сложенного гранитами двухфазного позднепалеозойского оловоносного магматического комплекса, и пространственно тесно ассоциирующего с ним оруденения.

Месторождение Учкошкон (рис. 51) расположено на северо-западном крыле восточно-северо-восточной Акташской антиклинали, ядро которой прорвано Учкошконским гранитным массивом, а крыло — не-

большим куполообразным его выступом, апофизами и дайками. В отличие от месторождения Трудового, оруденение локализовано главным образом не в гранитах, а в их экзоконтактовых зонах.

Вмещает оруденение известняково-терригенная толща ранне-среднекарбонического возраста, в которой снизу вверх выделяются силикатно-известковая, известково-силикатная и известковая пачки.

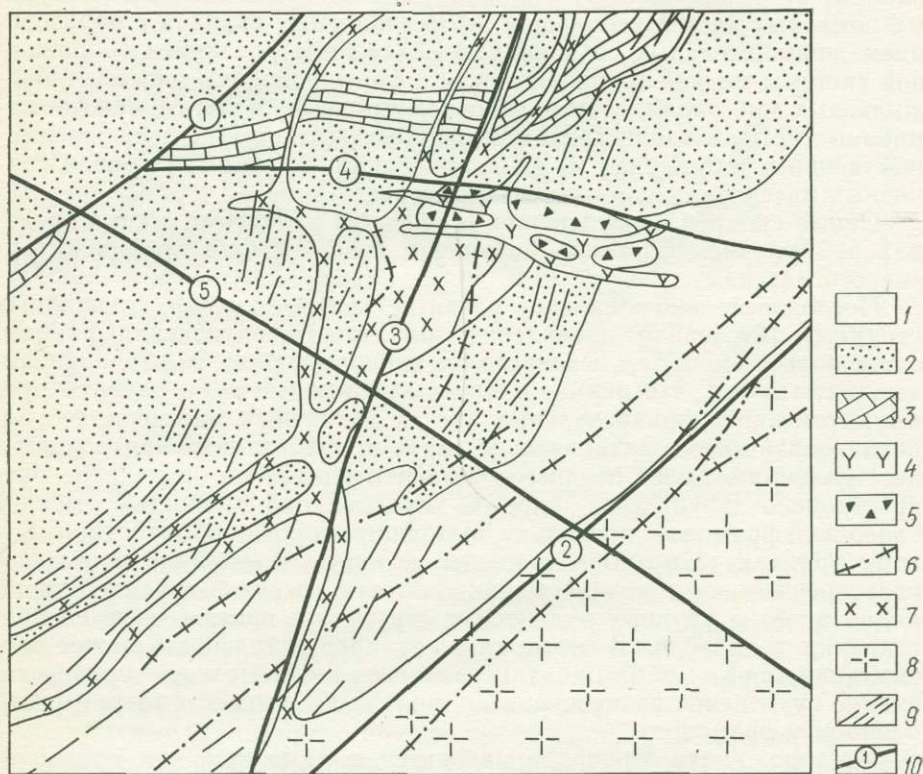


Рис. 51. Геолого-структурная схема месторождения Учкошкон, по Н. И. Дорошенко, В. Ю. Нирода, А. Б. Павловскому, Б. А. Трифонову, Н. М. Шкилю.

1—3 — пачки известняково-терригенной толщи раннего—среднего карбона: силикатно-известковая (1), известково-силикатная (2), известковая (3); 4 — фельзит-порфиры; 5 — брекчии взрыва; 6 — дайки мелкозернистых биотитовых гранитов дополнительной фазы внедрения; 7 — гранит-порфиры; 8 — граниты средне- и крупнозернистые главной интрузивной фазы; 9 — зоны трещиноватости; 10 — разломы: 1 — Бельбулакский, 2 — Контактный, 3 — Дайковый, 4 — Субширотный, 5 — Северо-Западный

Интрузивные породы главной фазы представлены крупнозернистыми порфировидными монцогранодиоритами и гранитами, слагающими основные части Учкошконского массива и его сателлита, а также гранит-порфирами, образующими апофизы, и апплитами в виде небольших даек. К дополнительной фазе относятся среднезернистые граниты, внедрившиеся в краевые части Учкошконского массива и его куполообразного выступа, и мелкозернистые биотитовые граниты,

фельзиты и фельзит-порфиры, слагающие многочисленные дайковые тела.

Под воздействием гранитов главной интрузивной фазы осадочные породы подверглись интенсивному метаморфизму с образованием различного рода роговиков и скарноидов. Мощность этой зоны контактовых изменений 600—800 м.

Структурная позиция Учкошконского месторождения определяется приуроченностью его к тектоническому блоку, ограниченному Бельбулакским и Контактным разломами. Сохранившееся в этом блоке северо-западное крыло Акташской антиклинали представляет собой относительно пологую ($25-45^\circ$) моноклиаль, осложненную системой различно ориентированных тектонических нарушений и трещинных систем, контролирующих различные магматические и рудные образования.

К числу основных разрывных нарушений относятся Бельбулакский, Контактный, Северо-Западный, Дайковый и Субширотный разломы и системы сопряженных с ними трещинных структур. По отношению к складчатой структуре среди них выделяются продольные, диагональные и поперечные дизъюнктивные структуры.

Продольные нарушения представлены Бельбулакским и Контактным разломами и серией параллельных им трещинных структур. Эти нарушения характеризуются крутым (до 75°) падением на юго-восток и более пологим падением на северо-запад. Контактный разлом проходит по северо-западному контакту Учкошконского гранитного массива и проявлен здесь как взбросовое нарушение с амплитудой смещения около 10—20 м.

К диагональным принадлежат разрывные нарушения двух сопряженных направлений: северо-северо-восточного и субширотного, а также северо-восточные трещинные структуры с азимутами простирания $30-40^\circ$. Наиболее крупное северо-северо-восточное ($10-20^\circ$) нарушение — Дайковый разлом, падающий круто на восток. Эта секущая структура сколового характера сопровождается оперяющими трещинами северо-восточного простирания (падение пологое на северо-запад), свидетельствующими о сбросо-сдвиговом характере перемещений по северо-северо-восточным нарушениям.

В системе диагональных сколов субширотного ($280-300^\circ$) простирания с крутым падением (до 80°) на юг в пределах рудного участка наиболее выражен Субширотный разлом, который фиксируется полосой интенсивно трещиноватых и брекчированных пород. Характер перемещений по разлому взбросо-сдвиговый с амплитудой до 200 м.

Сколовые трещинные структуры северо-восточного ($30-35^\circ$) простирания с преимущественным юго-восточным падением под углами $60-90^\circ$ широко развиты в центральной части месторождения, где они совместно с оперяющими их субмеридиональными трещинами образуют отчетливо проявленные крупные трещинные зоны, расположенные по периферии куполообразного гранитного выступа. Эти зоны хорошо прослеживаются благодаря наличию отдельных более крупных разрывов в системе многочисленных сближенных мелких трещин.

Поперечные нарушения, к которым относятся трещинные структуры северо-западного ($330-340^\circ$) простирания с преобладающим се-

веро-восточным падением под углами 60—70°, не образуют крупных разрывов и лишь в центральной части месторождения представлены более или менее отчетливой зоной повышенной трещиноватости (зона Северо-Западного разлома).

В гранитах, кроме контракционных трещин, параллельных контактовым поверхностям массива, ясно выражены трещины с азимутами простирания 10—20° и углами падения 75—80° в основном на запад-северо-запад, нередко образующие зоны шириной до 25—30 м.

Длительная и сложная история формирования дизъюнктивной структуры месторождения обусловила неравномерность развития охарактеризованных систем тектонических нарушений и различную их роль в локализации магматических и рудных проявлений.

В дорудный этап, охватывающий заключительный период консолидации складчатых форм района и внедрения магматических пород различных интрузивных фаз и их дайковых серий, в условиях тангенциального сжатия произошло заложение трещинных структур всех основных систем, фиксируемых интрузиями и дайками магматических пород. Внедрение магматических пород происходило в обстановке всестороннего растяжения, обусловившего раскрытие трещин различных направлений. Основными магмоконтролирующими явились нарушения восточно-северо-восточного простирания, контролирующие Учкошконский гранитный массив (Контактный разлом), и разрывные структуры северо-северо-восточного и субширотного направлений, в частности, Дайковый разлом и ослабленная зона Субширотного разлома. К пересечению последних приурочен куполообразный выступ массива с сопровождающей его эруптивной брекчией и серией мелких разноориентированных шеелит-молибденит-кварцевых прожилков, образующих небольшие штокверки в ближайших западном и восточном экзоконтактах купола. Сами разломы контролируют отходящие от выступа апофизы гранит-порфиров, дайки фельзитов и фельзит-порфиров.

В рудном этапе возобновившиеся движения по продольным Бельбулакскому и Контактному разломам привели к обновлению и интенсификации проработке трещинных структур северо-восточного и субмеридионального направлений, выполнявших функцию опережающих трещин скола при правосторонних сдвигах вдоль продольных разломов. Последовавшее затем ослабление сжимающих усилий привело к приоткрыванию этих структур, что определило локализацию в них крутопадающих жильных и штокверкоподобных тел кварц-турмалин-касситеритового состава. В местах пересечения рудолокализирующими трещинными структурами пологозалегающих пластов скарнондов жильные тела сопровождаются прожилково-вкрапленными боросиликатно-нонденшельдит-касситеритовыми рудами.

Процесс формирования рудных тел имел пульсационный характер, обусловленный соответствующими импульсами тектонической активности рудоподводящих и рудолокализирующих трещин и поступлениями новых порций минерализующих растворов.

В послерудный этап альпийской эпохи тектогенеза, который характеризовался обновлением разрывных нарушений и трещин субмеридионального и субширотного направлений с амплитудами переме-

щений от десятков сантиметров до первых метров, структура месторождения существенно не изменилась.

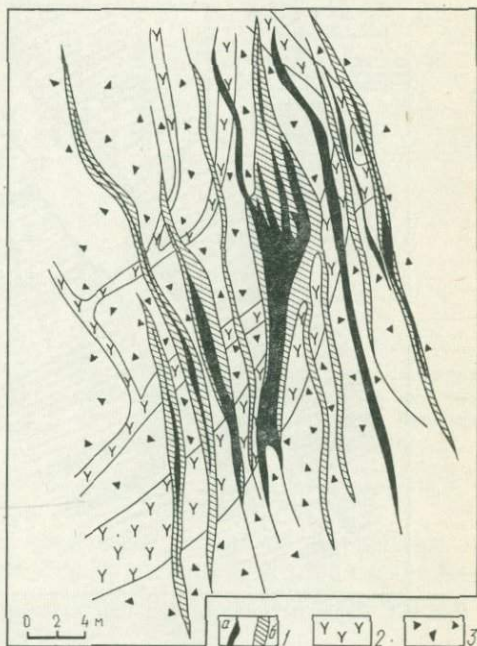
На месторождении выделяют три морфологических типа рудных тел: жилы, штокверки и неправильные залежи. Главную роль играют жильные и штокверковые рудные тела.

Жилы, контролируемые крутопадающими северо-восточными ($30-40^\circ$) и отчасти субмеридиональными ($10-20^\circ$) трещинными структурами сколового характера, группируются в жильные зоны. Эти зоны состоят из ряда сближенных кулисообразных и близпараллельных рудных тел, в которых сконцентрирована основная масса руд. На площади рудного участка известны четыре такие зоны: Поселковая, Центральная, Надежная и Целинная (Западная).

Жильные рудные тела представляют собой преимущест-

Рис. 52. Увеличение мощности рудных тел в участках выполаживания взбросо-сдвиговых трещинных структур (месторождение Учкошкон).

1 — рудные тела: жильные (а), прожилково-вкрапленные (б); 2 — фельзиты; 3 — брекчия



венно метасоматические образования, возникшие в результате замещения блоков и пластин нарушенных пород в зонах тектонических нарушений. По простиранию рудные жилы прослеживаются на расстояние от 100 до 600 м, иногда до 1100 м. В пределах зон трещиноватости рудные жилы выклиниваются, уменьшаясь в мощности или разветвляясь, но нередко после некоторого перерыва оруденение вновь появляется. Жильные рудные тела характеризуются многочисленными разветвлениями, раздувами и пережимами, поэтому их мощность варьирует от первых десятков сантиметров до 12 м, составляя в среднем около 3 м. Увеличение мощности рудных тел, нередко сопровождаемое повышением содержания в них олова (рис. 52) с образованием рудных столбов, отмечается главным образом в следующих ситуациях: а) в участках разветвления и изменения простирания жил с северо-восточного на субмеридиональное в результате приоткрывания трещин при подвижках типа левых взбросо-сдвигов; б) при выполаживании угла падения рудовмещающих трещин взбросового характера; в) в местах пересечения рудными жилами легко замещаемых рудным материалом пластов песчаников (рис. 53).

Жильные рудные тела, пересекающие гранитные апофизы в ослабленной и брекчированной зоне Субширотного разлома, нередко расщепляются на серию субпараллельных жил малой мощности, об-

разуя зоны прожилков (рис. 54). Последние могут рассматриваться в качестве своеобразных линейных штокверковых рудных тел (Штокверковое и Желанное на северном фланге месторождения). В участках, где оруденение подходит к фельзитовым дайкам, подпруживавшим рудоносные растворы, возникают рудные столбы.

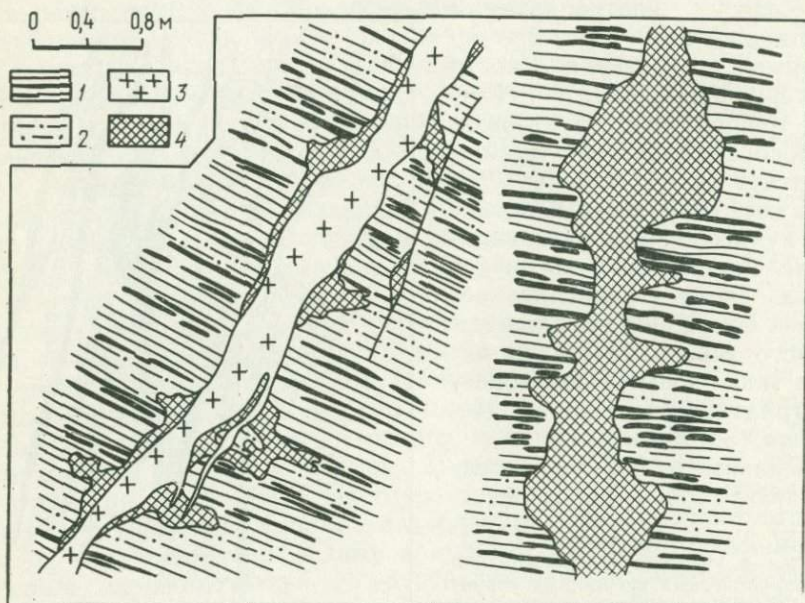


Рис. 53. Раздувы рудных тел при пересечении благоприятных пластов (месторождение Учкошкон).

1 — скарноиды и алевролиты; 2 — песчаники; 3 — граниты; 4 — рудные тела

Неправильные залежи развиты в благоприятных горизонтах пологозалегающих скарноидов и в участках пологих контактов апофиз гранит-порфиров и даек вблизи пересекающих их крутопадающих жильных рудных тел. В сканоидах при этом образуются сложные штокверкоподобные участки прожилково-вкрапленного боросиликатно-норденшельдин-касситеритового оруденения, локализованного в мелких трещинах в виде коротких прожилков, просечек, линз и гнезд, а также рассеянного в массе вмещающих пород.

Рудные тела, приуроченные к коленообразным изгибам и выположенным участкам контактов апофиз гранит-порфиров, имеют сложную конфигурацию и в основном представлены массивными кварц-турмалин-касситеритовыми рудами, но местами переходят в прожилковые зоны. Чередование пологих и крутых участков контактов гранит-порфиров с роговиками, являющимися благоприятной средой для рудоотложения, обусловило существование раздувов в телах рассматриваемого типа.

Особенности условий локализации оловянного оруденения на месторождении предопределяются следующими основными структурными факторами: благоприятными для трещинообразования физико-механическими свойствами рудовмещающих осадочных пород; пози-

цией крупных рудолокализирующих структур по отношению к основным тектоническим структурам — Бельбулакскому и Контактному разломам; положением контактовой поверхности Учкошконского гранитного массива и наличием куполообразного выступа гранитов в центральной части месторождения. Указанными факторами обусловлены: локализация оруденения в надинтрузивной части месторождения; максимальное раскрытие сопряженных с Бельбулакским и Контактным разломами рудолокализирующих северо-восточных сколовых трещинных структур, опирающих эти разломы, и, соответственно, наибольшие мощности жильных рудных тел; склонение рудолокализирующих структур в северо-западном направлении под углами 25—40°, согласное с погружением контакта Учкошконского плутона (рис. 55); склонение оруденения, подчиненное ориентировке контактовых поверхностей куполообразного выступа гранитов; расширение продуктивного контура на глубину в северо-западном и северо-восточном направлениях и проявление пульсационной зональности оруденения, которая выражается в смене раннего оловянного оруденения более поздней полиметаллической минерализацией в верхних частях жил.

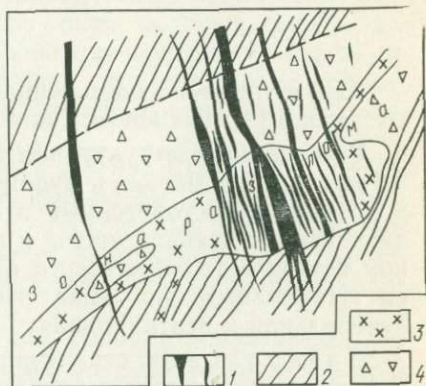


Рис. 54. Расщепление жил на серии прожилков при переходе из роговиков в гранит-порфиры и брекчии (месторождение Учкошкон).

1 — рудные жилы и прожилки; 2 — роговики полосчатые; 3 — гранит-порфиры; 4 — брекчии полиметалловые

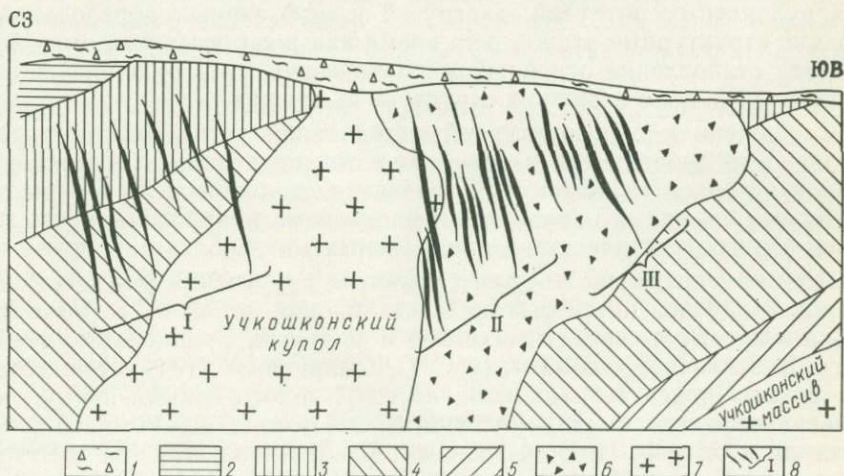


Рис. 55. Склонение оруденения на месторождении Учкошкон.

1 — четвертичные суглинки, конгломераты; 2—5 — нижне-среднекарбонные отложения: известняки (2), песчаники (3), известково-кремнисто-глинистые сланцы (4), алевролиты, песчаники, кремнисто-глинистые сланцы (5); 6 — брекчии взрыва; 7 — граниты и гранит-порфиры; 8 — рудные тела и зоны.

Зоны: I — Северо-Восточная, II — Желанная, III — Штокверковая

СТРУКТУРНАЯ И СОПРЯЖЕННАЯ С НЕЙ РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Структурная и сопряженная с ней рудная зональность проявляется как в региональном, так и в локальном планах.

Региональная структурная зональность определяется особенностями проявления магмо- и рудоконтролирующих разрывных нарушений в поздне- и посторогенный этапы развития складчатых областей и активизации древних щитов и платформ, характеризующихся различной историей геологического развития и разным глубинным строением. Намечается два вида региональной структурной зональности: латеральная и вертикальная.

Латеральная структурная зональность выражается в типе фаций стратиграфического разреза, их мощностях и особенностях дислоцированности, в характере тектоники горных пород, а также в типе магматизма и его пространственном размещении. В частности, суть латеральной структурной зональности заключается в отчетливой смене преимущественно сквозных глубинных разломов скрытыми разломами фундамента при переходе из тектонических блоков устойчивых поднятий с относительно пониженными мощностями вулканогенно-осадочных образований и неглубоким залеганием жесткого фундамента в блоки устойчивых опусканий с присущими им значительными мощностями этих толщ и более глубоким положением фундамента. Сквозные глубинные разломы служили каналами для внедрения крупных рудоносных интрузий, экструзий и эффузивных образований в верхние структурные этажи, в то время как в скрытых разломах фундамента становление основных магматических масс рудоносных интрузий происходило в нижних структурных этажах.

Сопряженная со структурной латеральной региональная рудная зональность проявляется в том, что к тектоническим блокам с различной историей геологического развития, глубинным строением, характером разрывных нарушений и магматизма приурочены месторождения разных генетических и минеральных типов.

Примеры преимущественного развития оруденения различных металлов в определенных тектонических блоках известны в Восточном Забайкалье, Восточном Казахстане и в других рудоносных провинциях. В Восточном Забайкалье С. С. Смирновым (1944 г.) выделено три рудных пояса (с запада на восток): золото-молибденовый, редкометальный и полиметаллический. Кроме того, здесь выявлен флюоритовый пояс, а Ф. И. Вольфсоном и П. Д. Яковлевым [3] намечены также молибденовый и полиметаллический рудные пояса. По данным С. С. Смирнова, полностью подтвержденным последующими исследованиями, каждый из выделенных рудных поясов отличается геологическим строением, историей геологического развития, но все они характеризуются проявлением синхронного позднемезозойского магма-

тизма. Близки по возрасту и месторождения всех металлов, развитые в различных рудных поясах.

В Восточно-Казахстанской рудоносной провинции с северо-востока на юго-запад намечается четыре рудных пояса (И. Ф. Григорьев, В. П. Нехорошев и др.): вольфрам-молибденовый, полиметаллический, оловянно-вольфрамовый и золоторудный, которые также различаются по истории геологического развития, глубинному строению и характеру магмо- и рудоконтролирующих структур, но не отличаются существенно по возрасту месторождений, относящихся к позд-негерцинским образованиям.

В оловоносных провинциях Приморья и Тянь-Шаня одни тектонические блоки (структурно-формационные зоны) характеризуются преимущественно высокотемпературным комплексным вольфрам-оловянным оруденением, в других в основном проявлена средне- и низкотемпературная собственно оловянная и комплексная полиметаллически-оловянная минерализация.

Во всех вышеупомянутых провинциях высокотемпературные месторождения вольфрама и олова локализируются главным образом в более консолидированных тектонических блоках устойчивых поднятий, в которых крупные глубинные расколы фундамента обусловили подъем кислой магмы в верхние структурные этажи с последовательным образованием эффузивных, экструзивных и интрузивных ее производных и генетически связанного с ними эндогенного оруденения. В тектонических блоках длительного устойчивого прогибания и накопления мощных толщ пластичных слоистых пород вдоль разломов, затухающих по восстанью в этих толщах, внедрялись в основном небольшие гипабиссальные интрузивы — производные менее кислой гранитной магмы — и формировались ассоциирующие с ними проявления молибдена и вольфрама, залегающие в апикальных частях и зонах ближайшего экзоконтакта этих интрузивов. Собственно оловорудные месторождения средних температур возникали в этих блоках в условиях возобновившихся интенсивных тектонических движений и деформаций, достаточных для развития рудоконтролирующих и рудо локализирующих разрывных нарушений в толщах относительно пластичных терригенных и карбонатно-терригенных пород, и поступления рудоносных растворов непосредственно из магматических очагов. В тектонических блоках устойчивого воздымания, особенно в их крайних частях, характеризующихся неоднородным глубинным строением, могли образовываться также месторождения с пространственно и структурно совмещенным высокотемпературным вольфрам-оловянным и среднетемпературным собственно оловянным оруденением.

Дальнейшее развитие разрывных нарушений и поступление рудоносных растворов из более глубоких магматических очагов привело к формированию средне- и низкотемпературных комплексных олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений в тектонических блоках устойчивых прогибаний с гранитно-базальтовым магмогенерирующим субстратом.

Региональная вертикальная структурная зональность для рассматриваемых месторождений, как и для многих других проявлений эндогенного оруденения, выражается в отмеченной

В. М. Крейтером [16] и в дальнейшем Ф. И. Вольфсоном, В. И. Казанским, В. А. Невским и другими отчетливой тенденции уменьшения с глубиной роли хрупкой деформации горных пород за счет возрастания деформации пластической. С глубиной усиливается роль изоклинальных складок, появляются складки скалывания, увеличивается число трещин скалывания при одновременном уменьшении числа трещин отрыва. В этом же направлении происходит следующая смена в строении крутопадающих разрывных нарушений и разломов: разрывы, сопровождающиеся тектоническими брекчиями и зонами мелкой трещиноватости — зоны дробления — разрывы с маломощными оторочками милонитов и тектонической глинкой — зоны смятия и расланцевания — зоны бластомилонитов и бластокатаклизитов.

Разрывные нарушения того или иного типа внутреннего строения преимущественно развиты в структурных этажах с определенным геологическим строением и физико-химическими условиями рудообразования, поэтому приуроченное к ним оруденение имеет различные температуры образования и глубину распространения.

Данные по многим месторождениям показывают, что в нижнем структурном этаже (фундамент), где рудоотложение происходит в условиях относительно закрытой системы под сравнительно малопроницаемой надрудной толщей, преобладает высокотемпературное оруденение. Локализация его часто происходит в разломах, прослеживающихся на несколько километров, как, например, на месторождениях оловоносных пегматитов Манано-Китотоло в республике Заир и Лируэн в Нигерии, где известны пегматитовые тела протяженностью 5 км и более при мощности до 400 м и, по-видимому, большом вертикальном интервале.

В нижнем и верхнем ярусах среднего структурного этажа, охватывающих образования геосинклинального и орогенного этапов развития, формировались преимущественно среднетемпературные гидротермальные месторождения. Они локализованы в крупных разрывных нарушениях и трещинных структурах в виде сложных жил, штокверков, штокверковых и прожилковых зон с вертикальным размахом оруденения, измеряемым многими сотнями метров (оловорудные месторождения Кавалеровского района в Приморье, Комсомольского в Приамурье, Сарыджазского в Киргизии).

В верхнем структурном этаже, в условиях более открытой системы и резкого перепада давления благодаря широкому развитию разрывных нарушений с зонами брекчий и трещин отрыва, падение температуры рудообразования происходило на относительно коротком интервале. Здесь широко распространены близповерхностные месторождения с явлениями телескопирования и небольшим вертикальным размахом оруденения (вольфрам-оловянные месторождения Четсув-Акташского рудного поля на Тянь-Шане), но встречаются и такие, как, например, группа вольфрам-оловянных месторождений района Гэцзю на окраине Южно-Китайской платформы, в которых протяженность оруденения по падению достигает 800 м.

Локальная структурная зональность, проявленная в контурах рудных полей и месторождений, как правило, обусловлена действием местных деформаций горных пород, обычно развивающихся на фоне

региональной структурной зональности земной коры. Локальная структурная зональность — следствие многих факторов, определяющих механизм образования и особенности пространственного размещения рудовмещающих структур. По ведущим факторам возникновения локальной структурной зональности выделяются следующие основные ее типы (табл. 6).

Таблица 6

Основные генетические типы локальной структурной зональности на рудных полях и месторождениях

Тип зональности	Определяющий фактор	Форма проявления
Тектоногенная (продольная и поперечная структурная зональность разломов и крупных трещин)	Тектонический. Структурообразование в условиях длительной деформации	Последовательное развитие трещинных структур по простиранию и падению
Магматогенная (зональность в эндо- и экзо-контакте гипабиссальных и субвулканических массивов)	Магматический. Структурообразование в связи с интрузивным давлением, температурой и застыванием массивов	Изменение характера трещинных структур в интрузивной и надинтрузивной зонах
Литогенная	Литологический. Структурообразование в породах с различными физико-механическими свойствами	Изменение характера трещинных структур в разных средах

В тектоногенном типе при существенной однородности вмещающих пород основным фактором образования структурной зональности является длительно действующее или периодически возобновляющееся тектоническое поле напряжений. Оно обуславливает возникновение и последовательное разрастание трещинных структур, которое, как установлено М. В. Гзовским (1975 г.), обычно происходит в направлении от центров к флангам. По данным В. А. Невского [25], максимальные деформации вмещающих пород в продольном разрезе таких структур наблюдаются в их центральной части, заметно убывая к флангам. При многократно повторяющихся деформациях разлом или крупная трещинная структура приобретает зональное строение, нередко расщепляясь на флангах; ориентировка возникающих при этом разрывов и трещин отражает напряжения завершающего этапа формирования структур. С охарактеризованной продольной структурной зональностью разрывных нарушений (зональность тектонического раскрытия, по В. И. Смирнову) тесно связана стадийная концентрическая или чехловая зональность гидротермальной минерализации. Впервые чехловая зональность была намечена О. Д. Левицким на Хрустальнинском и других оловорудных месторождениях Кавалеровского района в Приморье и затем подробно описана В. Н. Дубровским и И. Н. Кигаем [10, 14]. Суть ее заключается в том, что синхронно с постепенным раскрытием от центров к флангам рудовмещающих трещин по простиранию и восстанию происходит

закономерная смена ранних минеральных зон более поздними. В итоге в сложных многостадийных касситерит-сульфидных рудных телах касситерит-кварцевые ядра концентрически окружены сульфидным и карбонатным чехлами.

Аналогичного типа зональность, обусловленная развитием рудообразования на фоне центральнобежного развития трещинных структур, установлена Б. В. Кристалным и В. Ф. Чернышевым (1963 г.) на вольфрамовом месторождении Чорух-Дайрон в Средней Азии, В. Т. Покаловым и Б. С. Черновым (1965 г.) — на молибденовом Бугдаинском месторождении.

В рассматриваемом типе зональности решающее влияние на изменения характера разрывных нарушений с глубиной оказывают давление и температура. Эти факторы, в особенности последний*, определяют проявление в сравнительно небольших (несколько сотен метров, до 1000—1200 м) вертикальных интервалах большей части тектонических элементов намеченной В. М. Крейтером [16] общей структурной зональности земной коры.

Влияние температурного фактора на изменение условий деформации горных пород установлено экспериментально и подкрепляется данными современных геотермических исследований. Повышение температуры деформируемых пород до 150—200 °С при относительно небольших давлениях, соответствующих глубинам 1—2 км, в значительной мере способствует разрывным деформациям [25]. В условиях более высоких температур и давления резко возрастает возможность пластической деформации горных пород.

Наиболее часто на месторождениях брекчиевые зоны и зоны мелкой частой трещиноватости сменяются с глубиной более редкими обособленными трещинными структурами, а трещины отрыва — трещинами скола. Нередко с глубиной изменяется внутреннее строение разрывов, что выражается в исчезновении широко развитых на верхних горизонтах оперяющих трещин скола и отрыва, выклинивании разлома и переходе его в зону расщепления пород. Как следствие охарактеризованной структурной зональности на месторождениях устанавливается закономерная смена морфологических типов рудных тел. Так, на Курганском олово-полиметаллическом месторождении в Киргизии с глубиной увеличивается число трещин скола и уменьшается число трещин отрыва [25], в соответствии с этим в интервале 380—400 м рудные тела изометричной или близизометричной формы заменяются линейными телами (рис. 56). На вольфрамовых Богутинском и Верхнекайрактинском месторождениях в Казахстане, Пыркайских оловорудных штокверках на Чукотке и медно-молибденовом месторождении Каджаран в Армении с глубиной отмечается убывание числа прожилков при увеличении их мощности (на месторождении Каджаран средняя мощность прожилков на эрозионной поверхности 0,4 см, а на глубине 2,1 см).

В магматогенном типе структурная зональность выражается в последовательной смене внутринтрузивных контракционных тре-

* Литостатическое давление в пределах установленных глубин распространения оруденения на рудных полях и месторождениях не обнаруживает значительных перепадов.

щин околотрузивными трубками взрывов; а затем зонами радиальных и кольцевых разрывов, далее переходящими в зоны линейных трещинных структур. Большую роль играют тектонические деформации, связанные с механической активностью внедрившихся магматических расплавов, взрывными и контракционными явлениями. Под влиянием этих факторов в вулканических сооружениях, интрузивах

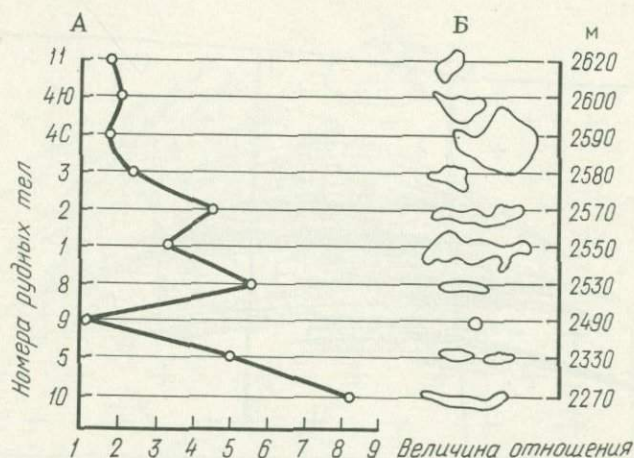


Рис. 56. Смена с глубиной изометрических рудных тел линейными на Курганском олово-полиметаллическом месторождении, по В. А. Невскому, 1979 г.
 А — отношение длин рудных тел к их мощности, Б — форма горизонтального сечения рудных тел

центрального типа, куполах и штоках при их становлении, а также в околотрузивном пространстве образуются тектонические структуры различных генетической природы и морфологического типа. Вблизи магматических тел при внедрении расплавов обычно возникают кольцевые зоны с широко развитыми в них радиальными, кольцевыми и коническими разрывами и трещинными структурами, часть из которых сформировалась в результате просадки вмещающих пород. Далее по восстанию в надинтрузивной части эти структуры постепенно сменяются линейными разрывными нарушениями, возникшими при глыбовых перемещениях по разломам. В самих магматических образованиях, особенно в эндоконтактных частях интрузивов центрального типа, штоках и куполах при их застывании развиваются системы контракционных трещин. В близповерхностных условиях, кроме того, около вулканических куполов, кальдер, экструзий и субвулканов, а также в связи с гипабиссальными интрузиями образуются трубки взрывов.

Зональность отмечается и в строении трубок взрывов. Она выражается в том, что по мере удаления от их центральных частей степень дробления пород уменьшается и брекчии сменяются сильно трещиноватыми породами.

В структурах контракции внутри интрузивов и в зонах их экзо-контактов, испытывавших интрузивное давление внедрявшихся магматических расплавов, а впоследствии характеризовавшихся разуплотнением и проседанием над остывающими массивами, широко развиты месторождения молибдена, вольфрама и олова. Магматогенная структурная зональность на этих месторождениях находит отражение в размещении оруденения и морфологических особенностях руд-

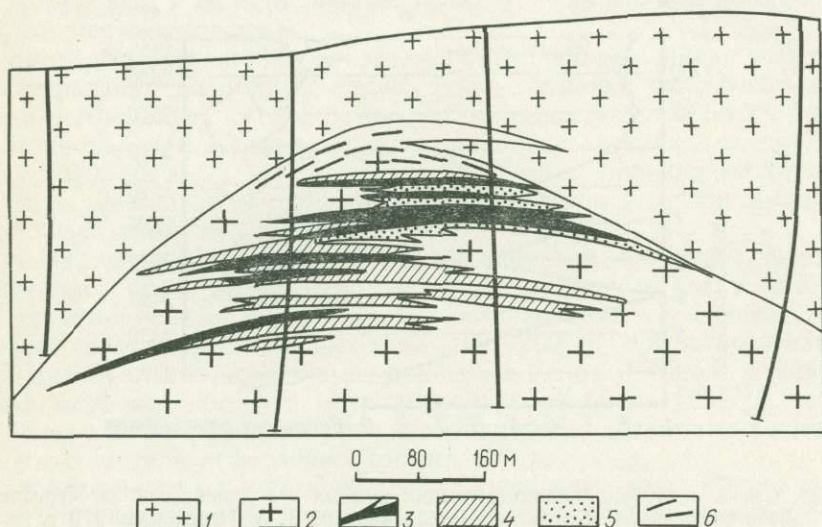


Рис. 57. Смена по восстановлению грейзеновых зон жильными телами на оловорудном месторождении Циновец, по И. Янечка, М. Штемпроку (1964 г.).

1 — кварцевые порфиры; 2 — шток гранит-порфиров; 3 — грейзены с повышенным содержанием олова; 4 — слабо оруденелый грейзен; 5 — оловоносный грейзен; 6 — кварцево-рудные жилы

ных образований. В материнских гранитах на пересечениях контракционных трещин разных направлений: продольных, поперечных, диагональных и субсогласных по отношению к контакту интрузива, развивающихся в ранние стадии охлаждения интрузива, образуются грейзеновые и кварцево-жильные штокверки вольфрам-молибденового, вольфрамового и вольфрам-оловянного оруденения, реже тела жильобразных пегматитов. Например, вольфрам-оловянное месторождение Циновец в Рудных Горах (рис. 57) пространственно тяготеет к небольшому штоку гранитов и гранит-порфиров, внедрившемуся в интрузив теплицких кварцевых порфиров. Промышленное вольфрам-оловянное оруденение представлено кварцевым (жильным) и грейзеновым (мощные зоны минерализации) типами. Полого- и крутопадающие жилы залегают в верхней части месторождения, в то время как сплошные залежи грейзенов расположены главным образом под полого залегающими жилами; реже грейзены развиты около кварцевых жил и между ними.

Нередко рудоносные штокверки выходят в породы, прорываемые интрузивными массивами, выполняя радиально-концентрические тре-

щинные структуры отрыва, которые образовались благодаря интрузивному давлению в надкупольной части. Так, в Инкурском вольфрамоносном штокверке Джидинского рудного поля развиты кварц-гюбнеритовые прожилки радиальной и концентрической систем (рис. 58). Одновременность образования этих прожилков свидетельствует о том, что условия растяжения, приведшие к раскрытию рудолокализирующих трещин, возникали под действием сил, вызванных внедре-

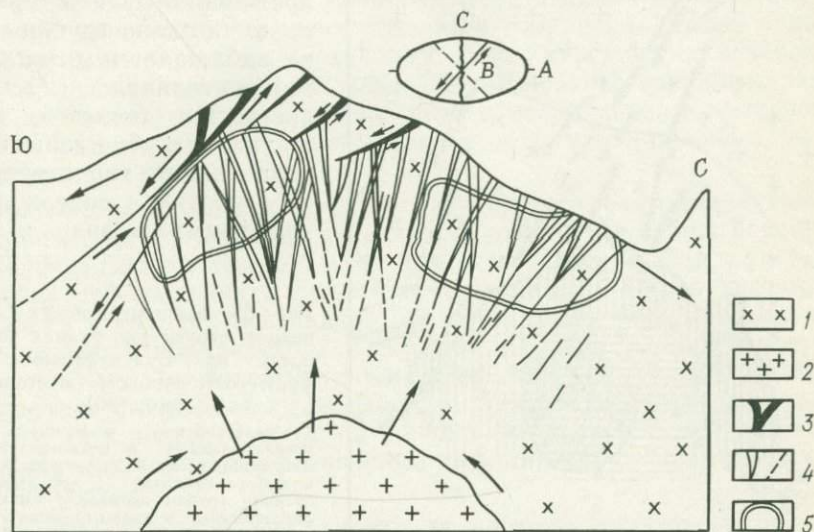


Рис. 58. Рудные прожилки Инкурского штокверка в трещинах отрыва над гранитным куполом, по Е. П. Малиновскому, 1962 г.

1 — кварцевые диориты; 2 — гранит-порфиры; 3 — жилы и прожилки в трещинах скалывания; 4 — кварцевые прожилки штокверка (только радиальная система); 5 — контуры рудных тел штокверка

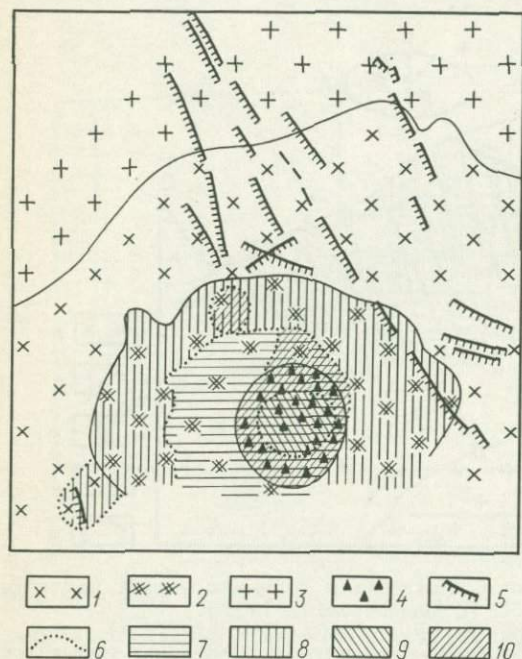
нием интрузива. В Коунрадском медно-молибденовом штокверке распространены конические рудолокализирующие трещины, наклоненные к его центру по углам $45-80^\circ$ (средние углы падения $60-70^\circ$). Возникновение этих трещин К. С. Газизова (1957 г.) связывает с тектоническими напряжениями, сопровождавшими излияние эффузивных порфиров и обусловленными тектоническим импульсом, проявившимся в результате поднятия магматического расплава.

К месторождениям экзоконтактных зон, сформированным в структурах разуплотнения и проседания над остывающими интрузивными массивами, относятся некоторые вольфрам-молибденовые месторождения Центрального Казахстана — Южное, Вольфрамовые Сопки и др. [45].

В гипабиссальных условиях взрывные явления вблизи субвулканических и экструзивных структур приводят к образованию ниже жильных и метасоматических рудных тел, на одних уровнях с интрузивными штокверками рудоносных трубок взрывов. Они известны на месторождениях олова (Хинганское и другие в Хабаровском крае), комплексном олово-полиметаллическом Актюзском месторождении в

Средней Азии, а также на Булуктайском молибден-вольфрамовом месторождении в Юго-Западном Забайкалье.

На Хинганском оловорудном месторождении оруденение практически полностью локализовано в трубках взрывов, на Актюзском — в основном в трубках взрывов и частично в минерализованных дайках гранофириов в кровле скрытых на глубине трубок. На Булуктай-



ском месторождении в распределении рудной минерализации около трубки взрыва наблюдается отчетливая горизонтальная зональность. На большей части площади трубки взрыва минерализация характеризуется убогим содержанием вольфрама; в эндо- и экзо-

Рис. 59. Концентрическая и линейная структурно-рудная зональность на Булуктайском вольфрам-молибденовом месторождении, [36].

1 — палеозойские монзониты; 2 — брекчированные и мусковитизированные монзониты; 3 — мезозойские алясские граниты; 4 — полимиктовые брекчии трубки взрыва; 5 — кварц-молибденитовые и кварц-гюбнерит-шеелитовые жилы; 6 — границы полей различной насыщенности минерализацией; 7 — убогая молибденовая минерализация; 8 — молибден-вольфрамовая минерализация; 9 — убогая вольфрамовая минерализация; 10 — вольфрамовая минерализация

контакте трубки проявлена кольцевая вольфрамоносная зона. Последняя в брекчированных гранитах окаймляется полукольцевой зоной убогого молибденового оруденения, а на еще большем удалении от трубки размещается кольцевая зона с молибденовым оруденением (рис. 59). За пределами брекчированных пород прослеживается жильная зона северо-северо-западного простираения молибденового, частично вольфрамового оруденения. Таким образом, непосредственно в трубке взрыва и в ближайшем ее экзоконтакте наблюдается концентрическая зональность в распределении оруденения, определяемая серией кольцевых разрывов, которая с удалением от трубки сменяется молибденовой жильной зоной, где жилы приурочены к крупным тектоническим трещинам скальвания. Такого рода контрастная структурно-рудная зональность характерна для близповерхностных и гипабиссальных месторождений и проявлена не только по горизонтали, но и по вертикали, в верхнем и среднем структурных ярусах. Как правило, она выражена достаточно четко в вертикальном интервале 0,5—0,8 км. Напротив, в условиях нижнего структурного этажа при большом вертикальном размахе оруденения эта зональность приобретает

растянутый характер и обычно нечетко выражена на отрезке до 2 км и более.

В литогенном типе поля тектонических напряжений, обуславливающие структурную зональность, существенно зависят от физико-механических свойств горных пород — их упругости, прочности и пористости. Структурная зональность рассматриваемого типа наиболее проявлена в контрастных средах с резко отличающимися физико-механическими свойствами: в слоистых образованиях с частым переслаиванием пластов, областях контактов алюмосиликатных пород с карбонатными породами и скарнами, зонах перехода от интенсивно метаморфизованных пород к менее- и неметаморфизованным разностям, контактах интрузивных массивов с осадочными и вулканогенными породами, под структурным экраном малопроницаемых, низко-трещиноватых пород и так далее.

Подобные геологические обстановки обуславливают различные виды проявления структурной зональности литогенного типа, влияющей на морфологию рудных тел и масштабы оруденения. Так, при тектонических деформациях в условиях чередования пластов песчаников и сланцев в хрупких песчаниках образуется сеть мелкой трещиноватости, которая при переходе в более пластичные сланцы сменяется менее частыми, но более крупными трещинными структурами. Сходная картина наблюдается при переходе трещинных структур из пород с высокими в породы с низкими прочностными свойствами (метаморфизованные и неметаморфизованные разности, интрузивные и осадочные породы).

На Учкошконском месторождении влияние указанного фактора прежде всего выразилось в том, что разрядка тектонических напряжений различно проявилась во внутренней и внешней частях зоны экзоконтакта Учкошконского гранитоидного массива, выполнявшего роль жесткого упора. Во внутренней части экзоконтактовой зоны контактовый метаморфизм вызвал интенсивное ороговикование вмещающих осадочных пород, приобретших большую хрупкость. Здесь возникали главным образом, хотя и многочисленные, но сравнительно небольшие по размерам рудовмещающие трещины. Внешняя экзоконтактовая зона с ее менее интенсивно ороговикованными породами характеризуется развитием сравнительно крупных, хорошо проработанных трещинных структур или зон интенсивного брекчирования, в которых формировались наиболее крупные тела преимущественно жильного типа.

В центральной части месторождения расположено штокообразное тело, сложенное гранитоидами главной и дополнительной интрузивных фаз и породами их жильных серий. В мелкозернистой краевой фации гранитов главной фазы и в мелкозернистых гранитах дополнительной фазы рудные тела, как правило, не развиты или имеют сравнительно небольшие параметры. В апофизах гранит-порфиров, кварцевых порфиров, фельзитовых дайках и вблизи них в ороговикованных и брекчированных породах отмечаются зоны прожилков типа линейных штокверков (см. рис. 54). В то же время среди более благоприятных для трещинообразования крупнозернистых разностей

гранитов сформировались морфологически хорошо выраженные жильные тела с оловянными рудами.

Сходные явления наблюдаются на участке Ташкоро месторождения Трудового, где крупные рудоносные структуры затухают при выходе из крупнозернистых гранитов центральной части гранитного массива в мелкозернистые разности краевой фации.

В. А. Невский [25] приводит примеры веерообразного расщепления разломов вверх по восстанию, реже по простиранию и иногда по падению с образованием структур типа «конского хвоста» при чередовании в разрезе относительно пластичных и хрупких пород. Подобное расщепление он объясняет преломлением разрывов, которое определяется изменением угла скальвания при переходе из пластичных пород в хрупкие и обратно. Многократность чередования пород с разными физико-механическими свойствами приводит к расщеплению разломов на нескольких стратиграфических уровнях, вследствие чего образуются многоярусные веерообразные структуры.

Трещины часто затухают при переходе к пластам или горизонтам пород, неблагоприятных по тем или иным причинам для трещинообразования, но отмечаются и явления максимального раскрытия трещин в подэкранных областях. Степень насыщенности трещинами горных пород, зависящая от их физико-механических свойств оказывает существенное влияние на интенсивность оруденения на многих месторождениях рассматриваемых металлов. Нередко она обуславливает изменения морфологии рудных тел от типичных жил к штокверкам и минерализованным жильно-прожилковым зонам (оловорудные месторождения Хрустальнинское, Дубровское, Дальнетаежное в Приморье, Учкошкон в Средней Азии, Карагайлы-Актас в Казахстане и др.).

Охарактеризованные выше типы структурной и сопряженной с ней рудной зональности сравнительно редко встречаются в чистом виде, поскольку формирование месторождений — длительный, часто многоэтапный процесс с динамическим развитием и изменением условий структурообразования. Гораздо чаще в природе проявляются комбинированные виды зональности, обусловленные совместным контролирующим влиянием следующих основных структурных факторов и обстановок: 1) изменением плана структурных деформаций и полей напряжений в ходе длительного течения рудного процесса; 2) убыванием числа трещин отрыва и сменой их на глубине трещинами скальвания; 3) степенью однородности строения рудовмещающего разреза; 4) чередованием в рудовмещающем разрезе пород с различными физико-механическими свойствами и параметрами трещиноватости; 5) наличием структурных экранов; 6) проявлением интрузивного давления, способного вызвать образование в надинтрузивной зоне новых трещин, или активизировать и приоткрыть старые доинтрузивные трещины; 7) особенностями морфологии апикальной части рудоносного массива (наличие куполов, гребней, крутизна их склонов); 8) степенью проницаемости (нарушенности трещинами) кровли рудоносного массива гранитоидов.

Интенсивность проявления и различное сочетание упомянутых факторов определяют степень структурной подготовки вмещающих пород

для рудообразования и формирования определенных минеральных парагенезисов, а также зональное их распределение на месторождениях.

Связь характера минерализации со степенью открытости структуры впервые на примере грейзеновых месторождений была доказана Д. В. Рундквистом [32]. Так, грейзеновые образования кварцевого, топазового, мусковит-флюоритового, реже кварц-турмалинового состава с вольфрамитом, шеелитом, молибденитом и касситеритом, возникающие из кислых растворов, интенсивно развиты лишь в участках значительной трещиноватости и, как правило, представлены жильными, прожилковыми или брекчиевыми телами. Щелочные парагенезисы, обусловленные проявлением микроклинизации и альбитизации с формированием редкометалльных (Ta, Nb, TR) вкрапленно-метасоматических залежей, локализуются преимущественно в апикальных частях гранитоидных массивов, для которых не характерны жильные, штокверковые и брекчиевые тела.

Особенности структурной подготовки вмещающих пород в прединерализационный период находят также отражение в структурно-морфологических типах рудных тел, сочетание которых отражает комплексную структурную зональность, наиболее четко проявленную на месторождениях и рудных полях. Пространственное размещение рудных тел, их морфологические особенности, определяющие структурную и сопряженную рудную зональность, находятся в тесной связи с генетической природой рудовмещающих трещин (скол, отрыв), их соотношением и интенсивностью проявления. Немаловажную роль играют физико-механические (упругость, прочность, пористость) и химические свойства вмещающих пород, в известной мере определяющие степень развития мелкой трещиноватости и метасоматического замещения, которые усложняют формы рудных образований, сочетающих жильное и прожилково-вкрапленное оруденение. Рудная зональность отражает также характер поля напряжения тектонических структур в момент рудообразования, поскольку далеко не все трещинные структуры служат проводниками и локализаторами оруденения, а лишь те из них, которые оказываются в участках локального растяжения и приоткрываются. В условиях общего объемного растяжения жильные тела будут не только изобиловать блоками и обломками вмещающих пород, но и соединяться разноориентированными перемычками и сопровождаться множеством прожилков того же состава.

Месторождения рассматриваемых полезных ископаемых, как правило, многостадийны. Комплексный состав руд обусловлен главным образом длительностью, прерывистостью процесса рудообразования. Иногда рудный процесс включает два и более самостоятельных рудных этапа (часто разделенных дайковым магматизмом) разорванных во времени, а нередко и в пространстве с образованием четкой рудной зональности.

Рудная зональность на молибденовых и вольфрам-молибденовых месторождениях. Промышленные концентрации молибдена сосредоточены главным образом в месторождениях плутоногенного характера, которые по вещественному составу руд, обусловленному характером магматизма и тектонической обстановкой, могут быть разделены на

медно-молибденовые, собственно молибденовые и вольфрам-молибденовые. Промышленное оруденение обычно располагается в апикальных частях плутонов, в их экзо- и эндоконтактных зонах. При этом мощность оруденелых экзоконтактных зон достигает 1000 м и более, а глубина распространения оруденения в эндоконтакте составляет на вольфрам-молибденовых месторождениях не более 400 м, а на молибденовых и медно-молибденовых — 800—1000 м и иногда до 1200 м. Изучение этих месторождений позволило выявить присущую им рудную зональность.

Региональная рудная зональность обусловлена различиями в тектоно-магматических процессах, с которыми связано оруденение соседних участков земной коры. Например, в Скалистых горах США, в западной их ветви, обрамляющей с запада плато Колорадо, развиты медно-молибденовые (медно-порфировые) месторождения, в которых медь резко преобладает, а молибден является попутным компонентом; содержание последнего в рудах не превышает первых сотых долей процента (месторождения Бингем, Санта-Рита, Инсперейшн, Рей, Ахо, Сьеррита, Глоб и др.). В восточной ветви Скалистых гор, огибающей плато Колорадо с востока, находятся месторождения молибденовой формации: Клаймакс, Юред-Гендерсон, Квеста, Ред-Ривер. В рудах этих месторождений медь не имеет практического значения, а содержание молибдена достигает 0,15—0,25 %. На западе медно-молибденовые месторождения связаны с крупными плутонами гранитоидов, при формировании которых широко проявлялись ассимиляция и гибридизация, в результате чего в составе плутонов существенную роль играют монцитоны, граносиениты, диориты и гранодиориты. Магматизм и образование оруденения происходили здесь в орогенную стадию развития эв- и миогеосинклинальных зон в ларамийское время. На востоке месторождения молибдена ассоциируют с плутонами биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов, внедрившихся при тектонической перестройке (активизации) западной окраины Северо-Американской платформы, происходившей также в ларамийское время, но с образованием крупных сводовых поднятий и наложенных прогибов, выполнявшихся грубой молассой.

В Западном Забайкалье, в областях развития байкалит и каледонид, проявлено вольфрам-молибденовое оруденение, связанное с лейкократовыми калишпатовыми гранитами гуджирского комплекса. Интрузии этих гранитов образовались в период позднепалеозойской и мезозойской активизации тектоно-магматических процессов, начавшихся глубокими расколами земной коры и интенсивной вулканической деятельностью, но не сопровождавшихся контрастными дифференцированными блоковыми движениями. Вольфрам-молибденовые месторождения широко развиты в бассейне р. Джиды, откуда они прослеживаются на восток, в бассейны рек Чикоя и Уды и далее на северо-восток по Удино-Витимской тектонической зоне вплоть до р. Калокана. Кроме того, эти месторождения трассируются на северо-запад от Удино-Витимской зоны до р. Муи и оз. Байкал (район нижнего течения р. Баргузин). К востоку от этой территории, в верхнем течении р. Уды и междуречье Шилки и Олекмы, а также в хребтах Становом и Джугджур распространены собственно молибдено-

вые месторождения. Они связаны с плутонами биотит-роговообманковых гранитов средне-позднеюрского и мелового возраста, внедрившись в поднятия, возникшие в период мезозойской активизации Монголо-Охотского пояса. Здесь процессы тектоно-магматической активизации, в отличие от западно-забайкальских, начинались формированием крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся морской и континентальной молассой мощностью до 7 км. Затем поднятия расчленились на блоки, испытывшие дифференцированные движения с образованием небольших приразломных впадин, заполнявшихся в основном вулканогенным материалом; в это же время внедрялись молибденоносные граниты и накапливались породы трахиандезитовой формации.

Поскольку содержание молибдена в рудах медно-молибденовых месторождений обычно не превышает 0,02—0,06 % (имеется в виду штокверковый тип оруденения), а в собственно молибденовых месторождениях достигает 0,15—0,25 %, то становится очевидным, что районирование территорий по выделенным типам молибденовых месторождений имеет большое практическое значение [29, 30].

Локальная рудная зональность разделяется на стадийную зональность и зональность отложения. Первая проявлена в пределах рудных полей, месторождений и рудных тел и обусловлена стадийным развитием рудного процесса. В эндогенных месторождениях молибден ассоциирует с медью, вольфрамом, висмутом, свинцом, иногда с оловом и незначительными количествами золота и серебра. Отложение этих металлов происходило в разные стадии рудного процесса, они в той или иной мере пространственно разобщены, что и обуславливает рудную зональность.

Рудная зональность на медно-молибденовых и молибденовых месторождениях имеет общие черты, а для вольфрам-молибденовых характерна иная зональность. На медно-молибденовых месторождениях отношение молибдена к меди обычно возрастает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам. Свинцово-цинковая минерализация, как правило, концентрируется в периферических частях рудных полей, нередко образуя внешний кольцеобразный ореол (месторождения Алмалыкское, Агаракское, Каджаран, Каратасское и др.). Аналогичная зональность наблюдается и на собственно молибденовых месторождениях (Ред-Ривер, Жирекенское, Давендинское и др.) с той только разницей, что медная минерализация на этих месторождениях проявлена очень слабо.

Во всех названных месторождениях раннее, высокотемпературное оруденение, расположенное в центре или на одном из флангов месторождения, закономерно сменяется к периферии более поздним средне- и низкотемпературным. Вместе с падением температуры растворов, отлагавших руду, к концу рудного процесса повышалась их кислотность, о чем свидетельствуют усиление степени мусковитизации и серицитизации вмещающих пород на поздних стадиях рудного процесса и появления флюорита.

Зональность вольфрам-молибденовых месторождений предстает в ином виде. Вольфрам и висмут концентрируются на верхних горизон-

тах и на флангах месторождений или рудных полей, а молибден — в их центральных частях и на более низких горизонтах, т. е. вольфрам и висмут располагаются дальше от предполагаемого источника оруденения, чем молибден. На месторождениях жильного типа разобщенность этих металлов выражена наиболее контрастно, вплоть до их полного разделения в пространстве. На месторождениях штокверкового типа зональность проявлена в несовпадении максимумов концентраций молибдена, с одной стороны, вольфрама и висмута — с другой (см. рис. 18). При этом молибден пространственно обычно тяготеет к апикальным частям гранитных материнских плутонов, в то время как вольфрам и висмут располагаются в более далеких экзоконтактных зонах. Свинцово-цинковая минерализация на вольфрам-молибденовых месторождениях менее распространена, чем на медно-молибденовых и молибденовых. Обычно она ассоциирует с карбонатами и часто находится на самых нижних горизонтах месторождений. Охарактеризованная зональность проявлена в Восточно-Коунрадском рудном поле, на месторождениях Джанет, Джидинском, Коктенкольском, Югодзырском, Сьерро-Асперезис и др.

На вольфрам-молибденовых месторождениях молибден выделяется из ранних наиболее высокотемпературных растворов; вмещающие породы испытывали обычно при этом слабую мусковитизацию. Вольфрам и висмут отлагались позже менее высокотемпературными, но наиболее кислыми растворами, вызывавшими грейзенизацию пород и образование флюорита и топаза. Свинцово-цинковая минерализация связана с деятельностью низкотемпературных слабощелочных или близнеутральных растворов, отлагавших карбонаты [26].

Рудную зональность, при которой поздняя и низкотемпературная минерализация расположена на нижних горизонтах месторождений, обычно называют обратной. Для молибденовых месторождений впервые ее описал Н. А. Хрущов (1953 г.) на примере жильного Умальтинского месторождения, где для верхних горизонтов кварцевых жил весьма характерна ассоциация крупночешуйчатого молибденита с вольфрамитом. Эти минералы не создавали промышленных концентраций. На средних горизонтах жил содержание молибденита увеличилось в результате наложения более позднего мелкочешуйчатого молибденита; нижние горизонты были непромышленными, здесь отмечалась карбонатная минерализация со свинцом и цинком.

Еще большие отклонения от общей схемы распределения оруденения отмечаются тогда, когда вмещающие породы гетерогенны и основное значение в локализации руд имеет литологический контроль. Так, на одном из месторождений промышленное вольфрамовое оруденение с молибденитом и бериллом, сосредоточенное в жильно-штокверковой зоне в гранитах, при переходе в карбонатную толщу на фланге рудного поля сменяется вольфрамит-шеелит-хризоберилл-флюоритовой минерализацией. Иногда отмечается сложная вертикальная зональность, когда в пределах единого рудного поля и даже месторождения сочетаются участки с прямой и обратной зональностью. Примером является Караобинское месторождение, на южном фланге которого наиболее раннее молибденовое оруденение локализовано над скрытым куполом гранитов, а более позднее вольфрам-

висмутовое характерно для нижних горизонтов внутринтрузивной зоны.

Признавая определенное влияние внешних факторов (тектонических и литологических) на образование рудной зональности, в приведенных примерах нельзя не обратить внимание на устойчивую связь между пространственным положением рудной минерализации разных стадий и постадийным изменением режима кислотности-щелочности рудоносных растворов. Кислые растворы имели наибольшую проникающую способность и отлагали рудную минерализацию в периферических частях месторождений, менее кислые — во внутренних и щелочные или близнеутральные — в корневых. По-видимому, температура растворов не всегда играла определяющую роль при формировании рудной зональности молибденовых месторождений, поскольку низкотемпературная свинцово-цинковая минерализация в зависимости от режима кислотности-щелочности отлагавших ее растворов располагается то по периферии месторождений, то в их корневых частях.

Рудная зональность отложения связана с развитием одной стадии рудного процесса. С нашей точки зрения, этот тип зональности наиболее ярко проявлен в жилах месторождения Восточный Коунрад, на котором В. Ф. Чухров (1960 г.) выделил три различные по вещественному составу пояса: надрудный, рудный и подрудный. В надрудном поясе кварцевые жилы сопровождаются мусковитовыми и кварц-мусковитовыми грейзенами. Молибденит содержится в непромышленных количествах и ассоциирует с пиритом и сравнительно редким вольфрамитом. Для рудного пояса характерны высокие содержания молибденита, пирит количественно уступает молибдениту, редко встречаются вольфрамит, ильменорутит и флюорит; вмещающие граниты превращены в кварцевые и мусковит-кварцевые грейзены. В подрудном поясе наблюдается убогая рудная минерализация, в жилах отмечаются крупные выделения калиевого полевого шпата, вмещающие породы слабо серицитизированы. Очевидно, и здесь кислотнo-щелочные условия на разных гипсометрических уровнях формирования молибденит-кварцевых жил были разные, при этом кислотность рудоотлагающих растворов повышалась снизу вверх, что и послужило причиной зонального строения жил.

Другим проявлением зональности отложения является закономерное изменение отношений рудных элементов в пространстве. Так, например, на штокверковом вольфрам-молибденовом месторождении в стадию висмут-вольфрамовой минерализации образовались разные по величине ореолы вольфрама, висмута и олова при весьма четком пространственном совмещении участков их максимальных концентраций. Наибольшие размеры имеет ореол вольфрама; размеры ореола висмута меньше, но они, вероятно, значительно занижены из-за недостаточной чувствительности применявшегося метода анализа; наименьшие по размерам — ореолы олова и бериллия. По-видимому, размеры ореолов во многом определяются длительностью состояния равновесия элемента в растворе. Чем больше элемент находится в гидротермальном растворе в состоянии равновесия, тем больше у него возможности для широкого распространения в породах и создания крупного ореола. О направленности геохимических процессов можно

судить по величине изобарного потенциала, являющейся функцией температуры и давления. При этом для твердых кристаллических тел главный фактор ее изменения — температура. В рассмотренном случае порядок выделения минералов-носителей указанных металлов находится в соответствии с уменьшением величин их изобарных потенциалов, составлявших для мусковита 536—545 кДж/моль, вольфрамита 226—235 кДж/моль, висмутита 46—50 кДж/моль. В соответствии с уменьшением этих величин наблюдается увеличение размеров рудных ореолов. Следовательно, зональность отложения прежде всего является температурной.

Приведенный материал, характеризующий зональность рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел, позволяет сделать вывод о том, что по соотношению молибдена с элементами-спутниками и по их взаимному пространственному расположению можно судить о глубине эродированности оруденения и, следовательно, о его перспективах.

Рудная зональность на олово-вольфрамовых и оловорудных месторождениях. Во всех оловоносных провинциях постоянно наблюдается зональность, при которой в пределах отдельных рудных полей обычно происходит закономерная смена высокотемпературного и раннего оруденения более поздним менее высокотемпературным в направлении от центральных частей рудного поля к его периферии и от нижних горизонтов к верхним. Такая зональность проявляется в рудных полях с высокотемпературным вольфрам-оловянным и среднетемпературным собственно оловянным оруденением. В первом случае происходит последовательная смена по отношению к материнским гранитным массивам оловоносных пегматитов или грейзенов кварцево-жильными образованиями с касситеритом и вольфрамитом, которые затем сменяются жилами с обильной сульфидной минерализацией (поля вольфрам-оловянного оруденения в Рудных Горах, на юго-востоке КНР, в Африке, Австралии, на Северо-Востоке СССР и др.).

В рудных полях с собственно оловянным оруденением, представленным кварц-турмалиновым, кварц-хлоритовым или колчеданно-сульфидным минеральными типами, периферические части полей обычно слагаются проявлениями свинцово-цинкового или сурьмяно-ртутного оруденения (поля развития оловянного оруденения в рудных районах Приморья, Приамурья, Южного Тянь-Шаня, Северо-Востока СССР, Боливии, западной части Тасмании и др.).

На месторождениях сохраняется общий характер зональности, указанный для соответствующего типа рудных полей, с несколько большим разнообразием в деталях ее проявления. В отдельных случаях отмечается обратная вертикальная зональность, обусловленная особенностями развития рудолокализирующих структур в рудном этапе.

Высокотемпературные вольфрам-оловянные месторождения, генетически связанные с выходящими на поверхность или скрытыми штоками и куполами лейкократовых гранитов дополнительных интрузивных фаз рудоносного магматизма, характеризуются главным образом прямой расходящейся температурной зональностью рудоотложения по мере удаления от материнских гранитных интрузий. Эта зональность выражается в закономерной последовательной

смене ранних рудных и минеральных ассоциаций более поздними в направлении от эндоконтактов и апикальных частей массивов к зонам их экзоконтактов. В обобщенном виде она может быть представлена следующим рядом ассоциаций рудных элементов и минералов (рудная и минералого-геохимическая зональность):

Ta, Nb, (Sn)*: колумбит, танталит, (касситерит)→Li, Be, (Sn): лепидолит, сподумен, берилл, (касситерит)→Sn, Be, Li, (W): касситерит, берилл, фенакит, циннвальдит, (вольфрамит, шеелит)→W, (Sn, Be): вольфрамит, шеелит, (касситерит, берилл, фенакит, даналит)→→Sn, (W, As, Bi): касситерит, станнын, (вольфрамит шеелит, арсенопирит, висмутин)→As, Fe, Cu, Zn, Pb, (Sn): арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, (касситерит, станнын).

На месторождениях различных минеральных типов отдельные из перечисленных ассоциаций могут быть слабо проявлены или отсутствовать. Обычно на месторождениях преобладают одна или две ассоциации, определяющие минеральный тип оруденения.

На месторождениях рудного поля Блю-Тир на северо-востоке о. Тасмании оловоносные рудные образования, приуроченные к интенсивно грейзенизированным гранитным куполам и расположенные под покрывками пегматоидных кварц-полевошпатовых зон типа рудногорских штокшейдеров, сменяются к периферии минерализованными дайками поздних гранит-порфириров и аплитов, замещенных кварц-топаз-мусковитовым грейзеном. Еще дальше развиты кварцевые жилы с оторочками грейзенов во вмещающих гранодиоритах и вкрапленностью молибденита, вольфрамита, касситерита, арсенопирита и халькопирита. В жилах этого рудного поля, как и на других подобного типа рудных полях о. Тасмании (Эберфойл, Стори Крик), содержание вольфрама увеличивается с глубиной.

На месторождении Альтенберг в Рудных Горах над куполом «внутренних гранитов», внедрившихся в ранние «внешние граниты» развито наиболее интенсивное оруденение в виде системы штокверковых зон, кварцевых жил, прожилков и сопровождающих грейзенов. Непосредственно над кровлей «внутренних гранитов» во «внешних гранитах» вдоль серии сближенных трещин и брекчий сформировалось компактное тело грейзенов с оловянно-вольфрамовым оруденением. Ниже грейзенового тела на контакте «внутренних» и «внешних» гранитов расположена мощная кварц-полевошпатовая зона (штокшейдер), которая ниже переходит в микроклинизированные и альбитизированные граниты. Зональность в строении грейзенового тела по восстанию проявляется в смене богатой оловом и вольфрамом центральной части штокверка менее богатой периферической, а затем кварцево-жильной зоной с касситеритом, в которой по восстанию увеличиваются содержания сульфидов, особенно арсенопирита.

На одном из месторождений Якутии кварцевые прожилки с касситеритом, вольфрамитом и турмалином, распространенные над куполом рудоносного гранитного массива, сменяются на некотором удалении от него преимущественно сульфидно-кварцевыми прожил-

* В скобках указаны минералы и элементы, имеющие в данной части ряда возрастное значение.

ками с флюоритом. Сульфиды представлены главным образом арсениром, реже халькопиритом.

Зональность оруденения на высокотемпературных вольфрам-оловянных месторождениях высокоградиентная — смена рудных и минеральных ассоциаций осуществляется в пределах первых сотен, а иногда первых десятков метров, что является следствием нестабильных условий рудоотложения в самих материнских гранитах и среди вмещающих пород зоны ближайшего экзоконтакта. Наиболее высокоградиентная зональность наблюдается на приповерхностных месторождениях, образованных в связи с субвулканическими интрузиями рудоносных гранитов (Маунт-Плезант в Аппалачах).

Среднетемпературные оловорудные месторождения характеризуются последовательной центробежной сменой преимущественно по вертикали рудных и минеральных ассоциаций, образующих следующий обобщенный зональный ряд:

Sn, Fe, As: касситерит, пирит, арсенир → Sn, Fe, Cu, (As): станин, касситерит, пирит, пирротин, халькопирит, (арсенир) → Zn, Pb: сфалерит, галенит → Sb, Hg: антимонит, буланжерит, джемсонит, киноварь.

Минеральные типы оруденения сменяются снизу вверх и к флангам следующим образом (общая схема): кварц-турмалиновый → кварц-хлоритовый → колчеданно-сульфидный → полиметаллически сульфидный. На конкретных месторождениях этот ряд обычно бывает представлен одним или двумя, редко бóльшим числом его членов.

Так, на Депутатском оловорудном месторождении Б. Л. Флеров (1971 г.), И. Я. Некрасов (1965 г.) и др. выделяют от центра к периферии три основные горизонтальные зоны распространения разнотипной минерализации: кварц-турмалиновой с касситеритом и касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевой; касситерит-хлорит-кварцевой и касситерит-хлорит-сульфидной; кварц-карбонатной со сфалеритом и галенитом. По мнению И. Я. Некрасова, образование кварц-касситерит-силикатных жил происходило в одну стадию, различное положение на месторождении кварц-турмалиновых и кварц-хлоритовых жил обусловлено проявлением зональности отложения; соотношение кварц-силикатных жил с кварц-сульфидно-карбонатными представляет явление пульсационной зональности, связанной со стадийностью рудного процесса и концентрически-зональным развитием трещинных структур. Сходного типа зональность оруденения с некоторыми частными отклонениями и усложнениями отмечается на месторождениях Фестивальное в Приамурье, Учкошкон в Киргизии, Кумарх в Таджикистане, Валькумей на Чукотке, Чакалтайа и других в Боливии. На многих из них, кроме того, в периферических частях рудоносных зон установлены антимонит и киноварь. Сурьмяно-ртутная минерализация отмечается также на южных флангах месторождения Хапчеранга (Забайкалье).

На месторождениях Дальнее и Дальнетаежное в Приморье наблюдается отчетливая вертикальная и горизонтальная асимметрично-концентрическая зональность распределения рудных минеральных ассоциаций, обусловленная различной интенсивностью тектонических движений и приоткрывания рудолокализирующих трещинных структур

в течение рудного этапа. На этих месторождениях ранняя кварц-арсенопирит-касситеритовая минерализация локализуется преимущественно в центральных частях рудных тел и на глубоких горизонтах. Пирротиновый, пирротин-галенит-сфалеритовый и галенит-сфалеритовый минеральные комплексы более поздней сульфидной стадии, отлагавшиеся в условиях максимального раскрытия трещин, имеют более широкое распространение и прослеживаются практически на всем протяжении рудных жил. Тем не менее, поскольку рудовмещающие трещины в этот период развивались преимущественно вверх и к флангам, основное сульфидно-полиметаллическое оруденение проявилось на верхних горизонтах месторождений при ограниченном развитии его в корневых частях рудных тел (редуцированная чехловая зональность).

Более отчетливо чехловая зональность проявлена на месторождении Лаллагуа в Центральной Боливии, где богатые касситеритом ядра окружены существенно сульфидными рудами, и на Хинганском месторождении, для рудных тел которого характерна смена с глубиной кварц-хлорит-флюорит-касситеритового оруденения кварц-серцит-арсенопирит-леллингит-марказит-касситеритовым. На месторождении Караколес (Боливия) оловянное оруденение сменяется на глубине медно-висмутовым.

Изложенное выше показывает, что на среднетемпературных оловянных месторождениях, на которых ослаблена роль магматического фактора и резко возрастает роль структурного, зональность носит тектоногенный характер и имеет в многостадийных рудных телах этих месторождений более сложные формы проявления. Наиболее широко распространены различные виды стадийной зональности оруденения в связи с обновлением и дальнейшим развитием рудоносных трещинных структур, сопровождавшимся поступлением новых порций минерализующих растворов.

В отличие от высокотемпературных вольфрам-оловянных месторождений, зональность на среднетемпературных месторождениях в основном низкоградиентна. Устойчивость рудообразующих минеральных ассоциаций на значительных, измеряемых сотнями метров вертикальных интервалах является следствием относительно стабильных условий рудоотложения в крупных, хорошо проработанных трещинных структурах на достаточном удалении от магматического источника.

Зональность на месторождениях пространственно и структурно совмещенных вольфрамовых, оловянных и полиметаллических руд представляет собой разнообразные сочетания вольфрам-оловянного и оловянного, вольфрамового и оловянного, вольфрамового и полиметаллического, оловянного и полиметаллического и других типов оруденения, формировавшихся в различные этапы и даже эпохи рудогенеза в широких температурном и временном диапазонах. Длительность и многостадийность формирования рассматриваемых месторождений обусловила специфику проявления зональности, а наличие нескольких продуктивных этапов — комплексный их характер [26].

На месторождениях с совмещенным разнотипным и разновременным оруденением зональность значительно усложняется, поскольку помимо этапной зональности минералообразования в каждом из этих этапов устанавливаются свои виды зональности. Так, на комплексном вольфрам-оловянном месторождении Трудовом в Восточной Киргизии, где пространственно и структурно совмещено разноэтапное высокотемпературное вольфрам-оловянное и среднетемпературное собственно оловянное оруденение, в ранних кварцевых жилах устанавливается прямая температурная зональность отложения с последовательной сменой снизу вверх и к флангам жил существенно вольфрамовой минерализации вначале вольфрамовой и оловянной, затем бедной вольфрамом, преимущественно оловянной. В поздних сложных многостадийных кварц-силикатно-сульфидных жилах проявлена в основном пульсационная зональность, которая выражается в последовательной смене кварц-флюорит-турмалин-касситеритовой минерализации, занимающей преимущественно нижние и центральные части жил, кварц-сульфидной и кварц-карбонатной минерализацией в верхних и фланговых их частях.

При пространственном и структурном совмещении оруденения указанных типов верхние и особенно центральные части многих рудных зон месторождения сложены наиболее продуктивной кварц-касситерит-вольфрамитовой минерализацией раннего этапа и кварц-карбонатной, кварц-сульфидной, реже относительно малопродуктивной кварц-турмалин-касситеритовой минерализацией позднего этапа оруденения.

В нижних частях рудных тел вольфрам-оловянное, а затем и вольфрамовое оруденение раннего этапа постепенно затухают; рудные тела в основном сложены наиболее продуктивными кварц-флюорит-турмалин-касситеритовыми оловянными рудами позднего этапа, распространяющимися на значительную глубину.

В целом такая зональность может рассматриваться как обратная этапная зональность оруденения, поскольку более низкотемпературное оловянное оруденение развито ниже высокотемпературного олово-вольфрамового. Для ряда месторождений Дальнего Востока, Якутии, Забайкалья, Казахстана, Рудных Гор, юго-восточной части КНР, Австралии и других регионов Д. В. Рундквист и И. А. Неженский (1975 г.) отмечают закономерное увеличение отношения W к Sn снизу вверх, трактуемое ими как проявление прямой вертикальной зональности. Вполне вероятно, однако, что на этих месторождениях также имеет место совмещение оруденения разных этапов, обуславливающее интегрированную обратную вертикальную зональность, подобную охарактеризованной. Примечательно, что в тех же регионах (Чукотка, КНР, Рудные Горы) и ряде других (Португалия, Аляска и др.) известны вольфрам-оловянные месторождения, в которых отчетливо проявлено увеличение с глубиной количества вольфрамита при уменьшении содержания касситерита.

Для месторождений, на которых высокотемпературное вольфрам-оловянное или среднетемпературное оловянное оруденение совмещено с низкотемпературным полиметаллическим, характерны как прямая (месторождения Потоси, Чохайя, Икуно и др.), так и обратная (ме-

сторождения Асио, Оууро, Колкечака и др.) вертикальная зональности.

На месторождении Потоси в Боливии устанавливается длительный перерыв* в оруденении между появлением кварц-арсенопирит-касситеритовой минерализации с вольфрамитом и висмутином и минеральными ассоциациями, содержащими станнин, халькопирит, сульфиды и сульфосоли свинца, серебра и олова.

Раннее оруденение, представленное касситеритом, пиритом, висмутином и вольфрамитом, развито на глубоких горизонтах месторождения. В верхних частях рудных тел преобладают минералы серебра, присутствуют сфалерит, галенит, тетраэдрит, станнин и др. Помимо вертикальной зональности отмечается и горизонтальная, которая проявляется в том, что серебро- и оловосодержащие жилы по периферии окружены жилами с галенитом и серебром.

Прямая лучевая вертикальная зональность характерна для месторождений группы Чохайя в Южной Боливии. Здесь главная жила месторождения Колорадо образована минерализацией двух периодов: в ранний отлагались пирит, касситерит, кварц; в поздний — арсенопирит, фрейбергит, станнин, франкит, висмутин, галенит, пирит, джемсонит и другие сульфоантимониты серебра и свинца. Нижние части этой жилы сложены минеральными ассоциациями раннего периода, верхние — позднего; соответственно, содержания олова по восстанию уменьшаются, а серебра — увеличиваются. На месторождении Каргайкольо, где также различают два периода минерализации, в первый образовалось большое количество пирита, а также кварц, сфалерит, касситерит; во второй период в результате приоткрывания трещин, дробления ранее сформировавшихся руд и поступления новых порций рудоносных растворов произошло обогащение жил сульфостаннитами (франкеит, канфильдит, цилиндрит), станнином, тиллитом, сфалеритом, галенитом и минералами серебра. Сходные явления наблюдаются на месторождениях Северной и Восточной Киргизии.

На месторождении Икуно в Японии, в главной жиле Сентео, прослеженной на глубину до 1 км, снизу вверх и от центра к флангам жилы отмечается смена оловянно-вольфрамового оруденения оловянно-медным, медно-цинковым, цинково-свинцовым и серебряным. Характерно, что в оловянно-медной зоне олово представлено не касситеритом, как в нижерасположенной зоне, а станнином, вероятно, образованным при наложении более поздней полиметаллической минерализации на ранние оловянно-вольфрамовые руды. Станнин-халькопиритовые прожилки встречены в касситерит-кварцевой массе и на другом месторождении Японии — Асио, где устанавливается обратная вертикальная зональность оруденения. Верхнюю часть месторождения до глубины около 300 м составляют оловянно-вольфрамовые

* Этот перерыв, отмечаемый многими исследователями комплексных вольфрамо-оловянно-полиметаллических месторождений Боливии, нередко приводит к частному (Потоси А и Потоси Б) или полному (месторождения Северной и Южной Боливии) пространственному разобщению вольфрамо-оловянного и свинцово-серебряного оруденения.

руды, затем до глубины почти 1 км следует окаймляющая их по вертикали и горизонтали медная зона, а еще глубже и в основном на флангах преобладает галенит-сфалеритовое оруденение.

На месторождении Колкечака в Боливии так же, как и на месторождении Потоси, устанавливается два отчетливо разделенных во времени периода минерализации: первый с минералами олова и второй с минералами серебра. Верхняя часть месторождения представлена оловорудными и оловянно-вольфрамовыми жилами, но с глубины 400 м содержания касситерита в них уменьшаются, появляются сфалерит, арсенопирит, галенит, висмутин, минералы серебра.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Разработка критериев крупномасштабного прогнозирования месторождений молибдена, вольфрама и олова в значительной мере базируется на знании особенностей рудопроизводящих гранитоидных массивов, структурной позиции оруденения в системе тектономагматических комплексов, структурно-морфологических типов рудных полей, характера рудоносных трещин и строения рудовмещающего разреза. Геотектонический режим определяет структурное положение и условия становления рудоносного массива. Это находит выражение в его форме и внутреннем строении, что, в свою очередь, прямо сказывается на структурных чертах рудных полей и месторождений, связанных с этими массивами. Такую структурную преемственность можно проследить на примере целого ряда месторождений.

Особенности тектонических разрывов, их размеры, характер взаимоотношений, глубина заложения обуславливают становление массивов гранитоидов с купольной, гребневидной и плоской формой апикальных частей или штокообразных субвулканических магматических и трубчатых брекчиево-эксплозивных тел. Тип структурной зональности, возникающей на фоне формирования рудопроизводящих магматических тел, зависит от тектонических особенностей их становления. При спокойном автономном развитии интрузивной тектоники преобладающий *контракционный тип трещиноватости формирует контрастную структурную зональность, определяющую малую вертикальную протяженность оруденения и его преимущественно эндоконтактовую локализацию (месторождения Чердоjak, Таризель, Бутугычаг)*. Напротив, высокая степень тектонической трещиноватости вмещающих пород, нередко усиленная интрузивной активностью магматических систем, обуславливает значительный вертикальный размах оруденения, характерный для надинтрузивных зон (Верхнекайрактинское, Коктенкольское месторождения), а также для субвулканических и брекчиево-эксплозивных структур (месторождения Браден, Булуктайское и др.). Наряду со структурно-тектоническим и структурно-магматическим факторами нередко существенное значение имеют литолого-химический и петрофизический, определяющие условия локализации оруденения в известняках, скарнах, амфиболитах и других породах с контрастными химическими и физико-механическими характеристиками (месторождения Кти-Теберда, Учкошкон).

Среди послемагматических рудных образований месторождения молибден-вольфрамовой формации наиболее тесно связаны с апикальными частями рудопроизводящих гранитных плутонов, что позволило установить следующие главные факторы, влияющие на масштабность и концентрацию оруденения данного типа [29, 30]. Неболь-

шие жильные месторождения с вертикальной протяженностью рудных тел 250—350 м чаще встречаются в эндоконтактных зонах, а крупные штокверковые месторождения с вертикальным размахом оруденения до 1500 м располагаются над апикальными частями плутонов и лишь частично оруденение распространяется в граниты на глубину 200—250 м. При этом минерализация вольфрама и висмута сосредоточена на верхних горизонтах и флангах месторождений, а основное молибденовое оруденение локализовано в их центральных и нижних частях. Общие масштабы оруденения определяются главным образом размерами и морфологией рудопродуцирующих плутонов, а также степенью сохранности оруденения, т. е. глубиной его эрозионного среза. Сходные особенности присущи вольфрам-оловянным месторождениям, на которых вертикальный размах оруденения в надинтрузивной зоне достигает 600 м, а в интрузивной составляет обычно не более 150—200 м.

Наиболее крупное и концентрированное оруденение наблюдается над апикальными частями плутонов, характеризующихся простой куполообразной верхней поверхностью. В плане такие плутоны обычно имеют близкие к изометричным очертания с площадью горизонтального сечения в центральных и нижних частях до 300 км²; мощность их в центральных частях 8—10 км. Максимальная вертикальная протяженность штокверковой молибден-вольфрамовой минерализации, связанной с такими плутонами, составляет 1,5 км [30]. При этом В. Т. Покаловым сформулированы следующие закономерности в распределении масштабов и типов оруденения.

1. Очень крупные месторождения, в которых запасы вольфрама преобладают над запасами молибдена, наблюдаются над апикальными частями материнских плутонов, залегающих на глубинах 1—1,5 км ниже дневной поверхности.

2. Зоны, наиболее благоприятные для развития молибденового оруденения, находятся непосредственно над гранитными куполами во внутренней зоне экзоконтакта мощностью 300—400 м. Запасы промышленного молибдена здесь могут достигать 300—500 тыс. т при содержании металла в рудах 0,1—0,2 %. Вольфрам в этой зоне обычно присутствует как попутный компонент, но если оруденение вмещает карбонатные породы, то вертикальная дифференциация в пространственном размещении вольфрама и молибдена не проявлена или проявлена слабо, основные запасы вольфрама так же, как и молибдена, сконцентрированы в породах ближайших экзоконтактов материнских плутонов.

3. При залегании апикальных частей материнских плутонов на 100—150 м ниже дневной поверхности молибденовое оруденение в значительной степени, а вольфрамовое — в основном эродированы, в этом случае запасы молибдена не превышают 100—150 тыс. т.

4. В апикальных частях плутонов, едва вскрытых эрозией, обычно развиты месторождения жильного типа мелких и средних размеров, в которых иногда между жильное пространство занято бедным штокверковым оруденением.

5. Гранитные плутоны, обнаженные на площади свыше 100—150 км², как правило (за редким исключением), не сопровождаются промышленным молибденовым оруденением.

При анализе материалов более 100 месторождений и рудопроявлений установлено, что вероятность встречи промышленных (по содержанию молибдена) месторождений в плутонах, не вскрытых эрозией и залегающих на глубинах свыше 150 м, составляет 20 %; в плутонах, обнажающихся на площади до 10 км², — 10 %, от 10 до 20 км² — 6 %, свыше 20 км² — 3—4,5 %. При этом однокупольное строение и большая мощность гранитных плутонов способствовали концентрации над их апикальными частями теплового потока, летучих и оруденения, что и определяло, при прочих равных условиях, крупные размеры и вертикальную протяженность месторождения до 1,5 км. Оруденение слабоконцентрированное небольших масштабов с вертикальной протяженностью от нескольких десятков метров до 100—200 м ассоциирует с плутонами незначительных размеров (площадь горизонтального сечения от долей до нескольких квадратных километров), с плутонами резко удлиненной формы, а также с плутонами крупных размеров (площадь горизонтального сечения превышает 1000 км²), характеризующимися уплощенной верхней поверхностью, осложненной многочисленными мелкими куполами.

Таким образом, размеры рудопроизводящего плутона и морфология его верхней поверхности — главные факторы, определяющие масштабы плутогенного оруденения и его вертикальную протяженность.

Анализ структурных типов рудных штокверков показывает, что крупные месторождения образуются при наличии в предрудный этап комбинированных систем трещин тектонического и контракционного генезиса, а также трещин, связанных с механизмом формирования интрузивных массивов. При этом главная рудолокализирующая роль принадлежит тектоническим трещинам, заключающим от 70 до 90 % оруденения. Широкое развитие тектонических, а среди них сколовых трещин — определяющее условие образования крупных штокверковых месторождений. Решающее значение имеет предрудная структурная подготовка, характеризующаяся образованием крупных и мелких сколовых трещин и определяющая возникновение комбинированного жильно-штокверкового типа оруденения. Развитие только контракционных трещин является обычно недостаточным даже для образования месторождений среднего масштаба.

Изучение структурных рудоконтролирующих факторов, проведенное нами [2, 4, 30, 39] и другими геологами [7, 9, 26, 32] на штокверковых месторождениях, позволяет утверждать, что наиболее крупные месторождения характеризуются:

1) приуроченностью оруденения к надинтрузивным зонам скрытых апикальных частей гранитных интрузивов, осложненных куполовидными и гребневидными выступами, а также к внутриинтрузивным зонам ранних гранитов при наличии на глубине тел поздних («внутренних») гранитов; при этом очертания и общие размеры полей штокверковых месторождений в целом отражают морфологию и раз-

меры куполов или гребневидных выступов, над которыми они располагаются;

2) принадлежностью месторождения к штокверковому или жильноштокверковому структурно-морфологическим типам, в которых локализация жильного и прожилкового оруденения контролировалась зонами повышенной трещиноватости преимущественно сколового характера, определяющими его значительную протяженность по простиранию (1—2 км) и на глубину (более 600—800 м);

3) многостадийностью процесса рудообразования, сопровождающегося внутрирудным магматизмом (как правило, дайки аплитов и гранит-порфиоров), появлением основных рудных минералов: вольфрамита, шеелита, молибденита, касситерита в минеральных ассоциациях нескольких стадий;

4) незначительным эрозионным срезом материнских гранитных интрузивов, нередко многофазных, с кольцевым строением, проявлением даек кислых и основных пород, наличием кислых эффузивов;

5) значительным вертикальным диапазоном оруденения, особенно для надынтрузивных кварц-шеелитовых месторождений (до 1—1,5 км), обусловленным большой температурной ступенью рудообразования, что выражается в слабом проявлении вертикальной зональности разнотипного оруденения и незначительных изменениях состава и количества элементов-примесей в ведущих рудных минералах;

6) анизотропией в строении и составе рудовмещающего разреза: а) сменой пород с различными физико-механическими свойствами, б) наличием пород с контрастным химическим составом по содержанию СаО (наиболее продуктивные шеелитсодержащие жилы и прожилки залегают в амфиболитах и скарнондах);

7) возрастанием роли рудо локализирующих тектонических разрывных нарушений при удалении от контакта с гранитным массивом и уменьшением влияния его морфологических элементов и интрузивной тектоники; в случае существенной роли тектонического контроля — ведущей ролью разрывных нарушений сдвигового и взбросо-сдвигового типа (при этом оруденение локализуется в узлах пересечения и сочленения разнонаправленных разрывных нарушений; участках интенсивной трещиноватости в зонах сближенных разрывных нарушений; местах пересечения разрывными нарушениями чередующихся пород с различными химическими и физико-механическими свойствами; контактах даек и апофиз, совпадающих с направлением основных рудоконтролирующих разрывов).

При поисках скарново-рудных месторождений наиболее благоприятны следующие геологические обстановки:

1) наличие карбонатных пород среди алюмосиликатных в зоне воздействия гипабиссальных гранитоидных интрузивов;

2) сложное строение рудопроизводящего плутона (дифференцированная серия диоритов, монзонитов, гранодиоритов, гранитов и подчиненных лейкогранитов);

3) существование узлов пересечения разновременных дизъюнктивных нарушений в непосредственных контактах рудопродуктивных интрузивов.

Помимо отмеченных, важное значение имеют локальные факторы образования различных типов месторождений: так, для локализации олово-вольфрамовых месторождений благоприятны криптобатолитовые зоны крупных интрузивов, внедрившиеся в орогенные сводовые поднятия, расположенные в структурно-формационных зонах геоантиклинального режима развития. Скарновые месторождения молибден-вольфрамовой формации наиболее вероятны в рифогенных зонах тектоно-магматической активизации консолидированных областей завершенной складчатости, в связи с небольшими интрузивами гранитоидов повышенной калиевой щелочности. Богатые сульфидами скарново-грейзеновые шеелитовые месторождения преимущественно приурочены к ареалам развития мелких интрузий субвулканических пород.

Крупные скарновые месторождения образуются при замещении пластов карбонатных пород, выдержанных по простиранию и падению на многие сотни метров с мощностью в десятки метров. Менее благоприятны ксенолиты известняков в гранитоидах. Морфологические черты оруденения определяются рисунком послескарновых дизъюнктивов, сопряженных с элементами мелких складок, контактовыми зонами литологически неоднородных пород, которые определяют границы скарново-рудных тел. Наиболее распространенные рудоконтролирующие структуры промышленных залежей олово-вольфрамового оруденения в скарнах — контакты, вогнутые в сторону рудопроизводящего интрузива как в плане, так и в разрезе (провесы кровли). Для рудных тел характерны прерывистые контактовые залежи с ответвлениями (межпластовые линзовидные, четковидные, седловидные и более сложные).

Для молибден-вольфрамовых месторождений обычно расположение рудных тел в широких зонах экзоконтактов гранитных интрузивов, часто на значительном удалении от последних, где они пространственно ассоциируют с апофизами гранитов поздних фаз или послегранитными дайками; иногда такие скарны развиты в среде гранитов ранних фаз повышенной основности. В рудных полях наиболее характерны системы секущих и межпластовых залежей на границах карбонатных и алюмосиликатных пород; скарново-рудные тела по морфологии приближаются к жильным или представляют собой сочетание пласто- и линзообразных залежей.

В рудных полях жильных месторождений обычно выделяется одна или две (реже больше) системы рудовмещающих трещин. Основные запасы нередко сосредоточены в пределах одной или немногих жил. На одних месторождениях преобладают пологозалегающие системы жил, на других крутопадающие, иногда их сочетания. Протяженность жил по простиранию обычно 300—600 м (редко достигает 1,5—2 км), по падению — до 900 м при мощности в среднем 0,8—1 м. Рудные жилы с олово-вольфрамовой минерализацией пространственно тесно ассоциируют с куполами гранитных интрузивов, редко удаляясь от них более чем на 1—1,5 км. В равной мере это относится и к молибденсодержащим рудным жилам, тогда как для жильных месторождений с полиметаллически-вольфрамовым, полиметаллически-оловянным и собственно оловянным оруденением непосредствен-

ная генетическая связь с плутоническими гранитоидными породами часто вообще не устанавливается. Там, где эта связь выявлена, наиболее крупные жильные месторождения, как правило, локализованы в надвнутризвивных зонах, среди метаморфизованных терригенных пород. В таких полях оруденение прослеживается на глубину 600—800 м и более. В то же время жилы, за редким исключением, не распространяются более чем на 200—250 м в глубину материнского гранитного интрузива.

Грейзеновые месторождения преимущественно характерны для оловянно-вольфрамового, в меньшей мере для молибден-вольфрамового оруденения. Для оловянно-вольфрамовых грейзенов наиболее перспективны массивы, поздние дифференциаты которых представлены фтористыми гранитами. Заслуживают внимания гранитные купола небольшого размера, сопровождаемые широкими ореолами ороговикования с полями повышенной магнитной восприимчивости пород. Грейзеновые залежи приурочены, как правило, к апикальным зонам куполов, а сопровождающие их жилы и штокверки могут залегать в гранитах, но преимущественно развиты в породах кровли, над залежами грейзенов. Расеянные прожилки в породах кровли фиксируются на расстоянии до 500 м от грейзеновых залежей и могут служить индикаторами скрытого на глубине оруденения.

В районах, сложенных преимущественно гранитоидами, грейзены тяготеют к контактам куполов гранитов наиболее молодых фаз. Последние, как правило, обогащены фтором, рубидием и содержат топаз. В надкупольной части распространены кварцевые и кварц-топазовые прожилки, а также трещинные зоны кварц-топазовых грейзенов. На границах рудоносных куполов с вмещающими гранитами или осадочно-метаморфическими породами развиваются зоны полевошпат-кварцевых пород пегматоидного строения — штокшейдеры. В куполах лейкократовых гранитов рудоносные кварц-мусковитовые грейзены сменяются с глубиной альбитизированными, а затем микроклинизированными гранитами. Характерно наличие грейзенов, приуроченных к самым верхним горизонтам рудного поля и представляющих собой прожилки и линзовидные обособления существенно мусковитового и флюорит-мусковитового состава. Зональность непосредственно в залежах грейзенов проявлена по отношению к рудоподводящим трещинам и выражена в закономерной смене зон от периферии к центру слюдисто-кварцевых топаз-кварцевыми, кварцевыми и топазовыми.

При изучении крутопадающих жилообразных грейзеновых зон следует учитывать вертикальную зональность и связанную с нею изменчивость оруденения с выделением продуктивных и безрудных зон. Так, на молибден-вольфрамовых месторождениях интервал продуктивного вольфрамового оруденения приурочен к зоне перехода кварц-топазовых грейзенов в плотные кварцевые и на одном из месторождений находится на глубине 100—150 м от современной поверхности.

В заключение представляется целесообразным рассмотреть некоторые вопросы прогнозно-методического плана. Как уже отмечалось, необходимое звено в оценке промышленных перспектив рудного месторождения — установление его формационной принадлежности и

характера вертикальной и горизонтальной зональности оруденения.

Вместе с тем не исключено наличие среди перспективного формационного типа средних и даже мелких месторождений. Поэтому необходимо располагать возможно большим числом конкретных оценочных критериев, среди которых установление типа зональности оруденения (температурная, стадийная, литологическая, прямая, обратная) — важное условие оценки. Так, на Караобинском месторождении проявлена сложная, а в южной части месторождения — обратная стадийная зональность оруденения при склонении его в южном направлении под средними углами, что необходимо учитывать для оценки флангов и глубоких горизонтов. Это тем более важно, так как известные молибден-вольфрамовые месторождения Центрального Казахстана — Верхнекайрактинское и Коктенкольское характеризуются прямой вертикальной зональностью, и метод аналогии здесь не применим. Установлено, что обратная вертикальная зональность оруденения отмечается на многих крупных месторождениях разных металлов и формаций: Богутинском, Тырныауз, Хинганском, Трудовом (СССР), Борун-Цогто и Их-Хайрханском (МНР), Оуро и Лаллагуа (Боливия). Для них характерно увеличение масштабов развития поздних ассоциаций, в том числе и сульфидных, с глубиной.

Таким образом, установление обратной вертикальной зональности несколько не снижает оценку месторождения, если оно принадлежит к перспективной рудной формации. Важно подчеркнуть, что обратная вертикальная зональность отражает лишь особенности распределения оруденения в контурах месторождения, ее наличие не определяет масштабность месторождения. Поэтому общие методики прогнозной оценки оруденения применимы для месторождений с прямой и обратной схемой вертикальной зональности.

Тесная пространственная связь вольфрам-молибденового оруденения с апикальными частями материнских плутонов, локализация крупных штокерковых месторождений в экзоконтактовых зонах, а также проявление рудной зональности позволяют установить оптимальные условия нахождения промышленных месторождений вольфрама и молибдена, т. е. подойти к количественной прогнозной оценке месторождений исходя из их геологической позиции [29, 30]. Апикальные части большинства рудоносных гранитных интрузий Центрального Казахстана, Южного Урала, Горного Алтая и Забайкалья характеризуются купольной и гребневидной формой, следовательно, размеры их выходов на дневную поверхность (с учетом размеров скрытой части интрузива и рельефа его верхней поверхности) можно принимать за показатель глубины эрозионного среза. В. Т. Покалов установил, что для решения такой задачи могут быть использованы диаграммы, на вертикальных осях которых отложены запасы вольфрама и молибдена, а на горизонтальных — значения глубин залегания рудоносных плутонов и площади их выхода на дневную поверхность. Диаграммы обнаруживают четко выраженную зависимость величины запасов месторождений от позиций последних относительно материнских плутонов. Охарактеризованные В. Т. Покаловым критерии основаны на прямой схеме вертикальной зональности

оруденения. В случае обратной или сложной (комбинированной) вертикальной зональности изменяются соотношения запасов в целом в надынтрузивной зоне в пользу молибдена, а во внутриинтрузивной — в пользу вольфрама. При этом суммарная оценка прогнозных ресурсов комплексного оруденения, по-видимому, останется без существенных изменений.

Прогнозная оценка, как доказано А. А. Фроловым (1980 г.) на примере штокверковых месторождений вольфрама, может быть выполнена на основе геолого-структурных критериев, большинство из которых находится в корреляционной связи с масштабами оруденения. По этим критериям можно сопоставить выявленные рудопроявления с уже разведанными месторождениями. Масштабность оруденения может быть оценена в баллах, если каждому из критериев придать условное цифровое значение.

Название критерия	Значение в баллах
1. Размер выхода материнского гранитного массива:	
относительно крупный выход	1
средний выход (1—5 км ²)	2
малых выход (вскрыты апикальные выступы)	3
малый выход со скрытыми телами поздних («внутренних») гранитов	4
скрытый массив	5
2. Степень сохранности и форма кровли гранитного массива:	
кровля эродирована	1
сохранившиеся от эрозии склоны куполов и ложбины	3
пологие формы	2
гребни и купола	5
3. Структурная позиция оруденения относительно материнского массива гранитоидов:	
внутриинтрузивная	1
внутриинтрузивная со скрытыми телами поздних гранитов	3
околоинтрузивная	4
надынтрузивная	5
4. Степень сложности геологического строения рудного поля:	
относительно однородное строение	1
смена пород разного состава	3
сложное строение с наличием благоприятных горизонтов	5
5. Структурно-морфологический тип рудных тел:	
жильный	1
залежный	2
штокверковый	3
залежно-штокверковый	4
жильно-штокверковый	5
6. Размер штокверковых рудных полей:	
малый (<0,3 км ²)	1
средний (0,3—1 км ²)	3
крупный (>1 км ²)	5
7. Тип и ориентировка рудовмещающих трещин:	
пологие, преимущественно отрывного типа	1
пологие и крутые сколового и отрывного типа	2
крутые, преимущественно сколового типа	3

8. Наличие внутрирудных даек:

отсутствуют	1
единичные	2
широко развиты	3

Целесообразно результирующий показатель перспективности рудного объекта выражать не суммой, а произведением перечисленных значений. В этом случае он лучше коррелируется с масштабами оруженения, как это установлено на примере уже разведанных месторождений. Вслед за И. И. Пастушенко (1977 г.) можно рекомендовать введение коэффициента, который позволит перейти к количественной прогнозной оценке рудных объектов по формуле:

$$Q_{пр} = P_n \cdot K,$$

где: $Q_{пр}$ — прогнозные ресурсы; P_n — общий показатель перспективности; K — коэффициент пропорциональности.

Принцип прогнозной оценки с использованием результирующего показателя перспективности оруженения и коэффициента пропорциональности, по-видимому, имеет более широкое значение и впервые в 1977 г. был обоснован И. И. Пастушенко на примере скарново-магнетитовых месторождений. По мере укрупнения масштаба исследований рудного объекта возрастает объем информации как за счет детализации проводимых работ, так и за счет их новых видов. Необходимо максимально использовать полученные материалы. В связи с этим крупномасштабный прогноз предполагает привлечение геолого-структурных, петрографических, геохимических, минералогических, геофизических, петрофизических, петрохимических и геоморфологических критериев. Следует учитывать, что критерии сохраняют свое значение лишь в пределах той геолого-структурной обстановки, в которой они установлены. Поэтому каждому рудному полю разных провинций должна соответствовать самостоятельная легенда прогнозной карты. При детальном прогнозировании, осуществляемом на разных стадиях геологоразведочного процесса, полнота перечня поисково-оценочных критериев будет зависеть от стадии работ и масштаба исследований. Точность оценки прогнозных запасов после общих поисков, детальных поисков, поисково-оценочных работ, предварительной и детальной разведки последовательно возрастает. В лучшем случае она соответствует точности подсчета ресурсов категории S_2 , но в большинстве случаев ниже и может лишь позволить определить класс крупности прогнозируемого объекта.

Исходя из опыта геолого-прогнозных работ КазИМСа, САИГИМСа, ЦНИГРИ по различным видам рудных полезных ископаемых, а также работ ВИМСа по ряду крупных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова в различных районах СССР, количественное прогнозирование включает следующие этапы исследований:

1) геолого-геофизическое и геолого-структурное картирование рудных полей и месторождений с составлением объемной структурной модели рудного поля и расшифровки динамики его развития;

2) установление и обоснование рудоконтролирующих факторов и их количественное ранжирование (обычно в баллах) на основе выявленных путем комплексных исследований закономерностей размещения и продуктивности оруденения;

3) размещение всех рудоконтролирующих факторов (критериев) в их ранговых значениях в объемной модели рудного поля, выделение однородных участков и оценка их продуктивности с дальнейшим разграничением территории на площади разной перспективности;

4) собственно количественное прогнозирование — составление геолого-прогнозных карт и оценка на их основе прогнозных ресурсов.

От степени соответствия модели реальным природным объектам в основном и зависит достоверность прогнозируемых рудных ресурсов.

В настоящее время особое значение такой прогноз приобретает в районах действующих горнорудных предприятий, на территориях, примыкающих к рудникам. В этом случае задача состоит не только в количественной оценке прогнозных ресурсов флангов и глубоких горизонтов разрабатываемого месторождения, а в выявлении потенциала рудоносности всего рудного поля. Такой крупномасштабный количественный прогноз возможен лишь на основе расшифровки закономерностей размещения оруденения, и прежде всего его вертикальной и горизонтальной зональности, структурных и литологических факторов локализации, вертикального размаха и степени эродированности рудной колонны.

Как показывает опыт, крупномасштабное прогнозирование включает ряд операций по выявлению рудоконтролирующих факторов и анализу распределения параметров оруденения. В первую очередь исследуется структура месторождения и динамика ее формирования, что достигается геолого-структурным картированием, обеспечивающим создание картографической основы прогнозирования. В результате составления геологических погоризонтных планов и разноориентированных разрезов, отражающих рельеф кровли рудоносного гранитного массива, пространственную ориентировку рудных прожилков, зон их сгущения и т. п., формируется объемная модель месторождения. Затем изучается распределение основных параметров оруденения: содержания полезных компонентов, мощности рудных тел, их продуктивности; строятся планы, разрезы и графики, отражающие распределение оруденения по простиранию и на глубину в изолиниях различных параметров. Анализ этих материалов на основе ранее разработанной геолого-структурной модели месторождения позволяет установить основные рудоконтролирующие факторы, расшифровать внутреннюю структуру месторождения в целом и отдельных рудных тел. При этом, как правило, выявляется горизонтальная и вертикальная зональность оруденения, что в конечном итоге служит основой определения вертикального размаха оруденения и тем самым позволяет подойти к оценке перспектив флангов и глубоких горизонтов месторождения. Эта общая схема основных операций прогнозирования может быть детализирована, для чего применяются специальные геофизические и минералого-геохимические методы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Последовательно рассмотренные в книге отдельные аспекты структурной позиции рудных полей и месторождений, систематики их структурных типов, детальной характеристики геологического строения наиболее полно изученных месторождений СССР и зарубежных стран, а также структурной зональности и структурно-геологических критериев прогнозирования достаточно полно освещают круг вопросов геолого-структурной области рудной геологии и составляют основу крупномасштабного прогнозирования и оценки минеральных ресурсов молибденовых, вольфрамовых и оловянных руд. Для месторождений молибдена, вольфрама и олова, больше чем для каких-либо других рудных полезных ископаемых, важны как структурно-тектонические, так и структурно-магматические факторы, в совокупности определяющие не только позиции рудных полей и месторождений, но и их масштабы, морфологию и условия залегания рудных тел. Поэтому степень эродированности рудопроизводящего интрузива, глубина его становления и форма апикальных частей, тип рудолокализирующих трещин — все эти критерии являются составными членами единого прогнозно-оценочного комплекса. Именно этим объясняется комплексирование упомянутых факторов и они считаются ведущими при систематике структурных типов рудных полей и месторождений.

Промышленное значение выделенных в работе структурных типов не равноценное. В настоящее время молибденовые руды в основном добываются из штокверковых месторождений, вольфрамовые — из скарновых и грейзеновых, в меньшей мере из штокверковых, а оловянные руды — из жильных. Однако уже сейчас разведуются и подготавливаются к промышленному освоению месторождения штокверковых руд не только молибдена, но также вольфрама и олова. В связи с этим необходима переоценка эксплуатирующихся, но ограниченных по запасам жильных месторождений, в рудных полях которых, как показывает геологоразведочная практика, нередко проявлены бедные штокверковые руды (обычно в междужильном пространстве), образующие существенный резерв для продления деятельности действующих горнообогатительных предприятий. В качестве первого шага в выполнении такой переоценки известных жильных месторождений и прогнозной оценки выявленных рудопроявлений могут служить предложенные в заключительной главе книги методические приемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинъшин П. З., Мандыч В. А. Новые данные о геологическом строении Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. — В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М., 1969, с. 111—122.
2. Вальков В. О., Фролов А. А. Богутинское месторождение вольфрама. — Сов. геология, 1978, № 7, с. 103—114.
3. Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений. М., Недра, 1975.
4. Вольфрамовые месторождения, методы их поисков и оценки/Ф. Р. Апельцин, Т. И. Гетманская, А. Е. Лисицын и др. М., Недра, 1980.
5. Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М., Недра, 1979.
6. Гладков В. Г., Филонюк В. А. О кинематике формирования и принципах классификации рудных столбов эндогенных месторождений. — В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972, с. 38—49.
7. Денисенко В. К. Месторождения вольфрама. М., Недра, 1978.
8. Дружинин А. В. Структура рудных полей и месторождений. — В кн.: Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М., 1968, с. 197—221.
9. Дружинин А. В., Игнатов А. В., Горохов В. А. Некоторые новые данные по структуре Кти-Тебердинского месторождения (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 11, с. 39—49.
10. Дубровский В. Н., Кизай И. Н. Зональность оловорудных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 1. М., 1974, с. 19—88.
11. Зильберминц А. В. Геология и генезис Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. М., Наука, 1966.
12. Игнатович В. И. Внутреннее строение Первомайского молибденового штокверка. — В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972, с. 394—401.
13. Казанский В. И., Лаверов Н. П. Месторождения урана. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., 1974, с. 319—387.
14. Кизай И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М., Наука, 1966.
15. Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения постмагматических руд. М., Недра, 1965.
16. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
17. Кушнарев И. П. Структура рудного поля Джидинского месторождения. М., Изд. АН СССР, 1954.
18. Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. Геологическая структура урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 82, 1962, с. 116—135.
19. Лаумулин Т. М. Редкометаллоносные структуры в геотектоногенах Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1977.
20. Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М., Недра, 1972.
21. Малиновский Е. П., Игнатович В. И. Структура Инкурского вольфрамового штокверка. — Геол. рудн. месторождений, 1962, № 2, с. 79—89.
22. Малиновский Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., Наука, 1965.
23. Материиков М. П. Месторождения олова. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., 1974, с. 215—277.
24. Невский В. А. Трубочатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля. — Геол. рудн. месторождений, 1960, № 2, с. 83—93.
25. Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М., Недра, 1979.

26. *Онтоев Д. О.* Зональность вольфрамовых месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 1. М., 1974, с. 89—147.

27. *Основные типы оловорудных районов/С. Ф. Лугов, Б. В. Makeев, А. Б. Павловский и др. М., Недра, 1976.*

28. *Павловский А. Б., Крючков А. С., Маршукова Н. К.* Геология оловорудных месторождений Восточной Киргизии. М., Недра, 1977.

29. *Покалов В. Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1972.

30. *Покалов В. Т., Орлов В. Г.* Поисковые критерии и признаки, методы прогнозной оценки месторождений молибдена. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., 1977, с. 196—216.

31. *Пэк А. В., Лукин Л. И.* Структура и генезис месторождения Кти-Теберда (Кургаши-Чат). — Труды/Геологический институт АН СССР, вып. 84, 1947, с. 119—162.

32. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1971.

33. *Салин Б. А.* Шеелитовое месторождение Богуты в Южном Казахстане. — В кн.: Сопровождение по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Тезисы докладов. Л., изд. ЛГУ, 1971, с. 170—171.

— 34. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1965.

35. *Смирнов В. И.* Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. — В кн.: Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. М., 1960, с. 5—15.

36. *Туговик Г. И.* Эксплозии и рудный процесс. М., Недра, 1974.

37. *Флеров Б. Л., Индолев Л. Н.* Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., Наука, 1971.

38. *Флеров Б. Л.* Рудные столбы на оловянных месторождениях Северо-Востока СССР. — В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972, с. 346—355.

39. *Фролов А. А.* Штокверковые рудные месторождения. М., Недра, 1978.

40. *Хрущов Н. А., Покалов В. Т.* Некоторые закономерности размещения месторождений молибдена в связи с другими полезными ископаемыми. — В кн.: Международный геологический конгресс, XXV сессия. Доклады советских геологов. М., 1960, с. 108—117.

41. *Чайковский В. К.* Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.

42. *Чернов Б. С.* Структура Ипчуйского молибденового месторождения в Хакасии. — Геол. рудн. месторождений, 1963, № 3, с. 49—59.

43. *Щеглов А. Д., Буткевич Т. В.* Месторождения вольфрама. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., 1974, с. 170—214.

44. *Щерба Г. Н.* Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1960. *сч. стр. 25-6 30100 КНУ*

45. *Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М.* Структуры редкометалльных штокверков. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., 1978, с. 110—128.

46. *Яковлев Г. Ф.* Вулканогенные структуры рудных полей. — Геол. рудн. месторождений, 1979, № 3, с. 3—18.

47. *Яковлев П. Д.* Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 9, с. 32—53.

48. *Geology of the Urad and Henderson Molibdenite Deposits, Clear Creek County, Colorado, with a Section on a Comparison of These Deposits with Those at Climax, Colorado/S. R. Wallace, W. B. Mackenzie, R. G. Blair, N. K. Muncaster. — Econ. Geol., vol. 73, 1978, N 3, p. 325—368.*

49. *Hollister V. E.* The porphyry molibdenum deposits of Compaccha, Peru and its geologic setting. — Miner. Deposits, vol. 10, 1975, N 2, p.

50. *Sahrp J. E.* Molibdenum Mineralized Breccia Pipe Complex, Redwell Basin, Colorado. — Econ. Geol., vol. 73, 1978, N 3, p. 369—382.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Агарак (Cu, Mo), Армения 5
 Актюзское (Sn, Zn, Pb), Киргизия 32, 33, 203, 204
 Акцатау (W, Mo), Центральный Казахстан 29, 45
 Альтенберг (Sn, W), ГДР 28, 40, 58, 213
 Ангокитское (W), Забайкалье 30, 52
 Аннаберг (Sn, Ag, Co), ГДР 47
 Антоновогорское (W), Забайкалье 44, 62
 Арсеньевское (Sn), Приморье 29, 46
 Анкаван (), Армения 5
 Асио (), Япония 216, 217
- Байназар (W, Mo), Центральный Казахстан 28, 39, 44
 Балканское (W), Южный Урал 29, 56
 Батыстау (Mo, W), Центральный Казахстан 39
 Богутинское (W), Южный Казахстан 52, 110, 141—150, 200
 Бом-Горхонское (W), Забайкалье 21, 154—157
 Бугданское (Mo), Забайкалье 6, 16, 21, 23, 35, 200
 Букукинское (W), Забайкалье 29, 43, 57, 63
 Булуктайское (Mo, W), Забайкалье 19, 55, 63, 204
 Бурановское (Mo, W), Южный Урал 30, 53
 Буронское (Sn), Дальний Восток 63
- Валькумей (Sn), Северо-Восток СССР 63, 174—180, 214
 Верхнекайрактинское (W), Центральный Казахстан 21, 110, 150—154
 Восточный Коунрад (Mo, W), Центральный Казахстан 46, 62, 203, 211
 Восток-2 (W), Приморье 15, 17, 157—161
- Гейер (Sn), ГДР 28
- Давендинское (Mo), Забайкалье 29, 44, 209
 Дальнетаежное (Sn), Приморье 61, 62, 64, 206, 214
 Дастакерт (Cu, Mo), Армения 5
 Депутатское (Sn), Якутия 29, 46, 57, 63
 Джанет (Mo), Центральный Казахстан 28, 39, 210
 Джидинское (W, Mo), Забайкалье 16, 19, 110, 111, 112, 210
 Дубровское (Sn), Приморье 45, 57, 61, 206
- Жирекенское (Mo), Забайкалье 6, 49, 69, 71, 209
- Ингичке (W), Средняя Азия 23, 41, 56
 Инкурское (W), Забайкалье 113—115, 203
 Ипчульское (Mo), Хакассия 23
 Иультинское (W, Sn), Чукотка 29, 62, 168—174
 Их-Хайрханское (W), МНР 225
- Каджаран (Mo), Армения 5, 200, 209
 Кальмакырское (Cu, Mo), Средняя Азия 5
 Кананеа (Cu, Mo), Мексика 5, 32
 Караколес (Sn, W), Боливия 215
 Караобинское (W, Mo, Bi, Sn), Центральный Казахстан 17, 110, 118—131, 210
 Карагайлы-Актас (Sn, W), Средняя Азия 206
 Карасьевское (W), Урал 59
 Карнаб (Sn), Средняя Азия 45
 Квеста (Mo), США 208
 Клаймакс (Mo, W), США 7, 15, 23, 208
 Коктенкольское (Mo, W), Центральный Казахстан 17, 28, 69, 86, 91, 210
 Компакча (Mo, W, Cu), Перу 30, 40—50
 Коунрадское (Cu, Mo), Казахстан 5
 Крупка (Sn), СССР 29
 Кти-Теберда (W), Северный Кавказ 52, 110, 63, 131—141
 Кумарх (Sn), Средняя Азия 63, 214
- Лаллагуа (Sn, W, Ag), Боливия 28, 215, 225
 Лост Ривер (Sn, Be), Аляска 29
 Лянгар (W), Средняя Азия 29, 40, 41
- Майхура (Sn, W), Средняя Азия 29, 41, 56
 Маунт-Бишоф (Sn), Австралия 30, 55
 Медет (Cu, Mo), Болгария 5
 Моренси (Cu, Mo), США 5
- Невское (Sn), Северо-Восток СССР 30, 51
 Нура-Талды (Mo, W), Центральный Казахстан 28, 37, 58
- Онон (Sn), Забайкалье 29, 48, 57
 Остандовское (Sn), Северо-Восток СССР 29, 50
 Ореkitканское (Mo), Забайкалье 69, 73, 75, 77, 79
 Охотничье (Sn), Северо-Восток СССР 30, 50
- Первомайское (Mo), Забайкалье 21, 110, 112—113
 Первоначальное (Sn), Чукотка 164, 165—167

- Потоси (Sn, W, Ag, Bi), Боливия 28, 216, 217
Пыркакай (Sn, W), Чукотка 50, 60, 161—168, 200
Рэдуэлл Бейсин (Mo, W, Cu), США 28, 33
Садисдорф (Sn, W), ГДР 58
Сандонг (W), Южная Корея 52
Сарыбулакское (Sn, Pb, Zn), Средняя Азия 51, 57, 62
Северный Каптар (W, Mo, Cu), Центральный Казахстан 42
Спокойнинское (W), Забайкалье 12, 18, 21, 43
Солнечное (Sn), Приамурье 57
Сорское (Mo), Хакасия 5, 16, 21, 49, 69, 91, 104
Тачан (Sn), КНР 57
Таризель (Sn, W), Чукотка 219
Токвепала (Cu, Mo), Перу 5
Трудовое (Sn, W), Средняя Азия 47, 61, 63, 180—189, 206, 216
Тырныауз (Mo, W), Северный Кавказ 29, 41, 69, 104, 110
Умальтинское (Mo), Дальний Восток 6, 21, 210
Урзарсайское (W, Mo), Алтай 28, 37
Учкошкон (Sn), Средняя Азия 17, 29, 47, 64, 189—195, 206, 214
Фестивальное (Sn), Приамурье 214
Халчеранга (Sn), Забайкалье 214
Хетинское (Sn), Северо-Восток СССР 51
Хинганское (Sn), Приамурье 19, 32—33, 203, 215
Холгасонское (W), Забайкалье 110, 115—117
Хрустальнинское (Sn), Приморье 45, 61, 63, 199, 206
Циновец (Sn, W), ЧССР 18, 29, 43, 58, 59, 202
Чаткарагай (Pb, Zn, Sn), Средняя Азия 57
Чорух-Дайрон (W), Средняя Азия 61, 200
Чохайя (Sn), Боливия 216, 217
Чукикамата (Cu, Mo), Чили 5
Шалгинское (Mo), Казахстан 21, 23
Шахтаминское (Mo), Забайкалье 19, 29, 46, 57
Шерловая гора (Sn, W), Забайкалье 28, 31, 60
Шумиловское (W, Sn), Забайкалье 12
Эвертон (Mo, W), Австралия 23
Эге-Хайское (Sn), Якутия 63
Эль-Тенненте (Cu, Mo), Чили 5, 19, 32
Эндако (Mo), Канада 69, 79, 81
Югодзырьское (Mo, W), МНР 18, 21, 29, 58, 59, 210
Юго-Коневское (W), Урал 59
Юред-Гендерсон (Mo), США 7, 15, 69, 81—86, 208
Яхтон (W), Средняя Азия 56

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Региональная структурная позиция рудных полей и месторождений (Б. В. Макеев, В. Т. Покалов, Б. С. Чернов)	4
Глава II. Факторы, контролирующие положение рудных полей и месторождений (В. Т. Покалов, Б. С. Чернов)	14
Глава III. Основные типы структур рудных полей и месторождений (А. А. Фролов, Б. В. Макеев, А. Б. Павловский, С. В. Белов, В. О. Вальков)	25
Глава IV. Основные морфологические типы рудных тел и условия локализации рудных столбов (А. Б. Павловский, А. А. Фролов)	56
Глава V. Геологические структуры месторождений	69
Молибденовые месторождения (В. Т. Покалов)	69
Вольфрамовые месторождения (С. В. Белов, В. О. Вальков, А. А. Фролов, Б. С. Чернов)	110
Оловорудные месторождения (Б. В. Макеев, А. В. Павловский)	161
Глава VI. Структурная и сопряженная с ней рудная зональность полей и месторождений (А. Б. Павловский, В. Т. Покалов, А. А. Фролов)	196
Глава VII. Структурно-геологические критерии прогнозирования (В. Т. Покалов, А. А. Фролов)	219
Заключение	229
Список литературы	230
Указатель месторождений	232

**СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА,
МОЛИБДЕНА И ОЛОВА**

**Борис Васильевич Макеев, Альфред Бернардович Павловский,
Валентин Тихонович Покалов и др.**

Редактор издательства Т. П. Мыскина
Переплет художника В. И. Казаковой
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Н. С. Гришанова
Корректор М. П. Курылева

ИБ 3949

Сдано в набор 14.12.82. Подписано в печать 21.03.83. Т-06762. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 14,75.
Усл. кр.-отт. 14,75. Уч.-изд. л. 18,55. Тираж 1800 экз. Заказ № 568/8432—4. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

1721.

$\frac{103}{2}$

4265

HEAPA