РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

3

МОСКВА
«НЕДРА»
1978

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

В ТРЕХ ТОМАХ

РЕДАКТОР
АКАДЕМИК В. И. СМИРНОВ

МОСКВА · «НЕДРА» · 1978

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

2626

Том 3

МОСКВА «НЕДРА» 1978

УДК 553.3 (47 + 57)

Рудные месторождения СССР. В 3-х т. Под ред. акад. В. И. Смирнова. Изд. 2-е, перераб. и доп. Т. 3. М., «Недра», 1978. 496 с.

Монография «Рудные месторождения СССР» составлена коллективом квалифицированных специалистов страны в области геологии рудных полезных ископаемых. Третий том содержит описания месторождений благородных и редких металлов — золота, серебра, платиноидов, молибдена, вольфрама, олова, тантала и ниобия, бериллия, лития, цезия, стронция, редких земель, германия, рассеянных элементов, связанных с сульфидами.

Каждому металлу посвящен отдельный раздел. В его водной части приведены общие сведения о месторождениях данного металла и обоснована их группировка. В основной части раздела содержатся описания выделенных групп месторождений, иллюстрированные специально подобранными планами и разрезами. В качестве типичных примеров выбраны наиболее представительные и важные объекты. По классическим месторождениям страны приведены новейшие данные. Описание новых типов месторождений целиком построено на оригинальных материалах.

Монография рассчитана на широкий круг геологов производственных и научных организаций, занимающихся изучением рудной базы страны, а также на студентов высших и средних геологических и горных учебных заведений.

Табл. 25, ил. 174, списки лит. 299 назв.

Авторы

Л. Ф. БОРИСЕНКО
М. Б. БОРОДАЕВСКАЯ
В. В. БУРКОВ
Т. В. БУТКЕВИЧ
И. М. ВАРЕНЦОВ
А. И. ГИНЗБУРГ
А. А. ГЛАЗКОВСКИЙ
В. М. ГРИГОРЬЕВ
И. И. ГРИГОРЬЕВА
Г. И. ГОРБУНОВ
Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ
М. Г. ЖАРИКОВ
Н. П. ЗАБОЛОТНАЯ
В. В. ИВАНОВ
В. И. КАЗАНСКИЙ
Г. Р. КИРПАЛЬ
Г. А. КРУТОВ
В. А. КУЗНЕЦОВ
К. Ф. КУЗНЕЦОВ
Н. П. ЛАВЕРОВ
Г. П. ЛУГОВСКОЙ
М. П. МАТЕРИКОВ
Э. Ф. МИНЦЕР
В. А. НЕВСКИЙ
Н. В. ПАВЛОВ
Р. В. ПАНФИЛОВ
И. Ф. ПОЖАРИСКИЙ
В. Т. ПОКАЛОВ
Н. Н. ПОПОВА
Л. В. РАЗИН
В. П. РАХМАНОВ
И. С. РОЖКОВ
И. З. САМОНОВ
Ф. Я. САПРЫКИН
В. И. СМИРНОВ
Г. А. СОКОЛОВ
Ф. А. СЫСОЕВ
В. А. ТЕНЯКОВ
Л. Г. ФЕЛЬДМАН
И. В. ЧИРКОВ
А. Д. ЩЕГЛОВ
О. Е. ЮШКО-ЗАХАРОВА

Р $\frac{20803-298}{043\ (01)-78}$ 16—78

© Изда тельство «Нед ра», 1978

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения золота представлены эндогенными, экзогенными и метаморфогенными образованиями, причем месторождения каждого типа играют существенную роль в мировой добыче золота, хотя удельный вес их в разные годы менялся и не одинаков в разных странах. Первоначально главная масса золота добывалась из россыпей, затем наряду с добычей россыпного золота существенное значение приобрела разработка эндогенных гидротермальных месторождений, а в последние десятилетия преобладающее количество золота мира добывается из метаморфогенных месторождений, руды которых представлены золотоносными конгломератами.

В СССР ведущее значение имеют экзогенные (россыпные) и эндогенные месторождения. Роль последних в добыче золота нашей страны закономерно возрастает. Кроме того, все большее значение приобретает золото, извлекаемое попутно при разработке комплексных руд — медно-никелевых, колчеданных, медно-молибденовых и др.

Эндогенные месторождения золота СССР представлены преимущественно постмагматическими гидротермальными образованиями и, как правило, не обнаруживают прямой генетической связи с конкретными магматическими телами. Рудогенерирующие комплексы магматических пород выделяются на основании пространственного сонахождения их с золоторудными телами, близости тех и других по времени образования, сходству процессов автометасоматических изменений с наложенными на интрузии метасоматическими преобразованиями, сопровождающими оруденение, по близости спектра акцессорных минералов и элементов в магматических и околорудно измененных породах. Золоторудные тела в большинстве случаев завершают формирование рудоносных магматических комплексов или их отдельных фаз.

Рудогенерирующие формации магматических пород разнообразны и имеют как сиалическое, так и симатическое (или мантийное) происхождение. Рудогенерирующие очаги симатического происхождения генерируют крупные скопления золотосодержащих сульфидных руд, а также и собственно золотую минерализацию. При этом выделяются три группы продуктивных по золоту магматических формаций: 1) дифференцированные интрузии базальтоидной магмы, обогащенные магнием, формировавшиеся в платформенной обстановке, с сопутствующими им золотосодержащими медно-никелевыми рудами (Норильский район); 2) серии базальтоидных вулканогенных и вулкано-плутонических формаций складчатых поясов, которым сопутствуют как золотосодержащие колчеданные руды, так и собственно золотые месторождения; последние связаны с малыми интрузиями габбро-диоритового и плагиогранитового рядов и представлены кварцевыми жилами и зонами золотосодержащей сульфидной вкрапленности (Южный и Средний Урал); 3) щелочные и субщелочные породы, типичными представителями которых являются малые интрузии Центрального Алдана, сложенные граносиенитами, сиенитами, бостонитами, лейцитовыми порфирами, имеющими, по данным Ю. Билибина, мантийное происхождение.

Собственно золоторудные месторождения в большинстве своем связаны с магматической деятельностью гранитоидных расплавов сиалического происхождения, создающих разнообразные формационные ряды пород гранитоидного ряда. Природа золотой минерализации гранитоидных расплавов, как и все проблемы их металлогенической специализации, во многом еще не решена. Имеющиеся данные позволяют считать, что имеет место накопление ювенильного золота в процессе дифференциации магматических очагов, а также участие в этом процессе золота, экстрагированного из вмещающих пород, перерабатываемых при формировании интрузий. Парагенетические связи золотого оруденения с гранитными батолитами орогенной стадии развития подвижных поясов характерны для многих золотоносных областей с мио- и эвгеосинклинальным типом развития. Состав пород, слагающих батолиты, колеблется от нормальных микроклиновых гранитов до гранодиоритов, граносиенитов и габбро. Золотое оруденение в ряде случаев сопровождало несколько фаз становления этих сложных интрузий. Золоторудные жилы нередко располагаются за пределами батолитов, на расстояниях в десятки километров от них, будучи приуроченными к зонам повышенного рассланцевания и трещиноватости вмещающих пород.

Еще более многочисленны золоторудные месторождения, парагенетически связанные с малыми интрузиями, среди которых выделяются: 1) малые интрузии средних этапов развития орогенных поясов; 2) малые интрузии позднеорогенного этапа и зон активизации областей завершенной складчатости (Бородаевская, 1955; Ф. Шипулин, 1965 г.). Характерной чертой взаимоотношений малых интрузий и оруденения является часто встречающееся положение руд в возрастной «вилке» между разновозрастными изверженными породами, что подчеркивает тесную связь рудо- и магмагенерирующих источников.

Особую группу золотоносных магматических формаций представляют вулканиты андезит-дацит-риолитового ряда и тесно ассоциирующие с ними малые тела монцонитов, граносиенитов, гранитов, сиенитов вулканических поясов. Наиболее ярким примером их является Тихоокеанский пояс с его знаменитыми месторождениями золота и серебра.

Глубина образования эндогенных золоторудных месторождений разнообразна. Выделяются три главные группы: 1) близповерхностные (от первых метров до 1—1,5 км), в большинстве своем связанные с процессами активного вулканизма и внедрением интрузий субвулканической фации. Они формируются из растворов смешанного, вадозового и ювенильного происхождения; 2) среднеглубинные (от 1—1,5 до 4—5 км), связанные с гипабиссальными, гиповулканическими фациями интрузий; 3) глубинные (более 5 км), сопутствующие абиссальным интрузиям. Источником золота для последних двух групп могут являться как сами рудогенерирующие расплавы, так и вмещающие интрузии боковые породы.

По составу руд эндогенные месторождения золота весьма разнообразны, как это показано в широко известных классификациях К. Богдановича (1912 г.), П. Рамдора (1962 г.), В. Линдгрена (1932 г.), Н. Петровской (1967 г.), В. Кузнецова (1968 г. и др.

С учетом всех имеющихся данных целесообразно различать следующие четыре формации золоторудных месторождений.

1. Золото-кварцевую (количество сульфидов до 5%). Золото обычно свободное, характеризуется неравномерным распределением с образованием столбов, гнезд и кустов. В зависимости от состава сульфидов в этой формации выделяются различные минеральные типы. Гидротермально-метасоматические изме-

нения выражены относительно слабо и представлены хлоритизацией, окварцеванием, иногда карбонатизацией, серицитизацией и турмалинизацией. Месторождения формации характерны для древних щитов и миогеосинклиналей.

2. Золото-кварц-сульфидную (количество сульфидов от 5 до 20%) со следующими главными минеральными типами: а) пирит-арсенопиритовым, б) пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовым, в) пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовым с висмутом, буланжеритом, тетраэдритом, фрейбергитом и другими сульфидами и сульфосолями. Золото находится как в свободном, так и дисперсном состоянии. Характерно крупностолбовое его распределение, в значительной мере зависящее от особенностей размещения сульфидной минерализации. Месторождения этой формации широко распространены в эвгеосинклинальных складчатых поясах, а также в областях тектоно-магматической активизации завершенной складчатости и платформ. Реже они встречаются на щитах и в миогеосинклинальных областях. Рудные тела сопровождаются интенсивными гидротермальными изменениями, из которых наиболее широко развиты березитизация и лиственитизация, а в некоторых провинциях — альбитизация и турмалинизация.

3. Золото-сульфидную, в составе которой главную роль играют пирит, сфалерит, галенит, халькопирит в переменных количествах. Жильные минералы — кварц, барит, иногда карбонат — составляют до 10—15%. Золото находится в свободном и дисперсном состоянии. Месторождения этой формации известны в некоторых эвгеосинклиналях, возникают в орогенный этап развития складчатых областей (Кузнечиха, Мелентьевское на Южном Урале, Змеиногорское на Алтае и др.).

4. Золото-серебряную, характеризующуюся высокой серебристостью золота и обилием собственно серебряных минералов при широко изменяющихся (от 1 до 20—30%) количествах рудных минералов (сульфидов, сульфосолей, теллуридов и др.). Золото-серебряные месторождения характерны для вулканических поясов, где они нередко размещаются вблизи вулканических некков и центров извержений. Сходные по типу руд месторождения встречаются также в зонах активизации областей завершенной складчатости (Балейское рудное поле в Забайкалье) и платформ (Куранахское на Центральном Алдане). Гидротермальные изменения, сопутствующие оруденению, представлены пропилитизацией, причем наиболее обычны ее алунитовые и адуляровые фации.

Во всех выделенных формациях золото нередко ассоциирует с теллуридами. Золото-теллуридовые ассоциации установлены в составе золото-серебряной и золото-сульфидной формаций близповерхностного генезиса, а также в золото-кварц-сульфидной и золото-кварцевой формациях месторождений средних и больших глубин.

Геотектонические структуры, в пределах которых развивается золотая минерализация, играют весьма существенную роль в условиях рудообразования, предопределяя состав и формы развития тех или иных рудогенерирующих магматических формаций, режим рудоотложения, закономерности размещения месторождений. В качестве главных типов золотоносных геотектонических структур выделяются следующие.

1. Древние платформы, где золоторудные месторождения локализуются в узких грабен-синклиналях и трогах на щитах, в верхних структурных этажах щитов (в пределах синеклиз), в платформенных чехлах и в участках сочленения антеклиз и синеклиз, а также в зонах сопряжения со складчатыми поясами. Эндогенные месторождения этих областей относятся преимущественно к золото-

кварцевой и золото-кварц-сульфидной формациям и образованы в условиях больших и средних глубин в связи с гранитоидным магматизмом.

2. Складчатые пояса, возникшие за счет миогеосинклиналей и эвгеосинклиналей различных типов развития (В. Смирнов, 1961 г.). Золоторудные месторождения весьма разнообразны по составу, будучи представленными всеми перечисленными формациями при ведущем значении золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной. Главную роль играют месторождения средних глубин, связанные с магматизмом сиалического и (в меньшей мере) мантийного профиля.

3. Зоны активизации областей завершенной складчатости и платформенных областей. Золотая минерализация парагенетически связана с разнообразными по составу и генезису формациями малых интрузий и представлена как близповерхностными золото-серебряными, так и среднеглубинными золото-кварц-сульфидными и реже золото-сульфидными рудами.

4. Вулканические пояса с их характерным андезито-дацитовым вулканизмом и месторождениями золото-серебряной формации.

Конкретные условия локализации и формы рудных тел бесконечно разнообразны. Это протяженные жилы, жильные свиты, седловидные жилы и их группы, зоны с прожилково-вкрапленной минерализацией, штокверки и сложные сочетания перечисленных форм. Ведущее рудоконтролирующее значение, как правило, имеют секущие элементы структур, что связано с возникновением большинства золоторудных месторождений в обстановке интенсивного трещинообразования в значительно консолидированных областях. Свободная циркуляция растворов вдоль трещин обусловливала, вероятно, сравнительно незначительное влияние боковых пород на состав золотых руд. Отражением этого влияния являются лишь некоторые изменения состава жильных минералов, сегрегированных отчасти из боковых пород (появление карбонатов, хлоритов и некоторых других минералов в составе кварцевых жил, секущих толщи соответственного состава).

По возрасту месторождения золота СССР относятся ко всем металлогеническим эпохам — альпийской, киммерийской, герцинской, каледонской, рифейской, протерозойской; золоторудные проявления известны также в связи с металлогеническими циклами архея. Устанавливается определенная направленность в развитии золотой минерализации во времени. Для протерозойской, рифейской и каледонской металлогенических эпох характерны преимущественно глубинные и среднеглубинные месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом, а также формирование золотоносных конгломератов. В герцинской золотой металлогении наряду с ними появляются близповерхностные месторождения, приуроченные к областям развития посторогенных вулканитов герцинского возраста (Кураминский пояс карбонового возраста Средней Азии, девонские вулканические пояса Северного и Южного Казахстана). Мезозойская золотая металлогения характеризуется широким развитием среднеглубинных месторождений, сопутствующих малым интрузиям и гранитным батолитам, а также возрастающей ролью близповерхностной золотой минерализации в зонах активизации консолидированных структур и в вулканических поясах. Этот же тип минерализации — ведущий и для альпийской металлогении.

Экзогенные месторождения золота расчленяются на две различные по условиям образования группы: 1) месторождения коры выветривания, представленные зонами окисления богатых сульфидами руд («железные шляпы») и элювиальными россыпями; 2) собственно осадочные месторождения, к которым

относятся россыпи, образующиеся в связи с процессами механического осадконакопления.

Среди *месторождений коры выветривания* ведущее промышленное значение имеют зоны окисления богатых сульфидных руд. Их образование происходило в тех же условиях, что и общее выветривание горных пород. Окисленные руды развиваются на рудных телах, представленных как кварцевыми жилами, так и залежами существенно сульфидного состава. Главное промышленное значение имеют зоны окисления сульфидных залежей.

Известные на территории СССР «железные шляпы», образованные в условиях тропического и субтропического климата, в большинстве случаев сформированы в мезозойское время. Для колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Урала и Казахстана установлено, что они возникали в триасе — ранней юре. Впоследствии, возможно в миоцене — плиоцене, дополнительное окисление накладывалось на уже образовавшиеся зоны окисления. При этом мог изменяться уровень грунтовых вод, в связи с чем создавались условия для перестройки зоны окисления. Содержание золота в окисленной зоне в несколько раз выше содержания его в первичных рудах.

Элювиальные россыпи образуются непосредственно на коренных месторождениях, представленных жильно-штокверковым или штокверково-вкрапленным морфологическими типами. В процессе физического или химического выветривания золото, содержащееся в рудах, высвобождается, и самородные золотинки остаются в рыхлых продуктах каолинового выветривания. Контуры элювиальных россыпей примерно соответствуют контурам распространения коренной минерализации.

Месторождения золота механических осадков представлены золотоносными россыпями, широко распространенными во всех золотоносных провинциях страны. Все известные промышленные россыпи СССР относятся к четвертичному, третичному и мезозойскому возрасту. Домезозойские россыпи в пластах конгломератов и гравелитов различного возраста всегда в значительной степени метаморфизованы и выделяются в класс метаморфогенных образований.

Коренными источниками питания россыпей в большинстве случаев являются кварцевые жилы, жильные зоны, штокверки или прожилково-вкрапленные руды. При образовании россыпей, часто весьма значительных по количеству содержащегося в них металла, большую роль играют зоны рассредоточенной минерализации и убогие руды, не имеющие самостоятельного промышленного значения.

Главными факторами образования россыпей помимо наличия коренных источников являются климатические условия выветривания, тектонические движения, обусловливающие развитие определенных типов россыпей, эрозионно-(абразивно-) аккумулятивная деятельность, с которой связано формирование аллювиальных и прибрежно-морских россыпей.

Главные генетические типы золотых россыпей СССР — делювиальные, аллювиальные и пролювиальные; известны участки с признаками золота в прибрежно-морских россыпях.

Широко развиты в СССР погребенные россыпи. Так, рэт-лейасовые россыпи Урала погребены под морскими отложениями мела или континентальными осадками кайнозоя, россыпи четвертичного возраста на Северо-Востоке СССР и в Сибири часто перекрыты ледниковыми отложениями.

Метаморфогенные месторождения включают золотоносные конгломераты и гравелиты, которые представляют собой продукт преобразования древних (главным образом докембрийских и в меньшей мере палеозойских) россыпей.

В наиболее метаморфизованных их разностях происходила, по-видимому, перегруппировка и частичное переотложение золота в процессе сложных и разнотипных метаморфических преобразований. В таких классических месторождениях этого типа, как Витватерсранд и Тарква, устанавливается прямая связь между золотоносностью конгломератов и наличием значительного числа золото-кварцевых жил в обрамлении структур (троги и узкие грабен-синклинали на щитах), в которых локализованы золотоносные конгломераты.

Выделяются три типа золотоносных конгломератов: 1) метаморфизованные конгломераты протерозойского возраста, приуроченные к мобильным прогибам на древних щитах; 2) менее метаморфизованные конгломераты, приуроченные к эпипротерозойским областям; 3) метаморфизованные в разной степени конгломераты, приуроченные к складчатым структурам палеозоя.

Промышленные месторождения золотоносных конгломератов в нашей стране пока не найдены, хотя в ряде районов в конгломератах докембрийского возраста установлено наличие золота.

Таким образом, общую классификацию месторождений золота можно представить в следующем виде.

I. Эндогенные месторождения:

а) близповерхностные,

б) среднеглубинные,

в) глубинные.

II. Экзогенные месторождения:

а) кор выветривания,

б) механических осадков (россыпи).

III. Метаморфогенные.

Ниже на основании опубликованных материалов приводится описание всех типов месторождений золота.

ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Золотые и золотосодержащие месторождения, образовавшиеся в близповерхностных условиях, весьма разнообразны. Они формируются на разных этапах развития тектоно-магматических циклов, встречаются в геотектонических областях различных типов. Руды их неодинаковы по составу: в одних случаях существенно кварцевые, в других — золото-кварц-сульфидные и даже золото-сульфидные. Все эти месторождения имеют в то же время общие особенности, главными из которых являются: 1) генетическая связь с андезито-дацитовым в основном наземным вулканизмом при весьма характерном многократном чередовании проявлений магматической деятельности и рудообразования; 2) широкое развитие предрудной пропилитизации преимущественно низких ступеней и характерные околорудные изменения — окварцевание, адуляризация, серицитизация с развитием гидрослюд и глинистых минералов; 3) сочетание рудоотложения в открытых полостях с метасоматическим замещением, в связи с чем наряду с жилами с характерными кокардовыми, друзовыми и тому подобными текстурами весьма обычны метасоматические залежи, имеющие постепенные переходы к вмещающим породам; 4) большое число минеральных видов, представленных окислами, сульфидами, сульфосолями, теллуридами, самородными металлами, входящими в состав парагенетических ассоциаций, резко различных по физико-химическим параметрам образования; при этом

часто происходит отчетливое телескопирование минеральных ассоциаций; 5) крайняя неравномерность распределения золотого оруденения, определяемая наличием иногда гигантских бонанцев и столбов, отличающихся от общей массы рудного вещества чрезвычайно высоким содержанием золота; 6) для большинства месторождений характерно наличие нескольких продуктивных золотых минеральных ассоциаций (Рожков, 1971_1).

Общая систематика близповерхностных месторождений золота приведена в табл. 1. Далее описаны некоторые месторождения, типичные для различных геотектонических областей

Хаканджинское месторождение

Хаканджинское золоторудное месторождение расположено в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса (рис. 1) и является типичным представителем золото-серебряной формации (Воларович, Казаринов, 1968; Воларович, 1972).

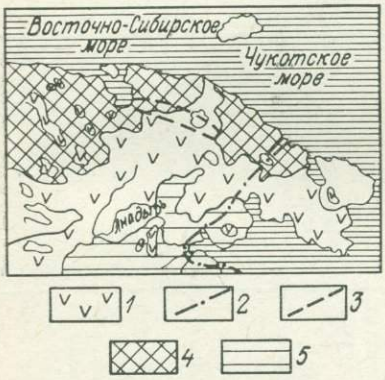


Рис. 1. Схема геологического строения Чукотки. По *А. Сидорову*, *Ю. Берману*, *Т. Трениной* (1969).

1 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; *2* — граница Эскимосского срединного массива; *3* — рудоносные зоны разломов; *4* — области развития мезозоид; *5* — области развития кайнозойской складчатости

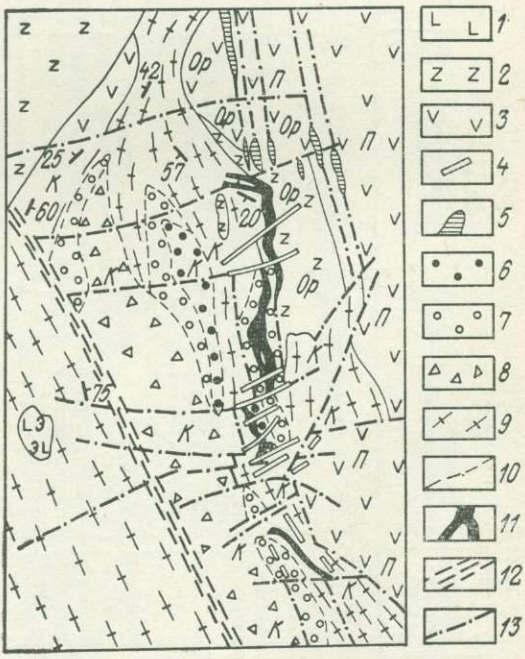


Рис. 2. Схема геологического строения Хаканджинского месторождения. По *П. Бабкину* и *А. Сидорову*.

1 — андезиты (Cr_2); *2* — дациты и липариты (Cr_2); *3* — андезиты (Cr_1); *4* — дайки диабазов и долеритов; *5* — дайки гранит-порфиров и граносиенит-порфиров; *6* — шаровые лавы; *7* — сферолипариты; *8* — лавобрекчии; *9* — флюидальные и массивные липариты; *10* — границы фаций липаритов; *11* — рудная зона; *12* — зона дробления; *13* — тектонические нарушения. *Ор* — ранняя калишпатизация; *Э* — эпидотизация; *П* — карбонат-хлоритовая пропилитизация; *К* — гидротермальные кварциты

Рудное поле месторождения сложено вулканогенными отложениями раннемелового возраста (охотская серия, ульбериканская свита), перекрывающими морские флишоидные толщи верхнего триаса и перми. Вулканиты представлены роговообманковыми андезитами с горизонтами туфов. Эти породы прорваны позднемеловыми образованиями, представленными, по данным П. Бабкина, экструзивными дацитами и липарито-дацитами первой фазы, экструзивными

Таблица 1

СИСТЕМАТИКА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Субформация	Пробность золота	Минеральный тип	Типоморфные минералы	Магматические комплексы	Геотектоническая обстановка	Примеры месторождений
Золото-серебряная формация						
Серебряная с золотом (Au : Ag = = 1 : 100—1 : 10)	До 500	Аргентитовый	Аргентит, пираргирит, стефанит, полибазит, серебристый пирит, самородное золото	Вулканиты андезит-дацит-липаритового ряда (некки, пробки, субвулканы)	Молодые вулканические пояса	Пачука (Мексика), Тонопа, Комсток (США), Кономаи, Титоси, Мотикоси и др. (Япония), Хаканджинское (СССР)
Золото-серебряная (Au : Ag = = 1 : 10—1 : 1)	От 500 до 750	Пирит-аргентитовый	Арсенопирит, пирит, сульфосоли серебра, электрум, аргентит	Вулканиты андезит-дацит-липаритового ряда	То же	Эль-Оро (Мексика), золотые проявления Камчатки миоценового возраста (СССР)
		Пирит-арсенопиритовый	Арсенопирит, блеклые руды, сульфосоли серебра, аргентит, электрум, теллуриды золота	То же	Пояса альпийской складчатости	Кремница (Чехословакия), Сасар (Румыния)
					Молодые вулканические пояса	Карамкенское (СССР)
					Пояса герцинской складчатости	Чадак (СССР)
Золотая с серебром (Au : Ag = = 1 : 1—1 : 0,1)	750 и более	Пирит-висмутиновый	Висмутин, киноварь, теллуриды золота, прустит, полибазит, энаргит	»	Молодые вулканические пояса	Голдфильд (США)
					Зоны активизации областей завершенной складчатости	Джалиндинское (СССР)
		Пирит-пираргиритовый	Арсенопирит, тетраэдрит, пираргирит, электрум, теллуриды золота и серебра	Вулканиты липаритового состава	То же	Балейское (СССР)
Золото-кварцевая формация						
Золото-кварцевая без теллуридов	750 и более	Золото-пиритовый	Пирит, блеклые руды, арсенопирит	Малые интрузии субвулканической и гипабиссальной фаций	Зоны активизации платформ	Куранахское (СССР)
					Пояса позднегерцинской складчатости и молодые вулканические пояса	Многовершинное (СССР)
Золото-кварцевая с теллуридами		Тетраэдрит-теллуридовый	Тетраэдрит, теннантит, арсенопирит, джемсонит, буланжерит и другие сульфосоли, креннерит, сильванит, нагиагит и другие теллуриды, киноварь	Вулканиты андезит-дацит-липаритового ряда (некки, пробки, субвулканы)	Молодые вулканические пояса	Кришл-Крик (США)
				Малые интрузии субвулканической и гипабиссальной фаций	Поля альпийской складчатости	Сэкэрн и др. (Румыния), Зодское (СССР)
Золото-кварц-сульфидная формация						
Золото-кварц-сульфидная с сульфосолями и теллуридами Au и Ag	850—900		Сульфосоли (буланжерит, фрейбергит и др.), теннантит и тетраэдрит, теллуриды золота и серебра	Вулканиты и субвулканиты андезит-дацитового ряда	Позднегерцинские складчатые пояса	Кочбулакское (СССР)

Продолжение табл. 1

Субформация	Пробность золота	Минеральный тип	Типоморфные минералы	Магматические комплексы	Геотектоническая обстановка	Примеры месторождений
				Субщелочной ряд малых интрузий субвулканической и гипабиссальной фаций	Активизированные платформы	Лебединское (СССР)
Золото-кварц-галенит-сфалеритовая	От электрума до 850	Пирит-сфалерит-галенит-халькопиритовый; теллуридов нет или мало		Вулканиты андезит-дацит-липаритового ряда	Пояса альпийской складчатости	Штемница (Чехословакия), Илба, Бая-Сприе, Капник и др. (Румыния), Береговское (СССР)
Золото-колчеданно-полиметаллическая		Золото-колчеданно-полиметаллический	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, теннантит, аргентит, борнит, золото, гессит, сильванит, арсенопирит, фрейбергит, энаргит, пирит, пираргирит, аргентит	То же	Эвгеосинклинали разного возраста	Змеиногорское (СССР)

липаритами второй фазы, дайками микрограносиенитов и гранит-порфиров, а также более поздними дайковыми телами андезито-базальтов и долеритов (рис. 2

В центральной части рудоносной площади зафиксирована экструзия липаритов, в плане имеющая эллиптическую форму. Это тело вытянуто в северо-западном направлении и приурочено к полого падающему на юго-запад разлому, являющемуся магмаконтролирующим для проявлений позднемелового магматизма. Для липаритов характерны сферолитовые, афировые, флюидальные, шаровые и брекчиевые текстуры.

Структура месторождения блоковая. Границами поперечных блоков служат дайки основного состава северо-восточного простирания, границами диагональных блоков — крутопадающие зоны дробления северо-северо-западного (субмеридионального) простирания, вмещающие тела кварц-адуляровых метасоматитов; границей продольных блоков является нарушение близширотного простирания с пологим падением на юг, к которому приурочена дайка литокристаллокластических туфов кислого состава. Ф. Вельдяксов и др. считают, что золотое оруденение парагенетически связано с липаритами второй фазы позднемелового магматизма.

На контакте окварцованных липаритов с ульбериканскими андезитами, параллельно контакту поля окварцованных липаритов, выделяются несколько субпараллельных рудных зон. Детально изучена Главная рудная зона, представляющая собой зону брекчированных липаритов, сильно адуляризованных и окварцованных, пронизанных многочисленными жилами, жилками и прожилками существенно кварцевого состава. Границы зоны нечеткие, от вмещающих пород она отделяется полосой устойчивой невысокой золотоносности. Главная рудная зона прослеживается в северо-северо-западном направлении. Основные рудные тела представлены линейно вытянутыми зонами интенсивного окварцевания, а также плитообразными залежами, сложенными кварцем, родонитом и родохрозитом и минерализованными в основном пиритом и халькопиритом.

По данным П. Бабкина и др., главными минералами первичных руд являются кварц, адуляр, гидрослюды, серицит, глинистые минералы, пирит, халькопирит, родонит, родохрозит, реже эпидот, халцедон, апатит, циркон. В рудах также отмечены аргентит, электрум, полибазит, арсенополибазит, галенит, халькопирит, сфалерит, золото, кюстелит, пираргирит, пирсеит, блеклая руда, штернбергит, киноварь, барит. В рудах, бедных золотом, главными минералами являются аметист, кальцит, родохрозит, родонит, манганокальцит, гематит, бустамит; редко встречаются арсенопирит, цеолиты, доломит. Специфическая особенность — обилие скоплений марганцевых минералов.

В процессе формирования рудных тел выделяются две парагенетические минеральные ассоциации: 1) кварц-родонит-родохрозитовая (ранняя), бедная золотом; 2) золото-аргентит-полибазитовая (поздняя) — основная.

Золото и серебро распределены столбообразно. Столбы разорваны и смещены в горизонтальной плоскости зонами дробления и послерудными дайками основного состава.

Золото мелкое (до 0,3 мм), разнообразное по форме. Для верхних горизонтов характерны кристаллы (октаэдры, кубы, кубооктаэдры, реже ромбододекаэдры), их сростки и дендритовидные выделения. С глубиной количество кристаллов сокращается, фиксируются только кубы и октаэдры; золотины чаще имеют комковидную, неправильную форму; есть губчатое золото и очень мало проволочковидных и жилковидно-пластинчатых золотин.

Из гидротермальных изменений пород здесь установлены: 1) пропилитизация (хлорит-карбонатная и карбонатно-хлоритовая фации) — новообразования хлорита, карбоната, кварца, цеолитов, особенно интенсивно проявленные в зонах разломов северо-восточного простирания; 2) образование кварц-адуляровых с каолинитом пород вблизи рудных тел; 3) развитие гидрослюдисто-кварцевых пород, характерных для периферии рудного поля; 4) аргиллизация вдоль тектонических нарушений северо-восточного простирания. Первые три типа изменений, по данным М. Андреевой, имеют предрудный возраст, а аргиллизированные породы сформировались в связи с пострудными процессами.

Карамкенское месторождение

Карамкенское золото-серебряное месторождение расположено также в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса (Воларович, Казаринов, 1968). В геологическом строении района принимают участие терригенно-осадочные отложения хасынской свиты нижнего мела и несогласно залегающие на них вулканогенные образования нараулийской, хольчанской, улынской и ольской свит, прорванные многочисленными субвулканическими интрузиями позднемелового — раннепалеогенового возраста (рис. 3).

Широко развитые в районе рудного поля и его окрестностей эффузивные и интрузивные породы образуют ряд вулкано-плутонических комплексов. Наиболее древний из них нараулийский андезитовый комплекс (сеноман — турон) представлен палеотипными миндалекаменными андезито-базальтами, андезитами и андезито-дацитами с редкими прослоями туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов. К интрузивной фации комплекса относятся мелкозернистые габбро, слагающие небольшие штоки. Более молодой возраст имеет толща липаритов, липарито-дацитов и туфов (сеноман — турон) с комагматическими субвулканическими телами гранодиорит- и плагиогранит-порфиров и экструзивными куполами дацитов. Абсолютный возраст их, по данным А. Сидорова и др., 72—83 млн. лет. Следующими по возрасту являются базальты, андезито-базальты и андезитовые туфы сенона. На различных горизонтах предшествующих образований несогласно залегают липариты, игнимбриты и туфолавы сенона — дата, с которыми ассоциируют субвулканические тела и дайки липаритов. Самые молодые лавовые покровы и сопряженные с ними дайки базальтов относятся к мыгдыкитской свите палеогена (абсолютный возраст 55—59 млн. лет).

Образование вулканических комплексов отвечает трем крупным тектоническим этапам развития Охотско-Чукотского пояса: апт-туронскому, позднесенон-датскому и раннепалеогеновому (Белый, Тильман, 1966).

Рудное поле месторождения, по данным Н. Шилина, находится в пределах древней вулканической постройки, что подтверждается широким развитием здесь полукольцевых разломов и веерообразно отходящих от них нарушений, концентрически полосчатым расположением фаций разнообразных вулканогенных образований, среди которых преобладает несортированный материал, наличием множества мелких экструзивных тел и, наконец, отчетливо зональным строением метасоматитов.

Большая часть эффузивных и интрузивных пород в районе месторождения претерпела изменения, связанные с неоднократными процессами гидротермального метаморфизма, не затронувшими лишь игнимбриты верхней части ольской свиты. В. Некрасова и другие исследователи выделяют несколько фаций гидро-

термально измененных пород: пропилитовую, кварц-гидрослюдистую, кварц-каолинитовую, кварц-адуляровую и кварц-каолинит-алунитовую. Как и на других золото-серебряных месторождениях Северо-Востока СССР, процесс гидротермальных изменений идет в направлении пропилитизация — предрудный метасоматоз — рудообразование.

Рудное поле месторождения приурочено к полосе гидротермально измененных пород и вытянуто в северо-западном направлении вдоль зоны крупного

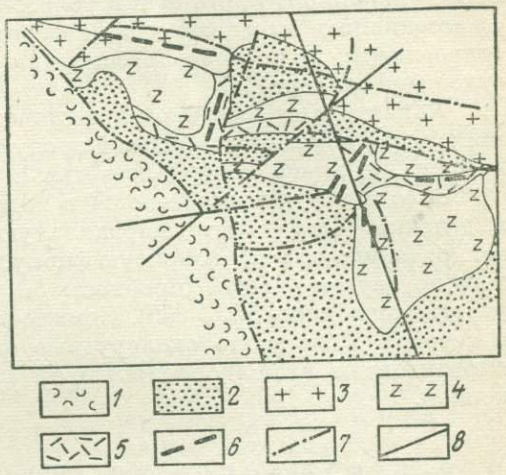


Рис. 3. Схема геологического строения Карамкенского месторождения. По *П. Бабкину* и *А. Сидорову* (1972).

1 — липариты Средне-Арманской отрицательной вулканической структуры (Cr_2); *2* — осадочные и вулканогенные толщи Магодовено-Хасынского горстообразного поднятия; *3* — среднезернистые граниты; *4* — субвулканические дациты; *5* — субвулканические липариты; *6* — рудоносные жилы; *7* — разломы; *8* — направления важнейших региональных разломов Охотско-Колымского отрезка Охотско-Чукотского вулканического пояса

разлома. Серия разрывных нарушений второго порядка — субширотного и субмеридионального простираний — расчленяет его на блоки. В пределах рудного поля известно несколько участков золотого оруденения. Первый находится в контактовой зоне интрузии плагиогранит-порфиров и приурочен к субширотному тектоническому нарушению. Рудные жилы кварцевого, кварц-адулярового и карбонат-кварцевого состава залегают как в пропилитизированных породах экзоконтакта, так и среди кварц-гидрослюдистых метасоматитов эндоконтактовой зоны интрузивного тела. Они выполняют сколовые трещины субширотного простирания. Мощность жил от нескольких сантиметров до 1—3 м.

Второй участок располагается среди гидротермально измененных дацитов и липарито-дацитов ольской свиты. В периферических частях его развиты пропилитизированные дациты, в центральных — породы типа вторичных кварцитов, образующие пологую залежь, согласную со стратифицированными образованиями. В пределах залежи наблюдается отчетливая вертикальная зональность измененных пород (снизу вверх): 1) кварц-гидрослюдистые, 2) кварц-каолинитовые, 3) кварц-каолинит-алунитовые породы. Рудные жилы кварц-адулярового и кварцевого состава залегают в зоне кварц-гидрослюдистых метасоматитов в трещинах преимущественно северо-восточного простирания.

В составе жильных минералов Карамкенского месторождения участвуют кварц (от 50 до 98%), адуляр (до 25%), а также карбонат и гидрослюды. Рудные минералы, по А. Некрасовой, образуют очень тонкие (0,5—0,05 мм) выделения или зоны пылевидных вкраплений вдоль границ колломорфных кварц-адуляровых слоев и составляют не более 1—2% жильной массы. Они представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, марказитом, фрейбергитом, теннантитом, сульфостаннатами (селенистым канфильдитом,

станнином, франкеитом), селенидами (науманнитом, умангитом?, берцелиани том?, агвиларитом?), сульфосолями серебра (селенистым «псевдополибазитом»), пираргиритом, миаргиритом, полибазитом, пруститом), серебряными колчеданами, электрумом, кюстелитом и серебром.

М. Андреева и другие исследователи выделяют на месторождении следующие парагенетические ассоциации минералов: 1) гидрослюдисто-кварцевую, 2) карбонатно-кварцевую; 3) продуктивный кварц-адуляровый комплекс с золото-халькопирит-пиритовой и золото-канфильдит-аргентитовой ассоциациями; 4) ассоциацию массивного тонкозернистого кварца с небольшой примесью гидрослюды; 5) позднюю ассоциацию гипса, каолинита, карбоната и переотложенного серебра.

Характерные особенности месторождения — широкое развитие глинистых минералов, появление в поздней продуктивной ассоциации сульфосолей сурьмы и олова, наличие тонкополосчатых и колломорфных текстур.

Золото в рудах встречается в виде субмикроскопических (0,008—0,02 мм) выделений. Оно имеет неправильную комковидную, пластинчатую, иногда дендритовидную и проволочную форму. Цвет его от очень светлого, бледно-желтого на первом участке (пробность 500 и ниже) до более желтого — на втором участке (пробность 550—600). Помимо золота отмечаются выделения электрума и серебра. Собственно околорудные изменения представлены окварцеванием, пиритизацией и мелкопрожилковой карбонатизацией, локально распространенной.

Многовершинное месторождение

Золоторудное месторождение Многовершинное, относящееся к золото-кварцевой формации, располагается в пределах Приморского вулканического пояса. Оно локализовано в узле скрещения глубоких протяженных разломов, соответствующих генеральному простиранию складчатости мезозойского фундамента, с более древней субширотной зоной трещиноватости Монголо-Охотского пояса (Воларович, Казаринов, 1968).

По данным А. Казаринова, М. Михайловой и других исследователей, наиболее древними в районе являются терригенно-флишоидные образования (аргиллиты, алевролиты, песчаники) силинской свиты верхней юры, смятые в крутые складки северо-восточного простирания. Они несогласно перекрыты толщей эффузивно-пирокластических пород андезитового ряда, которые сопоставляются с самаргинской свитой нижнего палеогена. Последняя своим происхождением обязана деятельности вулканических аппаратов центрального типа, остатки которых сохранились в пределах месторождения. Интрузивная группа пород представлена гипабиссальными гранитоидами, двумя комплексами малых интрузивных тел палеогенового возраста и единичными дайками базальтов и дацитов, отнесенных предположительно к неогену.

Бекчи-Ульский массив, к северо-западному контакту которого приурочено месторождение, относится к верхнеудоминскому комплексу гранодиорит-гранитовой формации нижнего палеогена (Э. Изох и др., 1967 г.). Комплекс более поздних (палеоцен — эоцен) слабо дифференцированных малых интрузий включает группу порфировых пород гранодиоритового состава, образующих мощные дайковые и силлообразные тела, прорывающие как стратифицированные толщи, так и гранитоиды массива. Они приурочены к разломам северо-западного простирания и распространены преимущественно на юго-западном фланге рудного поля. Более поздний (олигоценовый) комплекс последовательно

дифференцированных малых интрузий представлен серией крутопадающих маломощных даек базальт-диорит-гранодиорит-гранитового состава с резким преобладанием разностей диоритового ряда. Эти дайки также характеризуются северо-западным простиранием и сконцентрированы главным образом в центральной части рудного поля.

Все интрузивные, экструзивные и эффузивные образования обнаруживают тесную временную и пространственную связь, а также общность ряда петрохимических особенностей (повышенную щелочность, широкое развитие явлений ассимиляции вмещающих пород, золотую с элементами редкометальной специализацию), что свидетельствует об их комагматичности.

Доминирующими в районе месторождения являются разломы северо-восточного простирания, согласные со складчатостью мезозойского фундамента. Они определяют конфигурацию массива, положение палеовулканов и ряда малых интрузивных тел. Эти же нарушения в постмагматическую стадию контролировали размещение ореолов гидротермально измененных пород и золоторудных тел. Разрывные нарушения северо-западного направления вмещают многочисленные дайки средне- и верхнепалеозойского возраста. В виде отдельных фрагментов между северо-восточными и северо-западными нарушениями прослеживаются субширотные зоны трещин. В совокупности деформации указанных направлений создают сложную блоковую структуру рудного поля.

Комплекс пород, вмещающих месторождение, претерпел интенсивную переработку вследствие контактового и гидротермального метаморфизма (Казаринов, Михайлова, 1970). Контактово-метаморфические преобразования (роговикование и скарнирование) наблюдаются в приконтактовых зонах массива и крупных штоков. Гидротермальный метаморфизм выразился в развитии процессов пропилитизации, кварц-мусковитового и околорудного метасоматоза. Выделяются пропилитовые изменения среднетемпературной ступени с эпидот-хлоритовой и роговообманково-биотит-эпидотовой ассоциациями, имеющие площадное распространение, и локально проявленные пропилитовые изменения низкотемпературной ступени с хлорит-карбонатной и хлорит-карбонат-серицитовой ассоциациями.

Зоны развития низкотемпературных пропилитов обычно фиксируют тектонически ослабленные участки северо-восточных направлений и включают многочисленные линзовидные тела существенно кварцевого и кварц-мусковитового состава, являющиеся продуктом околотрещинного метасоматоза. Кварцевые метасоматиты несут наложенное оруденение в виде сети слабо минерализованных сульфидами жил и прожилков мелкозернистого и халцедоновидного золотоносного кварца и в этих случаях являются рудными телами.

Абсолютный возраст мусковит-кварцевых пород месторождения Многовершинного, по данным Т. Югай, 49—69 млн. лет. М. Михайлова отмечает, что процессы гидротермального метаморфизма и золотого оруденения попадают в «вилку» между внедрением даек диоритовых порфиров и гранит-порфиров олигоцена.

Основное оруденение месторождения приурочено к зоне крупного северо-восточного разлома, прослеживающегося на расстояние более 7 км при ширине в несколько сотен метров. В ее пределах субпараллельные и сопряженные линзы золотоносных метасоматитов группируются в свиты. Протяженность отдельных линз изменяется в очень широких пределах, иногда достигает 800 м при мощности от нескольких сантиметров до 80—100 м. В подавляющем большинстве случаев они имеют северо-восточное простирание и крутое северо-западное падение.

Основной жильный минерал рудных тел — кварц (до 94—97%), присутствуют также адуляр, серицит, гидрослюды. Рудные минералы, на долю которых приходится 0,5—1%, представлены пиритом, марказитом, гематитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, фрейбергитом, аргентитом, теллуридами золота, серебра и висмута, висмутином, а также молибденитом, касситеритом и вольфрамитом. М. Михайлова выделяет девять парагенетических минеральных ассоциаций: кварц-адуляр-гидрослюдистую, кварц-пиритовую, кварц-гематитовую, кварц-касситерит-турмалиновую, кварц-карбонатную, сульфидно-теллуридо-золотую (с пираргиритом, фрейбергитом, аргентитом, гесситом и др.), кварц-карбонат-эпидотовую, кварц-гематит-хлоритовую, каолинит-монтмориллонитовую. Промышленная ценность рудных тел определяется развитием продуктивной сульфидно-теллуридно-золотой ассоциации.

Спецификой месторождения является присутствие наряду с золотым оруденением редкометально-турмалиновой минерализации. Она «чужда» для месторождения и отражает металлогенические особенности территории, расположенной на стыке двух металлогенических поясов — золотого Монголо-Охотского и редкометального Сихотэ-Алинского. Анализ геологической истории развития месторождения, фаций глубинности измененных пород, температур образования минеральных ассоциаций указывает на его формирование в условиях глубин 0,5—1 км от земной поверхности.

Видимое золото на месторождении наблюдается редко. Размер встречающихся золотин преимущественно 0,2—0,4 мм. Форма их комковидная и дендритовидная. В ранней кварц-пиритовой ассоциации золото рассеяно в виде дисперсных каплевидных выделений по всей массе кварца. Золото основной продуктивной ассоциации образует тончайшие включения внутри зерен рудных минералов, а также цементирует и обволакивает их. Цвет его зеленовато-желтый. Пробность от 575 до 960, средняя 780—800. Отношение золота к серебру 1 : 1. В качестве изоморфной примеси в высокопробном золоте содержится теллур.

Изменения боковых пород, связанные с собственно рудной стадией, слабые и проявлены прожилково-рассеянной адуляризацией, окварцеванием и серицитизацией призальбандовых частей золотоносных жил.

Кочбулакское месторождение

Близповерхностные золоторудные месторождения палеозойского возраста известны в Чаткало-Кураминском регионе герцинской складчатой системы Тянь-Шаня. Они приурочены к вулканогенным породам нижнего и среднего карбона, сформированным в завершающие этапы развития палеозойской геосинклинали. Вулканиты представлены андезит-дацит-липаритовой формацией кали-натрового ряда, с суммой щелочей в кислых членах около 7% и отношением K_2O : : Na_2O = 1 : 1 (акчинская свита среднего карбона).

Кочбулакское рудное поле, по данным Ю. Аверина, С. Валейшо, В. Мансурова и других исследователей, сложено вулканитами акчинской свиты (снизу вверх): агломератовые туфы андезитового состава, андезитовые порфириты, лавобрекчии и туфы андезитов (с обломками, замещенными серицитом, кальцитом, кварцем, пиритом), андезитовые порфириты, лавобрекчии с прослоями пепловых туфов и андезито-дацитов.

Вулканогенные породы, слагающие рудное поле, прорваны дайками и субвулканическими телами сиенито-диоритовых порфиритов и некками дацитов и андезитов. Массив сиенито-диоритов, обнажающийся в пределах рудного поля, с периферии окаймлен интенсивно окварцованными автобрекчиями. Дайки

представлены двумя сериями: предрудными кварцевыми сиенито-диоритовыми порфирами и послерудными диоритовыми порфиритами.

Золоторудные жилы и зоны окварцевания контролируются межформационными разрывами и приурочиваются к оперяющим их трещинам. Они нередко смещены послерудными нарушениями с амплитудой перемещения от 20 до 400 м. Простирание жил субширотное, падение — северо-северо-западное. Оперяющие трещины имеют субмеридиональное простирание и падают к западу.

В пределах Кочбулакского поля выделены рудные зоны, приуроченные к нарушениям, согласным со слоистостью вмещающих пород, и рудные зоны — в секущих их разрывах.

Для согласных рудных зон, выраженных окварцеванием пород и развитием в них сульфидной и золотой минерализации, характерны выдержанность по простиранию и значительная протяженность (первые километры). В пределах наиболее изученной четвертой зоны, падающей под углами 30—65° на северо-запад, установлены короткие (первые сотни метров) линзы интенсивно окварцованных и серицитизированных пепловых туфов мощностью до 10 м с системами маломощных кварцевых жил и прожилков, содержащих на отдельных участках сульфиды и золото. На всем протяжении зоны к ее лежачему и висячему бокам приурочены системы оперяющих крутопадающих на запад трещин, в которых размещен ряд рудных тел, представленных жилами и зонами окварцевания.

В наиболее крупной секущей рудной зоне, расположенной в западной части рудного поля, установлена система субмеридиональных крутопадающих трещин, выполненных кварцевыми жилами и прожилками. В некоторых жилах и окварцованных породах содержится золото.

Породы рудных зон интенсивно пропилитизированы. Зоны пропилитизации имеют зональное строение (от центра): а) кварцевые и кварц-серицитовые метасоматиты с небольшим количеством хлорита и карбоната; б) пропилиты, в составе которых установлены серицит (65—85%), кварц, пирит, карбонат, немного ортоклаза и альбита; в) слабо измененные породы с парагенезисом новообразованных минералов, представленных кальцитом, серицитом, альбитом, кварцем, хлоритом, пиритом.

Линзовидные залежи в межформационных зонах срывов характеризуются низким содержанием золота; их роль в общем балансе запасов невелика. Крутопадающие секущие тела, представляющие основную промышленную ценность, имеют четковидное строение с расположением обогащенных участков в местах изгибов рудовмещающих трещин. Протяженность по падению таких участков в два-три раза превышает длину по простиранию, а поэтому в плоскости рудоносного тела они имеют столбообразную форму. Пологопадающие секущие тела характеризуются наиболее сложным строением, обусловленным частыми изменениями простирания, углов падения, очень неравномерным содержанием золота и обилием мелких и крупных апофиз.

Состав руд сложный. Среди эндогенных рудных минералов установлены гюбнерит, арсенопирит, пирит, висмутин, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, бурнонит, стибиолюцонит, джемсонит, плагионит, марказит, галенит, аргентит, тетрадимит, жозеит, петцит, теллуровисмутит, волынскит, висмут самородный, вейссит, алтаит, сильванит, калаверит, гессит, золото самородное. Нерудные минералы кроме кварца представлены серицитом, кальцитом, баритом.

Рудные тела Кочбулакского месторождения образованы в два этапа. Первый из них включает три стадии: 1) силикатную — изменение боковых

пород новообразованием серицита, хлорит-серпентина, кварца, пирита, карбоната, альбита; 2) вольфрамит-кварцевую, пространственно совмещенную с более поздней золото-сульфидно-кварцевой, благодаря чему гюбнерит подвергся интенсивному гипогенному выщелачиванию; 3) золото-сульфидно-кварцевую, с которой связано отложение минералов продуктивной ассоциации. Рудные минералы, представленные более чем 25 видами, составляют от 5 до 30% (в среднем 10—15%) объема рудных тел. Главные среди них пирит, галенит, тетраэдрит, халькопирит и теллуриды. Текстуры жил полосчато-крустификационные, кокардовые, полосчато-вкрапленные. Рудные минералы приурочены к границам зон различного состава (например, кварца и серицита). Самородное золото представлено разнообразными по размеру частицами — от пылевидных (преобладающие) до крупных (от 0,1 до 0,2 мм). Формы золотин комковатые, жилковидные, проволочные, дендритовые. Пробность золота колеблется от 849 до 885.

Второй этап включает две стадии — сульфидно-баритовую, в состав которой входят кроме барита галенит и халькопирит (около 5%), и кварц-карбонатную. Минеральные агрегаты, сформированные в этот этап, нередко слагают самостоятельные жилы.

Зодское месторождение

Зодское месторождение золото-кварцевой формации расположено в металлогенической провинции Кавказа. По данным М. Константинова, структурная позиция его определяется приуроченностью к стыку близширотного офиолитового пояса с зоной крупных меридиональных разломов. Рудные тела находятся среди пород габбро-перидотитового массива турон-сенонского возраста, залегающего в вулканогенно-осадочных толщах верхнего мела. Габбро-перидотитовый массив, прорванный дайками кварцевых порфиров, с которыми генетически связывается оруденение, имеет сложное строение и образован несколькими последовательно внедрившимися интрузиями. Рудное поле располагается в зоне сложно построенного контакта габбро и перидотитов, подчиненного зоне широтного разлома (рис. 4). Интрузия габбро имеет сложнорасщепленное строение, образуя среди перидотитов серию субпараллельных кулисно расположенных апофиз, в целом ориентированных в субширотном направлении. В этой же зоне встречаются секущие габбро дайки кварцевых липаритов.

Зоны интенсивных гидротермальных преобразований прослеживаются в этом же субширотном направлении среди габбро и вдоль их контактов с перидотитами. Значительно реже они развиты непосредственно в перидотитах или в вулканогенно-осадочных породах. Гидротермально измененные породы имеют кварц-карбонат-тальковый состав. Мощность их изменяется в широких пределах. Рудные тела располагаются среди гидротермально измененных пород. Они представлены кварцевыми жилами или образованы скоплениями кварц-карбонатных прожилков, обильно минерализованных сульфидами.

Состав руд Зодского месторождения изучался Т. Твалчрелидзе, Г. Мачатели, Ш. Асмиряном и др. Руды характеризуются обилием входящих в их состав минеральных видов. Здесь установлены пирит, арсенопирит, марказит, сфалерит, пирротин, халькопирит, блеклые руды, фрейбергит, антимонит, золото, а также редко встречающиеся галенит, сульфоантимониты свинца, джемсонит, буланжерит, цинкинит, менегинит, геокронит, бертьерит, меленит, алтаит, сильванит, нагиагит, гессит, калаверит, петцит, теллурвисмутит, пентландит, герсдорфит, ульманит, коринит, полидимит, миллерит, линнеит,

висмутин, станнин, бурнонит, халькостибнит, вейссит, риккардит, теллур сурьма, колорадоит, эмплектит, аргентит, борнит, виоларит, никелин, зигенит, валлериит, раммельсбергит, глаукодот, леллингит, смальтин, бравоит, хлоантит. Среди жильных минералов главную роль играют кварц, халцедон, карбонаты, родохрозит, тальк, серицит, цеолиты, серпентин.

По данным М. Константинова, основанным на наблюдениях над пересечениями прожилков руд различного состава и микроскопическом изучении руд,

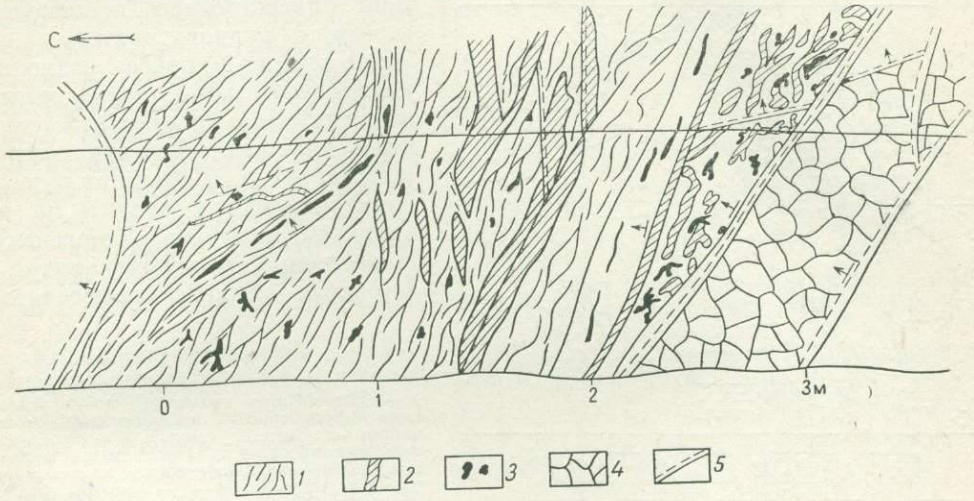


Рис. 4. Особенности строения рудного тела Зодского месторождения (зарисовка стенки выработки). По *М. Константинову*.

1 — зона смятия; *2* — кварцевые прожилки; *3* — золото-сульфидная вкрапленность; *4* — брекчия; *5* — трещины с глинкой трения

выделяются пять главных минеральных ассоциаций: кварц-серицит-пиритовая (допродуктивная), кварц-брейнерит-пирит-арсенопиритовая (первая продуктивная), кварц-марказит-арсенопирит-сульфоантимонит-теллуридовая (вторая продуктивная), кварц-антимонитовая и поздняя кварц-карбонатная — послепродуктивные.

Самородное золото чаще всего ассоциирует с теллуридами висмута, никеля, серебра, сульфоантимонитами свинца и сульфоарсенидами. Формы золотин разнообразны. Чаще всего встречаются ксеноморфные угловатые выделения, образованные в результате выполнения межзерновых пространств. Размеры золотин колеблются от 0,005 до 1—2 мм. Пробность золота 875—925.

Зодское месторождение несколько отличается по составу руд и особенно характеру околорудных изменений от типичных близповерхностных месторождений. По-видимому, оно формировалось в несколько более глубинной обстановке и представляет собой подтип, переходный от собственно близповерхностных к гиповулканическим.

Балейское и Тасеевское месторождения

Балейское рудное поле, включающее Балейское и Тасеевское месторождения золота, находится в пределах области завершенной герцинской складчатости Восточного Забайкалья, активизированной в позднемезозойское время. Оно

приурочено к одноименному грабену раннемелового возраста, ограниченному с северо-запада региональным разломом. Балейский грабен находится в узле пересечения тектонических нарушений двух направлений: северо-восточного и северо-западного. Фундаментом грабена служат палеозойские гранитоиды. В южной и западной частях рудного поля они перекрыты вулканогенными породами (порфириты и их туфы) талангуйской свиты верхней юры. Последние прорваны малыми интрузиями и дайками диоритовых порфиритов, образующих пояс близширотного простирания к югу от рудного поля.

Балейский грабен заполнен континентальными терригенными отложениями устькарской свиты нижнемелового возраста мощностью до 650 м. В пределах рудного поля они подразделяются на две подсвиты: нижнюю — тергенскую существенно конгломератовую и верхнюю — балейскую песчанико-

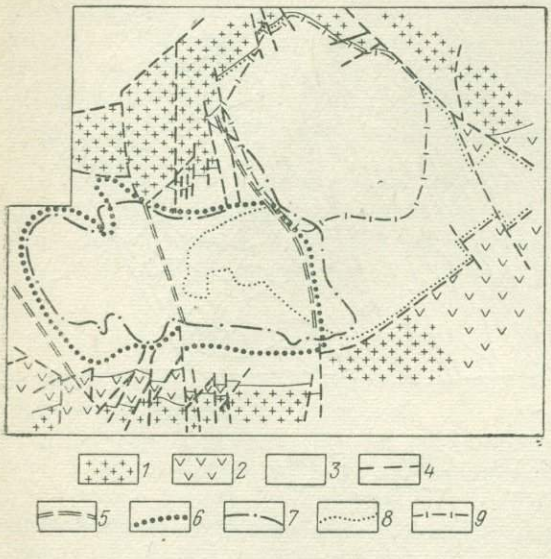


Рис. 5. Схема строения Балейского грабена. По *В. Хомичу* и *С. Чеглокову*.
1 — палеозойские граниты; *2* — верхнеюрские эффузивы; *3* — континентальные отложения устькарской свиты; *4* — прослеженные разломы; *5* — приблизительное положение главнейших поперечных разломов в фундаменте впадины; *6—9* — контуры распространения: *6* — тергенской подсвиты, *7* — глыбовых горизонтов, *8* — послерудной толщи (вероятный), *9* — каменских конгломератов

во-конгломератовую. В верхней части балейской подсвиты С. Чеглоковым и В. Хомичем выделены два маркирующих горизонта глыбовых конгломератов, мощность которых колеблется соответственно в пределах 30—100 и 20—30 м. Вблизи кровли верхнего из них развиты тела вторичных кварцитов, нередко фиксирующих верхнюю границу промышленного оруденения. Ряд исследователей (Петровская и др., 1961) считают эти тела продуктом окварцевания вмещающих пород. Н. Фогельман относит их, так же как и обнаруженные ею дайкообразные инъекции эксплозивных брекчий и окварцованных туфов, к криптовулканическим образованиям и рассматривает указанные породы как проявления раннемелового вулканизма, с очагами которого генетически связано близповерхностное оруденение балейского типа.

Наиболее молодыми в пределах рудного поля являются каменские конгломераты и синхронные с ними слабо диагенезированные песчаники и гравелиты, которые сопоставляются с шилкинской свитой нижнего мела.

Границами Балейского рудного поля служат разломы северо-восточного и северо-западного направлений, оконтуривающие Балейский грабен. Поперечные северо-западные и близмеридиональные разломы, входящие в систему Балейско-Дарасунской зоны повышенной трещиноватости, расчленяют его на три крупных блока — Западный, Центральный и Восточный, опущенные на разную глубину (рис. 5). Основное промышленное оруденение сосредоточено в Центральном блоке, который характеризуется наибольшей степенью тектонической раздробленности.

В строении северного (Балейское месторождение) и южного (Тасеевское месторождение) участков рудного поля выявляются существенные различия

(Петровская и др., 1961). Первый расположен у северного борта Балейского грабена. Его строение определяется совокупностью систем близширотных, в основном пологих зон дробления и крутопадающих трещин, связанных с субмеридиональными разломами. Узлы пересечения предрудных разломов, сопровождающихся интенсивной трещиноватостью, располагаются как во внутренних частях грабена, сложенных конгломератами тергенской подсвиты, так и в прилегающих к грабену участках гранодиоритов Ундинского интрузива. Рудные жилы выполняют крутопадающие трещины и пологие зоны дробления (рис. 6).

Южный участок характеризуется почти горизонтально залегающими обломочными отложениями балейской и тергенской подсвит, которые разбиты протяженными крутопадающими сбросами северо-восточного простирания. К ним приурочены все крупные жилы и жильные зоны. Наряду с главными рудоконтролирующими и рудовмещающими тектоническими трещинами имеются второстепенные по протяженности и мощности, располагающиеся в висячем и лежачем боках сбросов. С ними связаны мелкие рудные прожилки (рис. 7).

Размещение золотого оруденения и морфология рудных тел обнаруживают прямую связь со структурными особенностями рассмотренных участков. В северной наиболее мобильной части грабена преобладают маломощные (0,1—0,2 м) и короткие жилы, образующие рудные штокверки. В южной части, где проявляются крупные субмеридиональные нарушения, наследующие ослабленные направления структуры фундамента, распространены выдержанные

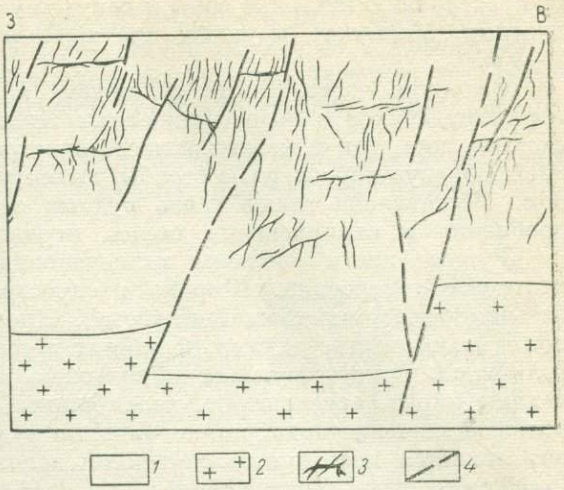


Рис. 6. Схема строения Балейского месторождения (разрез через центральную часть). По *П. Бернштейну.*

1 — меловые конгломераты; *2* — гранодиориты; *3* — рудные жилы; *4* — сбросы

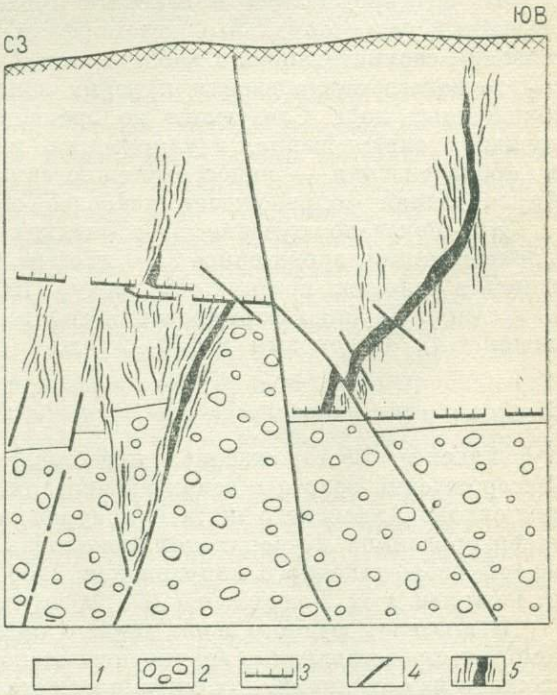


Рис. 7. Деталь строения Тасеевского месторождения. По *П. Бернштейну.*

1 — песчаники и аргиллиты балейской подсвиты; *2* — конгломераты тергенской подсвиты; *3* — пологие нарушения; *4* — крутопадающие нарушения; *5* — рудные жилы и прожилки

по простиранию жильные зоны и сопутствующие им ореолы рассеянной минерализации. Мощность крупных протяженных жил достигает здесь 1—2, иногда 3—4 м.

Основная часть золота заключена в коротких крутопадающих жилах, группирующихся в виде сближенных жильных серий. Золото обогащает как системы жил, так и междужильные пространства с прожилковой минерализацией, образуя характерные столбы, вытянутые в субмеридиональном направлении. Установлена также связь рудных столбов с пологими зонами смятия, дробления и окварцевания пород, игравшими роль структурных экранов.

Рудные жилы сложены халцедоновидным кварцем сложнофестончатого полосчатого строения. Широко распространен также пластинчатый кварц, псевдоморфно заместивший карбонат. Кроме кварца в строении рудных тел принимают участие адуляр, каолинит и тонкопластинчатые карбонаты. Среди сульфидов, присутствующих в ничтожно малых количествах (до 0,5%), выявлены пирит, арсенопирит, халькопирит. В обогащенных золотом участках большое значение приобретают блеклые руды и сульфосоли серебра. Пираргирит является постоянным спутником золота и типоморфным минералом руд балейского типа (Петровская и др., 1961).

Основная масса балейского золота представлена тонкодисперсной разностью зеленого цвета; реже встречаются более крупнозернистые выделения (0,2—0,5 мм) желтого цвета. Для него характерна высокая серебристость и постоянная примесь сурьмы, ртути, селена и теллура. Пробность золота 650—750.

На месторождениях Балейского рудного поля широко проявлен многостадийный гидротермальный метаморфизм. Наиболее ранние его стадии представлены серицитизацией и каолинизацией. Отчетливо обособлен процесс метасоматического окварцевания в узких зонах, тяготеющих к узлам и свитам сближенных жил. Следующие по времени комплексы изменений — прожилковидное окварцевание, адуляризация, пиритизация, поздняя каолинизация и карбонатизация — непосредственно связаны с процессом рудообразования. Адуляризация сопровождает наиболее обогащенные золотом рудные тела.

Как показало изучение газово-жидких включений методом гомогенизации и декрепитации, проведенное Ю. Ляховым, руды этих месторождений формировались в условиях средних температур (150—270° С) и низких давлений (30—40 кгс/см^2). Глубина формирования золотого оруденения определяется В. Хомичем и С. Чеглоковым в 150—200 м.

Куранахское месторождение

Куранахское месторождение, представляющее пример близповерхностных месторождений золота в зонах активизации платформ, расположено на северном склоне Алданского щита и приурочено к участкам пересечения широтно ориентированной Куранахской синеклизы с зоной региональных разломов северо-северо-западного направления. Оно изучалось А. Казариновым (1967), Л. Разиным и И. Рожковым (1966) и другими исследователями.

В пределах рудного поля широко развиты карбонатные породы нижнего кембрия, представленные верхнеунгелинской и куторгинской свитами, которые сложены известняками, доломитами и мергелями. Кембрийские отложения залегают весьма полого и имеют мощность 600—700 м; они выполняют прогиб в породах архейского фундамента. Нижнеюрские отложения, залегающие на известковистых толщах кембрия с несогласием, представлены аркозовыми песчаниками юхтинской свиты.

Магматические породы распространены незначительно. Они образуют послеюрские маломощные пластовые тела, небольшие штоки и протяженные крутопадающие дайки близмеридионального простирания, приуроченные к региональной зоне разломов. Дайки сложены керсантитами, минеттами, сиенит-порфирами, ортофирами, бостонитами.

Золотое оруденение приурочено к стратиграфическому контакту отложений кембрия и юры. Малые интрузии на этом участке представлены лакколитами,

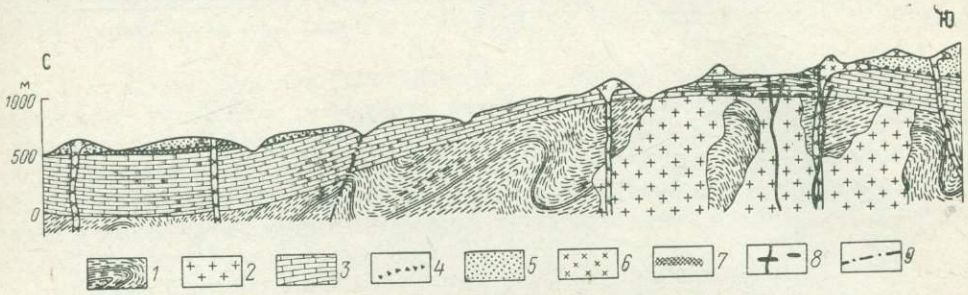


Рис. 8. Структурные позиции оруденения лебединского и куранахского типов в геологическом разрезе. По *А. Казаринову*.

1 — архейский гнейсовый комплекс; *2* — архейские граниты; *3* — кембрийский известняково-доломитовый комплекс; *4* — брекчии базального горизонта юры; *5* — юрский песчано-сланцевый комплекс; *6* — послеюрские гипабиссальные интрузии; *7* — разрушенные метасоматические золоторудные залежи по породам зоны стратиграфического контакта кембрия и юры (куранахский тип); *8* — метасоматические золоторудные залежи по известнякам и доломитам и золотоносные кварц-сульфидные жилы (лебединский тип); *9* — тектоническое нарушение

силлами и дайками роговообманковых сиенит-порфиров, авгит-биотитовых порфиров и керсантитов (рис. 8). Локализовано золотое оруденение в метасоматитах кварц-калишпатового состава, развившихся вдоль контакта кембрийских и юрских отложений как по песчаникам, так и по карбонатным породам, а отчасти и вдоль контактов керсантитовых даек (Казаринов, 1967; Разин, Рожков, 1966). Метасоматиты вытянуты в близмеридиональном направлении, фиксируя зоны разломов этого простирания, контролировавшие также и дорудные дайки. Судя по сохранившимся реликтам их в коренном залегании, это были нечетко очерченные почти горизонтальные залежи и жилообразные тела мощностью до 5—10 м. В настоящее время эти элементы залегания сильно нарушены, так как в карбонатных породах в послеюрское время происходило интенсивное карстообразование, сопровождаемое обрушением золотоносных метасоматитов в карстовые полости, которые в целом контролируются теми же разломами северо-северо-западного простирания (рис. 9).

Установлено два типа метасоматитов: 1) существенно калишпатовые, сложенные адуляром с небольшим количеством характерных удлиненных зерен кварца; 2) существенно кварцевые, в которых кварц заместил ранее образованный адуляр. Широкое распространение среди руд брекчиевых текстур с обломками калишпатовых метасоматитов и осадочных пород, сцементированных незолотоносным кварцем, находящимся в цементе удлиненно-зернистого минерализованного кварца, свидетельствует о наличии непродуктивного этапа окварцевания, который отделяет слабозолотоносную стадию калиевого метасоматоза от высокопродуктивной сульфидно-кварцевой. Главный минерал золотоносных кварцевых метасоматитов — разнозернистый кварц характерной «рисовидной» формы, развивающийся по более тонкозернистому халцедоновидному кварцу.

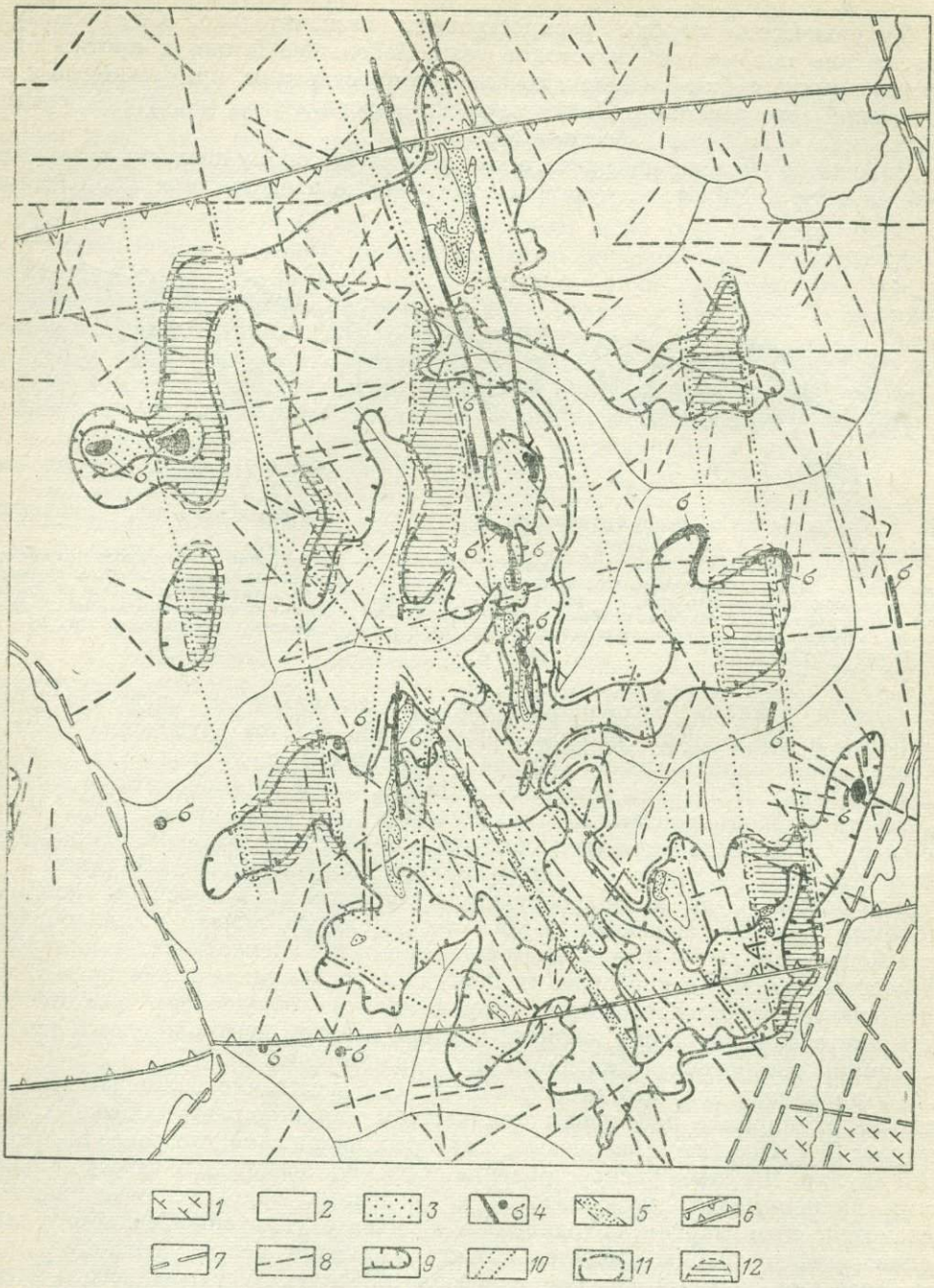


Рис. 9. Структурная схема Куранахского рудного поля. По *А. Казаринову.*

1 — метаморфические породы архея; *2* — морские отложения нижнего кембрия; *3* — континентальные отложения нижней юры; *4* — мезозойские интрузии (дайки, штоки, силлы); *5* — золоторудные залежи; *6* — границы Куранахского прогиба; *7* — региональные разломы; *8* — локальные разломы без смещения; *9* — контур продуктивного горизонта; *10* — золоторудные зоны; *11* — участки рудного поля с промышленным оруденением известные; *12* — то же, предполагаемые

Содержание пирита в слагаемых кварцем агрегатах колеблется от долей процента до 5—10, иногда 50—60 об. %. В ассоциации с пиритом встречаются марказит, редкие выделения самородного золота, серебра и висмута, пирротин, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит.

Рудные тела имеют в плане форму лентообразных залежей с извилистыми, местами прямолинейными контактами, с раздувами и пережимами. Часто они располагаются вдоль даек керсантитов, иногда выходят на поверхность или залегают под покровом юрских образований. Мощность золотоносных залежей колеблется в широких пределах при значительной протяженности.

В результате окисления и выщелачивания первоначальный объем руд значительно уменьшился, а форма залежей изменилась. Особенно сильное нарушение руд и окружающих пород произошло под влиянием оседания в карстовые полости. Рудные тела в таких участках нередко выполняют изолированные карстовые воронки. В этих случаях золотоносной рудой является глыбово-обломочный и щебенчато-глинистый материал, сложенный песчаниками, известняками и окремненными метасоматитами.

Почти все рудные залежи Куранахского месторождения находятся в зоне окисления, первичные руды их разложены, а некоторая часть золота переотложена в условиях гипергенеза.

А. Казаринов (1967) в куранахских рудах выделяет два типа золота: 1) редкие золотинки мелкого и среднего размера; 2) «хрупкое» золото, которое встречается в виде мельчайших золотых частиц размером до 0,5—1, редко до 1,5 мм. Агрегаты его имеют плоские изометрично-комковидные и палочковидные формы. Пробность золота 900—923.

СРЕДНЕГЛУБИННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Золоторудные месторождения, сформированные в условиях средних глубин (от 1—1,5 до 4—5 км), имеют важное значение. Они являются также главными источниками питания весьма многочисленных россыпей.

Указанный значительный интервал рудообразования определяется парагенетической связью оруденения с разнообразными фациями интрузивных пород — от корневых частей субвулканических тел до мезоабиссальных интрузий. В ряде районов верхняя граница рудообразования определена методом реконструкции геологических разрезов, а вертикальный интервал оруденения непрерывно прослежен эксплуатационными и разведочными выработками. Многие близповерхностные месторождения прослеживаются на глубины 1,5—2 км, а среднеглубинные в верхних частях поднимаются до уровня около 1 км от поверхности эрозионного среза в период рудоотложения. Тем не менее указанное перекрытие границ с близповерхностными месторождениями ни в какой мере не вуалирует общих наиболее важных черт среднеглубинных месторождений (Рожков, 1971_2).

Наибольшее число месторождений этого типа приурочено к складчатым поясам, в пределах которых связь золотого оруденения с магматизмом, состав руд, условия локализации и размещения рудных тел широко варьируют. Золоторудные месторождения средних глубин развиты также на древних щитах, в срединных массивах и в зонах активизации областей завершенной складчатости. Для оруденения, развитого в каждом из указанных типов геотектонических структур, характерны свои особенности (табл. 2).

Таблица 2

СИСТЕМАТИКА СРЕДНЕГЛУБИННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

	Геотектоническая обстановка	Рудогенерирующие магматические комплексы	Рудоконтролирующие структуры	Рудная формация	Минеральный тип	Структурно-морфологические особенности рудных тел
Многогосинклинали	С крупными батолитическими интрузиями гранитоидов с небольшим числом малых интрузий и даек	Гранитоиды гранит-гранодиоритового ряда (орогенные и посторогенные)	Протяженные зоны дробления и рассланцевания, преимущественно в антиклинальных структурах	Золото-кварцевая	Пирит-галенит-халькопиритовый Пирит-арсенопиритовый	Седловидные, сложноразветвленные, согласные и секущие жилы
				Золото-сульфидная	Пиритовый Пирротиновый Пирит-пирротиновый	Кварцевые жилы, жильные зоны, зоны сульфидной вкрапленности
	С внегеосинклинальными многофазными гранитоидными интрузиями и несколькими поколениями даек и малых интрузий	Гранитоиды преимущественно гранодиоритового ряда и малые интрузии пестрого состава (посторогенные)	Крупные зоны разломов, сочетающиеся с куполовидными и брахиформными структурами	Золото-кварцевая	Пирит-арсенопиритовый Халькопирит-галенит-сфалеритовый Галенит-сульфоантимонитовый Сурьмяный	Кварцевые жилы и жильные системы Жильно-штокверковые Минерализованные зоны дробления и рассланцевания
					Пирит-арсенопиритовый Пирит-сфалерит-халькопирит-галенитовый	Системы согласных и секущих жил
					Пирит-халькопирит-галенитовый	Кварцевые жилы
	С широким развитием малых интрузий и даек, без проявления плутонического гранитоидного магматизма	Малые интрузии пестрого состава (посторогенные)	Поля развития малых интрузий	Золото-карбонат-тальковая	Пирит-халькопирит-миллеритовый	Змеевичные жилы
				Золото-кварц-сульфидная	Пирит-халькопирит-галенитовый	Прожилково-вкрапленные в скарнах
Эвгеосинклинали	С полным циклом развития	Малые интрузии габбро-плагиогранитового и габбро-сиенитового рядов позднегеосинклинальной стадии	Поля развития малых интрузий	Золото-медная	Пирит-халькопирит-халькозиновый	Минерализованные зоны рассланцевания
			Зоны рассланцевания среди гипербазитов			
			Поля развития скарнов в контакте с диоритовыми штоками			
		Гранитоиды батолитических интрузий орогенного этапа	Зоны разломов в экзо- и эндоконтактах гранитоидных массивов	Золото-кварцевая	Пирит-халькопиритовый	Жилы и жильные системы
			Разломы и дайковые пояса внутри и вне гранитных батолитов	Золото-кварц-сульфидная	Пирит-арсенопиритовый с сульфосолями	
		Поздние и посторогенные дайки гранитоидов	Дайковые пояса и разломы		Пирит-галенит-айкинитовый	Штокверки в дайках и жилы
		Комплекс малых интрузий габбро-диоритового ряда предорогенного этапа	Разломы, секущие тела диоритов		Пирит-пирротиновый с блеклыми рудами	Штокверки и кварцевые жилы

Продолжение табл. 2

Геотектоническая обстановка		Рудогенерирующие магматические комплексы	Рудоконтролирующие структуры
Эвгеосинклинали	С неполным циклом развития	Батолические интрузии гранит-гранодиоритового ряда орогенного этапа	Разломы и экзоконтактовые зоны интрузий
Древние щиты		Малые интрузии гранитоидов посторогенных этапов развития древних складчатых систем	Глубинные разломы, фиксируемые малыми интрузиями
			Грабен-синклинальные зоны, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями
Зоны активизации		Малые интрузии гранитоидного ряда	Пояса малых интрузий и разломы в сводовых поднятиях

Все среднеглубинные месторождения золота обладают рядом общих черт; главные из них следующие:

1) генетическая связь большинства месторождений с гранитоидным магматизмом и в первую очередь с дифференциатами гранодиоритового очага гранитоидов, но в эвгеосинклинальных областях известны месторождения золота, сопутствующие габбро-плагиогранитным формациям симатического, или мантийного, происхождения. Оруденение пространственно и во времени нередко связано с малыми интрузиями. Накапливается все больше данных о многоэтапности формирования руд среднеглубинных месторождений, которая объясняется отделением растворов на последовательных фазах интрузий;

2) своеобразный тип гидротермально-метасоматических изменений (углекисло-калиевый метасоматоз), наиболее характерными из которых являются березитизация и лиственитизация. Формы проявления последних существенно зависят от состава метаморфизуемых пород, в связи с чем в ряде случаев вместо лиственитов и березитов развиваются существенно кварцевые, кварц-карбонатные, карбонат-хлорит-серицитовые и другие породы;

3) наряду с оруденением, пространственно приуроченным к парагенетически связанным с ним дайкам или интрузивным телам, известно много месторождений, удаленных от интрузивов. Это можно объяснить тем, что большая часть золотых месторождений рассматриваемого типа формируется в условиях значительной консолидации комплексов горных пород, когда главным фактором локализации становится структурный контроль;

4) механизм рудоотложения разнообразен. Определенную роль играют сегрегационные жилы, возникающие в процессе метаморфизма вмещающих

Рудная формация	Минеральный тип	Структурно-морфологические особенности рудных тел
Золото-сульфидная	Пирит-арсенопирит-галенит-сфалеритовый	Жилы и жильные системы
	Пиритовый Пирит-пирротиновый Пирит-халькопиритовый с блеклыми рудами	Неправильные залежи в экзоконтактах интрузий с известняками и в скарнах
Золото-кварцевая	Арсенопирит-пиритовый с пирротином	Жилы и жильные системы
Золото-кварц-сульфидная	Пирит-арсенопирит-пирротиновый с теллуридами Пирит-арсенопиритовый с сульфосолями	Жилы, метасоматические залежи, жильные системы
	Кварц-арсенопирит-тетраэдрит-халькопиритовый Кварц-пиритовый с турмалином	Жилы, жильные системы, штокверки

пород. Наряду с этим развиты жилы, а также зоны дробления и рассланцевания, в которых элементы выполнения трещин сочетаются с элементами замещения вмещающих пород;

5) преобладают руды кварцевой и золото-кварц-сульфидной формаций, для которых характерно разнообразие минеральных типов;

6) характерно наличие нескольких продуктивных по золоту минеральных ассоциаций. Золото отличается относительно высокой крупностью (от 0,05 мм до самородков различного веса). Примечательно его кустовое и столбовое распределение. Пробность золота высокая — 800—900.

Далее приведены описания наиболее характерных месторождений, типичных для геотектонических областей с различным режимом тектоно-магматического развития: для миогеосинклиналей — Советского и Мурунтау, для эвгеосинклиналей с полным циклом развития — Кочкарского и Березовского, для эвгеосинклиналей с неполным циклом развития — Коммунаровского и Ольховского, для областей активизации завершенной складчатости — Дарасунского и Ключевского.

Советское месторождение

Расположено месторождение в Енисейской золотоносной области, окаймляющей с запада Сибирскую платформу. Разрез рудовмещающих протерозойских осадков, слагающих антиклинорий Енисейского кряжа, имеет следующий характер. Нижняя чиримбинская толща включает свиты известняков, песчаников и аргиллитов, среди которых встречаются пластовые интрузии диабазов.

На чиримбинской толще согласно залегает мощная толща удерейских сланцев — монотонные породы флишевой фации. Выше их залегают песчаники, кварциты и сланцы свиты «Сухого хребта». Верхний отдел протерозоя представлен чередующимися свитами известняков, доломитов, сланцев и песчаников.

Протерозойские толщи образуют линейно вытянутые складки северо-западного простирания в северной части области и брахиструктуры — в южной. Они прорваны интрузиями гранитоидов позднепротерозойского возраста, внедрившимися в конце формирования главной складчатости и локализовавшимися в виде линейно вытянутых крупных массивов, согласных с общей складчатой структурой. Им сопутствует широкое развитие метаморфических преобразований протерозойских толщ, выраженных в образовании инъекционных гнейсов, амфиболитов, слюдяных сланцев, роговиков, филлитов и мраморов. С этим магматизмом связаны дайки аплитов, пегматитов и диабазовых порфиритов, а также золотое оруденение Енисейского кряжа.

Северо-восточное крыло антиклинория, в пределах которого расположено Советское месторождение, осложнено рядом крупных сравнительно простых открытых складок и продольными тектоническими разломами, сопровождаемыми зонами интенсивного рассланцевания. Эти длительно развивавшиеся разломы, отражающие расколы фундамента, контролируют интрузии гранитов и проявления связанной с ними гидротермальной деятельности.

Основными этапами геологического развития региона, по П. Бернштейну, являются следующие: 1) накопление осадочного материала, преимущественно терригенного в средних и нижних отделах протерозоя и существенно карбонатного — в верхнем отделе. К периоду накопления толщ нижнего отдела относится внедрение пластовых тел диабазов; 2) складкообразование, возникновение крупных разломов фундамента, связанное с ними усложнение складчатости и соскладчатого рассланцевания; 3) развитие сланцеватости, наложенной на складчатость и на сланцеватость, возникшую в процессе складкообразования; 4) внедрение гранитных интрузий и сопутствующий им региональный и локальный контактовый метаморфизм; 5) длительный перерыв, эрозионная деятельность и затем раннепалеозойская трансгрессия; 6) возникновение грабенов, заполненных нижнепалеозойскими отложениями, опущенных по тектоническим разломам, заложенным в позднем протерозое; 7) длительный континентальный режим, формирование золотоносных россыпей в четвертичное время.

Рудное поле месторождения сложено монотонной толщей филлитов удерейской свиты верхнего протерозоя. Приурочено оно к мощной продольной зоне рассланцевания и мелкой складчатости, осложненной плойчатостью. Сланцеватость пород строго ориентирована. Встречаются тонкорассланцованные (почти аспидные) сланцы, а также сланцеватые и грубосланцеватые образования. Наиболее распространены сланцеватые породы, среди которых в виде узких зон шириной в несколько метров (реже десятков метров) выделяются интенсивно рассланцованные филлиты.

В северо-западной части рудного поля толща филлитов прорвана мелкими телами габбро-диабазов и дайками щелочных сиенит-порфиров палеозойского возраста (рис. 10). Граниты, с которыми связывается золотоносность района, выходят на поверхность в 15 км от месторождения.

Рудная зона Советского рудного поля прослежена в длину на несколько километров. Рудные участки располагаются вблизи протяженных маломощных зон тонкого рассланцевания филлитов и тяготеют к лежачему или висячему бокам этих зон. Общий характер пород рудной зоны типичен для пластических деформаций, происходящих в условиях статической нагрузки.

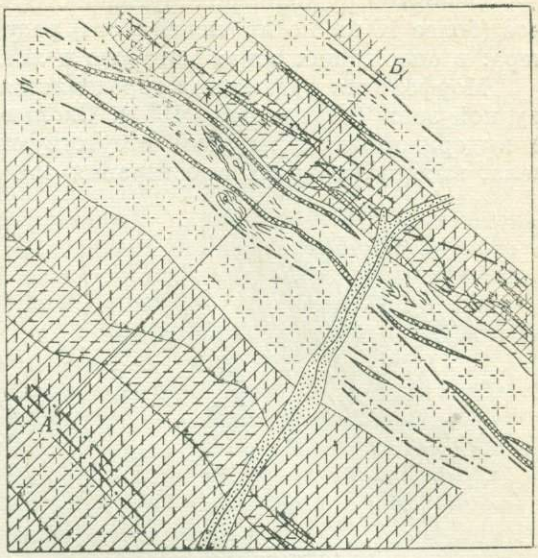


Рис. 10. Структурная схема района месторождения Советского.

Горизонты удерейской толщи: *1* — монотонные филлиты с низким содержанием углерода; *2* — то же, с повышенным содержанием углерода. Характер метаморфизма филлитов: *3* — преобладание хлоритизации; *4* — преобладание серицитизации; *5* — хлоритизация и серицитизация приблизительно в равных соотношениях; *6* — зоны дробления пород; *7* — зоны распределения локальной хлоритизации и серицитизации, связанных с гидротермальными процессами; *8* — кварцевые золотоносные жилы; *9* — золотоносный аллювий

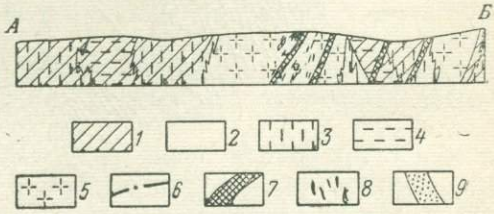
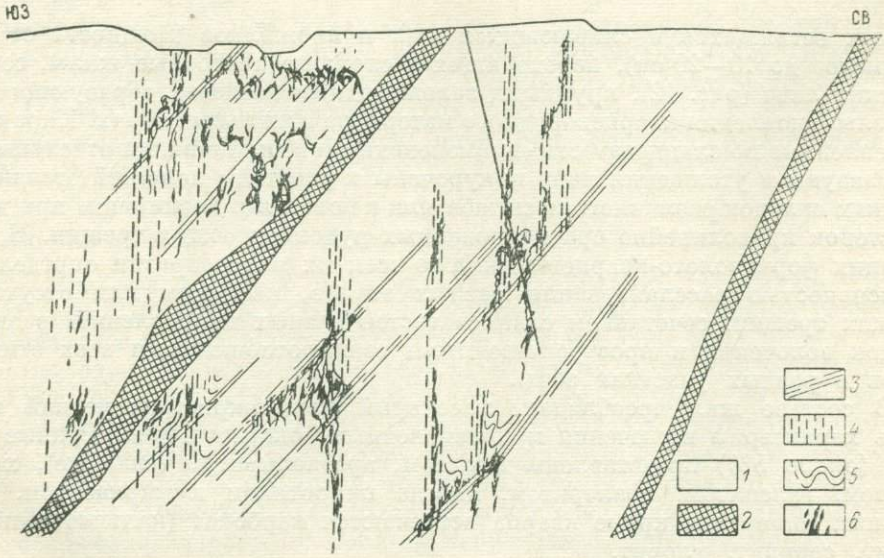


Рис. 11. Схема соотношений кварцевых жильных зон с зонами рассланцевания на месторождении Советском (разрез). По *П. Бернштейну.*

1 — филлиты; *2* — зоны дробления; *3* — эшелонированные трещины скалывания; *4* — зоны интенсивного рассланцевания; *5* — зоны развития складок волочения; *6* — рудные тела



Основной рудоконтролирующей структурой месторождения является крупное (более 10 км по протяженности) разрывное нарушение взбросового характера, в оперяющих зонах которого и локализовано оруденение (рис. 11).

Морфология рудных тел определяется особенностями внутреннего строения рудной зоны (Богданович, 1964). Сколько-нибудь правильные прямолинейные и выдержанные жилы здесь отсутствуют. Преобладают сложные ветвящиеся тела, вытянутые вдоль простирания зон и представленные свитами субпарал-

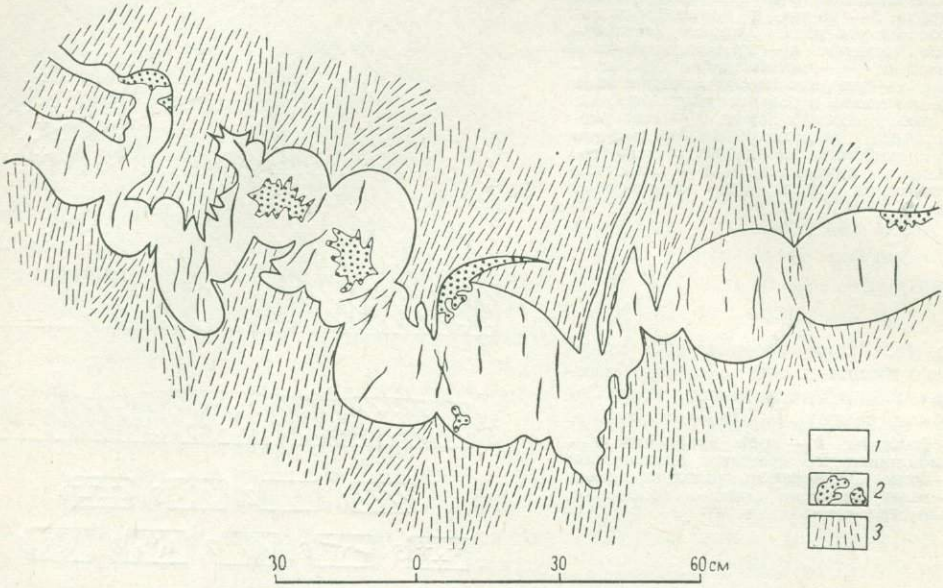


Рис. 12. Строение фестончатой жилы на месторождении Советском. По *Н. Петровской*. *1* — кварц; *2* — пирит; *3* — сланцы

лельных ветвящихся и сливающихся жил и прожилков (мощность от долей сантиметра до 10—20 см), переходящих в сложные ленточные жилы, сериями коротких линз (рис. 12), крупными залежевидными телами, образующими как бы «узлы» скопления кварцеворудного материала в жильных зонах. Характерны расщепленные по сланцеватости «пламеневидные» выклинивания отдельных тел.

Раздувы и утолщения линз приурочены к участкам полостей отслаивания в замках складок различного масштаба или к полостям, возникшим при движении стенок криволинейно ориентированных рудовмещающих трещин. В целом вариации форм золото-кварцевых жил во всем их многообразии определяются интенсивностью рассланцевания разных этапов, наличием или отсутствием секущих трещин, сочетанием сланцеватостей разных направлений, развитием складок волочения и пространственными взаимоотношениями всех этих элементов в разных участках зоны.

В составе жил преобладает массивный крупнокристаллический кварц. Очень характерны включения малоизмененных боковых пород. Рудные минералы (около 5%) представлены пиритом, арсенопиритом (главные), халькопиритом, галенитом, сфалеритом, иногда пирротином и марказитом. Среди жильных минералов кроме кварца встречаются карбонат (кальцит, анкерит), альбит, серицит, хлорит.

По данным Н. Петровской, история формирования руд была длительной и многостадийной. Выделяются следующие главные минеральные ассоциации: 1) реликтовых (ксеногенных) минералов — хлорит, мусковит, серицит, альбит, анкерит, турмалин, рутил, апатит и др., заимствованные из вмещающих пород; 2) полумолочного кварца с незначительной примесью мусковита и серицита; 3) арсенопирита и пирита; 4) полиметаллическая сульфидная — пирит, гребенчатый кварц, сидерит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, марказит и очень редкие висмутин, самородное серебро, фрейбергит, маухерит, виоларит; 5) золотая с небольшим количеством калаверита; 6) карбонатов и колломорфного пирита. Н. Петровской показана большая вероятность отложения главной массы жильного кварца из высококонцентрированных горячих кремнекислых растворов и обосновано положение, что до отложения следующих по возрасту минеральных ассоциаций кварц испытал интенсивный метаморфизм и перекристаллизацию.

Перечисленные минеральные ассоциации распределены в рудных телах неравномерно, в связи с чем выделяются следующие типы руд: кварцевые однородные, кварцевые с реликтами вмещающих сланцев, кварц-пиритовые (с вкрапленной или гнездовой минерализацией), кварц-арсенопиритовые и кварц-сульфидные, смешанные с примесью полиметаллической группы сульфидов. Последний тип руд — наиболее высокозолотоносен. Обогащенные им участки рудных тел имеют вид вытянутых по восстанию столбов со сложными разветвленными очертаниями, которые иногда кулисообразно сменяют друг друга в вертикальном сечении. Наиболее богатые участки находятся в приконтактовых зонах рудных тел, где развиты в основном брекчиевые текстуры; наименее богатые участки располагаются во внутренних частях рудных тел, сложенных массивным малосульфидным кварцем.

Золото, находящееся в рудах в самородном виде, мелкое (от 1 мкм до нескольких миллиметров в поперечнике), преобладают угловатые, жилковидные и комковидные формы золотин. Пробность золота не ниже 850. Наиболее чистое золото характерно для бедных сульфидами кварцевых руд; в полиметаллических сульфидных рудах оно содержит примеси цинка, свинца и меди, а часто также селена и теллура.

Для пород рудного поля характерны два типа изменений. Первый развит на значительных площадях и выражается в турмалинизации, появлении апатита, циркона, замещении ильменита рутилом, альбитизации, хлоритизации и серицитизации. Второй тип проявляется локально, в тесной связи с жильными телами, представлен хлоритизацией, серицитизацией, окварцеванием и импренъяцией пород сульфидами.

Месторождение Мурунтау

Месторождение расположено в пределах герцинского геосинклинального пояса Южного Тянь-Шаня. Оно локализовано в наиболее древних осадочно-метаморфических образованиях этого пояса. Возраст последних остается дискуссионным: одни исследователи относят их к силуру, другие — к докембрию. Эти отложения подразделяются на три свиты (снизу вверх): ауминзинскую, тасказганскую и бесапанскую. В нижней части разреза преобладают карбонатно-терригенно-вулканогенные образования, представленные в настоящее время зелеными амфиболовыми и кварц-слюдяными сланцами, кварцитами и известняками. В верхней части разреза количество зеленых сланцев уменьшается и преобладающими становятся терригенные породы. Для слоистых

толщ характерна невысокая степень регионального метаморфизма, соответствующая хлорит-серицитовой фации. Более сильный метаморфизм отмечается в нижней части разреза, где появляются мусковит, биотит, роговая обманка и гранат.

Месторождение Мурунтау размещено в верхней части разреза, в породах бесапанской свиты, сложенной флишоидной толщей тонкопереслаивающихся алевролитов, песчаников и филлитовидных сланцев. Главная черта рудовмещающей толщи — тонкое переслаивание пород, различающихся физико-механическими свойствами и составом, что оказало влияние на особенности морфологии и размещения золотого оруденения.

Изверженные породы развиты в основном на периферии рудного поля. Представлены они дайками лейкократового состава, которые сосредоточены в пределах несколько различно ориентированных зон. Наиболее протяженная (около 7 км) зона широтного простирания прослежена в северной части рудного поля. В ней зарегистрировано 34 дайки; простирание даек совпадает с простиранием зоны. В дайковой зоне, расположенной восточнее месторождения, насчитывается 44 дайки; простирание ее северо-восточное. В юго-восточной части месторождения в широтном направлении прослеживается дайковая зона, вмещающая около 50 даек. Здесь же вскрыты два штокообразных тела гранодиоритового состава размером 120 × 300 м. Южнее проходит еще одна близширотная дайковая зона; она включает 20 даек на расстоянии 1 км. Простирание даек северо-восточное, т. е. не совпадающее с направлением зоны. Дайковая зона, расположенная на юго-западе месторождения, также имеет широтное простирание. Падение даек во всех зонах в основном близвертикальное. По данным С. Шера, дайки Мурунтауского рудного поля сложены плагиогранит-порфирами, сиенит-порфирами, сферолитовыми сиенит-порфирами.

Структура Мурунтауского рудного поля определяется сочетанием складчатых дислокаций с дизъюнктивными нарушениями. Главными складчатыми структурами являются Мурунтауская антиклинальная и Южная синклинальная складки, осложняющие северное крыло более крупной Тасказганской антиклинали, осевая часть которой проходит южнее рудного поля. Указанные складчатые структуры, согласно Г. Касавченко и А. Бендику, осложнены дополнительными пликативными дислокациями, выразившимися в развитии пологих перегибов слоев. В пределах одного из таких перегибов и расположено месторождение Мурунтау. Слагающие его породы характеризуются пологим близгоризонтальным залеганием слоев, которое осложнено крутой приразломной складчатостью вблизи крупных разрывов.

Главные разрывные нарушения — Южный, Структурный и Северо-Восточный разломы.

Южный разлом ограничивает рудное поле с юга. Простирание его субширотное, падение вертикальное или крутое южное. Ширина зоны дробления и перетирания пород до 5—7 м. В восточной части рудного поля направление разлома изменяется на северо-восточное, затем он снова отклоняется к близширотному направлению, а на восточном фланге опять изгибается к северо-востоку. Характерно наличие здесь системы параллельных оперяющих тектонических трещин. По типу перемещений этот разлом является взбросо-сдвигом.

Структурный разлом, относящийся также к деформации сбросо-сдвигового типа, представлен серией сближенных трещин и зон дробления, пересекающих центральную часть месторождения и уходящих за его пределы. Простирание разлома восточно-северо-восточное, падение в западной части северное, в центральной и восточной частях южное. Составляющие его зоны дробления выпол-

нены тектонической глинкой и брекчией, сцементированной карбонатным материалом.

В пределах рудовмещающей толщи широко развиты относительно непротяженные тектонические трещины, среди которых А. Бендик выделяет трещины отслоения, отрыва и скола. Первые локализованы преимущественно в пачках с тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и сланцев; к ним приурочены многочисленные прожилки кварца. Трещины отрыва особенно широко развиты

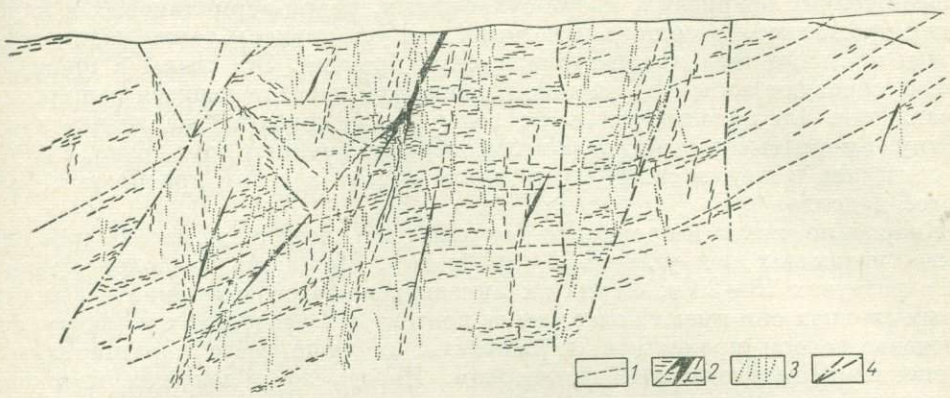


Рис. 13. Схема соотношений пологих и крутопадающих жильных зон на месторождении Мурунтау (разрез). По *С. Шеру*.

1 — границы пачек с различными соотношениями филлитовидных сланцев и алевролитов; *2* — кварцевые жилы и прожилки; *3* — кварц-сульфидные и сульфидные прожилки; *4* — тектонические нарушения

в центре рудного поля. Они кулисообразно заходят друг за друга и группируются в зоны простирания СВ 50—55°, падающие к юго-востоку под углами 70—80°; часто сопровождаются зонами неориентированного дробления. Эти трещины выполнены разнозернистым кварцем или кварц-турмалиновыми брекчиями. Трещины скалывания имеют субширотное и субмеридиональное направление и крутое падение на юг, юго-восток и северо-восток. Субширотные трещины наиболее выдержаны по простиранию. Они выполнены тектонической глинкой и брекчиями, сцементированными карбонатами, иногда заполнены крупнозернистым кварцем, но чаще блокируют согласные прожилки того же состава. В мелких субширотных трещинах локализованы пирит-арсенопиритовые и кварц-пирит-арсенопиритовые жилы и прожилки. Субмеридиональные сколовые трещины по времени заложения моложе крупно- и среднезернистого кварца и контролируют размещение шестоватого кварца и кальцита.

В морфологическом отношении месторождение представляет собой штокверк (рис. 13), занимающий в плане значительную площадь. Распределение оруденения внутри него неравномерное. Чередование участков бедного и богатого оруденения с участками безрудных пород наблюдается и в плане, и в вертикальном сечении. Границы рудных тел выявляются только по результатам опробования. В пределах штокверка выявлен ряд рудных зон, морфологически представляющих залежи сложной формы, в которых сочетаются прожилково-штокверковый и кварцевожильный типы оруденения. Все рудные тела располагаются вблизи разломов северо-восточного простирания, локализуясь в широтных зонах субпараллельных трещин отрыва и скалывания. Основная масса золота месторождения заключена в трех рудных залежах.

Форма и строение рудных тел весьма сложные. Это сочетание круто- и пологопадающих кварцевожильных и прожилковых зон. «Стволовые» части залежей имеют крутое падение; от них отходят многочисленные ответвления, согласные с напластованием рудовмещающих толщ вдоль литологически благоприятных горизонтов.

Секущие части рудных зон наиболее богаты золотом. Они представляют собой серию параллельных кулисообразно расположенных кварцевых жил и поясов тонких кварцевых, кварц-сульфидных, кварц-турмалиновых и карбонатных прожилков. В составе некоторых зон установлены также кальцитовые жилы и жильные тела кварц-турмалиновых брекчий. Эти жилы и прожилки в целом образуют зоны значительной мощности, простирающиеся в широтном направлении. По падению жильные зоны прослеживаются на значительную глубину. Кварцевые жилы иногда кулисообразно сменяют друг друга, с глубиной сдвигаясь к югу, в связи с чем жильная зона в целом приобретает более пологое падение.

Кварцевые жилы и прожилки секущих зон локализуются в трещинах отрыва, падающих под углами 60—70° к югу. Мощность наиболее крупных жил в раздувах 15—20 м; форма их линзовидная. При залегании в филлитовидных сланцах они имеют более четкие контакты, в песчаниках и алевролитах оторочены поясом прожилков, и контакты их чаще всего характеризуются постепенными переходами к штокверкам. Иногда зоны секущих кварцевых жил осложнены повторными разрывами; контакты жил в этих случаях сорваны подвижками, кварц раздроблен и рассечен тонкими прожилками карбоната, сульфидов, сетью тонких кварц-турмалиновых жилок. В таких участках крутопадающих жильных зон нередко отмечаются наиболее высокие содержания золота.

Согласные жильные зоны или части зон, примыкающие к крутым «стволам», характеризуются значительно более низким содержанием золота и более сложным его распределением. Они золотоносны только в участках, где наряду с послойными развиты секущие прожилки золотоносного кварца и сульфидов. Наиболее характерным элементом внутреннего строения этих тел являются послойные, реже кососекущие кварцевые прожилки, распределение которых контролируется зонами послойного рассланцевания. Следуя направлению сланцеватости, мелкие прожилки в совокупности с редкими более крупными жилами образуют пачки, иногда значительной мощности, представляющие собой убогие рудные тела пластообразной и линзообразной формы. Мощность тел увеличивается в местах сочленения их с секущими жильными зонами. Согласные жильные зоны нередко контролируются трещинами субширотного простирания, которые в то же время в ряде случаев ограничивают прожилковые зоны по падению и восстанию.

В целом на месторождении кварцевые образования отличаются весьма сложной морфологией, обусловленной сочетанием как секущих, так и согласных элементов структуры. Сульфидная минерализация приурочена к значительно более правильным, обычно маломощным секущим прожилкам (рис. 14).

Месторождение Мурунтау является типичным представителем золото-кварцевой формации — среднее содержание сульфидов в нем 0,5—1,5%. Основной жильный минерал — кварц; в небольших количествах встречаются калиевый полевой шпат, биотит, кальцит, турмалин и альбит. Рудные минералы в основном представлены пиритом и арсенопиритом, изредка отмечаются небольшие гнезда шеелита, в микроскопических количествах установлены сфалерит, галенит, висмутин, самородный висмут и ряд других минералов. Золото отмечено

в жилах и прожилках крупно- и среднезернистого кварца и сульфидов в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, висмутином и самородным висмутом, сульфосолями серебра. В кварце оно образует неравномерно рассеянные тонкие включения и прожилки, иногда мелкие гнезда, приуроченные к местам скоплений сульфидов или к обломкам пород, к границам кварцевых зерен.

В сульфидах развита мелкая (0,001—0,99 мм) вкрапленность золота и тонкие короткие прожилки его мощностью 0,005—0,09 мм. Выделения золота располагаются в катаклазированных участках сульфидов или на границах зерен, особенно часто на контакте пирита и арсенопирита. Форма золотин определяется морфологией трещин и межзерновых пространств: часто встречаются округлые зерна, а также комковатые, пластинчатые, дендритовидные и реже губчатые образования. Характерны монокристаллы каплевидной, дробевидной, реже октаэдрической форм. В целом золото мелкое, отчасти дисперсное. В качестве примесей в нем установлены серебро, медь, висмут, свинец, мышьяк, железо. Пробность золота 890—910.

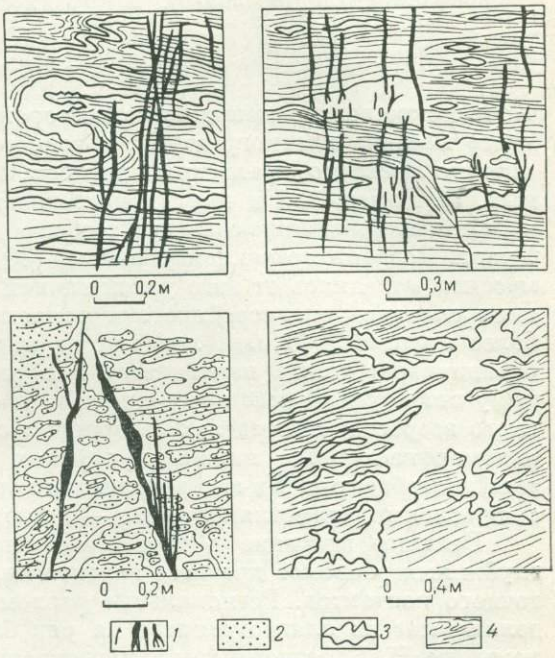


Рис. 14. Морфология кварцевых и сульфидных прожилков. По *А. Бендику*.

1 — кварц-пирит-арсенопиритовые прожилки; *2* — участки интенсивного окварцевания пород; *3* — кварцевые прожилки; *4* — сланцы и алевролиты

В пределах рудного поля регионально метаморфизованные породы претерпели контактовый метаморфизм и гидротермально-метасоматические преобразования. Контактовые преобразования, по данным С. Шера и И. Юдина (1971), выражены в развитии роговиков и ороговикованных пород с биотитом и амфиболом типа актинолита; в подчиненном количестве встречаются пироксен и диопсид. Ороговикование совпадает с контурами рудного штокверка, но иногда развито шире его. На глубину интенсивность этого изменения пород увеличивается, что связано, вероятно, с воздействием глубоко залегающего гранитоидного интрузива. На контактово-метаморфизованные породы в пределах рудных зон накладывается сложный комплекс гидротермально-метасоматических преобразований, выражающихся в образовании кварц-микроклиновых и кварцевых метасоматитов. Кварц-микроклиновые метасоматиты образуют оторочки мощностью 2—3 см вокруг золотоносных кварцевых жил и прожилков. Кварц-альбитовые и монокварцевые метасоматиты сопровождают кварц более поздних стадий минерализации.

Процесс рудообразования на месторождении Мурунтау происходил длительно и может быть подразделен, по данным Н. Нестеровой, Ю. Зарембо и других исследователей, на ряд этапов и стадий. К первому, кварцевому

этапу относится формирование главного количества жильного кварца. От последующих этапов он отделяется внедрением даек. Второй, кварц-сульфидный этап разделяется на стадии отложения шестовато-гребенчатого кварца, пирит-арсенопиритовую и пирит-турмалиновую. В третьем, золото-полиметаллическом этапе выделяются стадии «розетчато-звездчатого» кварца и золото-полиметаллическая с подстадиями золото-кварцевой, полиметаллической и карбонатной. Согласно приведенной схеме золото выделялось только в конце рудообразования, однако приводятся также данные о неоднократном выделении и перераспределении золота в рудах в ходе гидротермального процесса.

Кочкарское месторождение

Кочкарское золото-мышьяковое месторождение находится в пределах Пластовского массива плагиогранитов, в зоне сопряжения Восточно-Уральского поднятия с Восточно-Уральским прогибом. По данным Н. Бородаевского, И. Ленных, Л. Ромашовой и других исследователей, массив вытянут в субмеридиональном направлении согласно с общим простиранием региональных структур Урала. Возраст его раннекарбоновый (300 млн. лет). К западу от Пластовского массива, отделяясь от него узкой пачкой гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев допалеозойского и раннепалеозойского возраста, располагается более молодой (260 млн. лет) массив микроклиновых гранитов. С востока его ограничивает толща парагнейсов и в различной степени метаморфизованных эффузивно-туфогенных пород среднего и основного состава силуро-раннедевонского возраста. В пределах северного экзоконтакта массива залегают останцы метаморфизованных нижнесилурийских вулканогенных пород и небольшие тела гипербазитов. На юге прослеживаются кислые вулканогенные образования с прослоями известняков визе — намюра (рис. 15).

Большое значение в геотектоническом положении массива имеют зоны глубинных разломов древнего заложения, развитые вдоль его западного и восточного контактов. Региональные разломы северо-западного простирания разделяют массив плагиогранитов на ряд блоков различной величины. Эти разломы, по Н. Бородаевскому, были заложены в догранитное время, но неоднократно подновлялись позднее, контролируя явления гранитизации, внедрение жильных пород и размещение рудных тел.

Кочкарское рудное поле локализуется в пределах наиболее крупного и относительно приподнятого Центрального блока, ограниченного на севере Тихоновским, а на юге Осейским разломами. Пластовский массив в этой части имеет сложное неоднородное строение. В. Яновский (1970) выделяет в его разрезе два яруса: верхний, сложенный в различной степени гранитизированными породами кровли (полосчатыми плагиогранитами и гранито-гнейсами, образующими крупные брахиантиклинальные складки), и нижний ярус сравнительно однородных массивных плагиогранитов, обычно залегающих в ядрах складок.

Своеобразная черта Пластовского массива — чрезвычайная насыщенность его разнообразными по составу метаморфизованными жильными породами. Н. Бородаевский (1971 г.) выделяет среди них четыре разновозрастные серии. Первая включает дайки плагиогранитов, пегматитов и микроплагиогранитов, встречающихся среди гнейсов и, вероятно, сингенетичных с процессом гранитизации. Вторая серия является жильной собственно Пластовского массива и представлена плагиогранитами, плагиопегматитами, керсантитами и диоритовыми порфиритами, секущими дайки первой серии. В третью серию выделена

группа субвулканических пород визе-намюрского возраста, генетически связанных с толщами эффузивов, распространенных к востоку от Пластовского массива. Представлены они диабазами, диабазовыми порфиритами, альбитофирами и кварцевыми альбитофирами. К четвертой серии относятся биотитовые микрограниты, гранит-порфиры, фельзитовые порфириты и фельзиты, являющиеся дериватами интрузии микроклиновых гранитов.

Большинство перечисленных даек подверглось глубокому метаморфизму, превратившему их в специфические для Кочкарского месторождения образования, называемые «табашками». Это мезо- и меланократовые породы, состоящие главным образом из биотита, амфибола, полевых шпатов, эпидота, кварца и карбонатов и характеризующиеся бластическими структурами. Процессы преобразования жильных пород в табашки были многоэтапы и сложны, включая преобразования, связанные с процессами сегрегации в условиях динамометаморфизма, и многократные проявления гидротермально-метасоматических преобразований.

Максимальное число даек табашек сконцентрировано в западной половине Центрального блока и совпадает с общим контуром распространения оруденения. Н. Бородаевский и С. Шер выделили здесь три зоны сгущения табашек, имеющих выдержанное северо-восточное и восточно-северо-восточное простирание. Характерная особенность таких зон — наличие крутопадающих широтных апофиз, обусловливающих образование сложной системы оперения. В центральных частях зон располагаются мощные дайки табашек и жильных пород

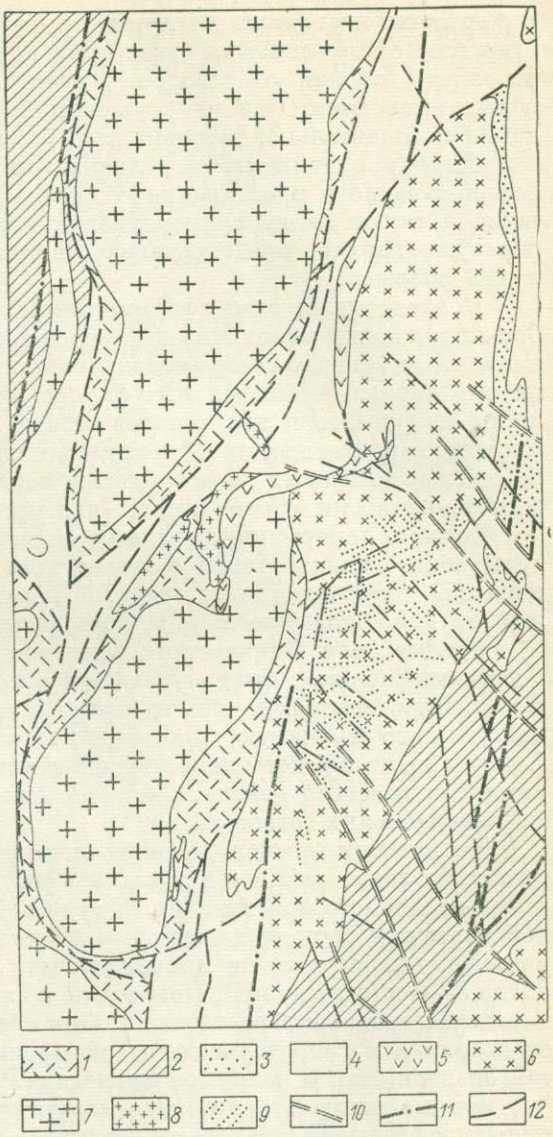


Рис. 15. Схема разрывной тектоники окрестностей Кочкарского месторождения. По материалам *Н. Бородаевского, И. Ленных, Ю. Новожилова, Л. Ромашевой, В. Иванова, Е. Шулькина, А. Батанина, В. Костарева.*

1 — толща гнейсов и сланцев (Pz); *2* — эффузивы базальтового и андезитового состава, их туфы (O—D_1); *3* — поляновская толща эффузивов базальтового состава (D_2—C_1t_1); *4* — сланцево-конгломератовая, эффузивная, туфосланцевая и карбонатная толща (C_1t — n); *5* — пироксениты, серпентиниты (до C_1v_3?); *6* — плагиограниты (C_1v_2—C_2); *7* — микроклиновые граниты (Pz_3); *8* — дайки микроклиновых гранитов (Pz_3); *9* — дайки плагиогранит-порфиров и лампрофиров, преобразованные в табашки; *10* — система северо-западных разломов; *11* — продольные разломы древнего заложения; *12* — разломы

с реликтами первичных текстур и структур, расчленяющиеся по падению и простиранию отторженцами гранитов на параллельные ветви и кулисы. Апофизы по мере удаления от стволовых даек постепенно уменьшаются в мощности и выклиниваются. Вне зон сгущения наблюдаются лишь редкие протяженные дайки незначительной мощности, круто падающие на юг, реже на север.

Наряду с дайками, параллельными главным зонам, встречаются дайки северо-западного простирания, более характерные для южной части рудного поля, а также дайки субмеридионального направления. В совокупности они образуют каркас, предопределивший положение значительной части последующих разрывов.

В предрудный этап сформировались протяженные зоны рассланцевания, брекчирования и милонитизации пород восточно-северо-восточного, субмеридионального и западно-северо-западного направлений, расчленивших рудное поле на ряд параллелепипедальных блоков. Эти разрывы часто вмещают дорудные жилы кварцевого и кварц-полевошпатового состава, сопровождающиеся комплексом характерных околотрещинных эпидот-амфиболовых, биотитовых и полевошпат-биотитовых метасоматитов, развившихся по табашкам, а также грейзенизированными оторочками в плагиогранитах и гранито-гнейсах.

Системы деформаций рудного времени в основных чертах наследуют структуры более ранних этапов и имеют преимущественно северо-восточное и субширотное направления. Дорудные нарушения меридионального простирания играют по отношению к ним роль ограничителей (Яновский, 1970).

Рудные тела Кочкарского месторождения пространственно ассоциируют с дайками табашек, приурочиваясь в основном к зонам их сгущений (рис. 16). По Н. Бородаевскому, они группируются в три главные свиты — северную, центральную и южную, протягивающиеся в северо-восточном направлении. Каждая свита представлена серией сближенных жил, в промежутках между которыми известно небольшое число жильных тел, отстоящих друг от друга на значительных расстояниях.

Различается несколько морфологических типов жил. Первые залегают в главных зонах табашек и связаны с системой предрудных разломов восточно-северо-восточного простирания. При общей значительной протяженности жильной зоны они состоят из отдельных, часто кулисообразно залегающих линз, разделенных безрудными промежутками. Мощность линз колеблется от 0,7—0,9 до 5—6 м (в раздувах). Положение жил полностью определяется элементами залегания главных даек табашек. Они обычно располагаются в участках рассланцевания и гидротермального изменения табашек, залегая как вдоль контактов даек, так и в центре последних.

Рудные жилы второго типа структурно связаны с широтными ответвлениями главных зон и залегают, как правило, в зальбандах даек. Они включают главную массу промышленных золоторудных тел месторождения, отличаются большой выдержанностью по простиранию. Морфологически жилы описываемого типа представлены системой плоскопараллельных линз, длина которых измеряется десятками и даже сотнями метров при средней ширине 0,6 м, а в раздувах 1,5—2,0 м. Падение крутое на юг или на север. Наиболее богато минерализованными являются жилы, ответвляющиеся от висячего бока главной зоны.

В пределах месторождения известны также жилы, не связанные с дайками. Они образуют выдержанные плитообразные тела, полого падающие на юг, и нередко секут дайки табашек. В южной части рудного поля встречаются зоны рассланцованных гранитоидов с прожилково-вкрапленной минерализацией.

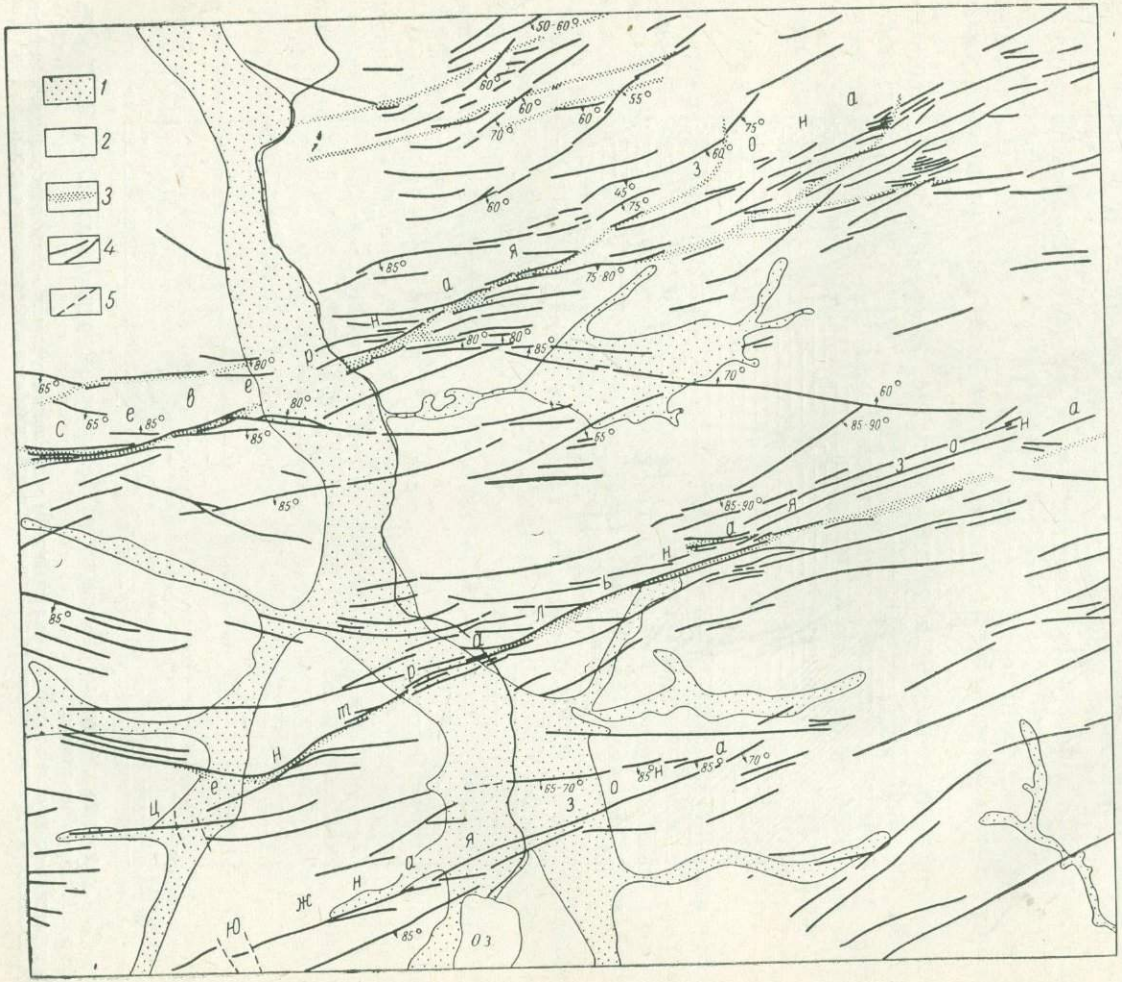


Рис. 16. Структурные соотношения кварцевых жил и зон концентрации табашек на Кочкарском месторождении. По *Н. Бородаевскому* и *С. Шеру*.

1 — четвертичные и современные отложения; *2* — плагиограниты и гранодиориты, частью гнейсовидные плагиограниты и мигматиты; *3* — главные зоны табашек; *4* — рудоносные жилы; *5* — тектонические сместители преимущественно дорудного возраста

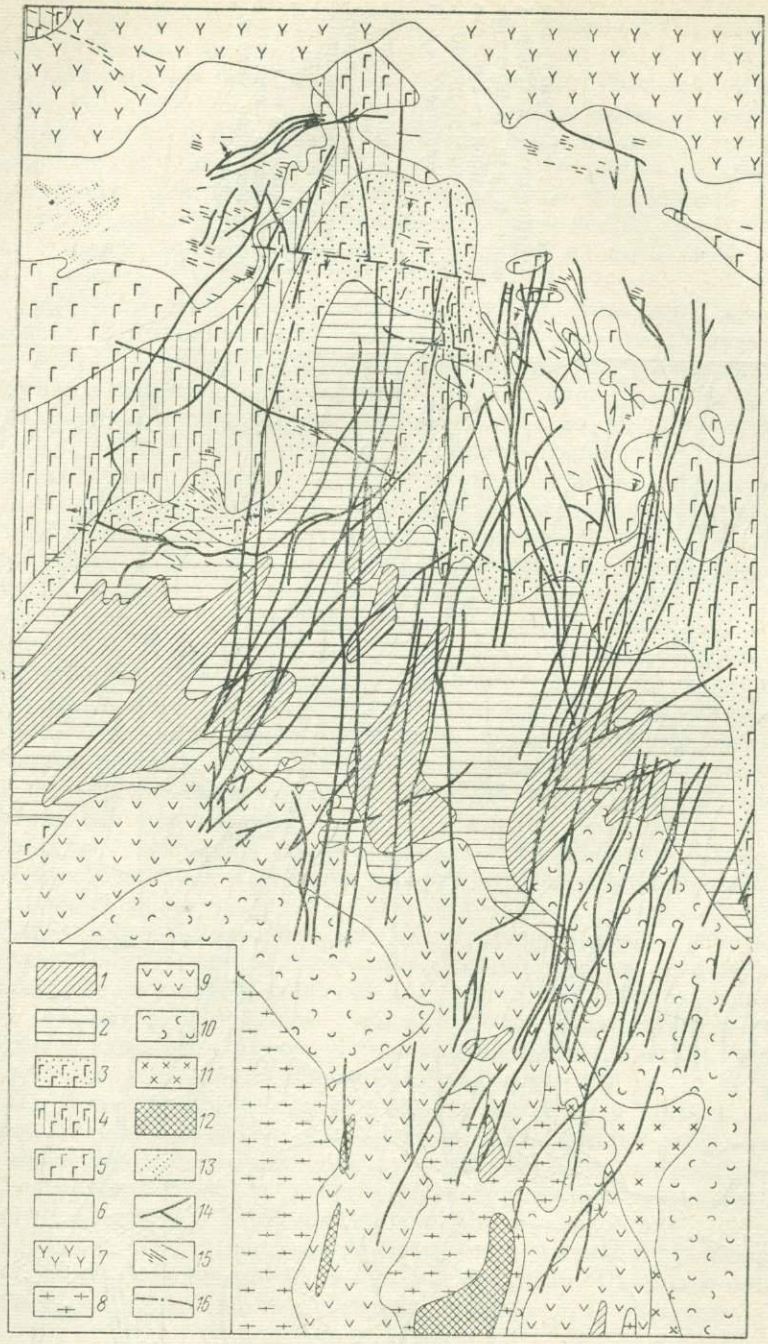


Рис. 17. Схематическая геологическая карта Березовского рудного поля. По *М. Бородаевской* и *Н. Бородаевскому*.

1 — туфогенно-осадочные породы; *2* — плотные туфы с прослоями туфогенно-осадочных сланцев и филлитов, туфопесчаников и туфоконгломератов; *3* — зернистые туфы диабазов и порфиритов с прослоями диабазов,

Для них характерны северо-западное, реже широтное простирание, значительная (до нескольких километров) протяженность и непостоянная мощность.

Рудные тела Кочкарского месторождения по составу относятся к золото-кварц-сульфидной формации. Основной жильный минерал — кварц, составляющий до 90—95% жильного выполнения. На долю сульфидов приходится обычно 5—7%, но на отдельных участках их количество возрастает до 40—50%. Л. Михайлова и В. Яновский (1970 г.) выделяют в рудной стадии пять последовательно сменяющих одна другую парагенетических ассоциаций минералов: 1) арсенопирит-кварцевую, 2) кварц-пиритовую, 3) халькопирит-сфалерит-пирротиновую (с пирит-марказитом и блеклой рудой), 4) золото-тетрадимитовую (с галенитом, буланжеритом, бурнонитом, висмутином), 5) позднерудную кварц-карбонат-галенитовую. Продуктивными по золоту являются вторая, третья и четвертая ассоциации, причем степень золотоносности возрастает от ранней к поздним минеральным ассоциациям.

Золото в сульфидно-кварцевых жилах встречается в кварце, пирите и арсенопирите в ассоциации с тетрадимитом, халькопиритом и блеклой рудой. Форма его выделений разнообразна (преимущественно комковидная и дендритовидная); размеры золотин колеблются от тысячных долей до нескольких миллиметров. Пробность золота 800—970.

Околорудные изменения, сопутствующие образованию сульфидно-кварцевых жил, выражаются в окварцевании, карбонатизации, серицитизации, хлоритизации, перераспределении и перекристаллизации биотита в табашках и в развитии вкрапленности сульфидов. В плагиогранитах и гранито-гнейсах вдоль рудных жил образуются ореолы березитов с вкрапленностью сульфидов.

Березовское рудное поле

Березовское рудное поле расположено в Восточно-Уральском антиклинории, сложенном зеленокаменными породами палеозойского возраста. С востока и запада оно ограничено глубинными разломами субмеридионального простирания, которые контролировали интрузии герцинских гранитоидов и более древних пород габбро-перидотитовой формации.

По данным Н. Бородаевского и М. Бородаевской (1947), район месторождения находится почти в сплошном окружении интрузивных массивов: с востока и запада располагаются массивы гранитов герцинского возраста, с севера его ограничивает габбро-перидотитовый массив, с юга — серпентинизированные гипербазиты (рис. 17).

Рудное поле приурочено к синклинали в центральной части блока, заключенного между продольными разломами. Ось синклинали простирается в меридиональном направлении и полого погружается к северу. Значительная часть рудного поля сложена вулканогенно-осадочными породами, возраст которых В. Хоментовский считает от кембрийского до раннекаменноугольного. В разрезе этих отложений выделяются четыре свиты (сверху вниз):

превращенные в сланцы альбит-хлорит-актинолитового, хлоритового и хлорит-эпидотового состава *4* — афанитовые диабазы, частично превращенные в хлорит-актинолитовые сланцы; *5* — зернистые диабазы *6* — серпентинизированные гипербазиты, серпентиниты и продукты их метасоматического метаморфизма — тальк-карбонатные породы; *7* — габбро; *8* — граниты; *9* — окварцованные актинолитизированные серпентиниты ореола шарташских гранитов; *10* — слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты и кварцитовые сланцы; *11* — альбит-актинолит-биотитовые и эпидот-хлорит-биотитовые сланцы и роговики; *12* — амфиболиты; *13* — жильные аналоги габбро, пироксениты, микрогаббро, жильные габбро, габбро-диабазы, превращенные в габбро-амфиболиты, хлорит-пироксен-гранатовые породы; *14* — нерасчлененные дайки: плагиосиенит-порфиры, лампрофиры, гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры; *15* — рудные жилы; *16* — тектонические нарушения

березовская (нижний карбон) — переслаивание кремнисто-глинистых и кремнисто-углистых сланцев, туффитов, филлитов, туфопесчаников, туфобрекчий;

адуйская (верхи девона) — диабазы, порфириты, их туфы и туфолавы;

исетская (ордовик — низы силура) — кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые, углисто-кремнистые сланцы с прослоями туффитов, песчаников и известняков;

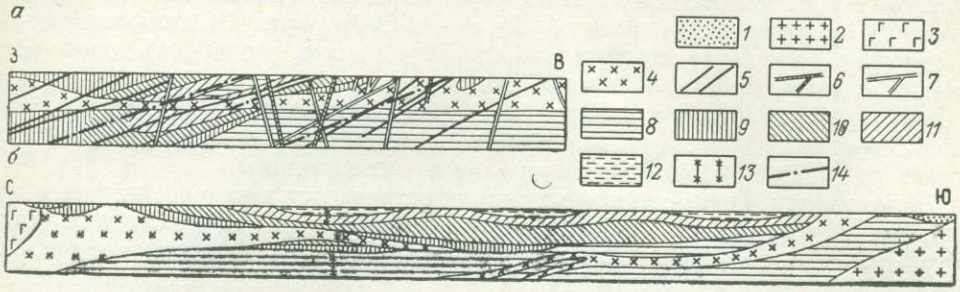


Рис. 18. Схематические геологические разрезы через Березовское рудное поле. По *И. Самарцеву.*

а — широтный, *б* — продольный через центр рудного поля. *1* — четвертичные отложения; *2* — граниты; *3* — габбро; *4* — серпентиниты; *5* — дайки плагиосиенит-порфиров; *6* — дайки лампрофиров; *7* — дайки гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров; *8* — хлоритовые, кварц-серицитовые, кремнистые, углисто-серицитовые сланцы; *9* — диабазы; *10* — туфы диабазов с прослоями туфов порфиритов и диабазов; *11* — туфы порфиритов с прослоями туфогенно-осадочных сланцев, филлитов, туфопесчаников; *12* — туфогенно-осадочные породы, филлиты, туфоконгломераты и туфобрекчии; *13* — красичные жилы; *14* — тектонические нарушения

агафуровская (нижний кембрий — ордовик) — метаморфизованные диабазы и порфириты.

В пределах рудного поля наиболее широко развиты породы березовской и адуйской свит; остальные вскрыты лишь структурными скважинами на большой глубине. Слоистая толща осадочно-вулканогенных пород вмещает пластообразные и лакколитообразные тела серпентинизированных перидотитов и пироксенитов (рис. 18).

Березовская синклиналь осложнена изоклинальными складками второго порядка северо-восточного и близмеридионального направлений, а также сдвиго-сбросами и надвигами. Наиболее крупный древний разлом в пределах поля ориентирован в субширотном направлении; он контролирует положение южного контакта Пышминского габбрового массива и серию даек габбро-пегматитов и микрогаббро, окаймляющих северное замыкание Березовской синклинали. Внутри синклинали широко развиты разломы субмеридионального направления, падающие под крутыми углами, сдвиго-сбросы широтного простирания с крутым падением, надвиги и зоны рассланцевания близмеридионального простирания, падающие к западу под углом до 30°. Эти нарушения предшествовали внедрению многочисленных гранитоидных даек, прорезающих породы района преимущественно в субмеридиональном направлении и составляющих яркую отличительную особенность Березовского месторождения.

Н. Бородаевским и М. Бородаевской (1947) среди жильных гранитоидов выделены следующие группы (в порядке последовательности внедрения): плагиосиенит-порфиры, лампрофиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры. Они образуют две мощные, несколько расходящиеся к северу и сближающиеся к югу свиты, каждая из которых включает несколько

пучков сближенных даек. Расстояние между дайками в пределах пучков 5—10 м, между пучками 80—100 м и более. Падение близвертикальное, в восточной свите к западу, в западной — к востоку. В северном направлении при приближении к древнему широтному разлому, выполненному габбро-перидотитами, дайки выклиниваются, к югу число их увеличивается. Дайки имеют значительную мощность и протяженность (9—10, иногда до 20 км), за исключением даек диоритов и диоритовых порфиритов, маломощных и коротких по простиранию.

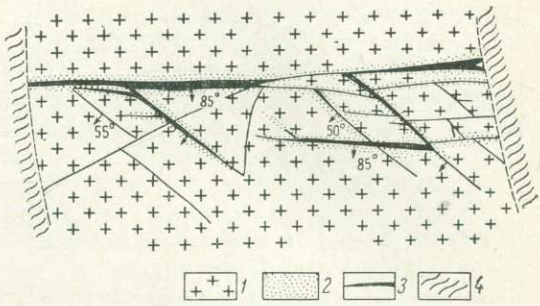


Рис. 19. Строение системы лестничных жил на Березовском месторождении. По *М. Бородаевской* и *Н. Бородаевскому*.

1 — плагиогранит-порфиры; *2* — ореолы березитов; *3* — лестничные жилы; *4* — вмещающие породы

Разновозрастные дайки фиксируют разрывные нарушения разного времени и происхождения. Плагиосиенит-порфиры, гранит-порфиры и лампрофиры чаще всего залегают в зонах надвигов и рассланцевания, подчиняющихся слоистости пород и связанных со складчатостью. Гранит-порфиры и плагиогранит-порфиры обычно приурочены к сколовым трещинам.

В тесной пространственной связи с дайками гранитоидов находятся золоторудные жилы. Среди них выделяют две разновозрастные формации: более раннюю кварц-турмалин-шеелитовую, развитую лишь в юго-западной части рудного поля и слабозолотоносную, и более позднюю золото-сульфидно-кварцевую, слагающую большинство рудных тел. По условиям размещения выделяются золоторудные жилы в гранитоидных дайках («полосах») — «полосовые», или дайковые, и залегающие вне даек — «красичные».

К дайкам приурочена главная масса золоторудных жил Березовского месторождения. Среди них преобладают широтные крутопадающие, почти перпендикулярные контактам меридиональных даек, получившие со времен Густава Розе название «лестничных», реже встречаются широтные пологопадающие, диагональные и меридиональные жилы (рис. 19). По простиранию даек жилы распределены неравномерно: богатые ими участки чередуются с разреженными, что обусловлено различными физико-механическими свойствами вмещающих дайки пород и степенью их нарушенности. Наиболее насыщены, жилами крутопадающие дайки гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров залегающих среди пластичных сланцеватых пород. Элементы залегания лестничных жил довольно постоянны. Простирание их 90—110°, падение крутое (70—80°), обычно южное, реже северное. Протяженность лестничных жил определяется мощностью даек, за пределы которых они не выходят. Форма жил плитообразная; часты линзовидные короткие жилки, расположенные кулисообразно.

Лестничные жилы сложены крупнозернистым друзовым кварцем. Некоторые друзовые полости целиком заполнены сульфидами, определяя гнездовую форму их агрегатов. Кроме того, сульфиды локализуются в разноориентированных трещинках в кварце. Диагональные жилы отличаются большей длиной по

простиранию и падению и более правильной формой. Сложение их полосчатое, обусловлено чередованием тонких полос кварца и сульфидов. Меридиональные жилы распространены мало и по строению сходны с диагональными.

Так называемые красичные жилы, залегающие среди вмещающих дайки осадочно-вулканогенных и интрузивных пород, имеют более значительную (до 70—100 м) длину. Простирание и падение их аналогично жилам, залегающим в дайках. Нередко красичные жилы являются продолжением полосовых.

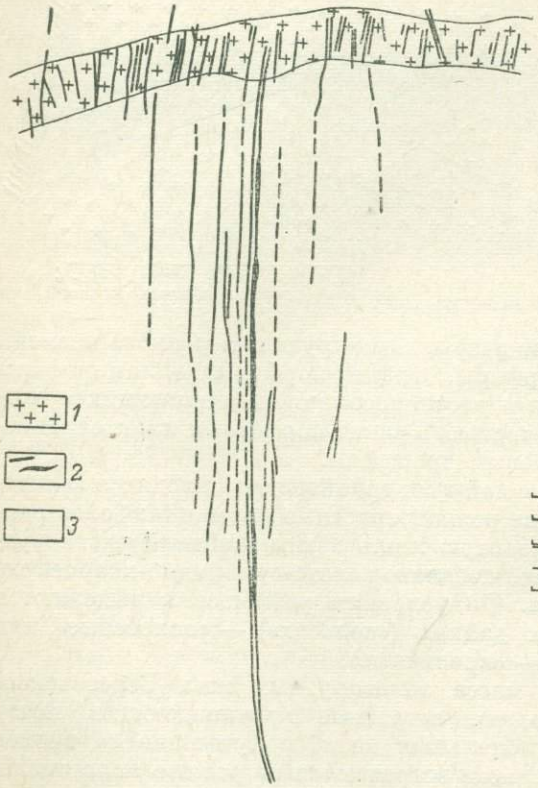
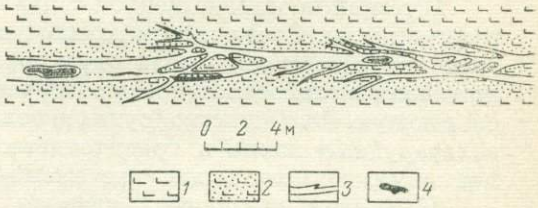


Рис. 20. Молоковская свита красичных жил на Березовском месторождении. По *М. Бородаевской* и *Н. Бородаевскому*.

1 — гранит-порфиры; *2* — красичные жилы; *3* — вмещающие породы

Рис. 21. Морфология красичных жил в тальк-карбонатных породах. По *П. Кутюхину*.

1 — тальк-карбонатные породы; *2* — листвениты; *3* — кварц; *4* — сульфиды (главным образом пирит)



Залегают они свитами из 4—5, иногда 10—15 параллельных и кулисообразных, заходящих одна за другую жил общей протяженностью 200—300 м, иногда до 1 км (рис. 20).

В пределах рудного поля выделяются две зоны сгущения красичных жил. Первая, северная зона залегает в серпентинитах и габбро, частично диабазах и туфах. Она включает все наиболее известные красичные жилы. Направление зоны СЗ 300—310°, ширина ее около 2 км. Вторая, южная зона размещается среди туфогенных сланцев, туфов и диабазов. Ширина ее 1 км, простирание близширотное (270—280°). Красичные жилы имеют плоские контакты, реже представлены рядом плоских линз, соединенных тонкими проводниками.

Обычно каждая красичная жила состоит из основного ствола, который сопровождается с боков маломощными апофизами (рис. 21). Так же как и лестничные, красичные жилы имеют друзовое, иногда поперечно-шестоватое строение.

Вещественный состав полосовых и красичных жил сходен. Главный жильный минерал в них — кварц нескольких генераций, которому подчинены анкерит, кальцит, доломит и др. Рудные минералы присутствуют в количествах от 2 до 10% и представлены главным образом пиритом, тетраэдритом, шеелитом, айкинитом, галенитом и халькопиритом.

П. Кутюхин выделяет четыре последовательно образовавшиеся минеральные ассоциации: кварцевую, кварц-пиритовую, тетраэдрит-галенит-айкинитовую (полиметаллическую) с золотом и карбонатную. Золото мелкое, пылевидное, некоторая часть его приурочена к ранним сульфидам второй ассоциации, максимальное же количество связано с выделениями поздней тетраэдрит-галенит-айкинитовой ассоциации. Пробность его колеблется от 800 до 930.

Распределение золота в жилах неравномерное, определяется размещением в них сульфидов. Наиболее высокие концентрации отмечаются в центральных частях жил и вблизи висячего бока даек. В целом значительно обогащены золотом места сгущения широтных лестничных жил и протяженные красичные жилы. Диагональные и меридиональные жилы слабозолотоносны.

Наиболее характерные изменения, связанные с процессами рудообразования, — лиственитизация гипербазитов и осадочно-вулканогенных пород и березитизация жильных гранитоидов. Листвениты и березиты распространены локально и образуют околожильные ореолы мощностью от 0,1—0,4 до 1—1,5 м. Наиболее поздней по возрасту является сульфидизация боковых пород. Импренъированные сульфидами березиты обычно золотоносны и отрабатываются вместе с жилами.

Коммунаровское месторождение

Коммунаровское месторождение расположено в Алтае-Саянской складчатой области. В строении района месторождения участвуют мощные толщи известняков, туфогенно-осадочных и эффузивных пород кембрийского возраста, залегающие согласно на протерозойских отложениях. Кембрийские толщи прорваны небольшими интрузиями габбро-диорит-диабазовой формации, интенсивно метаморфизованными в связи с последующим складкообразованием, и раннеорогенными соскладчатыми гранитоидными батолитами. На размытой поверхности всех перечисленных пород с резким угловым несогласием залегают менее дислоцированные красноцветные эффузивно-осадочные толщи девона, выполняющие главным образом грабены. Они прорваны интрузиями щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов.

В пределах месторождения развиты две свиты пород кембрийского возраста: нижняя, диабазо-порфиритовая, и верхняя, вулканогенно-осадочная, представленная переслаивающимися осадочными, пирокластическими и эффузивными породами кислого состава с отдельными более мощными горизонтами диабазовых порфиритов и силлами габбро-диабазов. Среди этих пород находятся пластовые неправильной формы залежи диоритового состава. К ним и приурочены почти все промышленные участки и рудные тела.

На происхождение этих пород имеются разные точки зрения. Ю. Кузнецов рассматривает их как магматические образования габбро-диорит-диабазовой формации. Н. Фогельман связывает формирование пород с метасоматическими преобразованиями горизонтов порфиритов из вулканогенно-осадочной толщи.

Золотое оруденение представлено несколькими группами: 1) рудными штокверками и жилами в породах диоритового состава; 2) золотоносными

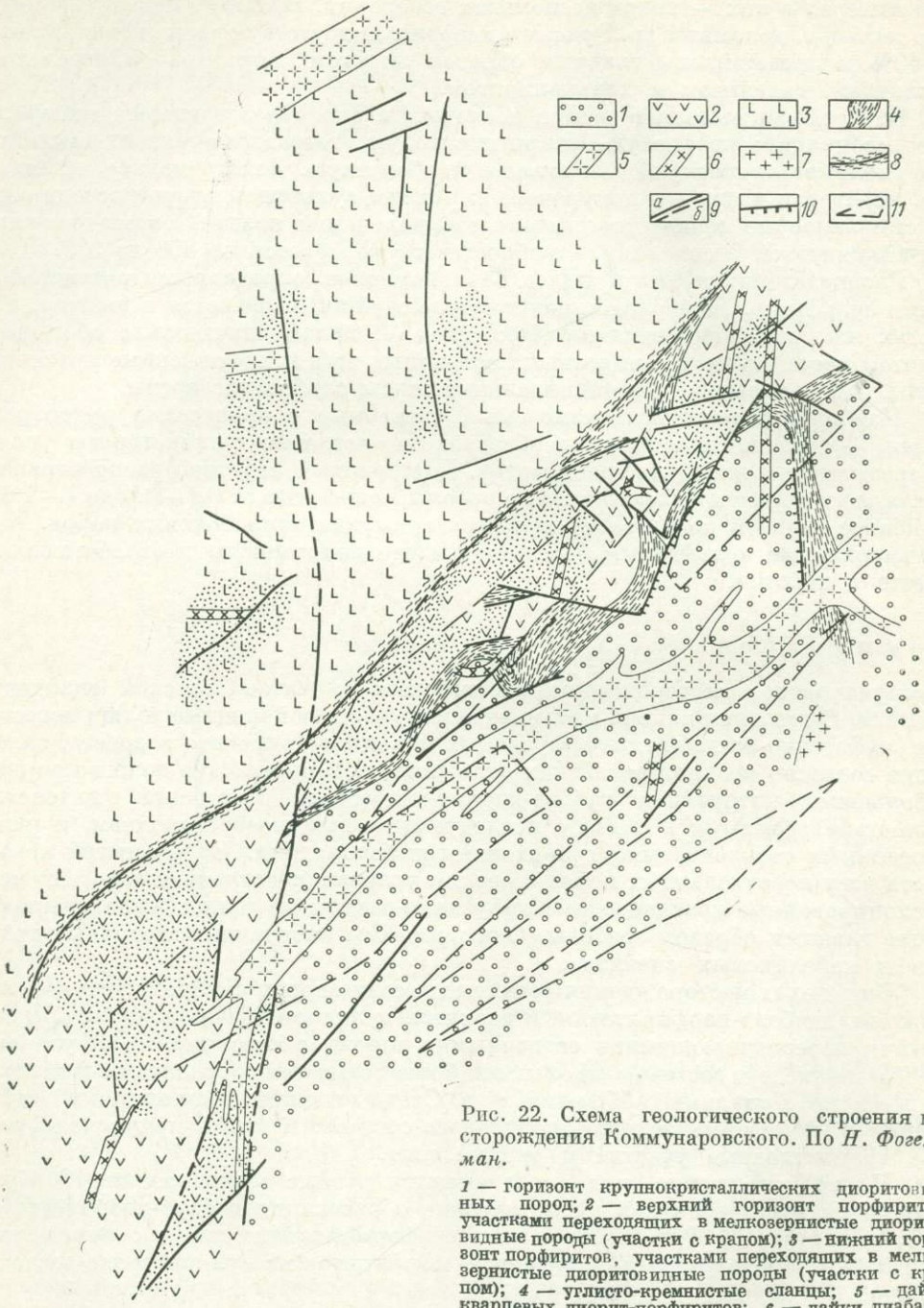


Рис. 22. Схема геологического строения месторождения Коммунаровского. По *Н. Фогельман.*

1 — горизонт крупнокристаллических диоритовидных пород; *2* — верхний горизонт порфиритов, участками переходящих в мелкозернистые диоритовидные породы (участки с крапом); *3* — нижний горизонт порфиритов, участками переходящих в мелкозернистые диоритовидные породы (участки с крапом); *4* — углисто-кремнистые сланцы; *5* — дайки кварцевых диорит-порфиритов; *6* — дайки диабазовых порфиритов; *7* — роговообманковые диориты; *8* — крупная зона межпластового скольжения; *9* — секущие тектонические нарушения (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые); *10* — межпластовые нарушения, возникшие в связи с развитием второстепенной синклинальной складки; *11* — контуры промышленного оруденения

скарнами; 3) золотоносными прожилками кварца. Оруденение двух последних групп, по единодушному мнению исследователей, связано с Салгонским гранитоидным батолитом; что касается первого, то Д. Тимофеевский, Д. Калинников, Н. Фогельман также связывают его с интрузией гранитоидов, а Ю. Кузнецов считает, что оно сопутствует интрузивам габбро-диорит-диабазовой формации.

К породам диоритового состава приурочен рудный участок Подлунный голец. Основное рудное тело вытянуто вдоль лежачего бока горизонта крупнозернистых диоритовидных пород. Контур промышленного оруденения частично захватывает и подстилающий горизонт порфиритов, отделенный от вышележащих пород небольшой пачкой сланцев (рис. 22). В пределах месторождения породы испытывают резкий изгиб по простиранию вследствие замыкания синклинальной складки, осложняющей восточное крыло главной антиклинальной структуры. Здесь наблюдаются хорошо выраженные зоны межслоевых скольжений, блоковые перемещения по разрывам различных направлений, развитие мелких приразломных складок в пластичных слоях и общая повышенная трещиноватость пород.

Основная система золото-кварцевых прожилков, образующих штокверк, ориентирована почти в широтном направлении и круто падает на север. Этому же направлению соответствует простирание крупной дайки березитизированных пород, проходящей в центральной части месторождения. Внутреннее строение штокверка характеризуется наличием зон сгущения золотоносных кварцевых прожилков; такие же сгущения прожилков, разобщенные безрудными участками, образуют узкое ответвление от главного рудного тела, а за пределами последнего — параллельные ему узкие рудные зоны. Прожилки сложены кварцем и в подчиненном количестве кальцитом. Рудные минералы (не более 3%) представлены пиритом, реже пирротином, халькопиритом, блеклой рудой, магнетитом, ильменитом. Золото заключено преимущественно в кварце, но встречается и в агрегатах хлорита. Преобладающий размер золотинок 0,01—0,001 мм (65%); остальное золото крупнее, причем зерна размером 0,5—1,5 мм по количеству не превышают 5%. Пробность золота 900—950.

Ольховское месторождение

Ольховское золоторудное месторождение относится к золото-сульфидной формации и располагается в области сопряжения геологических структур Восточно-Саянского антиклинория и Минусинской синеклизы.

В геологическом строении рудного поля принимают участие осадочно-вулканогенные образования нижнего и среднего кембрия, разновозрастные дайки и интрузивные породы ольховского комплекса. Нижнекембрийский комплекс (чибижекская карбонатная свита) представлен известняками, доломитами с прослоями кремнистых, известковистых сланцев, туфопесчаников и туфосланцев. К среднему кембрию (осиновская песчано-туфогенная свита) относятся песчаники, глинистые сланцы, туфосланцы, туфопесчаники с прослоями туфоконгломератов, известковых конгломератов и известняков (Хазагаров, 1963). Все отложения карбонатной и песчано-туфогенной свит собраны в крупные сжатые складки в основном широтного, реже северо-западного простираний.

Осадочно-вулканогенные образования кембрия прорваны гранитоидами ольховского ордовикского комплекса и дайками различного состава и возраста. Породы ольховского комплекса представлены гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, реже диоритами и габбро-диоритами. Они слагают крупный Ольховский интрузивный массив, в краевых частях которого развиты более

основные разности. К северному контакту этой интрузии приурочены промышленные месторождения района (рис. 23).

Дайки догранитного возраста состоят из кварцевых диорит-порфиритов и диабазовых порфиритов, подвергшихся амфиболизации и биотитизации. Они пересекаются дайкообразными телами диоритов, микродиоритов и габбро-диоритов. Дериваты гранитоидного массива представлены кварцевыми диоритами, спессартитами, пегматитами и аплитами. К наиболее поздним магматическим

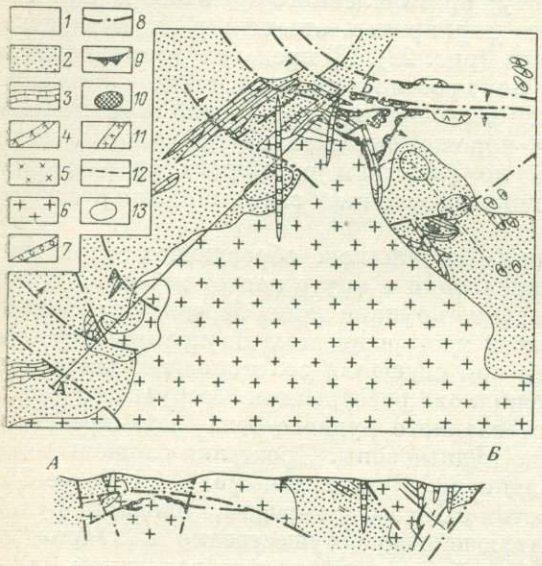


Рис. 23. Геолого-структурная схема Ольховского рудного поля. По *А. Хазагарову*.

1 — известняки и доломиты чибижекской свиты; *2* — роговики и ороговикованные породы осиновской свиты; *3* — прослои и линзы внутриформационных известняков осиновской свиты; *4* — древние догранитные дайки основного и среднего состава; *5* — роговообманковые диориты; *6* — граниты и гранодиориты ольховского комплекса; *7* — секущие дайки — кварцевые порфириты и диабазы; *8* — разрывные нарушения; *9* — сульфидные тела; *10* — окисленные руды; *11* — вкрапленные руды; *12* — линии скрытого крутого контакта; *13* — участки скрытого оруденения

образованиям относятся дайки кварцевых порфиров и диабазов. Все перечисленные жильные породы размещены, по данным Д. Тимофеевского, преимущественно в породах карбонатной и песчано-туфогенной свит. Простирание их меридиональное или юго-восточное, падение крутое на восток и юго-запад.

Осадочно-вулканогенные образования и древние дайки под действием гранитоидной интрузии претерпели интенсивный метаморфизм. Карбонатные породы мраморизованы, иногда скарнированы, эффузивы и сланцы окварцованы и превращены в роговики. Наиболее крупные разрывные нарушения имеют широтное и меридиональное направления. Они расчленяют основную структуру района — антиклиналь — на серию блоков различной величины.

Ольховское золоторудное месторождение приурочено к западному тектоническому блоку, расположенному в осевой зоне южной антиклинали. Оно ограничено Северным и Южным разрывными нарушениями западно-северо-западного простирания и находится вблизи и непосредственно в контакте Ольховского гранитоидного выступа с метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами кембрия (рис. 24).

Форма рудных тел разнообразная (рис. 25). В карбонатных породах, непосредственно в зонах разрывных нарушений западно-северо-западного простирания или на сопряжении и пересечении этих зон с разрывами других направлений, распространены сульфидные рудные тела в форме линз, труб, столбообразных залежей, осложненных апофизами. В роговиках, ороговикованных породах и гранитах оруденение представлено кварцевыми и кварц-сульфидными жилами, а также густой штокверковой сетью прожилков. Эти рудные

тела приурочены к трещинам отрыва и к участкам сопряжения их с нарушениями северо-восточного или северо-западного направлений. Вкрапленное оруденение наблюдается в пологопадающих милонитизированных зонах в краевой части интрузивного массива.

Первичные сульфидные руды по преобладанию основных минералов делятся на пирротиновые, пиритовые и кварц-сульфидные. Основные минералы — пирротин, пирит, халькопирит, марказит, сфалерит, арсенопирит, галенит, блеклая руда (теннантит), самородное золото, магнетит, самородный висмут, тетрадимит, гессит, креннерит, борнит, халькозин. Кроме золота из сульфидных руд попутно извлекается медь. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатами (кальцит, сидерит, анкерит, доломит), серицитом, хлоритом, серпентином. В незначительных количествах присутствуют кобальт, висмут, теллур, селен.

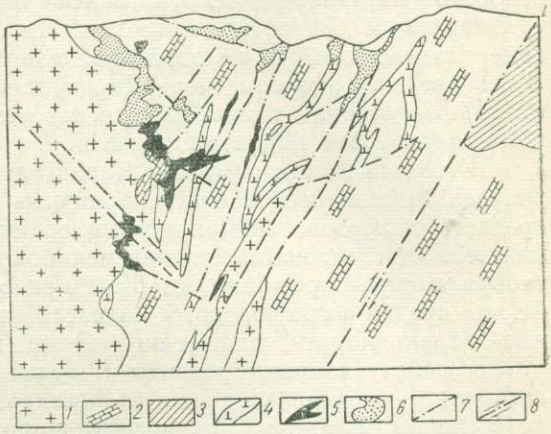


Рис. 24. Схематический разрез центральной части Ольховского месторождения. По *А. Хазагарову*.

1 — граниты и гранодиориты; *2* — известняки и доломиты; *3* — роговики; *4* — древние дайки; *5* — сульфидные рудные тела; *6* — окисленные руды; *7* — тектонические нарушения; *8* — направление подвижек

Руды, по Д. Тимофеевскому, сформированы в четыре стадии минерализации: пирротиновую, кварц-пиритовую, золото-полиметаллическую, карбонатную. Золото в основном ассоциирует с минералами полиметаллической стадии. В эту стадию выделяются также теллуриды золота и серебра, висмут и висмутовые минералы, блеклые руды, галенит, сфалерит, халькопирит.

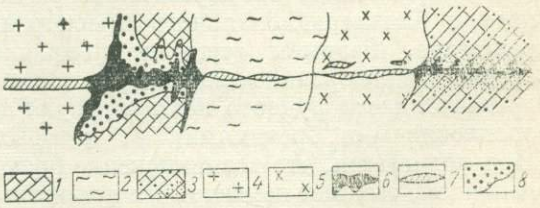


Рис. 25. Изменение морфологии и состава рудных тел в породах различного состава на Ольховском месторождении. По *А. Хазагарову*.

1 — известняки и доломиты; *2* — роговики и ороговикованные породы; *3* — слабо окремненные прослои известняков в эффузивно-сланцевых породах; *4* — граниты; *5* — роговообманковые диориты; *6* — сульфидные рудные тела; *7* — кварцевые жилы и прожилки; *8* — вкрапленные руды

Самородное золото тонко распылено в сульфидных рудах, кварцевых и карбонатно-гематитовых жилах и продуктах их окисления; отмечается оно и в березитизированных гранитоидах и в зонах грейзенизации. Распределение его крайне неравномерное; характерны обогащенные столбы на фоне руд с относительно низкими его содержаниями. Видимое золото в первичных рудах встречается преимущественно в кварцевых жилах и карбонатно-гематитовых рудных телах. Форма и размер золотин зависят от ассоциирующих с ними минералов. В сульфидных рудах форма золотин неправильная, комковидная, проволочная, скелетная; размер золотин 0,05—3,0 мм, господствует дисперсное золото. В кварцевых жилах золотинки характеризуются уплощенной и пластинчатой формой, размеры их 0,05—0,6 мм. Золото, связанное с карбонатами, имеет губчатое строение; размер золотин 0,2—0,5 мм. Пробность золота колеблется

от 688 до 358. Околорудные изменения выражаются в березитизации кислых пород, окварцевании, хлоритизации и серицитизации основных пород и слабой серпентинизации известняков.

Дарасунское месторождение

Дарасунское золоторудное месторождение находится в пределах золото-молибденового металлогенического пояса Восточного Забайкалья, выделенного С. Смирновым. В геотектоническом отношении этот пояс представляет собой зону позднеюрской — меловой активизации палеозойской складчатой области. В его пределах и в том числе Дарасунского рудного района преобладают гранитоидные массивы палеозойского возраста, глубоко эродированные в результате длительного поднятия области.

В геологическом строении Дарасунского рудного поля (рис. 26) принимают участие нижнепалеозойские габброидные породы и амфиболиты, гранодиориты среднего палеозоя, лейкократовые граниты и сиениты верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, комплекс даек меланократовых пород, объединяющий микрогаббро, габбро-порфириты, диабазы и спессартиты, комплекс плагиогранит-порфиров средне-позднеюрского возраста, представленный плагиогранит-, гранит-, гранодиорит-, сиенит-порфирами и кварцевыми диорит-порфиритами.

В районе широко развиты протяженные разрывные нарушения северо-восточного, северо-западного и близмеридионального простираний, в узлах пересечения которых локализуются золоторудные месторождения.

Дарасунское рудное поле, по Д. Тимофеевскому (1962), находится в тектонически нарушенном мобильном блоке древних габброидных и гибридизированных пород, окруженных менее податливыми к деформациям гранитоидными породами и ограниченных протяженными зонами разрывных нарушений северо-западного простирания. Внутри этого блока, вытянутого в северо-западном направлении, на пересечении разломов северо-восточного, северо-западного и близмеридионального простираний расположено Дарасунское месторождение. Разрывы этих же направлений контролируют многочисленные средне-позднеюрские малые интрузии плагиогранит-порфиров. Последние в центральной части рудного поля образуют трубообразные тела (со своеобразными эксплозивными брекчиями), от которых в разные стороны отходят дайки. Предполагается, что возникновение брекчий теснейшим образом связано с оруденением, так как цементом их является материал, аналогичный ранним минеральным ассоциациям многих рудных тел.

На площади Дарасунского месторождения известно большое число кварц-сульфидных жил; большая часть их приурочена к метаморфизованным габброидным породам, а также к эндоконтактово измененным породам комплекса гранодиоритовой интрузии. Наиболее распространенные и промышленно интересные рудные жилы простираются в северо-восточном, близширотном и на отдельных участках в северо-западном направлениях, падают преимущественно под крутыми углами к югу. Приурочены они к сколовым трещинам типа сдвигов. Для жил северо-западного простирания характерно крутое падение на северо-восток. Разрывные нарушения, выполненные этими жилами, относятся к типу взбросо-сдвигов с амплитудой перемещения до нескольких метров и, как исключение, десятков метров.

Морфологические особенности и строение различных рудных тел заметно отличаются друг от друга, но для всех жил характерна небольшая мощность (до первых десятков сантиметров) при значительном протяжении, наличие

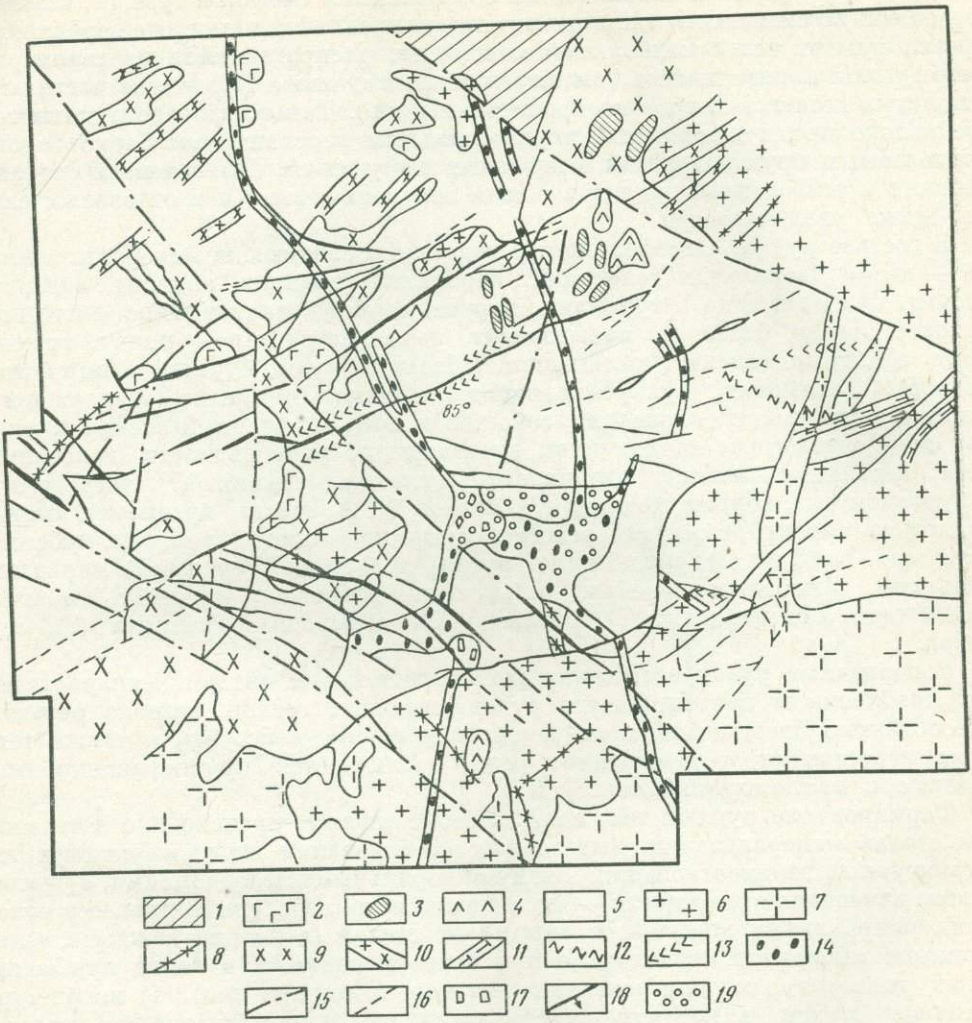


Рис. 26. Схематическая геологическая карта Дарасунского рудного поля. По *Д. Тимофеевскому*.

Комплекс древних метаморфизованных габброидных пород и амфиболитов: *1* — амфиболиты, роговики, амфиболизированные диабазы и их гранитизированные, фельдшпатизированные и инъекцированные гранитной магмой разности; *2* — пироксен-роговообманковые габбро, габбро-диабазы и их фельдшпатизированные разности; *3* — ксенолиты амфиболитов и роговиков. Комплекс пород гранодиоритовой интрузии: *4* — гибридные габбро-диориты, габбро-горнблендиты; *5* — кварцевые диориты и диориты с ксенолитами амфиболитов; *6* — гранодиориты, порфировидные граниты. Комплекс пород интрузии лейкократовых гранитов: *7* — лейкократовые граниты; *8* — аплитовидные граниты, их контаминированные разности, гранит-аплиты, аплито-пегматиты; *9* — кварцевые сиениты, граносиениты, микроклин-пертитовые граниты; *10* — граносиенит- и сиенит-аплиты и граносиенит-порфиры. Комплекс пород меланократовых даек; *11* — спессартиты; *12* — диабазы, диабазовые порфириты; *13* — микрогаббро и габбро-порфириты. Комплекс малых интрузий и даек плагиогранит-порфиров: *14* — плагиогранит-, гранит- и гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры. Элементы тектонической структуры: *15* — зоны рассланцевания и разрывные нарушения типа взбросов (надвигов) и сдвиго-взбросов; *16* — рудовмещающие трещины скалывания и дизъюнктивные нарушения преобладающего типа сдвигов и взбросо-сдвигов; *17* — участки брекчий взрыва газов. Рудные образования и проявления гидротермального метаморфизма: *18* — кварц-сульфидные (золотоносные) жилы с сопровождающими их березитизированными или лиственитизированными породами; *19* — участки площадного развития вкрапленной и прожилковой минерализации в интенсивно березитизированных (серицитизированных и участками карбонатизированных) и окварцованных брекчированных или трещиноватых породах

апофиз, приуроченных к оперяющим и сопряженным системам трещин, взаимопересечения со смещениями жил различного направления и наличие пережимов. Отрезки рудных тел с наибольшей мощностью распределяются неравномерно и чередуются с пережимами, вытянутыми по падению. Пережимы достигают нескольких десятков метров по простиранию жил. Такое строение рудных тел обусловлено преимущественным горизонтальным перемещением блоков вдоль искривленных крутопадающих разрывных нарушений. По падению средняя мощность в разведанных жилах в общем не уменьшается, а в отдельных случаях даже увеличивается.

В составе руд Д. Тимофеевским установлены следующие минералы: жильные — кварц нескольких генераций, карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит, доломит, арагонит и др.), турмалин, хлорит, серицит, апатит, гипс, ангидрит, мусковит, барит, флюорит, палыгорскит, цеолиты; рудные — пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, бурнонит, пирротин, марказит, антимонит, сульфоантимониды свинца (цинкенит, буланжерит, джемсонит, геокронит, плагионит, семсейит и др.), самородный висмут, висмутин, сульфовисмутиды свинца и их сурьмянистые разновидности (галеновисмутит, козалит, лиллианит, виттихенит, эмплектит, айкинит (?), тетрадимит, теллуровисмутит, верлит, хедлиит (?), жозеит В, А, гессит, креннерит, нагиагит, петцит, алтаит, риккардит, вейссит, самородное золото, электрум, кубанит, фаматинит, энаргит (?), молибденит, рутил, валлериит, бертьерит, марказит, халькозин, самородное серебро, вольфрамит, ильменит, магнетит, гематит, мельниковит, вольфсбергит (?), реальгар (?), самородный мышьяк (?), киноварь.

В первичных рудах вследствие неоднократного их интерминерализационного дробления и приоткрывания рудовмещающих трещин широко развиты разнообразные брекчиевые, полосчатые, кокардовые текстуры, а также текстуры пересечения и замещения; реже наблюдаются крустификационные, друзовые и колломорфные текстуры.

Формирование рудных тел, по Д. Тимофеевскому, происходило в течение семи стадий минерализации, выделенных на основании изучения текстурных и структурных взаимоотношений между минеральными ассоциациями, с учетом анализа изменения кислотности — щелочности и температуры в процессе отложения минеральных комплексов каждой из стадий (в начале каждой стадии отложение минералов происходило при более высоких, а в конце при более низких температурах, определенных методом гомогенизации): 1) кварц-турмалиновая стадия, в которую кристаллизовались кварц, турмалин, хлорит и в небольшом количестве пирит, мусковит, эпидот, рутил и, возможно, вольфрамит; 2) кварц-пиритовая, характеризуемая отложением молочно-белого кварца с гнездами крупнозернистого пирита; 3) пирит-арсенопиритовая, в которую кроме арсенопирита и пирита образовывались кварц, ранний сфалерит (марматит) и, вероятно, некоторая часть субдисперсного золота; 4) галенит-сфалеритовая, характеризуемая выделением большого количества рудных минералов, главным образом галенита, сфалерита в ассоциации с блеклой рудой, пиритом, кварцем и иногда халькопиритом, кубанитом и бурнонитом, а в начале стадии также с арсенопиритом; 5) пирротин-тетраэдрит-халькопиритовая, с выделением бурнонита, кварца, блеклой руды, халькопирита, пирротина, арсенопирита третьей генерации, теллуридов висмута, серебра, золота, меди, свинца, электрума, золота, самородного серебра и других минералов; 6) кварц-сульфоантимонитовая, характеризуемая отложением рисовидного кварца с карбонатом (кальцитом и др.) и агрегатами волосовидных кристаллов сульфоанти-

монита свинца, а также антимонита, бертьерита, клейофана; 7) карбонатная стадия, в которую отлагались анкерит, кальцит, доломит, выполняющие пустоты и трещинки в кварц-сульфидных жилах и слагающие самостоятельные жилы в зонах нарушений, халцедон и небольшое количество марказита. Не исключено также образование в эту стадию реальгара, самородного мышьяка, барита, гипса, ангидрита, гётита, изредка встречающихся в рудах на глубоких горизонтах и замещающих карбонаты и другие минералы более ранних стадий.

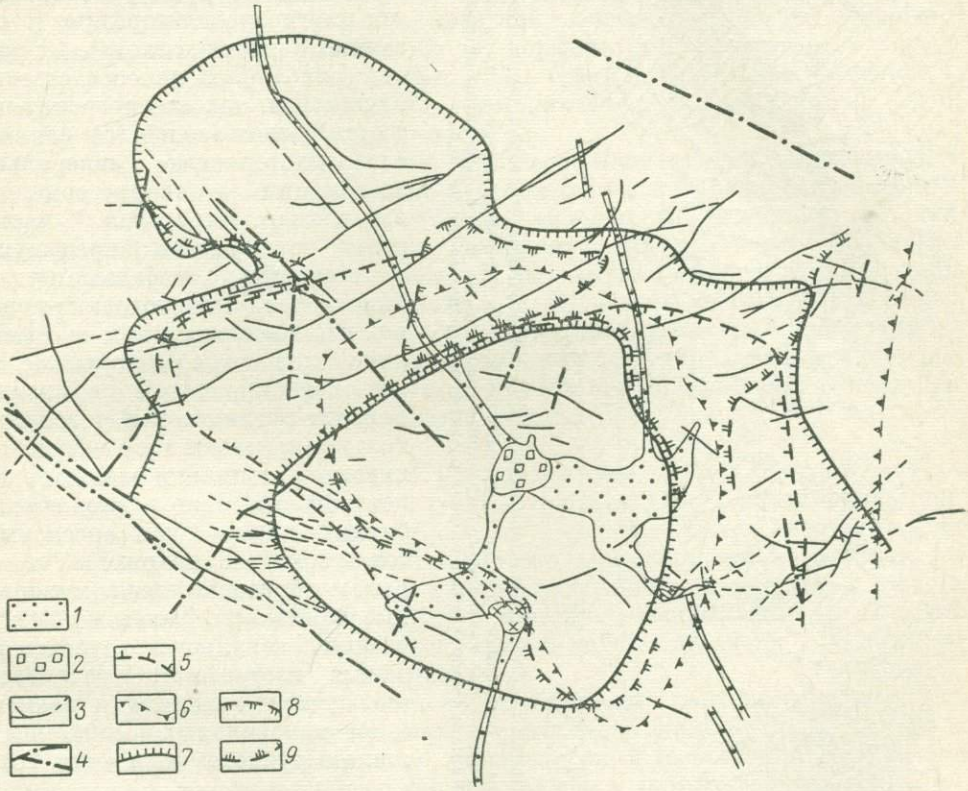


Рис. 27. Схема зонально-концентрического размещения минеральных ассоциаций на Дарасунском рудном поле. По *Д. Тимофеевскому.*

1— плагиогранит-порфиры; *2* — брекчии взрыва; *3* — золотоносные кварц-сульфидные жилы; *4* — разрывные нарушения; *5—9* — контуры распространения минеральных ассоциаций: *5* — кварц-турмалиновой, *6* — пирит-арсенопиритовой, *7* — галенит-сфалеритовой, *8* — бурнонит-тетраэдрит-халькопиритовой, *9* — сульфоантимонитовой. Штрихи контурных линий направлены в сторону развития минеральных ассоциаций.

Гидротермальные изменения пород проявлялись неоднократно параллельно с отложением минеральных комплексов разных стадий. Они развиты вдоль кварц-сульфидных жил, а также на значительной площади в центральной части рудного поля вблизи трубок эксплозивных брекчий и выражаются в березитизации, хлоритизации, серицитизации, карбонатизации, пиритизации в кислых породах и лиственитизации — в основных породах, а местами в турмалинизации, проявившейся в породах различного состава.

В зависимости от размещения в жилах арсенопиритовой, галенит-сфалеритовой, пирротин-халькопиритовой и тетраэдрит-халькопиритовой минеральных

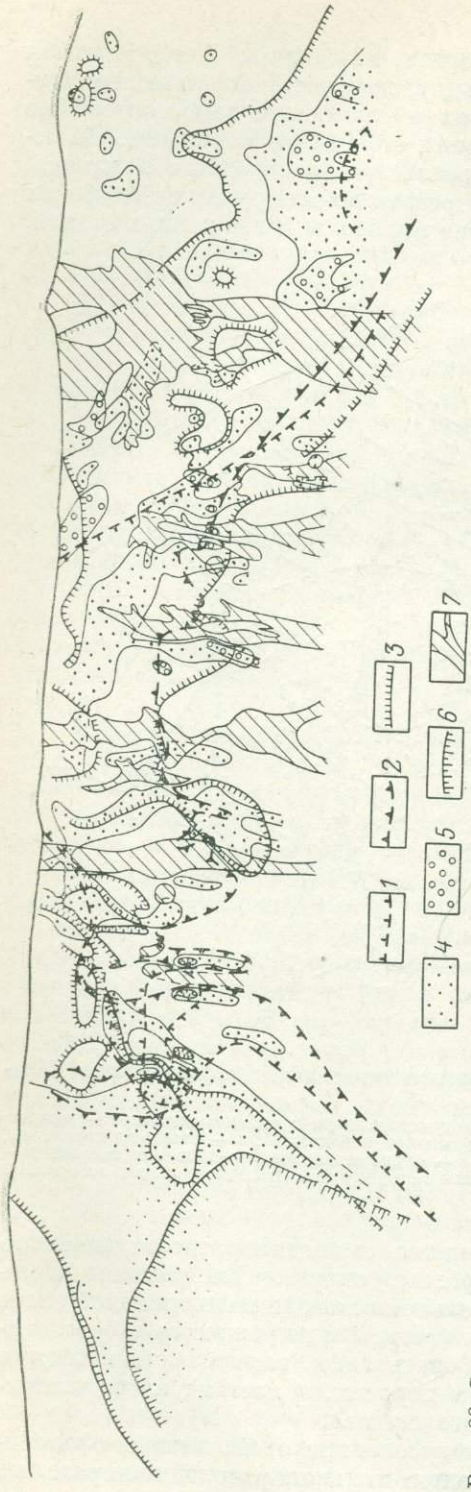


Рис. 28. Схема распространения минеральных ассоциаций в плоскости жил на Дарасунском месторождении. По *Д. Тимофеевскому*.
1—3 — контуры распространения минеральных ассоциаций: *1* — кварц-турмалиновой, *2* — пирит-арсенопиритовой, *3* — галенит-сфалеритовой; *4—6* — участки развития минеральных ассоциаций: *4* — халькопирит-тетраэдрит-бурнонитовой, *5* — сульфо-антимонитовой, *6* — пирротиновой; *7* — перекимы рудных тел. Штрихи контурных линий направлены в сторону развития минеральных ассоциаций

ассоциаций находится распределение золота, свинца, цинка, меди, мышьяка и других рудных компонентов.

Распределение минеральных ассоциаций, как это установлено Д. Тимофеевским, концентрически зональное вокруг трубообразных тел плагиогранит-порфиров и связанных с ними эксплозивных брекчий (рис. 27). В непосредственной близости от тел плагиогранит-порфиров развиты наиболее ранние и слабозолотоносные минеральные ассоциации — кварц-турмалиновая и кварц-пиритовая. С частичным перекрытием предыдущих ассоциаций, но в большем удалении от тел плагиогранит-порфиров расположены жилы и отрезки жил, сложенные минералами пирит-арсенопиритовой ассоциации. Галенит-сфалеритовая, тетраэдрит-халькопиритовая и сульфоантимонитовая ассоциации развиты в концентрической зоне, расположенной ближе к центру, чем арсенопиритовая зона, и наложены на все ранее образовавшиеся минеральные комплексы. Такая концентрическая зональность подтверждается изограммами распределения свинца, мышьяка и размещением минеральных ассоциаций по жилам рудного поля (рис. 28).

Ключевское месторождение

Это месторождение относится к золото-кварц-сульфидной формации. Описывается по данным М. Бородаевской, Н. Петровской, М. Андреевой и др. Располагается оно в пределах сводового поднятия золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья.

Территория рудного поля сложена мезозойскими гранитоидами и комплексом малых интрузий позднекиммерийского цикла. С юга

к нему примыкают более древние (палеозойские) гнейсированные граниты. Мезозойские гранитоиды представлены крупнозернистыми биотитовыми и порфировидными гранитами и гранодиоритами амананского комплекса, на фоне которых распространены удлиненные в северо-восточном направлении интрузии аплитовидных лейкократовых гранитов.

В пределах рудного поля широко развиты малые интрузии позднекиммерийского амуджикано-сретенского комплекса, залегающие в виде даек и малых тел сложной формы с многочисленными апофизами. Этот комплекс, по М. Бородаевской, представлен (в порядке возрастной последовательности) гранодиорит-порфирами, кварцсодержащими диорит-порфиритами, диоритовыми порфиритами, гранит-порфирами, меланократовыми гранит-порфирами, аплитами I, гибридными порфирами, аплитами II, энстатитовыми порфиритами I, ортоклазитами и энстатитовыми порфиритами II.

Весьма характерной особенностью комплекса является наличие эксплозивных трубок, располагающихся обычно в узлах скрещения разнонаправленных разломов. В плане эти трубки имеют округло-овальные очертания при диаметре в несколько десятков метров. Выполнение их различно: а) обломки пород, выполняющих трубку, отличаются от магматического цемента лишь более крупнозернистым строением базиса и большими размерами, а также количеством вкрапленников; б) в составе обломков кроме слагающих трубку пород участвуют вмещающие граниты и породы более ранних малых интрузий, заключенные в магматическом цементе; в) трубка целиком сложена обломками, без магматического цемента. Встречаются отдельные трубки с дву- и трехкратными явлениями дробления.

Второй особенностью комплекса малых интрузий являются характерные для многих их разностей явления глубинного гибридизма, обусловливающие появление весьма своеобразных гибридных порфиров резко неравновесного состава. В базисе последних, сложенном пироксеном (диопсид) и основным (до андезин-лабрадора) плагиоклазом, заключены вкрапленники кварца и гигантские (до нескольких сантиметров в длину) кристаллы микроклина. По наличию вокруг многих из них олигоклазовой каймы они напоминают аналогичные образования в гранитоидах типа рапакиви.

Рудная минерализация района парагенетически связана с описанным комплексом малых интрузий амуджикано-сретенского комплекса. В пределах рудного поля известны золоторудная минерализация (собственно Ключевское месторождение) и золото-молибденовая, не имеющая промышленного значения, пространственно и по времени обособленная от золотосодержащих жил и зон турмалинизации, из которых лишь некоторые золотоносны.

Генеральным рудоконтролирующим элементом структуры рудного поля является крутопадающий разлом близширотного простирания, по которому соприкасаются палеозойские и мезозойские гранитоиды. К нему с севера примыкает серия крутопадающих оперяющих разломов северо-западного (310—320°) простирания, из которых наиболее протяженный самый западный; все разломы, расположенные восточнее узла его сопряжения с основным широтным расколом, постепенно затухают. Указанные разрывные структуры характеризуются длительностью развития; они контролировали размещение отдельных фаз киммерийских гранитоидов, оказали существенное влияние на положение и форму малых интрузий и предопределили пути развития гидротермальных образований.

Ключевское месторождение представляет собой интенсивно трещиноватый блок, ограниченный с юга Главным широтным разломом, а с запада — наиболее

протяженным разрывом северо-западного простирания; восточная и северная его границы имеют расплывчатый характер, определяемый постепенным затуханием рудоконтролирующих трещин и минерализации. Внутренняя структура его определяется сочетанием отдельных жил и жильных зон с жильным штокверком.

Рудопроявления месторождения приурочены к мощным протяженным зонам измененных турмалинизированных пород, рассеченных сетью кварц-турмалиновых жилок и более крупными жилами. Последние вытягиваются вдоль общих контуров минерализованных зон, а более мелкие прожилки образуют штокверк, в пределах которого развита мелкопрожилковая и вкрапленная минерализация.

Кварц-турмалиновые золотоносные жилы и зоны располагаются в основном в оперяющих трещинах северо-западного простирания. При приближении их к Главному разлому общая степень турмалинизации пород резко возрастает, в них появляются разноориентированные жилы и прожилки кварц-турмалинового состава, в связи

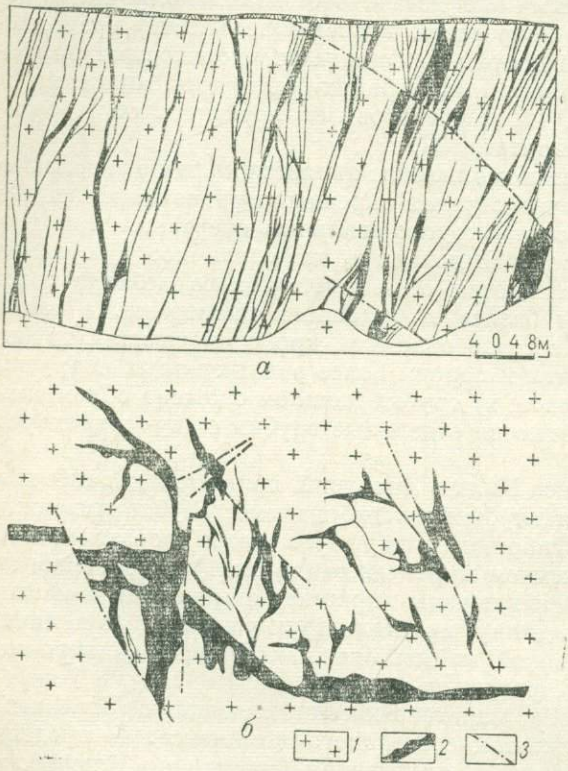


Рис. 29. Зарисовка борта карьера месторождения Ключевского. По *М. Бородаевской*.

а — кварц-турмалиновые жилы северо-западного и северо-восточного простираний, *б* — штокверковая структура одного из участков развития кварц-турмалиновых жил. *1* — граниты; *2* — кварц-турмалиновые жилы; *3* — тектонические нарушения

с чем возникают участки штокверкового строения (рис. 29). Наиболее значительный по площади и богато минерализованный штокверк располагается в узле сочленения крайнего западного разрыва северо-западного простирания с Главным широтным разломом. Штокверк имеет ориентированное строение: в нем отчетливо выделяются наиболее интенсивно минерализованные зоны северо-западных простираний, разделенные слабозолотоносными участками с тонкоштокверковым типом строения.

Специфической особенностью строения золоторудных тел Ключевского месторождения является широкое развитие в них брекчиевых текстур, часто с признаками многократного брекчирования. Брекчии, образующие жилы, трубки и тела разнообразных неправильных форм, состоят из несортированных угловатых, оскольчатых и округлых обломков гранитов, пород малых интрузий, иногда жильного кварца, сцементированных черным кварц-турмалиновым агрегатом. При повторном брекчировании этот агрегат также попадает в обломки, а роль цемента играют более поздние минеральные ассоциации. М. Бородаевская и Н. Петровская рассматривают их как образования, возникшие

в результате газовых прорывов, вероятно, в условиях гиповулканического уровня глубин.

В составе руд участвуют: пирит, халькопирит, арсенопирит и редкие фрейбергит, гаматит, рутил, сфен, золото, энаргит, теннантит, молибденит, галенит, сфалерит, бенджаминит, фаматинит, тетраэдрит, висмутин, самородный висмут, тетрадимит, оранжборнит, борнит, валлериит, альдагонит. По данным Н. Петровской и М. Андреевой, главными минеральными ассоциациями являются (в порядке их убывающей количественной роли): кварц-турмалиновая, кварцевая (дотурмалиновая), кварц-пиритовая (раннесульфидная), кварц-полиметаллическая (позднесульфидная) и карбонат-халцедоновая. Основных продуктивных ассоциаций две — раннего пирита с дисперсным золотом и позднесульфидная ассоциация гребенчатого кварца с более крупным поздним золотом.

Золото мелкое, тесно связано с сульфидами. Величина золотин колеблется от 0,1 до 0,0001 мм. По форме преобладают угловатые, неправильные «комковидные» золотинки, заполняющие межзерновые промежутки в агрегатах пирита, реже кварца; встречаются также изометричные с острыми углами золотинки с небольшими неровностями поверхности, в которых иногда наблюдаются кристаллики пирита.

Распределение золота неравномерное: на фоне крупных зон убогой золотоносности выделяются меньшие по размеру разобщенные участки с промышленным содержанием золота. Средняя пробность последнего 840—880. По данным спектрального анализа в нем отмечаются медь, висмут, молибден, мышьяк и цинк.

Для раннего дотурмалинового этапа, предшествовавшего формированию золотоносных кварц-турмалиновых тел, характерно развитие рассредоточенных изменений пород, их серицитизация, хлоритизация и окварцевание. К этому этапу относится также проявление молибденовой минерализации. Начало рудного процесса привело к формированию кварц-турмалиновых тел и зон вкрапленного оруденения. В продуктивный этап, с которым связаны главные количества самородного золота, роль метасоматоза уменьшается, отмечаются гребенчатые и друзовые текстуры выделений позднего кварца и сульфидов. Наиболее поздними являются процессы карбонатизации пород и обильного отложения карбонатов по сети тонких трещин, секущих все ранее образованные минеральные агрегаты.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СФОРМИРОВАННЫЕ В УСЛОВИЯХ БОЛЬШИХ ГЛУБИН

Месторождения этой группы сформированы на глубинах более 5 км. Для них характерно постоянство геологической позиции, заключающееся в приуроченности к докембрийским зеленокаменным и осадочным образованиям, выполняющим синклинальные структуры на древних щитах. Этим месторождениям свойствен ряд общих черт, главные из них следующие:

1) большой вертикальный интервал золотого оруденения, превышающий 3,5—4 км; его нижняя граница еще не установлена. Наблюдаются также переходы от глубинных к среднеглубинным месторождениям;

2) рудные тела залегают в высокометаморфизованных породах, в которых развиты такие минералы, как флогопит, мусковит, биотит, геденбергит, тремолит, куммингтонит, минералы групп шпинели, граната и др. Большинство этих минералов встречается в составе рудных тел. Изменения боковых пород выражены крайне слабо и часто сказываются в перекристаллизации минералов,

слагающих боковые породы, либо в развитии высокожелезистых хлоритов и иногда серицита;

3) состав руд характеризуется развитием простых сульфидов и арсенидов, ассоциирующих с окислами (магнетитом, спекуляритом, ильменитом и касситеритом); наиболее распространенный сульфид — пирротин. Среди жильных минералов преобладает кварц грубозернистого сложения, нередко серой и голубоватой окраски, и иногда железистые карбонаты;

4) строение рудных тел указывает на преимущественно метасоматический способ их образования. Даже в тех случаях, когда они имеют жильную форму и большое протяжение, рудное вещество замещает породы в зонах повышенной проницаемости, а не выполняет открытые полости.

Месторождения этого типа известны на Индостанском щите (крупнейшие рудники Колар и ныне заброшенное рудное поле Рамагири), на Бразильском щите (Морру-Велью, Рапосос), в Южной Дакоте (Комсток), на Западно-Австралийском щите (Колгурли). В СССР месторождения этого типа до сих пор не выявлены, хотя предпосылки к их открытию имеются в ряде районов.

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Наибольшее промышленное значение в этом классе месторождений имеют так называемые железные шляпы, возникшие в основном в мезозойское время на залежах сульфидных золотосодержащих руд.

«Железная шляпа» месторождения Майкаин

Месторождение Майкаин включает несколько рудных тел, из которых залежь колчеданных руд, известная под названием «С», характеризовалась особенно полно развитой зоной окисления.

Первичные руды этого месторождения содержат около 80% пирита; второстепенное значение имеют мельниковит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда, энаргит, борнит; жильные минералы представлены кварцем и баритом. Золото в сульфидных рудах устанавливается только по данным химического анализа.

Зона окисления этих руд, вскрытая и отработанная карьерами, достигала глубины около 70 м. Для нее была характерна, по В. Крейтеру (1958), следующая отчетливо выраженная зональность:

1. «Железная шляпа» — глины до 20—35 м, бурые железняки от 20—35 до 40—45 м;
2. Ярозиты от 40—45 до 50—55 м;
3. Кварц-баритовая сыпучка с ярозитом от 50—55 до 60—62 м, с самородной серой от 60—62 до 64—66 м;
4. Колчеданная сыпучка от 64—66 до 66,5—67,5 м.

Глины, перекрывающие «железную шляпу», заполнили воронки проседания над сульфидными рудами, образовавшиеся за счет разрушения верхних частей сульфидной залежи при ее окислении.

Бурые железняки, слагавшие основную по объему часть «железной шляпы», являлись промышленной золотой рудой. Нижняя граница их развития совпадала с уровнем грунтовых вод, но в ряде случаев в виде языковидных отщеплений опускалась ниже него на глубины до 5—7 м. Намечается тенденция к зональному распределению текстурных типов бурых железняков: в верхних

горизонтах преобладают скорлуповато-натечные, сменяющиеся затем железняками ячеистого сложения. Минеральный состав бурых железняков прост: гётит, гематит, гидрогётит, гидрогематит, турьит, образующие смеси в различных пропорциях. Часто в них, особенно в разностях скорлуповато-натечной текстуры, обнаруживается самородное золото.

Подзона ярозитов расположена ниже уровня грунтовых вод. Ю. Погоня среди ярозитов залежи «С» выделяет караваеобразные, массивные, кавернозные типы и «примазку». Караваеобразные ярозиты занимают центральную часть подзоны, представляют собой отдельные караваи до 1 м в поперечнике, разделенные «примазкой». Последняя состоит из кристаллического ярозита с примесью барита, кварца и конкреций бурого железняка. Массивный ярозит приурочен к краевым частям ярозитовой подзоны и к контактам ярозитов с вмещающими породами. Кавернозные ярозиты развиты локально, располагаясь, как и «примазка», между караваями плотного ярозита. Для них характерны колломорфные текстуры и многочисленные каверны, выполненные кристаллами ярозита, в ассоциации с которыми встречаются самородное золото и галогениды серебра.

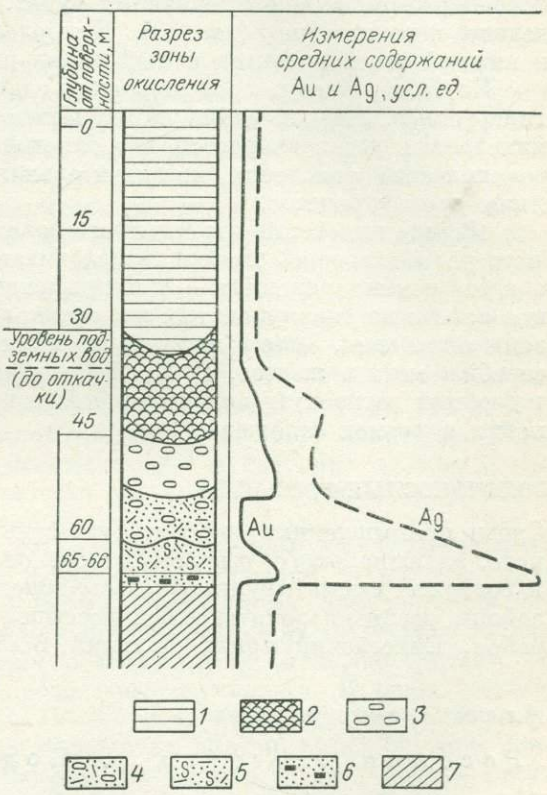


Рис. 30. Схема локализации золота и серебра в зоне окисления залежи «С» месторождения Майкаин. По *В. Крейтеру*.

1 — глины; *2* — бурые железняки; *3* — ярозиты; *4* — кварц-баритовая сыпучка с ярозитом; *5* — кварц-баритовая сыпучка с серой; *6* — колчеданная сыпучка; *7* — колчеданные руды

Кварц-баритовая сыпучка с ярозитом, залегающая ниже ярозитовых руд, характеризуется неоднородным составом: содержание в ней кварца и барита колеблется от нескольких процентов до количественного преобладания. Размер кварцевых и баритовых частиц, цементируемых ярозитом, различен — от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров. Форма их оскольчатая, пластинчатая. Минералы эти, по В. Крейтеру, являются остаточными, образовавшимися при выщелачивании сульфидных руд.

Подзона кварц-баритовой сыпучки с самородной серой залегает между ярозитизированной и колчеданной сыпучками. В ее составе установлены барит, кварц, сера, самородное золото, галогениды серебра, реже ярозит, аргентит, магнетит. Самородная сера, цементирующая остаточные зерна барита и кварца, в отдельных участках образует линзовидные горизонтально лежащие скопления мощностью до нескольких десятков сантиметров при длине до 1,5 м. Харак-

терная черта строения сыпучки этой подзоны — ее слоистость, обусловленная чередованием слоев разного состава — существенно баритовых, кремнистых, самородной серы и др. Горизонтальная слоистость подчеркивается наличием тончайших прослоек темно-зеленого или черного цвета, в которых концентрируется золото и галогениды серебра. На контакте описываемой сыпучки с сульфидной сыпучкой появляются прослои пирита и ковеллина.

Среднее содержание золота в рудах зоны окисления в целом для залежи «С» в 7 раз выше, чем в первичных рудах. В вертикальном сечении оно распределено неравномерно (рис. 30). Наиболее высокие содержания приурочены к нижней части ярозитов и подзоне кварц-баритовой сыпучки с серой.

По В. Крейтеру, происхождение главной массы золота окисленной зоны гипергенное. На основании парагенезиса золота с различными гипергенными минералами устанавливается, что оно выделялось на протяжении всего формирования зоны окисления, но значительная его часть тяготеет к конечным стадиям этого процесса.

Формы выделения гипергенного золота разнообразны. В условиях свободного роста (каверны, ячейки выщелачивания и др.) образовались кристаллики, а в стесненных условиях — тонкие пленки. Наиболее чистым является пленочное золото из скорлуповатых железняков ярозитовой примазки верхней части зоны окисления. Золото нижней части зоны содержит значительное количество серебра, меди и железа. В. Крейтер связывает эти различия с преобладанием в верхних горизонтах окислительной, а в нижних — восстановительной обстановки в период отложения золота.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ РОССЫПИ

Среди промышленных россыпей известны россыпи элювиального, делювиального, аллювиального, озерного и морского генезиса. Наиболее распространены и содержат самые крупные запасы золота аллювиальные россыпи. Основные районы развития золотоносных россыпей в СССР — Северо-Восток, Ленский район, Енисейский кряж, Дальний Восток, Алданский район, Забайкалье.

Аллювиальные россыпи

Россыпи бассейна р. Бодайбо (Ленский район)

В бассейне Бодайбо (правый приток Витима) основное промышленное значение имеют погребенные аллювиальные россыпи, разработка которых, начатая в середине прошлого века, продолжается до настоящего времени.

Бассейн Бодайбо расположен в центральной части Патомского нагорья, в пределах крупного широтного синклинория, сложенного осадками верхнего протерозоя (Ленский золотоносный район, 1971). Площадь бассейна занимает южную часть синклинория — Бодайбинский прогиб. В центральной части прогиба выделяются широкие синклинальные складки, разделенные узкими антиклиналями. К осевым зонам антиклиналей приурочены зоны концентрации малосульфидных золотоносных кварцевых жил и прожилков, служащих коренными источниками россыпей. В северной части бассейна, где расположены россыпи, установлено пять широтных кварцевожильных зон шириной от 0,5 до 3 км. Для всех зон характерна рассредоточенность жил. Содержания золота в жилах в целом низкие; размеры золотин крупные.

По рельефу бассейн Бодайбо представляет собой глубоко расчлененное низкогорье с ясно выраженной препарировкой пород по устойчивости. Высота

основной части междуречных пространств 850—950 м. Глубина долин р. Бодайбо 200—500 м, ширина их верхних контуров 3,5—4 км. Ширина пойм 100—250, изредка 400 м. Долины заполнены толщей рыхлых отложений мощностью от 20—25 до 140—170 м.

В погребенном рельефе долин различаются днища, получившие в Ленском районе названия глубоких тальвегов, и террасы. В долине Бодайбо насчитывается восемь террасовых уровней, из которых три нижних выклиниваются в нижнем и среднем течении (Синюгина, 1966). Высота коренного цоколя VII террасы р. Бодайбо в среднем ее течении превышает днище глубокого тальвега на 75 м. Наиболее распространены VII и IV террасы. Террасы большей частью свойственны тем участкам долины, на которых реки резко меняют направления. Лучше развиты террасы в расширенных участках долин, образующихся при пересечении неустойчивых пород. В долине Бодайбо, где крупный водоток постоянно сдвигается к правому борту, высокие террасы (VII и VIII) развиты преимущественно на левой стороне. В долинах притоков эти террасы сопровождают холодные склоны, обращенные на север и восток. В распределении террас средних и низких уровней асимметричного расположения не наблюдается; более низкие террасы обычно вложены в террасы средних уровней.

Падение глубокого тальвега р. Бодайбо изменяется от 2 м/км в нижнем течении до 18 м/км в верховье. Падения глубоких тальвегов притоков 15—30 м/км и более. Ширина глубокого тальвега р. Бодайбо почти на всем протяжении долины около 200 м. Резкое сужение тальвега (до 15—20 м) наблюдается в среднем течении, где оканчивается головная часть вреза, некогда шедшего от устья реки. Ширина глубоких тальвегов притоков Бодайбо обычно менее 100 м. Поверхности коренного ложа погребенных террас и глубоких тальвегов различны по микрорельефу: в одних участках они ровные, плоские, в других наблюдаются борозды, гряды, котловинки.

В строении рыхлых отложений, заполняющих долины, участвуют аллювиальные отложения, перекрывающие погребенный аллювий, и аллювиальные отложения надпойменных террас и пойм, образованных при врезании рек в мощную толщу отложений. Учитывая данные об условиях залегания, литологии и минеральном составе погребенного аллювия, Е. Синюгина считает, что эти отложения разделяются на два возрастных комплекса. К более раннему относятся аллювиальные отложения IV—VIII террас и глубокого тальвега р. Бодайбо выше устья Илигиря, представленные яркими желто-бурыми, реже серовато-бурыми глинистыми галечниками. Их отличительная черта — отсутствие или крайне малое участие экзотических пород в составе галек и преобладание псевдоморфоз лимонита по пириту в тяжелой фракции шлихов. Аллювий этих террас перекрыт валунными суглинками. По характерной шлифовке и штриховке обломков и их петрографическому составу эти суглинки следует считать мореной, образование которой увязывается с максимальным самаровским оледенением.

К более поздним образованиям относятся преимущественно серые и желто-серые песчанистые, а также глинистые галечники I—III погребенных террас и тальвега р. Бодайбо. Характерная черта этого аллювия — присутствие большого количества экзотических пород в составе галек и преобладание магнетита, граната и неокисленного пирита в тяжелой фракции.

Судя по характеру спорово-пыльцевых спектров (данные Л. Лапиной, Ю. Казакевич, С. Шера, М. Ревердатто) и соотношению выделенных комплексов аллювия с мореной, формирование аллювиальных отложений IV—VIII террас можно отнести к раннечетвертичному и первой половине среднечетвертичного

времени, а накопление аллювия низких террас — ко второй половине среднечетвертичного времени.

Мощные толщи илов и песков, перекрывающие аллювий низких погребенных террас, по особенностям их размещения и состава до последнего времени большинством исследователей считались водно-ледниковыми и флювиогляциальными. Палинологическими анализами, проведенными в последние годы (Ю. Казакевич, Р. Федорова), в этих отложениях установлены спорово-пыльцевые спектры, характерные для казанцевского межледниковья, что позволяет рассматривать илы и пески как озерные и речные. Наиболее поздние аллювиальные отложения, наложенные на казанцевские, относятся ко второй половине позднечетвертичного времени и современным. Таким образом, возраст погребенных россыпей ранне- и среднечетвертичный.

В бассейне Бодайбо наибольшую промышленную ценность имеют погребенные аллювиальные россыпи. Такие россыпи кроме долины самой р. Бодайбо имеются в долинах ее притоков. Они находятся на террасах и в глубоких тальвегах. В долине Бодайбо россыпь глубокого тальвега значительно богаче россыпей террас, в долинах притоков, напротив, террасовые россыпи нередко богаче и больше по запасам россыпей глубоких тальвегов.

Наиболее древние террасовые россыпи установлены на VIII террасе. Особенно высокой продуктивностью отличались россыпи VII террасы, распространенные как в долине самой р. Бодайбо, так и по ее притокам. Среди террас более низких уровней наиболее крупные россыпи расположены на IV террасе.

Размеры террасовых россыпей в основном определяются размерами террасовых площадок. Наиболее протяженны террасовые россыпи IV террасы. Длина большей части террасовых россыпей сотни метров, ширина — обычно несколько меньше ширины самих площадок террас, глубина залегания от 10 до 40 м.

Россыпь глубокого тальвега располагалась в долине р. Бодайбо. С небольшими перерывами она прослеживалась на значительном протяжении. В долинах притоков этой реки россыпи глубоких тальвегов более короткие, располагающиеся обычно в низовьях долин. При сочленении многих россыпей глубоких тальвегов притоков Бодайбо с россыпью главной долины наблюдается резкое обеднение россыпей притоков, вызванное увеличением падений устьевых частей тальвегов притоков.

Ширина россыпей глубоких тальвегов определяется шириной последних; бортом россыпей большей частью служат склоны тальвега. Только в верховьях долин ширина россыпи значительно меньше ширины тальвегов. Глубина залегания россыпей глубоких тальвегов в среднем 20—30 м, местами она увеличивается до 40—90 м и на коротких отрезках до 150 м. Мощность золотоносных пластов погребенных аллювиальных россыпей колеблется от 0,2—0,4 до 3—5 м.

В зависимости от литологических особенностей аллювия различаются два типа золотоносных пластов (Синюгина, 1966).

Галечные или валунно-галечные пласты. Основная концентрация золота в галечниках или валунниках наблюдается в тех случаях, когда в заполнителе присутствует глина. Мощность пласта нередко определяется мощностью слоя галечника с гравийно-глинистым заполнителем (рис. 31). Обычно глинистость увеличивается к низу слоя, в связи с чем и наиболее высокие содержания золота находятся непосредственно над плотиком. Разновидностью рассматриваемого типа пласта являются многослойные пласты с двумя-четырьмя горизонтами золотоносных валунников (см. рис. 31, *д*).

Золотоносные галечные пласты известны во всех погребенных россыпях бассейна Бодайбо. Мощные валунные пласты с очень крупными (1—2 м) валунами и многослойные валунные пласты разрабатывались только в самой вершине р. Бодайбо.

Щебенистые пласты. Концентрации золота в этих пластах приурочены к слоям горизонтально залегающего щебня с гравийно-глинистым заполнителем (см. рис. 31, *б*). По генезису эти отложения представляют (по Е. Синюгиной) донную фацию аллювия, образовавшуюся из более или менее далеко перенесенного, но слабо обработанного элювия коренных пород. Мощность золотоносных пластов щебенистых слоев от 0,5 до 2 м. Наиболее высокие содержания золота сосредоточены в нижней части щебенистого слоя. Судя по описаниям В. Обручева, щебенистые пласты являются наиболее распространенными в россыпях бассейна Бодайбо; особенно характерны они для участков россыпей с относительно ровным плотиком.

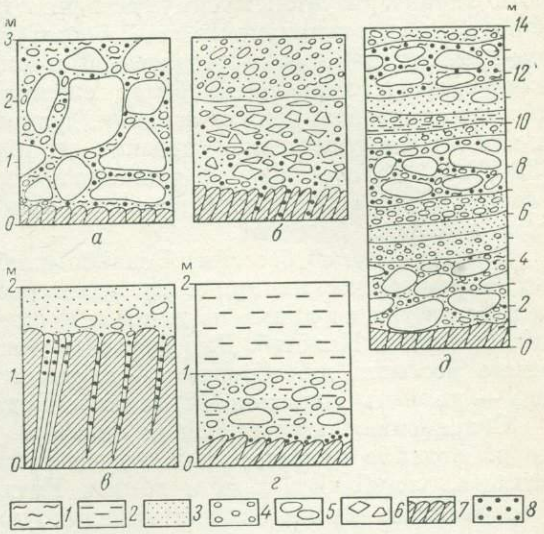


Рис. 31. Типы золотоносных пластов. По *Е. Синюгиной*.

а — галечно-валунный пласт, *б* — щебенистый пласт, *в* — концентрация золота в трещинах плотика, *г* — надплотиковая концентрация, *д* — многослойные галечно-валунные пласты. *1* — глины; *2* — ил; *3* — пески; *4* — галька; *5* — валуны; *6* — гребни; *7* — коренные породы; *8* — золото

Проникновение золота в трещины плотика сопровождает галечные и щебенистые пласты. Самостоятельную форму этот тип концентрации золота приобретает в тех участках долин, где на плотике лежат галечники с песчанистым заполнителем, гравийники или пески с илом (см. рис. 31, *в*). Наиболее глубоко (до 1,5 м) золото проникает в широкие трещины песчаников. В алевролитах и сланцах, имеющих многочисленные, но узкие трещины, глубина проникновения золота 30—50 см. Во всех случаях наиболее обогащены верхние части трещин (10—50 см).

Скопления золота на плотике известны в основании маломощных пластов галечников с песчанистым, иловато-песчанистым заполнителем или в основании слоев песка и ила (см. рис. 31, *г*). Характерная черта надплотиковых скоплений — преобладание в них золота крупных фракций. Надплотиковые концентрации золота располагаются как на плоских поверхностях, так и во всякого рода бороздах и западинах. Образование их связано с перемывом ранее сформированных пластов других типов. Надплотиковые концентрации золота встречаются сравнительно редко; они отмечены в россыпи Большого Догалдына, где нередко крупные самородки весом в несколько килограммов лежали на коренных породах, перекрываемых илами или песками.

Золотоносные галечные или щебенистые пласты в тех участках долин, где они перекрываются моренами, кое-где выпаханы. В этих случаях морена накладывается на плотик, и золото остается только в его трещинах. Следы выпахивания отмечены на высоких террасах долины Бодайбо.

Золото россыпей бассейна Бодайбо преимущественно крупное; в большинстве россыпей преобладают золотины размером от 2 до 4 мм. В некоторых россыпях золото более 8 мм составляет до 25% от общего веса. Характерны самородки; наиболее крупные из них были найдены в россыпи верховьев Бодайбо.

По размерам, морфологии и пробе устанавливаются две разновидности золота, соответствующие двум разновидностям его в жилах. Первая разновидность характеризуется преимущественно крупными и средними по размерам золотинами сравнительно простой формы (жилковидно-пластинчатой или угловато-комковидной, реже дендритовой) и высокой (870—930) пробой. Для второй разновидности характерна более сложная форма золотин (крючковидная, губчатая, друзовая, дендритовидная, дендритовая, реже пластинчатая и комковидная), преимущественно средние их размеры и более низкая пробность (730—820). Золото первой разновидности распространено во всех россыпях бассейна Бодайбо, а второй разновидности локализовано в россыпях западной части площади бассейна.

Среди россыпей бассейна Бодайбо наиболее сложной по сочетанию различных морфологических типов является россыпь самой долины Бодайбо. Она делится на три неравных по длине и промышленной ценности участка — Верхний, Средний и Нижний. Для Верхнего участка основное значение имеют погребенные россыпи, для Среднего — сложная двухпластовая россыпь, для Нижнего — россыпь современной долины Бодайбо.

Современная аллювиальная россыпь Нижнего участка находится там, где р. Бодайбо прорезает всю толщу рыхлых отложений и днище глубокого тальвега, углубляясь в него вблизи Витима на 7 м. Глубокий тальвег, как и современное русло, сильно меандрирует; древние и современные меандры часто не совпадают; наблюдаются многочисленные эпигенетические участки долины Бодайбо, образованные при врезании русла в низкие погребенные террасы. В самом низовье р. Бодайбо протекает в глубоком эпигенетическом каньоне, разрезающем 70-метровую террасу. Основными россыпями участка являются россыпи современной долины, расположенные в пойме реки и на надпойменных террасах высотой 5—6, 10 и 20 м, сложенных верхнечетвертичным аллювием. Золото в россыпях поймы и низких террас приурочено к низам галечников и к трещинам коренных пород; мощность пласта 0,5—1,5 м.

Золото древних и современных россыпей мелкое, чешуйчатое, хорошо окатанное. Изредка встречаются крупные золотинки в срастании с кварцем. Мелкое, хорошо окатанное золото современных россыпей, по-видимому, частью перенесено из вышележащего отрезка долины, частью же, возможно, сформировалось за счет размыва слабозолотоносных отложений разного возраста, встречающихся и на этом участке долины. Роль погребенных россыпей в питании россыпи современной долины невелика.

Делювиальные и пролювиальные россыпи

Россыпи Белогорского золотоносного узла

Делювиальная и пролювиальная россыпи связаны с эпитермальными золоторудными проявлениями районов Нижнего Амура. Образование россыпей подобного типа обусловлено комплексом специфических особенностей коренного оруденения и геоморфологического развития территории.

Месторождение Белая Гора и связанные с ним россыпи расположены в районе слабо расчлененного низкогорья, формирование которого происходило

в течение неогена и четвертичного времени. В указанный период обрамление аккумулятивных равнин не испытывало существенных вертикальных перемещений (Югай, 1970). Стабильность неотектонического режима наряду с широким развитием коры выветривания предположительно донеогенового возраста оказали существенное влияние на процессы россыпеобразования.

Коренное месторождение находится в привершинной части Белой горы и приурочено к некку трахитов олигоценового возраста, превращенных в сильно каолинизированные кварц-гидрослюдистые породы. Золотое оруденение имеет прожилково-вкрапленный характер и образует штокверк бедных руд, включающий отдельные зоны с промышленными концентрациями золота. Месторождение принадлежит к малосульфидному типу золото-кварцевой формации. Рудные минералы, составляющие менее 0,5%, представлены пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, сульфосолями

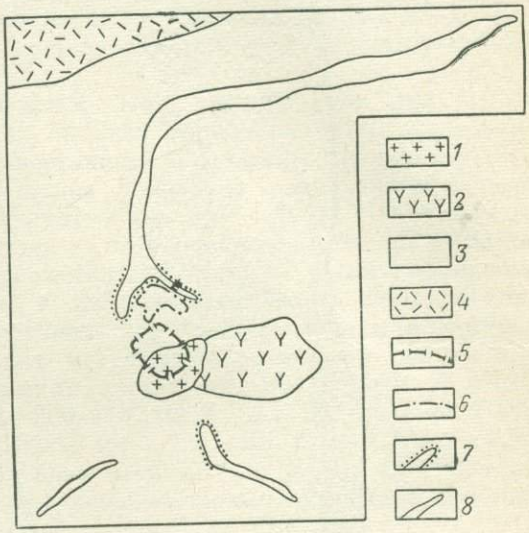


Рис. 32. Схема расположения россыпей в районе месторождения Белая Гора. По *Т. Югай.*

1 — субвулканические фельзиты, трахидациты, дациты; *2* — дациты, трахидациты (эффузивные); *3* — базальты, андезиты, андезито-базальты; *4* — кварцевые порфиры; *5* — контур рудного поля; *6—8* — контуры россыпей: *6* — делювиальной, *7* — пролювиальной, *8* — аллювиальной

серебра, самородным золотом, серебром и другими минералами. Золото встречается как в кварцевых жилах штокверка, так и в гидротермально измененных породах. Размеры его выделений колеблются от менее 0,5 мкм (тонкодисперсные) до 8 г. Результаты рационального анализа показывают, что в руде преобладает свободное золото (около 70%). Связанное золото встречается в сростках с другими минералами (около 30%) и в виде тонкой вкрапленности в сульфидах (0,2—0,5%) (Воларович, Шохор, 1970). Форма золотин комковидная, жилковидная, пластинчатая и др. Пробность его от 630 до 670.

Делювиальная россыпь находится на пологом слабо расчлененном склоне Белой горы (рис. 32). Мощность обломочных отложений в среднем 5—6 м, в нижней части склона — до 20 м. Возраст элювиально-делювиальных образований, по данным Ф. Шохор, ранне-среднечетвертичный.

Делювиальные отложения представлены глиной или песчанистой глиной с обломками и щебнем эффузивных пород. Местами наблюдаются отдельные прослои и линзы пластичных глин. Иногда отмечается горизонтальная слоистость, обусловленная изменением окраски различных горизонтов от охристо-желтой до серой и темно-синей (рис. 33). В основании делювия на отдельных участках сохранилась глинистая кора выветривания красного цвета видимой мощностью до 0,5 м (Воларович, Шохор, 1970). Гранулометрический состав делювия, по данным Т. Югай, следующий: фракция 100—200 мм 1,6%; 50—100 мм 4,6%; 20—50 мм 3,5%; 12—20 мм 3,5%; 12—5 мм 4,7%; $>$5 мм 82,1%. Таким образом, основную массу обломочного материала составляет мелкозем, что указывает на высокую степень дезинтеграции гидротермально измененных эффузивных пород, неустойчивых к процессам выветривания. В состав тяжелой

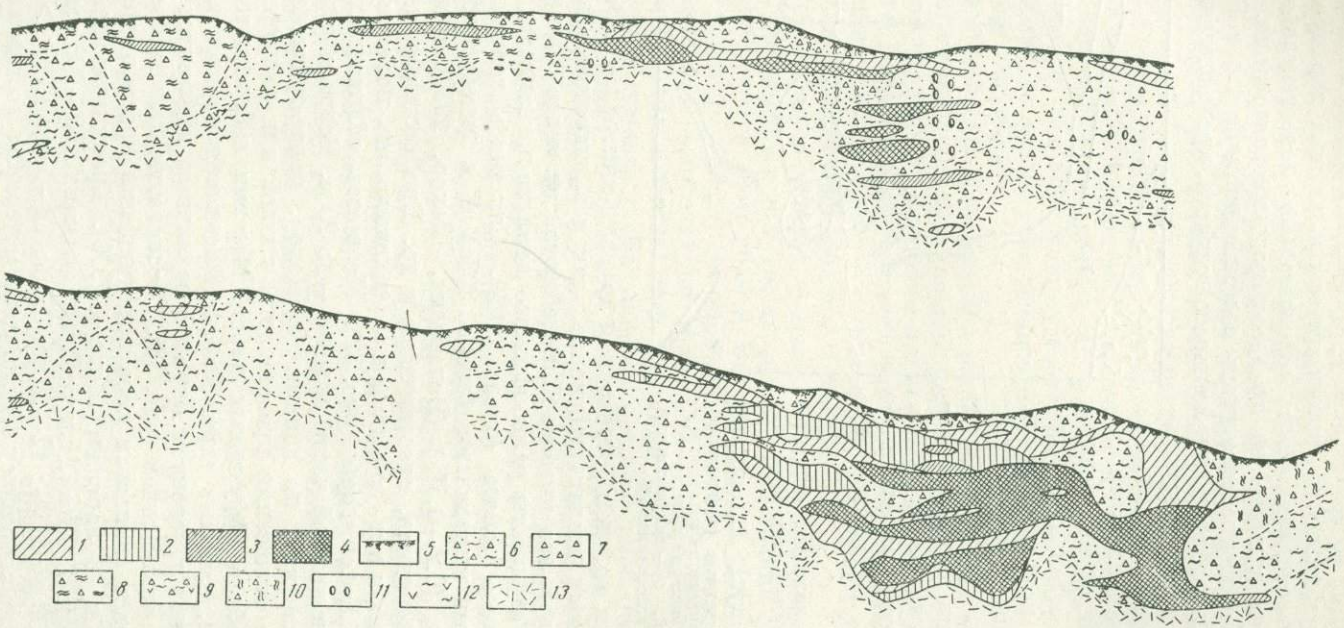


Рис. 33. Литологический разрез делювиальной россыпи района месторождения Белая Гора. По *Ф. Шохор*.

1—4 — концентрация золота (от низких содержаний к высоким); *5* — почвенно-растительный слой; *6* — глины с обломками трахилипаритов; *7* — глины с обломками андезито-базальтов и трахилипаритов; *8* — синие глины; *9* — темно-серые глины с обломками андезито-базальтов; *10* — серые глины с обломками трахилипаритов и андезито-базальтов; *11* — валуны; *12* — разложившиеся андезито-базальты; *13* — разложившиеся трахилипариты

фракции делювия входят лимонит (до 50—60%), магнетит (6—10%), ильменит (до 36%), хромит (до 40%), эпидот (до 30%), незначительные количества циркона, сульфидов, окислов марганца и других минералов.

Золото рассеяно по всей толще делювия; образует невыдержанные обогащенные линзы. Оно присутствует как в рыхлом глинистом материале, так и в обломках, причем в первом заключена основная масса металла. По данным Ф. Шохор, количество свободного золота в делювии от 50 до 83%, т. е. близко к подобному соотношению в коренном месторождении. По облику золото делювиальной россыпи не отличается от рудного. Размер золотин от 0,05 до 1 × × 1,5 мм, чаще 0,15—0,05 мм. Связанное золото встречается в сростках с кварцем и каолинитом.

Пролювиальные россыпи Белогорского узла приурочены к вершинам ключей, берущих начало со склонов Белой горы. Они образованы за счет гравитационного смещения и частичного перемыва сезонными водотоками делювиальных образований. Долины ложков в современном рельефе выражены слабо, хотя уклоны их значительны (0,02—0,05). Максимальные мощности золотоносного пролювия вдоль тальвега достигают 20—25 м (Югай, 1970). Это, вероятно, связано с приуроченностью логов к зонам нарушений, сопровождающихся распространением в них линейной коры выветривания и аккумуляцией рыхлого материала в течение длительного времени (с неогена).

Пролювиальные отложения состоят из глины с угловатым обломочным материалом. Средний гранулометрический состав их, по данным Т. Югай, следующий: фракция > 200 мм 0,4%; 200—150 мм 1,2%; 150—100 мм 1,4%; 100—60 мм 2,4%; 60—20 мм 5,5%; 20—10 мм 3,1%; 10—6 мм 6,5%; > 6 мм 79,5%. Тяжелая фракция шлиха включает магнетит (до 60%), ильменит (до 20%), лимонит (до 40%), хромит (до 15%), незначительные количества циркона, анатаза, сульфидов и др.

Золото встречается по всему разрезу пролювия, но наиболее высокие концентрации его в приплотиковой части. Четко выраженного золотоносного пласта не наблюдается. Содержание золота в пролювиальных россыпях в 5—10 раз выше, чем в делювиальной. Это обусловлено перемывом рыхлого материала, снесенного с Белой горы, и более полным высвобождением золота из обломков. Содержание золотин разных размеров, по данным Т. Югай, следующее: меньше 0,3 мм 23,2%; 0,3—0,5 мм 13,9%; 0,5—1 мм 14,9%; 1—2 мм 35,2%; > 2 мм 12,8%. Субмикроскопическое золото не учитывалось. Таким образом, около 50% составляет крупное золото (+1 мм). При эксплуатации пролювиальных россыпей находили самородки весом в граммы и десятки граммов; наибольший из них весил 190 г.

В отличие от золота делювиальной россыпи, имеющего зеленовато-серебристо-желтый цвет и сильный металлический блеск, золото в пролювиальных россыпях розовато-желтое с тусклым блеском и шероховатой поверхностью. Проба его 663—694. Мелкие золотинки не окатаны; обычно это монокристаллы и сростки кристаллов. Более крупные золотины слабо окатаны, обмяты и представлены друзовидными, комковидными и дендритовидными формами. Помимо свободного золота встречаются его сростки с кварцем, каолинитом, киноварью.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологическая позиция всех известных месторождений этой серии, представленных золотоносными конгломератами, определяется положением их на древних архейских щитах: Африканском, Бразильском, Канадском и Западно-Австра-

лийском. Отложения, вмещающие рудоносные горизонты, принадлежат ко второму структурному этажу докембрия; они залегают на коре выветривания интенсивно метаморфизованных гранитизированных зеленокаменных пород архея, содержащих многочисленные коренные месторождения золота.

Среди рудовмещающих толщ выделяются два типа разрезов: 1) мощные (до 18—20 км) эффузивно-осадочные комплексы протогеосинклинального типа, с которыми кроме золота обычно ассоциируют железорудные формации и месторождения кобальта, никеля и меди (тип Витватерсранда); 2) менее мощные (1,5—2 км) существенно терригенные образования протоплатформенного типа (Тарква). В структурном отношении месторождения первого типа обычно приурочены к бортовым частям широких протогеосинклинальных прогибов; второй тип характерен для бортов узких грабенов, заложенных в архейском фундаменте.

Рудоносные горизонты приурочены либо к основанию терригенных и эффузивно-терригенных толщ, либо к основанию терригенных толщ, следующих за внутриформационными перерывами. Для рудовмещающих пород характерен существенно кварцевый олигомиктовый или мономиктовый состав, что обусловлено длительной эпохой корообразования, предшествующей их отложению, и условиями формирования в относительно стабильной тектонической обстановке длительного прогибания.

Золотосодержащие отложения (конгломераты, гравелиты и кварциты) приурочены к прибрежно-морским и аллювиально-дельтовым фациям трансгрессивных серий. Они образуют протяженные (до 160 км в Витватерсранде) горизонты, мощность которых широко варьирует (от первых сантиметров до 3—4 м). Для рудных тел характерно струйчатое обогащение золотом у подошвы пласта; протяженность отдельных струй от первых десятков метров до 1,5—2 км при ширине не более 300 м. Для золотоносных горизонтов характерны повышенные концентрации обломочных акцессорных минералов, особенно циркона.

По составу цемента выделяются два типа металлоносных конгломератов: пиритовый и магнетит-гематитовый. Наибольшее значение и сравнительно более широкое распространение имеют пиритовые разновидности уран-золотосодержащих конгломератов. Характерными представителями этого типа являются уникальное по запасам (более 17 тыс. т) южноафриканское месторождение Витватерсранд, крупное ураново-золотое месторождение Жакобина в Бразилии и существенно урановое с подчиненным содержанием золота месторождение Биайнд-Ривер в Канаде. Золото находится в цементе, где оно образует тонкие (1—100 мкм) пленочные выделения в сульфидах.

Магнетит-гематитовые безурановые золотоносные конгломераты (месторождение Тарква в Западной Африке) ассоциируют с протоплатформенной терригенной толщей нижне-среднепротерозойского возраста, представленной переслаиванием гравелитов, песчаников, кварцитов с линзами кварцевых конгломератов.

Месторождений подобного типа в СССР пока не установлено. Однако геологическая ситуация, во многих чертах сходная с характерной для известных месторождений золота в конгломератах, известна на древних щитах Русской и Сибирской платформ. Олигомиктовые и мономиктовые конгломераты докембрия Русской платформы приурочены к различным подразделениям протерозоя.

Нижнепротерозойские олигомиктовые и мономиктовые конгломераты наиболее характерны для КМА, где они слагают базальные и внутриформацион-

ные горизонты и линзы глубокометаморфизованных осадочно-вулканогенных серий, выполняющих узкие структуры протогеосинклиналей. Состав конгломератов отличается высокой концентрацией шлиховых акцессорных минералов; содержание характерного для золотоносных конгломератов циркона иногда достигает здесь 60 кг/т. В цементе конгломератов много сульфидов (пирротина до 160 кг/т, пирита до 8 кг/т). По составу, формационной принадлежности и структурной позиции монокварцевые конгломераты КМА имеют много общих черт с охарактеризованным пиритовым типом золотоносных конгломератов.

Среднепротерозойские олигомиктовые и монокварцевые конгломераты широко развиты на Балтийском щите, где они располагаются в основании осадочных и осадочно-вулканогенных протоплатформенных образований ятулия. Вмещающие их структуры представлены широкими мульдами, наложенными на архейский гранитизированный фундамент или на вулканогенно-осадочные толщи нижнего протерозоя. Состав нижнеятулийских мелко- и среднегалечных конгломератов существенно кварцевый. Выделяются прибрежно-морские и аллювиально-дельтовые фации грубообломочных пород. В первых, имеющих мощность более 1000 м, конгломераты образуют горизонты мощностью до 100 м; в аллювиально-дельтовых фациях грубообломочных пород, мощность которых не превышает 150 м, конгломераты и гравелиты присутствуют в виде быстро выклинивающихся линз и незначительных прослоев. Наиболее характерны магнетит-гематитовые кварцевые конгломераты, в которых количество минералов окислов железа достигает иногда 10 кг/т. Средне- и верхнеятулийские конгломераты приурочены к основанию маломощных (до 40—60 м) аллювиально-дельтовых и дельтовых прибрежно-морских отложений, среди которых они образуют слои, иногда десятиметровой мощности. Для них характерны монокварцевый состав обломков и присутствие в отдельных прослоях гематитсодержащих разновидностей с повышенным содержанием шлиховых акцессорных минералов (циркона до 100 г/т).

Аналогичны горизонты существенно кварцевых грубообломочных пород протерозойского возраста встречены и на территории Сибирской платформы в пределах Алданского и Анабарского щитов и в их складчатом обрамлении

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бабкин П. В., Сидоров А. А. Золото-серебряные месторождения Северо-Востока СССР. — «Разведка и охрана недр», 1972, № 10, с. 4—11.

Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — «Геотектоника», 1966, № 2, с. 83—94.

Богданович В. А. О структурном контроле золотого оруденения Советского месторождения. — «Геология и геофизика», 1964, № 12, с. 72—81.

Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса, металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 107—121. (I Всесоюз. петрогр. совещ. Труды).

Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М., «Металлургиздат», 1947. 264 с.

Взаимоотношения золотого и золото-серебряного оруденения с пропилитами, вторичными кварцитами и кварцевыми метасоматитами (на примере группы субвулканических месторождений Востока СССР). — «Изв. Томского политехн. ин-та», 1970, т. 239, с. 50—54. Авт.: А. И. Казаринов, М. С. Михайлова и др.

Воларович Г. П. Перспективы выявления близповерхностных золоторудных месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — «Сов. геология», 1972, № 11, с. 74—85.

Воларович Г. П., Казаринов А. И. Сравнительная характеристика близповерхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулканогенными породами. — «Труды ЦНИГРИ», 1968, вып. 79, с. 15—27.

Воларович Г. П., Шохор Ф. А. Связь россыпей золота с коренными источниками на примере Дальнего Востока. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 147—154.

Егаль Т. А. Гидротермальный метаморфизм и золотое оруденение на месторождении Белая Гора. — «Геология и геофизика», 1967, № 5, с. 55—63.

Казаринов А. И. Закономерности размещения главных типов золотоносного оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки. — «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 68, с. 5—30.

Константинов М. М., Грушин В. А. Структурные условия локализации Зодского золоторудного месторождения. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 5, с. 60—67.

Ленский золотоносный район. Т. 1. Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности. — «Труды ЦНИГРИ», 1971, вып. 85, с. 134—160. Авт.: Ю. П. Казакевич, С. Д. Шер, Т. П. Жаднова и др.

Линдгрен В. Месторождения золота и платины. Пер. с англ. М.—Л., Цветметиздат, 1932. 186 с.

Некрасова А. Н. Минералогия Карамкенского месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1971, № 3, с. 28—39.

Петровская Н. В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. — «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 76, с. 78—112.

Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973. 347 с.

Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). — «Труды ЦНИГРИ», 1961, вып. 45, ч. 1, с. 15—95; ч. 2, с. 52—84.

Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1958. 268 с. Авт.: В. М. Крейтер, В. В. Аристов, И. С. Волынский и др.

Разин Л. В., Рожков И. С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений куранахского типа. М., «Наука», 1966. 254 с.

Рожков И. С. Близповерхностные месторождения золота. — «Геология рудных месторождений», 1971_1, т. 13, № 3, с. 3—14.

Рожков И. С. Среднеглубинные месторождения золота. — «Геология рудных месторождений», 1971_2, т. 13, № 5, с. 23—37.

Сидоров А. А., Берман Ю. С., Тренина Т. И. Закономерности размещения и генетические особенности субвулканических проявлений золота и серебра на Чукотке. — В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., «Наука», 1969, с. 113—122.

Синюгина Е. Я. О некоторых типах аллювиальных отложений и золотоносных пластов Ленского района (бассейн р. Бодайбо). — «Труды ЦНИГРИ», 1966, вып. 38, с. 86—106.

Тимофеевский Д. А. Особенности геологического строения и структуры Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье). — «Труды ЦНИГРИ», 1962, вып. 43, с. 3—27.

Фогельман Н. А., Шабаловский А. Е. Геология и металлогения Балахшинского золоторудного района на восточном склоне Кузнецкого Алатау. — «Труды НИГРИЗолото», 1957, вып. 24, с. 28—38.

Хазагаров Д. М. Некоторые особенности локализации золотого оруденения в Ольховском рудном поле (Восточные Саяны). — «Геология рудных месторождений», 1963, т. 5, № 3, с. 92—96.

Хазагаров А. М. О зональности золотого оруденения в контактовых зонах Ольховского интрузивного массива. — «Труды СНИИГГИМС», 1968, вып. 174, с. 141—144.

Хомич В. Г., Чеглаков С. В. Эрозионный срез отдельных участков Балейского рудного поля и его роль в размещении промышленного золотого оруденения. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Чита, 1967, с. 270—273.

Хохлов Э. П., Шадынский В.В. Некоторые особенности локализации золоторудных месторождений в северной части Восточно-Сихотэалинского вулканогенного пояса (Нижнее Приамурье). — В кн.: Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулканотектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971, с. 108—110.

Шер С. Д., Юдин И. М. Полиметаморфические преобразования рудовмещающих осадочных пород на золоторудном месторождении Мурунтау (Центральные Кызылкумы). — «Труды ЦНИГРИ», 1971, вып. 96, ч. 2, с. 30—48.

Югай Т. А. Россыпи золота в районе эпитермального месторождения Белая Гора. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 155—161.

Яновский В. М. Особенности структуры Кочкарского золото-мышьякового месторождения (Южный Урал). — «Изв. Томского политехн. ин-та», 1970, т. 239, с. 203—207.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕРЕБРА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Промышленные концентрации серебра в рудных месторождениях представлены двумя типами минерализации: рассеянной, т. е. его нахождением в виде примеси в месторождениях чуждых металлов, и концентрированной, характерной для собственно серебряных месторождений.

Обладая повышенными миграционными способностями в водных средах, серебро встречается в состоянии рассеяния в большинстве сульфидных месторождений, образующихся в самых различных геотектонических условиях. Особенно благоприятны для его отложения в рассеянной форме месторождения цветных металлов, являющиеся основным промышленным источником побочного извлечения серебра из недр. В процессе формирования эндогенных руд этому способствует большое сходство энергетических и кристаллохимических свойств серебра с золотом, медью и свинцом, обусловливающих их совместную миграцию в растворах и постоянную природную ассоциацию в медьсодержащих, золоторудных и свинцово-цинковых месторождениях; при образовании экзогенных руд — восстановительные условия и активная роль различных сорбентов и биохимических агентов, предопределяющих избирательное накопление серебра в меденосных песчаниках и глинистых сланцах лагунного и дельтового типов (Щербина, 1956; Вольфсон, Некрасов, 1966; Boyle, 1968 и др.).

Месторождения, характеризующиеся рассеянным типом серебряной минерализации, не всегда богаты серебром (его содержание в них может колебаться от 3—5 г/т в медьсодержащих рудах до 100—500 г/т в рудах золота и свинца), но их промышленное значение как природного источника этого металла огромно. По статистическим данным в различных генетических типах свинцово-цинковых, медных и золоторудных месторождений в рассеянной форме сосредоточено около 91% общемировых запасов серебра (Ryan, 1965).

При повышенных концентрациях в гидротермальных растворах серебро способно образовывать самостоятельные природные скопления, в которых оно фигурирует как один из главных промышленных металлов. Формирование собственно серебряных руд относится к заключительным этапам гидротермального процесса и протекает в типично близповерхностных условиях преимущественно в связи с субвулканическими интрузиями и жерловыми фациями вулканитов. Отложение серебра в этих месторождениях обычно происходит в комплексе с природными спутниками, с которыми оно постоянно ассоциирует в состоянии рассеяния — золотом, свинцом, медью и др. Однако благодаря высокой подвижности серебра и некоторым геохимическим различиям с указанными металлами (неодинаковы природная валентность, окислительно-восстановительные свойства, формы переноса в растворах и пр.; Щербина, 1956) эти руды, как правило, резко дифференцированы и отличаются массовым осаждением серебра в заключительные стадии их формирования, а также широким развитием собственно серебряных минеральных форм. Удельный вес месторождений подобного типа, несмотря на их резкую обогащенность серебром (от 500 г/т до 20—30 кг/т), в его сырьевом балансе сравнительно невелик:

за рубежом на долю собственно серебряных руд приходится всего лишь 9% его запасов, а в отечественном балансе этого металла их роль пока что ничтожно мала.

СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ С РАССЕЯННЫМ ТИПОМ СЕРЕБРЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

На территории Советского Союза рассеянная серебряная минерализация, представляющая промышленный интерес, наиболее интенсивно проявлена в различных группах эндогенных рудных месторождений.

В магматической группе рудных месторождений серебро накапливается главным образом в сульфидных медно-никелевых рудах. Месторождения этого типа отличаются довольно низким уровнем сереброносности руд: среднее содержание серебра в медно-никелевых рудах в целом для Советского Союза обычно не превышает $6{,}6 \pm 3{,}8$ г/т (при отношении Ag : Au = 15 : 1), а его концентрация в отдельных группах месторождений изменяется в сравнительно узких толерантных пределах — от $\bar{\chi} = 10{,}8$ г/т в Норильской группе до $\bar{\chi} = 1{,}35$ г/т в Кольской группе.

Статистические расчеты показывают, что концентрация серебра в рассматриваемом типе руд находится почти в идеальной функциональной зависимости от содержания меди (коэффициент корреляции Ag : Cu для отечественных месторождений равен 0,98), а его содержание, приходящееся на 1% меди, в различных группах месторождений очень близко (Кольская — 1,8 г, Норильская — 3 г). Общая тенденция к совместному нахождению серебра и меди исключительно четко сказывается и на его распределении в рудах. Повышение содержания меди в отдельных месторождениях всегда влечет за собой рост общей концентрации серебра (рис. 34). Вместе с тем, как указывает М. Воробьева, для месторождений Норильской группы содержание серебра обычно невелико в ранних пирротиновых рудах (1,8—6,7 г/т) и резко возрастает в поздних медьсодержащих типах руд — халькопиритовом (25 г/т) и талнахитовом (131 г/т).

Обычно серебро присутствует в медно-никелевых рудах как примесь в поздних медьсодержащих минералах — халькопирите, хизлевудите и пентландите (36—260 г/т), реже и в значительно меньших количествах (4—50 г/т) в минералах ранних парагенезисов — пирите, пирротине и др. На заключительных стадиях формирования этих руд, в условиях резко возрастающих концентраций серебра, появляются его собственные минералы, иногда представленные теллуридами типа гессита и сильванита, но чаще всего образующие непрерывные серии золото-серебряных сплавов типа электрума и кюстелита.

В месторождениях грейзеновой группы характер распределения серебра существенно изменяется при переходе от метасоматических грейзеновых образований к редкометальным кварцевым жилам, сопровождаемым околожильными грейзенами. В первых, как, например, в танталоносных апогранитах или метасоматических грейзеновых телах с вольфрамом, серебро находится в состоянии крайнего рассеяния в силикатах, а его содержание в рудах ничтожно мало (от 0,5 до 1 г/т). В кварцево-грейзеновых жилах с вольфрамом, оловом и молибденом его концентрация иногда может быть очень высока (до 232 г/т) при суммарном среднестатистическом значении для месторождений Центрального Казахстана (Акчатау, Коктенколь, Нура-Талды, Караоба и др.) и Восточного Забайкалья (Джида, Букука, Этыка, Тарбальджей, Дедовогорское, Лево-Ингодинское и др.), равном $31{,}8 \pm 29{,}4$ г/т.

Особенно благоприятны для отложения серебра в кварцево-грейзеновых месторождениях поздние существенно сульфидные минеральные парагенезисы, обогащенные висмутом, свинцом и медью. В тесной геохимической ассоциации с этими элементами серебро постоянно присутствует в них в составе пирита (37—133 г/т) и халькопирита (375 г/т), нередко содержащих примесь теллуридов — гессита и сильванита, а также в сфалерите (87—210 г/т) и галените (1240—2770 г/т), в которых часто встречаются аляскаит, фрейбергит, полибазит, пираргирит и другие минералы серебра.

В вольфрамовых месторождениях кварцево-грейзеновой формации, отличающихся наиболее высокой висмутоносностью руд, содержания серебра в отдельных минералах достигают ураганно высоких значений. В частности, в резко повышенных концентрациях серебро накапливается в обогащенном висмутом галените (1,5—3,4%), а также в сложных сульфидах типа козалита и лиллианита (2—2,5%).

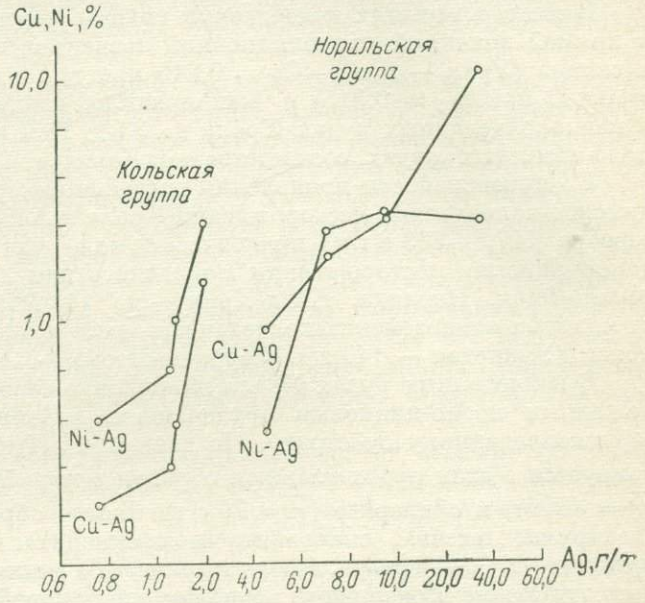


Рис. 34. Зависимость средних содержаний меди, никеля и серебра в медно-никелевых рудах Кольской и Норильской групп месторождений

В месторождениях, ассоциирующих со скарнами, серебром обогащены преимущественно сульфидные руды (0,2—138 г/т), среднее содержание серебра в которых обычно составляет: в медных и медно-магнетитовых рудах (Турьинская, Саякская группы), связанных с кислыми и щелочными производными базальтоидной магмы, 7,1—9,4 г/т; в золото-мышьяковых рудах (типа Тарорского месторождения) гранодиоритовой субформации гранитоидной магмы — 19 г/т; в свинцово-цинковых рудах (Тетюхинская, Кансайская, Алтын-Топканская группы), ассоциирующих с малыми интрузиями гранитоидного состава, — 65,6 г/т.

Наибольший промышленный интерес серебро представляет в скарновом типе свинцово-цинковых месторождений, в котором, согласно данным Р. Бойля, его концентрация достигает 140—283 г/т (Тетрот, Нью-Калюме, Канада), и даже 620—849 г/т (Санта Евлалия и др., Мексика). Практически почти не отличаются по уровню сереброносности руд и отечественные скарновые месторождения: в третичных месторождениях Дальнего Востока максимальная концентрация серебра в скарновых рудах иногда достигает 126 г/т, в среднем составляя 69,7 ± 15,7 г/т; в позднегерцинских месторождениях Средней Азии 138 г/т при среднем значении 62,8 ± 30,3 г/т.

Минерализация серебра в скарновых свинцово-цинковых рудах имеет типично рассеянный характер и обусловлена прежде всего его накоплением в галените ($\bar{\chi}$ = 1529 ± 552 г/т) и сфалерите ($\bar{\chi}$ = 192 ± 46 г/т), реже в халь-

копирите ($\bar{\chi}$ = 378 ± 176 г/т) и пирите ($\bar{\chi}$ = 120 ± 36 г/т); исключительно высокие концентрации серебра в них характерны для блеклых руд ($\bar{\chi}$ = 2100 г/т). Серебряные минералы в свинцово-цинковых рудах скарнового типа обычно представлены редкими включениями теллуридов в пирите (сильванит), медно-серебряных сульфосолей в халькопирите (фрейбергит, полибазит) или же самородного серебра, аргентита, прустита, стефанита и пираргирита в галените и блеклых рудах.

В месторождениях колчеданной группы концентрация серебра находится в прямой значимой корреляционной зависимости от содержания в них меди и свинца (Урал — $r_в$ Ag—Cu = 0,210 при $r_{кр}$ = 0,204; Алтай — $r_в$ Ag—Pb = = 0,440 при $r_{кр}$ = 0,318) и, как правило, эволюционирует от 22,1 ± 5,0 г/т в медноколчеданных рудах Урала до 33 ± 16,2 и 59,5 ± 22 г/т в медно-свинцово-цинковых рудах соответственно Кавказа и Рудного Алтая.

По интенсивности проявления рассеянной серебряной минерализации герцинские колчеданные месторождения Урала и Алтая (максимальное содержание серебра 117,8—363,8 г/т) практически мало чем отличаются от древнейших докембрийских месторождений Канадского щита и Австралийской платформы (Флин-Флон, Норанда, Кидд-Крик — до 140 г/т; Маунт-Айза — 217 г/т) или от молодых кайнозойских колчеданных месторождений Тихоокеанского рудного пояса (Учинотаи — 140 г/т, Серро-де-Паско — 113 г/т и т. п.).

В колчеданных рудах Урала накопление серебра в основном связано с наложенным медно-цинковым оруденением, развивавшимся по более раннему серноколчеданному субстрату. По данным Р. Луткова (1970), серебро концентрируется в этих рудах главным образом в пирите ($\bar{\chi}$ = 4,7 г/т), халькопирите ($\bar{\chi}$ = 40 г/т) и сфалерите ($\bar{\chi}$ = 70 г/т), иногда образуя в них микровключения электрума, гессита, сильванита и креннерита, реже самородного серебра, аргентита и фрейбергита. По статистическим данным отдельные типы колчеданных руд Урала в различной мере обогащены серебром. Интенсивность рассеянной серебряной минерализации, так же как и величина Ag : Au, в этих рудах нарастает от типично серноколчеданных образований ($\bar{\chi}_{Ag}$ = 5,4 г/т; Ag : Au = = 8,3 : 1) и медноколчеданных руд (содержание Ag на 1% Cu 4,7 г; Ag : Au = = 9 : 1) к комплексным рудам медно-цинкового состава (содержание Ag на 1% Cu 12 г; Ag : Au = 12,8 : 1).

Концентрации серебра в месторождениях колчеданной группы достигают максимума в медно-свинцово-цинковых месторождениях, широко развитых в металлогенических провинциях Кавказа и Алтая. Как следует из материалов В. Баранова, по интенсивности развития серебряной минерализации колчеданные месторождения названных регионов далеко неравнозначны; по всей совокупности статистических характеристик герцинские колчеданные месторождения Кавказской провинции почти в 2 раза беднее серебром ($\bar{\chi}_{Ag}$ = 33,0 ± ± 16,2 г/т; среднее содержание Ag на 1% Pb 20,74 г; Ag : Au = 27,1 : 1), чем рудные месторождения Алтая ($\bar{\chi}_{Ag}$ = 59,5 ± 22 г/т, содержание Ag на 1% Pb 32,7 г; Ag : Au = 42,1).

А. Гармаш и В. Баранов, характеризуя поведение серебра в колчеданных рудах Алтая, указывают, что важнейшими концентраторами серебра в них являются пирит ($\bar{\chi}$ = 116 ± 37 г/т), сфалерит ($\bar{\chi}$ = 162 ± 40 г/т), халькопирит ($\bar{\chi}$ = 119 ± 64 г/т) и галенит ($\bar{\chi}$ = 680 ± 198 г/т), а также обильно проявленные в них блеклые руды, которые иногда содержат до 9360 г/т серебра. Практически серебро довольно равномерно распределено во всех субформациях алтай-

ских руд — от руд пирротинового ряда до типично свинцово-цинковых. Однако максимально высокие его содержания отмечаются в барит-полиметаллических разностях руд, в которых наиболее широко представлена борнит-халькозиновая парагенетическая ассоциация минералов. Серебряная минерализация в колчеданных месторождениях Алтая носит типично рассеянный характер, хотя часто сопряжена с обильным развитием микропримеси собственно серебряных минералов: самородного серебра, электрума, аргентита, различных теллуридов серебра — гессита, сильванита, петцита, штернбергита, а также большой группы сложных серебряно-медных сульфидов и сульфосолей сурьмянистого ряда.

В месторождениях гидротермальной группы, которые на протяжении многих столетий являлись основным источником добычи богатых серебряных руд, обычны наиболее высокие и вместе с тем самые изменчивые природные концентрации серебра. Эволюционный ряд концентраций серебра в гидротермальных месторождениях необычайно широк и включает самые крайние значения его содержаний, известные в сульфидных эндогенных месторождениях: от 0,3 г/т в месторождениях самородной меди (Мичиган Коппер, США) и 3 г/т в существенно цинковых телетермальных рудах (Каратау, СССР; Миссисипи — Миссури, Пайн Пойнт, США) и медно-порфировых месторождениях (Коунрад, Дальнее, Каджаран, СССР; Эли Ахо, Рей, США) до 6—20 кг/т в собственно серебряных месторождениях серебряно-свинцовой, серебряно-золотой и серебряно-арсенидной формаций (Хуанчака, Перу; Пачука, Мексика; Кобальт, Канада и др.).

На фоне указанных аномальных концентраций серебра выделяется обширная группа преимущественно плутоногенных гидротермальных месторождений, характеризующаяся типично рассеянными формами нахождения серебра, в которых его количество чаще не выходит за пределы 3—850 г/т (М. Бэтман, 1949 г.; Boyle, 1968). Эти месторождения обычно и являются главным промышленным источником для побочного извлечения серебра из недр. Среди последних в Советском Союзе наибольший промышленный интерес в отношении серебра представляют три типа гидротермальных руд — медно-порфировый, золоторудный и свинцово-цинковый, которые принципиально отличаются друг от друга как по содержанию, так и по формам нахождения серебра.

Прожилково-вкрапленные медные молибденсодержащие месторождения во вторичных кварцитах (так называемый медно-порфировый тип) несут довольно низкие концентрации серебра: чаще 0,3—3,0 г/т (Биндхэм, Сан-Мануэль и др., США) до 28—85 г/т (Бьютт, США). Тем не менее значение этого типа месторождений как промышленного источника серебра в связи с крупными размерами добычи руд огромно: на их долю приходится до 50% его добычи в таких крупнейших странах-производителях серебра, как Перу и США (Ryan, 1965), а по содержанию серебра на 1% Cu они в 2—3 раза богаче, чем медно-никелевые руды, и почти не уступают медистым песчаникам (табл. 3).

Распределение серебра в медно-порфировом типе руд Советского Союза характеризуют следующие среднестатистические параметры: $\bar{\chi}_{Ag} = 5{,}1 \pm 2{,}5$ г/т; среднее содержание Ag на 1% Cu 7,76 г; Ag : Au = 10 : 1 при колебании в отдельных месторождениях от 3 до 77. В различных металлогенических провинциях страны абсолютное содержание серебра в этом типе руд изменяется в сравнительно узких толерантных пределах — от 1 до 15 г/т, однако молодые третичные месторождения Армении (Каджаран, Анкаван, Джиндара и др.) гораздо более обогащены серебром (содержание Ag на 1% Cu 12,0 г; Ag : Au = = 35 : 1), чем герцинские месторождения Казахстана (Коунрад, Бощекуль

Таблица 3

СРЕДНЕСТАТИСТИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ СОДЕРЖАНИЙ СЕРЕБРА В РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Генетическая группа	Геохимический тип месторождений	Число месторождений	Содержание Ag, г/т			Среднее содержание Ag на 1% Cu, г	Ag : Cu	Примеры месторождений
			$\bar{\chi}$	$\pm\lambda_{\bar{\chi}}$	S			
Магматическая	Медно-никелевый	10	6,6	3,8	12,8	3,2	15	Талнахское, Ждановское, Семилетка и др.
Скарновая	Медный	7	7,1	—	—	4,7	14	Турьинская группа
	Медно-магнетитовый	6	9,4	—	—	4,0	21	Саякская группа
	Медно-молибденовый	4	8,7	1,9	3,9	6,0	47	Глафиринское, Юлия Медная, Киялых-Узеньское
Гидротермальная	Медно-порфировый	10	5,1	2,5	4,1	7,8	10	Каджаран, Коунрад, Агаракское, Кальмакырское
	Медный (жильный)	4	11,5	8,2	8,4	4,7	—	
Колчеданная	Медноколчеданный	85	22,1	5,0	19,9	10,1	11	Гайское, Сибай, Учалы
Осадочная *	Медистые песчаники	8	13,6	5,0	7,3	9,2	—	Джезказган, Удокан

* Включая месторождения стратиформного генезиса.
Здесь и далее $\pm\lambda_{\bar{\chi}}$ — точность в определении среднего; S — стандартное отклонение.

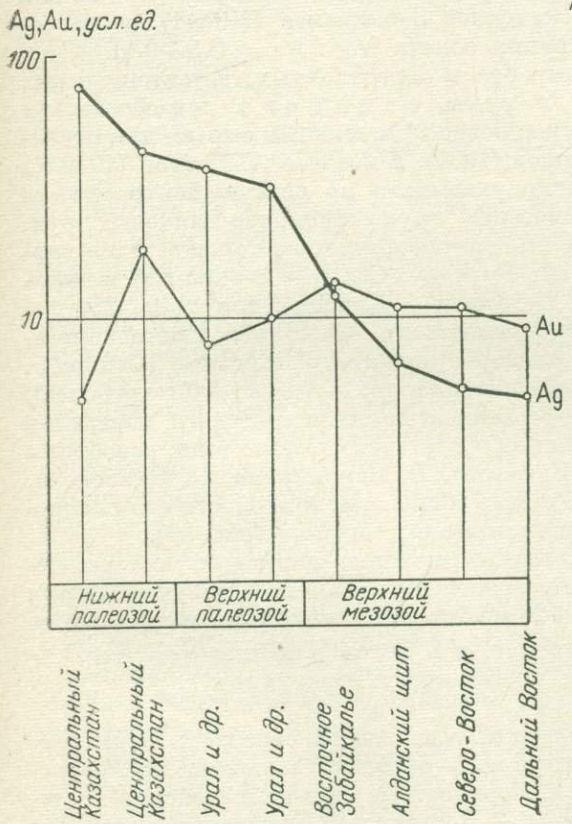
и пр.) и Средней Азии (Кальмакыр, Дальнее и др.) (содержание Ag на 1% Cu 5,8 г; Ag : Cu = 7,4 : 1).

Как отмечают И. Юдин (1969), С. Рузматов (1961), И. Магакьян и др. (1970), обогащение медно-молибденовых руд серебром обусловлено его накоплением в халькопирите (10—300 г/т) и сопутствующих минералах — пирите (3—288 г/т), сфалерите (30—170 г/т) и галените (260—700 г/т), частично в энаргите, борните, теннантите и других минералах поздних парагенезисов. С этими минеральными парагенезисами обычно ассоциируют и собственные минералы серебра, типоморфные для медно-порфировых руд: самородное серебро, электрум, теллуриды золота и серебра (гессит, петцит, сильванит, креннерит), штернбергит. Для теллуридов серебра наиболее характерно отложение в широком интервале — от халькопирита и пирита до галенита; самородное серебро, как правило, тяготеет к более поздней теннантит-энаргитовой ассоциации минералов, завершающей процесс формирования медно-порфировых руд.

Исключительно благоприятны для накопления серебра золоторудные месторождения, хотя концентрация серебра в рудах этого типа

резко изменчива: она сравнительно низка (от 2 до 110 г/т) в глубинных плутоногенных золоторудных месторождениях, ассоциирующих с гранодиоритовой субформацией гранитоидной магмы, и резко возрастает (от 500 г/т и выше) в близповерхностных вулканогенных месторождениях, генетически связанных с молодым андезито-дацитовым вулканизмом базальтоидной линии.

Рассеянный тип серебряной минерализации развит главным образом в двух золоторудных формациях плутоногенного класса, распространенных в различ-



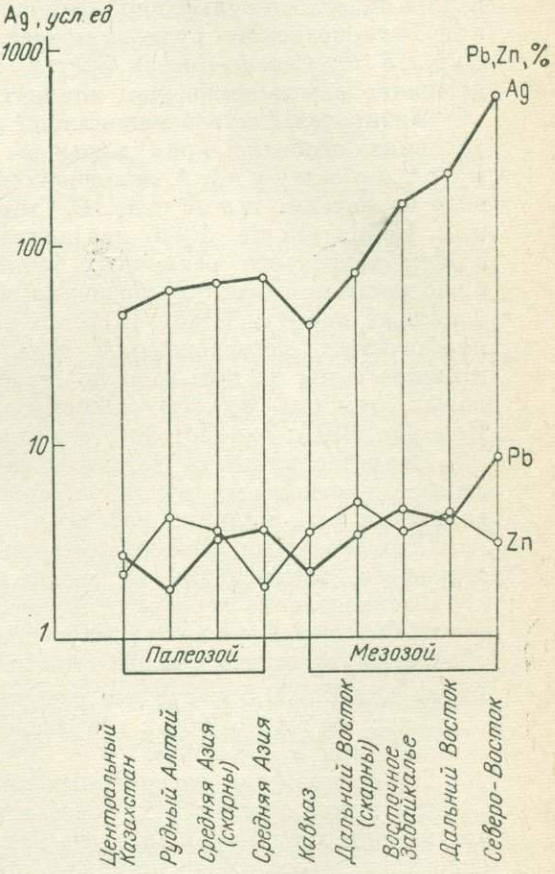


Рис. 35. Зависимость средних содержаний серебра и золота в золоторудных месторождениях рудных провинций СССР

Рис. 36. Зависимость средних содержаний серебра, свинца и цинка в свинцово-цинковых месторождениях рудных провинций СССР

ных металлогенических провинциях СССР: золото-кварцевой ($\overline{\chi}_{Ag} = 16{,}5 \pm \pm 6{,}9$ г/т; Ag : Au = 1,25 : 1) и золото-сульфидной ($\overline{\chi}_{Ag} = 58{,}4 \pm 18{,}7$ г/т; Ag : Au = 9,5 : 1). В первой серебро концентрируется в основном в самородном золоте в виде сплавов типа электрума и микровключений теллуридов — гессита, сильванита, петцита и др., во второй формации наряду с электрумом и теллуридами как включения в сульфидах широко проявлены самородное серебро, аргентит и сульфосоли типа полибазита, фрейбергита и прустита.

Концентрация серебра в плутоногенных золоторудных месторождениях СССР уменьшается от более древних (раннепалеозойских) к молодым (позднемезозойским) месторождениям (рис. 35). По статистическим данным максимально высоких значений в этом классе содержание серебра обычно достигает в палеозойских золоторудных месторождениях Урала, Бурятии и Казахстана ($\bar{\chi}_{Ag}$ для отдельных регионов 33,1—79,0 г/т), где концентрация серебра всегда выше, чем содержание золота (Ag : Au = 2,4—3,3 для руд золото-кварцевой и 5,0—16 золото-сульфидной формаций). Молодые плутоногенные месторождения Тихоокеанского рудного пояса, как правило, бедны серебром (Алданский щит 7,5 г/т; Северо-Восток 5,2 г/т, Восточное Забайкалье 11,9 г/т), а его содержание всегда ниже, чем концентрация золота (Ag : Au = 0,5—0,9).

Избирательность в накоплении серебра в определенных геотектонических условиях особенно ярко выражена в рудах свинцово-цинковых месторождений, являющихся наиболее эффективным сырьем для побочного извлечения его из недр. С. Смирнов (1934), а позднее А. Бэтман (1949 г.) и Р. Бойль (Boyle, 1968) неоднократно указывали на резкую контрастность в сереброносности различных генетических групп свинцово-цинковых руд, в частности на заметную обедненность им стратиформных месторождений в карбонатных породах (Пайн Пойнт, США; Каратау, СССР — 3—283 г/т) и метаморфогенных месторождений типа Сулливан — Брокен-Хилл (40—250 г/т) и вместе с тем на повышенную сереброносность плутоногенных свинцово-цинковых руд (40—850 г/т), особенно близповерхностного генезиса (Саншайн, Поларис, США; Эль-Потози, Дель-Оро, Мексика и др. — 600—1800 г/т и более).

Не останавливаясь детально на особенностях геохимического поведения серебра в отдельных рудных провинциях Советского Союза (они разобраны во многих региональных работах С. Бадалова, В. Пароникяна, К. Кузнецова, Л. Индолева и др.), рассмотрим лишь самые общие закономерности его распространения, вытекающие из среднестатистических оценок (рис. 36).

Распределение серебра в плутоногенных свинцово-цинковых месторождениях СССР характеризуют следующие усредненные параметры, полученные при обработке статистической выборки по 124 месторождениям: среднее содержание Ag на 1% Pb 30,5 г; среднее содержание Ag в целом для типа $\bar{\chi} = 118{,}7 \pm 39$ г/т; Ag : Au = 90,5 : 1 и выше; коэффициент корреляции $r_в$ Ag : Pb = 0,461 при $r_{кр} = 0{,}183$.

На общем фоне усредненных значений содержаний серебра в свинцово-цинковых месторождениях Советского Союза особенно высокой сереброносностью руд выделяются молодые близповерхностные мезо-кайнозойские месторождения Тихоокеанского рудного пояса — Восточного Забайкалья и особенно Приморья и Северо-Востока (табл. 4). Абсолютное содержание серебра в свинцово-цинковых месторождениях указанных регионов иногда в 10—15 раз выше, чем в одновозрастных мезо-кайнозойских месторождениях Кавказа и Закавказья и позднегерцинских месторождениях Средней Азии и Центрального Казахстана, а количество серебра, приходящееся на 1% Pb, в том же ряду падает от 56,0—65,4 г в молодых месторождениях восточных провинций до 16,4—18,9 г в палеозойских месторождениях Казахстана и Средней Азии и до 16,9 г в свинцово-цинковых месторождениях Кавказа. Показательна для этих рудных провинций и величина отношения серебра к золоту, значение которой, очевидно, зависит не только от возраста месторождений, но и от их региональной принадлежности.

Очень обогащены серебром сложные свинцово-цинковые месторождения, несущие комплексные руды гибридного типа с повышенными концентрациями

Таблица 4

СРЕДНЕСТАТИСТИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ СОДЕРЖАНИЙ СЕРЕБРА В СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РАЗЛИЧНЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ СССР

Рудная провинция	Число месторождений	Содержание Ag, г/т			Среднее содержание Ag на 1% Pb, г	Ag : Au
		$\bar{\chi}$	$\pm\lambda_{\bar{\chi}}$	S		
Центральный Казахстан	20	45,3	15,2	35	16,4	54,6
Средняя Азия	29	70,4	30,4	101	18,9	48,6
Кавказ и Закавказье	20	38,9	14,2	32	16,9	25,0
Восточное Забайкалье	27	165,8	50,9	135	35,4	126,0
Дальний Восток	12	239,3	97,3	179	56,0	—
Северо-Восток	16	567,2	266,7	333	64,4	До 2000

сурьмы, олова и висмута. К ним следует отнести свинцово-цинковые руды с сульфоантимонитами свинца, широко проявленные в некоторых районах Верхоянья (Булатское, Юбилейное и др.) и Восточного Забайкалья (Воздвиженское, Благодатское, Ивановское, Акатуевское), в которых концентрация серебра достигает 800—2000 г/т, а его содержание на 1% Pb иногда возрастает против среднерегионального значения до 170—800 г (Смирнов, 1934; Кузнецов, Мейтув, 1967; Индолев, Невойса, 1971). Сюда же могут быть отнесены и многие свинцово-цинковые месторождения Восточного Карамазара, обогащенные медью и висмутом (Алмалык, Тарыэкан, Канимансур), среднестатистическое содержание серебра в которых составляет 277,5 ± 215,2 г/т, а также комплексные оловянно-свинцово-цинковые месторождения Приморья, Якутии и Забайкалья (Силинское, Смирновское, Депутатское, Хапчеранга, Шерловая Гора и др.), особенно месторождения типа Синанчи, характеризующиеся развитием сульфосолей олова и свинца ($\bar{\chi}_{Ag}$ для касситерит-сульфидного типа 135,5 ± 58,2 г/т). Все эти месторождения, как правило, заметно обогащены сложными сульфосолями серебра и находятся на грани перехода к месторождениям серебряно-свинцовой или оловянно-серебряной формаций, отличаясь от последних не столько концентрациями серебра, сколько формами проявления серебряной минерализации.

Резко контрастны по содержанию серебра свинцово-цинковые месторождения, сформировавшиеся в различных температурных и литологических условиях (табл. 5). Избирательное накопление повышенных количеств серебра в них наблюдается главным образом в среднетемпературных месторождениях, залегающих в силикатных вмещающих породах. Сереброносность основных рудообразующих минералов — галенита, сфалерита и пирита — в них в 2—3 раза выше, чем в месторождениях более высокотемпературных (Каменское, Савинское 5, Актюзское и др.), и несоизмеримо высока по сравнению с месторождениями стратиформного типа (Миргалимсай, Наугарзан, Такоб и др.). Иногда в виде микровкрапленности в рудообразующих сульфидах в свинцово-цинковых рудах встречаются собственные минералы серебра: теллуриды золота и серебра — гессит, сильванит и петцит, обычно сопутствующие пириту и галениту, а также самородное серебро и аргентит, часто встречаемые в галените.

На заключительных стадиях формирования этих руд в парагенезисе с блеклыми рудами и сульфоантимонитами свинца образуются сложные сульфосоли серебра, подчеркивающие региональную специфику свинцово-цинковых руд:

Таблица 5

СРЕДНЕСТАТИСТИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ СОДЕРЖАНИЙ СЕРЕБРА В ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР (в г/т)

Тип месторождений	Вмещающие породы	Галенит			Сфалерит			Пирит		
		$\bar{x}$	$\pm\lambda_{\bar{x}}$	s	$\bar{x}$	$\pm\lambda_{\bar{x}}$	s	$\bar{x}$	$\pm\lambda_{\bar{x}}$	s
Высокотемпературный	Силикатные	1032	333	565	70	38	51		30 *	
Среднетемпературный	Карбонатные	2035	422	861	182	54	100	156	91	167
	Силикатные	2559	785	2120	194	101	330	178	155	2329
Низкотемпературный	Карбонатные	236	140	226	76	52	70		9 *	

* Единичные определения.

двойные сульфосоли серебра и свинца — диафорит и овихиит (Верхоянье), серебра и меди — фрейбергит, полибазит (Средняя Азия, Верхоянье), прустит и пираргирит (Восточное Забайкалье), редко матильдит и дискразит.

В осадочных месторождениях активная роль в накоплении серебра принадлежит сорбции и биохимическим процессам. Подчеркивая значение этих факторов в концентрации серебра в приповерхностных условиях, Р. Бойль (Boyle, 1968) отмечает частое нахождение повышенных количеств этого металла в угольных пластах (до 10 г/т в золе), битуминозных сланцах (5—10 г/т) и в золе нефти (до 100 г/т). Высокие содержания серебра установлены в минерализованных глинистых сланцах типа «Kupferschifer» (Замбийский пояс, Родезия; Болео, Мексика — 1—10 г/т; Рэдстоун Ривер, Канада — 10 г/т; Купферсчифер, ГДР; Уайт Пойн, США — 150 г/т,) в медистых песчаниках типа «red bed» (Новая Скотия, Корокоро, Боливия — 3,5—16 г/т), а также в ураноносных песчаниках Юго-Запада США (до 566 г/т и выше).

В отечественных месторождениях типа медистых песчаников, приуроченных к толщам ритмично переслаивающихся осадочных пород и часто несущих элементы стратиформного генезиса, концентрация серебра сравнительно невелика и в среднем составляет 13,6 ± 5 г/т (см. табл. 3) при колебаниях в отдельных месторождениях от 4 до 25,7 г/т, а его распределение, несмотря на тесную геохимическую ассоциацию с медью ($r_в$ Ag : Cu на Удокане — 0,67—0,89, на Джезказгане — 0,60—0,75), крайне неравномерно.

Основные типы руд медистых песчаников заметно отличаются друг от друга по уровню сереброносности: в пирит-халькопиритовом типе руд концентрация серебра чаще всего не превышает 5—11,4 г/т, тогда как в халькозин-борнитовом увеличивается до 30,9 г/т (Джезказган) и даже до 166—263 г/т (Удокан). Различия в содержании серебра еще рельефнее проявляются в главных рудообразующих минералах медистых песчаников, изменяясь в широком диапазоне — от сфалерита (0,73 г/т) и галенита (30—62 г/т) до борнита (350—769 г/т) и халькозина (660—2600 г/т), достигая в последних особенно высоких значений в массивных переотложенных рудах жильного типа. В борнит-халь-

козиновом типе руд обычно встречаются и собственные минералы серебра, типоморфные для медистых песчаников: самородное серебро, аргентит, дискразит и штромейерит.

СОБСТВЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕРЕБРА

Все известные в настоящее время промышленные месторождения серебра генетически связаны с поздними стадиями гидротермального процесса и в большинстве представляют собой комплексные образования, в которых серебро находится в тесном геохимическом сообществе с другими промышленными металлами. Отражая общую историческую схему эволюции магматизма и рудообразования, комплекс металлов, сопутствующих серебру в различные металлогенические эпохи, изменяется в широком диапазоне (табл. 6). В группе месторождений, связанных с базальтоидным магматизмом докембрийских платформ и щитов, серебро встречается главным образом с никелем и кобальтом, образуя крупные месторождения серебряно-арсенидной формации (Кобальт, Канада; Конгсберг, Норвегия и др.). Для месторождений, ассоциирующих с кислыми интрузиями гранитоидов в пределах палеозойских и мезозойских геосинклинальных областей, наиболее характерно сообщество серебра с ураном, висмутом и свинцом в рамках серебряно-арсенидной и серебряно-свинцовой формаций (Иохимсталь, ЧССР; Грейберг, ГДР; Саншайн, США и др.). В молодых месторождениях мезо-кайнозойских металлогенических эпох, генетически связанных с субвулканическими интрузиями и вулканогенными породами риолитового и андезит-дацитового ряда, серебро чаще всего накапливается совместно с золотом, свинцом и оловом в месторождениях золото-серебряной и олово-серебряной формаций (Пачука, Мексика; Тонопа, Комсток, США; Хаканджинское, Валунистое, СССР).

Месторождения серебра, развитые в различных металлогенических провинциях Советского Союза, принадлежат к двум рудным формациям: серебряно-свинцовой, характерной для складчатых систем с плутоническим магматизмом гранитоидного ряда, и серебряно-золотой, генетически связанной с андезито-дацитовым вулканизмом молодых вулканогенных областей.

Серебряно-свинцовая формация

Месторождения этой формации являются генетической разновидностью свинцово-цинковых руд, отличающейся от последних не только резкой обогащенностью серебром, но и своеобразием форм его проявления. Серебряная минерализация в этих месторождениях достигает максимума, возможного для руд свинцово-цинковой линии, и представлена обширным комплексом собственно серебряных минералов, нередко определяющих основную промышленную ценность руд.

Обычно месторождения этой формации встречаются в пределах свинцово-цинковых металлогенических зон и поясов и часто несут отчетливые признаки плутоногенного происхождения, проявляя связь с малыми интрузиями гранитоидов.

Наиболее важными представителями месторождений серебряно-свинцовой формации в Советском Союзе являются: позднегерцинские серебряные месторождения Кураминского антиклинория срединной зоны Тянь-Шаня (Канджольское, Лашкерек, Тарыэкан и др.) и позднемеловые месторождения Верхояно-Колымской складчатой системы (Алтайское, Верхне-Мейнекеченское,

Таблица 6

СИСТЕМАТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕРЕБРА

Показатели	Рудная формация			
	Серебряно-арсенидная	Серебряно-свинцовая	Серебряно-золотая	Серебряно-оловянная
Геотектоническая обстановка	Платформы, щиты, срединные массивы областей герцинской складчатости	Области герцинской и мезокайнозойской складчатости, зоны активизации	Молодые вулканические пояса, области альпийской складчатости, зоны активизации	Молодые вулканические пояса
Магматические комплексы	Докембрийские диабазовые силлы, позднегерцинские интрузии гранитоидов	Малые интрузии гранитоидов гипабиссальной фации	Субвулканические интрузии и вулканиты андезит-дацит-липаритового ряда	Жерловые фации порфировых интрузий третичного возраста (дациты, кварцевые липариты, диоритовые порфиры и др.)
Типичные минеральные парагенезисы	Арсениды никеля и кобальта (хлоантит, смальтин, саффлорит, кобальтин, никелин, герсдорфит и др.), арсенопирит, пирротин, пирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, самородный висмут и др.	Галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды, сульфоантимониты свинца (джемсонит, буланжерит, бурнонит)	Арсенопирит, пирит, кварц, блеклые руды, родонит, родохрозит, адуляр, иногда галенит, сфалерит, минералы висмута	Касситерит, пирит, франкеит, станнин, арсенопирит, сфалерит, галенит, джемсонит, бурнонит, тетраэдрит, висмутин, вольфрамит
Типоморфные минералы серебра	Самородное серебро, дискразит, аргентит, штромейерит, полибазит, стефанит, пираргирит	Пираргирит, аргентит, полибазит, фрейбергит, самородное серебро, диафорит, овихинит, стефанит, штернбергит, прустит, пирсеит, электрум, гессит	Аргентит, пираргирит, стефанит, полибазит, самородное серебро, электрум, теллуриды золота и серебра	Андорит, матильдит, пираргирит, арамайоит
Содержание серебра	До 6—30 кг/т	От 700 г/т до 20 кг/т	600—1800 г/т	300 г/т и выше
Основные промышленные компоненты	Ag, Ni, Co, U, Bi	Ag, Pb, Zn, Cu	Ag, Au	Ag, Sn
Примеры месторождений	Кобальт, Саут Лоррэн, Эльк Лейк, Медвежье озеро (Канада); Конгсберг (Норвегия); Иохимсталь (ЧССР); Бергфрайхайт, Шмидеберг, Фрейберг, Аннаберг, Шнееберг (ГДР)	Канджольское, Алтайское, Усть-Теремки, Мангазейское (СССР); Саншайн, Поларис (США); Эль-Потози, Дель-Оро (Мексика); Хуанчака, Колквиирка (Перу)	Вета-Мадре, Пачука (Мексика); Тонопа, Комсток (США); Хаканджинское, Валунистое (СССР); Кономаи, Титоси (Япония); Сасар (Румыния); Кремница (ЧССР)	Потози, Оруро, Чокайя, Пиркитас и др. (Боливия)

Мангазейское и др.), а также отдельные месторождения Восточного Забайкалья (Усть-Теремки и др.).

За рубежом месторождения серебряно-свинцовой формации известны в Тасманской геосинклинальной зоне (Мегнит, Раунд-Хилл и др., Австралия) и особенно широко распространены в молодых мезо-кайнозойских металлогенических провинциях Тихоокеанского рудного пояса (Саншайн, Поларис, США; Эль-Потози, Дель-Оро, Мексика; Колквиирка, Хуанчака, Перу и др.). Все эти месторождения, несмотря на существенно свинцово-цинковый характер, исключительно богаты серебром; его концентрация в рудах этого типа в среднем составляет около 1,5 кг/т, достигая в обогащенных участках отдельных месторождений 6—20 кг/т (богатые серебросодержащие столбы Хуанчака).

Наиболее ярким представителем месторождений серебряно-свинцовой формации в Советском Союзе является Канджольское (Турлычкин, 1969).

Канджольское месторождение

Месторождение расположено на юго-восточных склонах Кураминского хребта в пределах крупного горста, ограниченного важнейшими региональными структурами Карамазара — Редкометальным и Бирюзовым разломами (рис. 37). Вмещают оруденение гранодиориты Кураминского батолита (C_3—P_1; 298 ± ± 10 млн. лет), которые на севере прорваны интрузией табошарских гранитов (P_1; 270 ± 8 млн. лет), внедрившейся в зону Редкометального разлома, а на юге разбиты системой разрывов Уткемсуйского дайкового пояса, выполненных штоками и дайкообразными телами граносиенитов, фельзит-порфиров и диабазовых порфиритов (P_2—T_1). Фланги минерализованной зоны сложены конгломератами и дацито-андезитовыми порфиритами среднего карбона.

На площади рудного поля пространственно совмещено два типа серебряной минерализации, отражающих различные этапы металлогенеза Карамазара.

В западной его части, непосредственно примыкающей к Редкометальному разлому, преобладает преимущественно раннее оруденение золото-серебряного типа, представленное убогосульфидными (кварц 80—90%, сульфиды 0,5%) высокосеребристыми кварц-золоторудными жилами с электрумом, пираргиритом и фрейбергитом (Школьное месторождение, Ag : Au = 11 : 1). В ассоциации с породами раннего дайкового комплекса — кварцевыми порфирами и кварцевыми диоритовыми порфиритами (C_3—P_1) — они локализованы в зоне Редкометального разлома, обычно выполняют трещины северо-западного и субмеридионального направлений и сопровождаются незначительным окварцеванием и калишпатизацией гранодиоритов и табошарских гранитов в приальбандовых частях жил. По возрасту кварц-золоторудные жилы более ранние, чем дайковые породы Уткемсуйского пояса, и предположительно относятся к ранней перми.

В восточной части рудного поля, главным образом в тектонической зоне Канджольского разлома, очень широко развиты поздние руды серебряно-свинцового типа, слагающие кварц-сульфидные жилы (сульфиды 70—80%, кварц 10—20%) с обильным комплексом собственных минералов серебра (Канджольское месторождение, Ag : Au = 500 : 1 и выше). Эти жилы, как правило, пространственно и во времени тесно ассоциируют с граносиенитами, фельзитами и диабазовыми порфиритами Уткемсуйского пояса, являются более поздними, чем последние, и относятся к раннетриасовому этапу металлогенеза Карамазара, в процессе которого были сформированы все важнейшие рудные месторождения Кураминской металлогенической зоны. В структурном плане серебряно-свин-

цовые жилы тяготеют к разрывам северо-восточного простирания, а их образованию часто сопутствуют процессы интенсивной березитизации и карбонатизации рудовмещающих гранодиоритов в зонах шириной до 20 м.

С наибольшей интенсивностью серебряно-свинцовая минерализация проявлена в висячем боку Канджольского разлома, особенно на участках, непосредственно примыкающих к Уткемсуйскому дайковому поясу. Основные минерализованные зоны месторождения чаще всего располагаются в сильнотрещино-

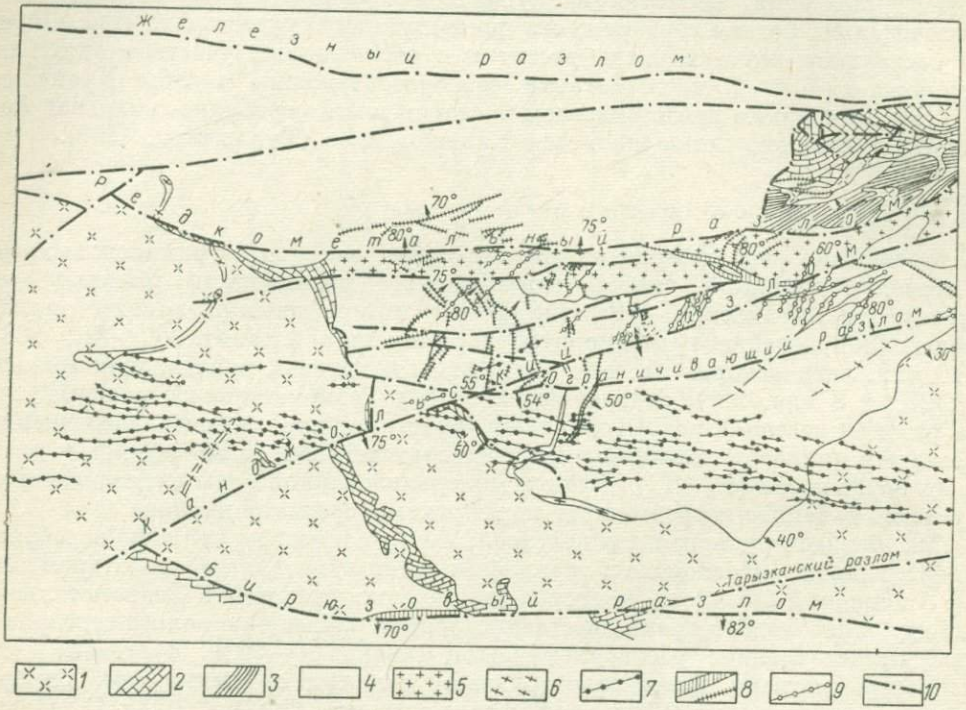


Рис. 37. Схематическая геологическая карта Канджольского рудного поля. По *В. Турлычкину* (1969).

1 — вулканогенно-осадочные образования (C_2); *2* — известняки (D_3—C_1); *3* — песчано-глинистые сланцы (O—S); *4* — гранодиориты Кураминского батолита (C_3—P_1); *5* — табошарские граниты (P_1); *6* — кварцевые порфириты и фельзит-порфиры; *7* — диабазовые порфириты; *8* — кварц-золоторудные жилы; *9* — серебро-полиметаллические рудные жилы; *10* — тектонические нарушения

ватых тектонических клиньях и представляют собой кусты и свиты сближенных жил, залегающих в системах крутопадающих трещин оперения Канджольского разлома, реже в оперяющих сколах и разрывах Ограничивающего и Редкометального разломов. По строению это типичные плитообразные и неправильные тела, образованные в результате заполнения приоткрытых полостей протяженностью от 50 м до 1 км, часто соединенные между собой прожилками и маломощными жилами лестничного типа.

Серебряно-свинцовые руды Канджольского месторождения несут все черты, обычно свойственные месторождениям плутоногенного происхождения. Наряду с отмеченным фактом тесного переплетения даек и минерализации, это руды, характеризующиеся длительным и прерывистым процессом минералообразования, зональным расположением минеральных ассоциаций и весьма

протяженным интервалом распространения оруденения на глубину — до 1200—1500 м.

Минеральный состав канджольских рудных жил довольно однообразен и, как правило, представлен кварц-карбонатно-сульфидными агрегатами (кварц 10—20%, карбонаты 5—10%, сульфиды 70—80%), сложенными комплексом сульфидов и сульфосолей серебра — пираргиритом, фрейбергитом, полибазитом, аргентитом и самородным серебром, ассоциирующими с арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и тетраэдритом. Ранняя кварц-арсенопиритовая парагенетическая ассоциация в них обычно обогащена висмутом (до 0,14%) и содержит обильные выделения висмутина и галеновисмутина. На нее наложена галенит-сфалеритовая минеральная ассоциация, характеризующаяся исключительно высокой сереброносностью минералов свинца и цинка (сфалерит 10—270 г/т, галенит 1560—14 000 г/т) и постоянной насыщенностью галенита примесями блеклых руд, пираргирита и аргентита. Еще позднее в ассоциации с полибазитом и аргентитом выделяется существенно медный минеральный комплекс, в котором главную роль играют халькопирит (Ag 220—300 г/т) и блеклые руды тетраэдрит-фрейбергитового состава (Ag 3—20%). Завершает процесс минерализации кварц-карбонатно-пираргиритовая ассоциация минералов, несущая основную массу сульфосолей серебра — пираргирит, фрейбергит, полибазит, сильванит и прустит, реже электрум, арсеноаргентит, аргентит и самородное серебро.

Все эти серебряные минералы образуют значительные скопления в виде мономинеральных жил, прожилков и включений и нередко встречаются совместно с мало типичным для руд серебряно-свинцовой формации минералом саффлоритом, а также с железо-марганцевыми карбонатами типа сидерита, родохрозита и анкерита.

Глубина зоны окисления Канджольского месторождения 150 м. Верхние ее части обычно сложены гидроокислами марганца и железа, более нижние горизонты — окисленными минералами, типичными для свинцово-цинковых руд. Серебро в зоне окисления присутствует главным образом в виде кераргирита, самородного серебра и аргентита. Немаловажная роль в сереброносности окисленных руд принадлежит минералам-сорбентам — лимониту, псиломелану, пиролюзиту и глинистым минералам, содержание серебра в которых в 10—15 раз выше, чем в зоне выщелачивания, и может достигать нескольких сот граммов на 1 т руды. Особенно высокая сереброносность окисленных руд характерна для так называемых сажистых руд, распространенных в нижних частях зоны окисления; концентрация серебра в них иногда возрастает до первых килограммов на 1 т руды. Характерно, что миграция серебра продолжается и в современных условиях: в местах излияния трещинных вод выпадают сажистые натеки псиломелана с содержанием серебра 50—70 г/т (Турлычкин, 1971).

Серебряно-золотая формация

Месторождения серебряно-золотой формации, образование которых генетически связывается с молодым андезито-дацитовым вулканизмом, наиболее характерны для северо-восточных металлогенических провинций страны, где они широко распространены в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Главнейшей особенностью рассматриваемых месторождений является их локальная приуроченность к центрам проявления вулканизма или субвулканическим интрузивам, сопровождающим формирование вулканогенных формаций. Как правило, это молодые, типично близповерхностные месторождения, характери-

зующиеся возрастной и пространственной близостью оруденения с вмещающими их вулканогенными образованиями и подчиняющиеся в размещении элементам вулканоструктур (жерловины, некки, конические и кольцевые разломы и пр.). Формационными особенностями этих месторождений являются: предрудная пропилитизация, обильное развитие марганцовистых карбонатов, отчетливое телескопирование минеральных ассоциаций и крайне неравномерное распределение золота и серебра в связи с наличием бонанцев, гнезд и столбов (Рожков, 1971).

Согласно систематике А. Сидорова и В. Найбородина (1968), в Охотско-Чукотском вулканическом поясе к формации серебряно-золотых руд относятся три типа месторождений: золото-пираргиритовый, золото-аргентитовый и золото-сфалерит-галенитовый. К этой же формации, очевидно, могут быть отнесены и золото-сульфоантимонитовые месторождения типа Карамкенского, характеризующиеся довольно повышенными концентрациями серебра.

Интенсивность развития серебряной минерализации в этих месторождениях различна и в зависимости от этого среди них выделяются:

1) собственно серебряные аргентитового и пираргиритового типов с Ag : : Au = 100 : 1. В составе основных рудных ассоциаций преобладают собственно серебряные минералы — электрум, аргентит, пираргирит, полибазит, прустит, иногда стефанит и пирсеит (Хаканджинское, Валунистое и др.);

2) серебряно-золотые пирит-арсенопиритового и галенит-сфалеритового рядов (Ag : Au = 10÷1 : 1). Минералы серебра для них такая же важная минеральная ассоциация, как и минералы типично золотого парагенезиса (Карамкенское, Агатовское и др.).

По типу и условиям формирования серебряно-золотой минерализации месторождения Охотско-Чукотского вулканического пояса очень близки с миоценовыми месторождениями США, связанными с риолитами (Тонопа, Аврора, Джильберт, Комсток, Гольдскэл и др.), а также с месторождениями Японии (Кономаи, Титоси, Мотикоси и др.), Румынии (Сасар) и других вулканогенных провинций. Концентрация серебра в месторождениях серебряно-золотой формации обычно колеблется от 600 г/т до 1,8 кг/т.

Типичные представители молодых вулканогенных месторождений серебряно-золотой формации рассмотрены в разделе «Месторождения золота».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Серебро. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1966, с. 51—81.

Индолев Л. Н., Невойса Г. Г. Сереброносные рудные формации Якутии. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 195—197. (Материалы к VI Всесоюз. металлоген. совещ.).

Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М. Геохимия редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. М., «Наука», 1967. 246 с.

Лутков Р. И. Некоторые статистические данные изучения колчеданных месторождений Урала и Мугоджар. — В кн.: Материалы VII конференции молодых ученых ВИМСа. Ч. 1. М., 1970, с. 91—95.

Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фармазян А. С. Закономерности распределения редких и рассеянных элементов в медно-молибденовых рудах Армянской ССР. — В кн.: Комплексное использование медно-молибденовых руд. Ереван, «Айастан», 1970, с. 29—37.

Рожков И. С. Близповерхностные месторождения золота. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 3, с. 3—13.

Рузматов С. Р. Формы нахождения серебра и золота в рудах медно-молибденового месторождения Кальмакыр. — «Узб. геол. журнал», 1961, № 4, с. 61—63.

Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966, с. 105—111.

Сидоров А. А., Найбородин В. И. О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 1, с. 188—191.

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. М., ОНТИ, 1934. 486 с.

Турлычкин В. М. Два этапа минерализации в Канджольском рудном поле Карамазара. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 11, с. 40—51.

Турлычкин В. М. Геология, минеральный состав руд и структурные условия локализации золотого и серебряного оруденения Канджольского рудного поля. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1971. 30 с.

Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au. — «Геохимия», 1956, № 3, с. 65—73.

Юдин И. М. Медное месторождение Коунрад. М., Изд-во МГУ, 1969, с. 121—123.

Boyle R. W. The geochemistry of silver and its deposits. — «Bull. Geol. surv. Canada», 1968, N 6, p. 1—229.

Ryan P. Silver — Mineral Facts and Problems. — «Bull. Bur. Mines», 1965, N 630, p. 809—821.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ

ОБЩАЯ ГРУППИРОВКА

В группе платиновых металлов объединяются платина и пять подобных ей по физико-химическим свойствам элементов, называемых платиноидами — палладий (Pd), иридий (Ir), родий (Rh), осмий (Os), рутений (Ru). Существует два вида природных минерально-сырьевых источников этих металлов — собственные месторождения и месторождения с попутной платиновой металлоносностью. В первых уровень содержания, общие запасы и формы нахождения платиновых металлов позволяют проводить экономически выгодную их добычу независимо от того, являются ли эти месторождения комплексными и содержат высокие концентрации различных металлов, либо несут только платиновые металлы. Во втором виде сырьевых источников содержание платиновых металлов ниже промышленных кондиций собственно платиновометальных месторождений, но в процессе разработки таких месторождений возможно накопление платиновых элементов в промышленно-технологических продуктах до уровня и масштабов рентабельного попутного извлечения. В настоящее время основным источником являются их собственные месторождения, в которых обычно доминирует один-два из присутствующих платиновых металлов.

СОБСТВЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ

В этом виде минерально-сырьевых источников по промышленному значению главенствуют эндогенные образования, хотя еще 30—40 лет назад в основном разрабатывались платиновые россыпи.

ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Известны эндогенные концентрации платиновых металлов в магматических, скарновых и гидротермальных месторождениях. В Советском Союзе выявлены только магматические месторождения. Небольшие скарновые и гидротермальные платиново-палладиевые месторождения описаны П. Вагнером (1932) в Южной Африке в ассоциации с Бушвельдским изверженным комплексом.

Магматические месторождения

Магматическая группа включает ликвационные платиново-палладиевые и позднемагматические собственно платиновые месторождения. Те и другие находятся в основном в материнских рудоносных интрузивах, которые контролируются глубинными разломами и являются производными верхнемантийных толейит-базальтовых и магнезиальносиликатных магм.

На платформах магматические месторождения встречаются в пределах выступов кристаллического фундамента и в зонах тектоно-магматической активизации, а в складчатых областях — в эвгеосинклинальных и орогенных зонах.

Платиновометальное оруденение магматических месторождений не проявляется в виде самостоятельных рудных тел, а концентрируется в сульфидных и хромитовых месторождениях магматического происхождения. Рудные тела этих месторождений обладают вкрапленной, прожилковой, прожилково-вкрапленной и массивной текстурами, имеют пластообразную, линзовидную, гнездовую или жильную форму. Размеры их от сантиметров до многих километров. Вертикальный размах платиновометального оруденения может достигать нескольких сот метров. Содержания в них главных платиновых металлов — платины и палладия — резко варьируют, колеблясь обычно от десятых долей до десятков граммов на 1 т и местами увеличиваясь до сотен и тысяч граммов на 1 т.

Платиновые металлы в основном добываются из ликвационных платиново-палладиевых месторождений. Позднемагматические собственно платиновые месторождения сейчас не разрабатываются.

Ликвационные платиново-палладиевые месторождения

Вместе с платиновыми металлами из сульфидных руд ликвационных месторождений извлекаются медь, никель, кобальт, золото, серебро и ряд других полезных компонентов. Этот широкий комплекс элементов заключен во вкрапленных и массивных медно-никелевых сульфидных рудах, локализованных главным образом в расслоенных интрузивах основного и ультраосновного состава, а также в экзоконтактах этих интрузивов. Исходная магма интрузивов толейит-базальтовая (Годлевский, 1975). Ее производные — рудоносные интрузивы — дифференцированы и несут сингенетичное ликвационно-вкрапленное оруденение, тяготеющее к наиболее основным дифференциатам.

Главные минералы руд — пирротин, пентландит и халькопирит, часто присутствуют кубанит и магнетит, которые иногда становятся основными рудообразующими минералами.

Накопление платиновых металлов в рудах изменяется в широких пределах — от 0, *n* до десятков граммов на 1 т. Эти колебания в первом приближении находятся в прямой зависимости от вариаций содержания меди и магматических медных сульфидов группы халькопирита и кубанита. Как сплошные сульфидные, так и вкрапленные сульфидно-силикатные руды, заключенные в теле интрузивов, богаче платиновыми металлами, чем аналогичные по сложению руды экзоконтактов. В несколько раз выше содержание этих металлов в сплошных рудах по сравнению с вкрапленными того же состава.

Таблица 7

СООТНОШЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ (в отн. %) В РУДАХ ЛИКВАЦИОННЫХ ПЛАТИНОВО-ПАЛЛАДИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождение	Pd	Pt	Rh	Ir	Ru	Os
Норильское	71,0	25,0	2,9	0,1	1,0	—
Талнахское	73,0	19,8	3,4	1,5	1,8	0,5
Октябрьское	74,5	16,3	4,0	1,7	2,6	0,9
Мончегорское	76,0	22,7	1,0	0,2	0,1	—
Садбери	46,3	42,0	4,2	1,2	5,3	1,0
Потгитерсруст (в горизонте Меренского)	47,7	43,6	3,1	0,8	4,2	0,6

Таблица 8

СОСТАВ ПЛАТИНОВОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЛИКВАЦИОННЫХ ПЛАТИНОВО-ПАЛЛАДИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Минерал и формула его среднего состава в характеризуемых месторождениях	Месторождения			
	норильского типа			мончегорского типа
	Норильское	Талнахское	Октябрьское	Мончегорское
Неупорядоченные твердые растворы				
Железистая платина Pt_3Fe_2	+++	++	+	
Неназванные минералы				
$Pt_{5,5}Pd_3Sn_2$—$Pt_7Pd_{4,5}Sn_4$		++		
$Pd_{4,5}Pt_{3,7}Sn_2$—$Pd_{4,3}Sn_2Pt_{1,9}Cu_{1,8}$			++	
$Pd_{10}Sn_{3,5}Pt_{1,5}Pb_1$—$Pd_{11}Sn_{2,5}Pb_2$		+++		
Палладистый аурокупроит $Cu_5Au_4Pd_1$		++		
Порпецит Au_8Pd_1	+			
Интерметаллические соединения				
1. Ауриды:				
Палладиевый рожковит $(Cu, Pd)_3Au_2$	++	+++	++	
2. Платиниды:				
Медно-никелевый изоплатинид железа $(Fe, Ni, Cu)_2Pt$		+++	++	++
Медно-никелевая тетраферроплатина $(Fe, Ni, Cu)Pt$	++++	++++		
Палладиевая тетраферроплатина $Fe(Pt, Pd)$	++			
3. Станниды:				
Нигглиит $PtSn$	+		+	+
Рустенбургит $(Pt, Pd)_3Sn$—$(Pt, Pd)_5Sn_2$	++++	++++	++	
Атокит $(Pd, Pt)_3Sn$—$(Pd, Pt)_7(Sn, Pb)_2$	+++	++++	++	
Станнопалладинит Pd_5Sn_3	++	++	+++	+
Неназванные минералы				
$(Pd, Cu, Pt)_3 \pm xSn$	+++	++++	++	
$(Pd, Pt)_2 \pm xCu_1 \pm ySn$		+++	++	
Паоловит Pd_2Sn		++	++++	++
Неназванные минералы				
$Pd_2(Sn, Sb)$	++			
$Pd_3(Sn, As)$	+	++	++	
$Pd_2(Sn, As)$ *	++		++	
$(Pd, Pt)_2(Sn, As)$		+		
4. Плюмбиды:				
Звягинцевит Pd_3Pb	++	++	+	
Неназванный минерал $(Pd, Pt)_3(Pb, Sn)$	+			
Плюмбопалладинит Pd_3Pb_2	++	+++	+	
Полярит $Pd(Pb, Bi)$	+	+++	++	
5. Висмутиды:				
Соболевскит $PdBi$		++	++++	
Неназванные минералы				
$Pd(Bi, Te)$		+	++	
$Pd(Bi, Pb)$		+++	++	
$(Ag, Pd)_2(Bi, Sb)$			+	
Урванцевит $Pd(Bi, Pb)_2$		+	++	
Фрудит $PdBi_2$			+++	+
Инсизваит $Pt(Bi, Sb, Te)_2$			+	
6. Антимониды:				
Стибиопалладинит Pd_5Sb_2	++			
Неназванный минерал $Pd_{5+x}(Sb, Sn)_2$	++		++	
Мертинт $(Pd, Ag)_{5-x}(Sb, As)_2$	++		++	

Продолжение табл. 8

Минерал и формула его среднего состава в характеризуемых месторождениях	Месторождения			
	норильского типа			мончегорского типа
	Норильское	Талнахское	Октябрьское	Мончегорское
7. Теллуриды:				
Телларгпалит $(Pd, Ag)_3(Te, Bi)$			+	
Котульскит $(Pd, Pt)(Te, Bi)$		+	++	+++
8. Арсениды:				
Неназванные минералы				
$Pd_2(As, Sn, Sb)$		+		
$(Pd, Ni)_3As$ *	+			
Pd_5As_3			++	
$Pd_2(As, Pb)$ *	+			
$(Pd, Ni)_2As$		+		
$(Ni, Pd)_{2+x}As$		++		
Маякит $(Ni, Pd)_5As_2$		++		
Боришанскиит $Pd(As, Pb)_2$		+	+	
Сульфиды и их аналоги				
Куперит PtS	++	++	+	
Брэггит $(Pt, Pd, Ni)S$			+	
Высоцкит $(Pd, Ni)S$ *	++	+	+	
Холлингвортит $(Rh, Pt)(As, S)_2$*	+		+	
Сперрилит $PtAs_2$	+++	+++	+++	
Геверсит $PtSb_2$ *	+			
Мончеит $Pt(Te, Bi)_2$		+	++	+++
Неназванный минерал $Pd_2(Te, Bi)_3$			+	
Меренскиит $(Pd, Pt)(Te, Bi)_2$			++	
Майченерит PdTeBi		+	+	++

Примечание. В таблице использованы материалы автора по месторождениям норильского типа и сводка О. Юшко-Захаровой (1975) по Мончегорскому месторождению.

Степень относительной распространенности минералов обозначена: ++++ главные, +++ второстепенные, ++ редкие, + очень редкие.

* По Норильскому месторождению данные А. Генкина (1968).

Главные элементы платиновой группы в ликвационных месторождениях — платина и количественно превалирующий над ней палладий. Между их содержаниями существует прямая корреляционная связь. Содержание всех остальных платиноидов (Rh, Ir, Ru, Os) на один — три порядка ниже (табл. 7).

Платиновые металлы в рудах ликвационных месторождений находятся в основном в виде минералов палладия и платины (табл. 8) и в рассеянном (примесном) состоянии. В палладиевых и платиновых минералах, наряду с минералообразующими палладием и платиной, накапливаются макропримеси родия, иридия, рутения, осмия, количество которых колеблется в пределах $0{,}0n—n$ вес. %. Микропримесь металлов платиновой группы в размере от $0{,}00n$% и менее концентрируется в составе рудообразующих минералов (табл. 9).

Для платиновометальной минерализации ликвационных месторождений типоморфны интерметаллические соединения палладия и платины с элементами, имеющими металлоидные свойства — оловом, свинцом, висмутом, сурьмой, теллуром, мышьяком (см. табл. 8). Одними из первых в ряду платиновометальных

Таблица 9

СОДЕРЖАНИЕ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ЛИКВАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (в г/т)

Месторождение	Минерал	Pd	Pt	Rh	Ir	Ru	Os
Талнахское	Пентландит	4,05 / 0,50—7,20	1,63 / 0,28—2,80	0,47 / < 0,01—0,50	0,17 / 0,07—0,30	0,18 / < 0,01—0,45	0,41 / < 0,01—0,83
	Пирротин	2,11 / 0,27—4,50	0,34 / 0,12—0,70	0,16 / 0,01—0,26	0,18 / < 0,01—0,41	0,18 / < 0,01—0,40	0,05 / < 0,01—0,10
	Халькопирит	5,79 / 0,59—12,50	2,58 / 0,19—5,00	0,44 / 0,35—0,52	0,10 / 0,03—0,15	0,27 / 0,05—0,60	0,22 / 0,01—0,60
	Кубанит	9,10 / 6,20—12,00	3,33 / 2,50—4,50	0,60	0,10 / < 0,01—0,20	0,27 / 0,20—0,30	0,65 / 0,16—1,00
	Магнетит	0,90 / 0,20—3,00	0,18 / 0,01—0,60	0,08 / 0,01—0,30	—	0,18 / < 0,01—0,33	0,10 / < 0,01—0,25
Октябрьское	Пирротин	0,22 / 0,12—0,36	0,20 / 0,05—0,40	0,08 / Не обн.—0,15	0,10 / 0,04—0,15	0,11 / 0,08—0,16	0,05 / 0,03—0,16
	Халькопирит	3,90 / 2,00—9,30	0,83 / 0,50—2,3	0,18 / 0,07—0,25	0,12 / 0,04—0,16	0,28 / 0,14—0,42	0,19 / 0,07—0,28
	Талнахит	1,50 / 1,00—2,00	0,35 / 0,20—0,50	0,63 / 0,50—0,75	0,22 / 0,15—0,30	0,27	0,18
	Кубанит	4,00 / 2,00—6,00	2,45 / 0,90—4,00	0,70 / 0,40—1,00	0,15 / 0,09—0,20	0,37 / 0,32—0,42	0,21 / 0,17—0,25
	Магнетит	0,10 / 0,04—0,19	0,05 / Не обн.—0,12	0,01 / Не обн.—0,03	Не обн. / Не обн.—Следы	0,11 / 0,05—0,17	0,28 / 0,02—0,80
Мончегорское	Пирротин	1,5 ± 1,3 / 0,5—5,0	0,1 ± 0,07 / Следы—0,2	0,35 / Не обн.—0,5	—	—	—
	Халькопирит	3,5 ± 2,08 / Не обн.—12,0	0,5 ± 0,38 / Не обн.—2,2	0,3 ± 0,17 / Не обн.—1,0	—	—	—
Печенгское	Пентландит	1,0 ± 0,08 / 0,5—2,0	0,02 ± 0,04 / Не обн.—0,2	0,06 ± 0,03 / Не обн.—0,1	—	—	—
	Пирротин	0,28 ± 0,27 / Не обн.—1,1	0,002 ± 0,005 / Не обн.—0,02	0,7 ± 0,19 / Не обн.—1,5	—	—	—
	Халькопирит	0,1 ± 0,1 / Не обн.—0,5	0,05 ± 0,03 / Не обн.—0,1	0,02 / Не обн.—0,1	—	—	—

Примечания: 1. По Талнахскому и Октябрьскому месторождениям приводятся данные автора (фазовый химический анализ с количественным спектрофотометрическим окончанием, аналитик Г. Хоменко), по Мончегорскому и Печенгскому месторождениям — данные О. Юшко-Захаровой и др. (1967) (химико-спектральный анализ обогащенных до 80—90 об. % фракций указанных минералов из сплошных руд, аналитик Р. Рубинович);

2. В знаменателе даны предельные значения, в числителе — среднее арифметическое по Талнахскому и Октябрьскому месторождениям и статистическая оценка среднего и возможной ошибки — по месторождениям Кольского полуострова.

минералов образуются сплавы платины и палладия с высокохалькофильными оловом и свинцом. Так как последние легко переходят в оксиды и сульфиды, то появление сплавов олова и свинца с платиной и палладием свидетельствует, по М. Годлевскому (1975), об ультравосстановительных условиях начальных стадий кристаллизации платиновометальных минералов.

Выделения минералов платиновых металлов в ликвационных месторождениях обычно представлены редкими единичными обособлениями, спорадически рассеянными в рудной массе. Размеры таких обособлений в среднем колеблются от единиц до первых десятков микрометров. Существует прямая зависимость размера выделений и частоты встречаемости минералов платиновых металлов от содержания в руде палладия и платины: вероятность обнаружения этих минералов увеличивается, начиная от концентраций платины 5—7 г/т и палладия 10—15 г/т и выше. В большинстве случаев минералы платиновых металлов заключены в рудообразующих сульфидах (халькопирите, пирротине и др.), но нередко они находятся в магнетите и силикатных минералах (плагиоклазах, серпентинах, пироксенах и др.).

Наряду с чертами сходства, ликвационные месторождения платиновых металлов обладают своеобразными геолого-генетическими особенностями, позволяющими выделить месторождения норильского и мончегорского типов.

Норильский тип

Месторождения данного типа встречаются в областях тектоно-магматической активизации окраин древних платформ в генетической связи с расслоенными мафическими интрузивами, формировавшимися в эпохи грандиозных трапповых излияний. В донных частях таких интрузивов, сложенных самыми основными дифференциатами, локализуются сингенетичные вкрапленные сульфидные руды ликвационного происхождения и залежи и жилы массивных магматических сульфидных руд стандартного пентландит-халькопирит-пирротинового состава, нередко дополняемого кубанитом. Руды месторождений норильского типа характеризуются сходством генезиса, морфологии и минералогии, содержат меди больше, чем никеля, и несут повышенные концентрации платиновых металлов.

В рудах концентрируются все шесть элементов платиновой группы. Наиболее значительны содержания палладия и платины. Их количество прямо коррелируется с содержанием меди. Распределение платины и палладия крайне неравномерное. Отношения Pd : Pt в среднем варьирует около (3—4) : 1, снижаясь до 2 : 1 и увеличиваясь в халькопиритовых жилах до 6 : 1. Гораздо ниже содержания в рудах родия, рутения, иридия и осмия (см. табл. 7).

Месторождения норильского типа установлены на северо-западной окраине эпидокембрийской Сибирской платформы, в области длительно развивавшегося (от позднего протерозоя до среднего палеозоя) перикратонного прогиба с мощным (в 10 км) чехлом платформенных морских и лагунно-континентальных осадков. Формирование этих месторождений, по М. Годлевскому (1975), происходило в раннемезозойский этап тектоно-магматической активизации Сибирской платформы. Рудоносные интрузии внедрялись по крупным региональным разломам и локализовались в гипабиссальных условиях (на глубинах 1—3 км от земной поверхности), приурочиваясь к межформационным пространствам карбонатных отложений девона и песчано-глинистой толщи пермо-карбона (тунгусской серии). Эти интрузивы принадлежат к интрузивной фации киммерийской вулкано-плутонической формации платобазальтов и являются

правильно расслоенными дифференцированными телами в форме полого залегающих хонолитов. Размеры их относительно небольшие — несколько десятков квадратных километров.

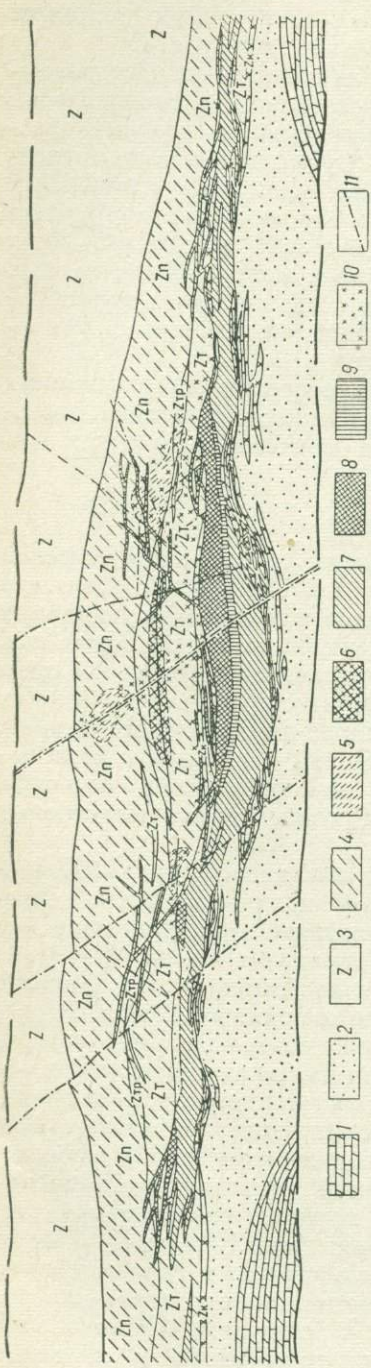


Рис. 38. Схема геологического строения рудной толщи одного из месторождений норильского типа (продольный разрез).

1—2 — породы, вмещающие рудоносный интрузив: *1* — верхнедевонские доломиты, известняки и мергели, *2* — нижняя толща тунгусской серии из песчаников с прослоями аргиллитов (C_3—P_1); *3* — безоливиновые и оливиновые габбро-долериты верхней (безрудной) толщи интрузива, *4—9* — ликвационно-магматические сульфидные руды: *4—5* — вкрапленные в контактовых (Zк), таксиновых (Zт), троктолитовых (Zтр) и пикритовых (Zп) габбро-долеритах нижней (рудной) толщи интрузива; *4* — пентландит-халькопирит-пирротиновые, *5* — пентландит-пирротин-(кубанит)-халькопиритовые; *6* — сидеронитовые и сплошные пентландит-(кубанит, халькопирит)-пирротиновые сегрегационных шлиров; *7—9* — сплошные инъекционные залежей и жил: *7* — пентландит-халькопирит-пирротиновые, *8* — пентландит-кубанит-(талнахит)-халькопиритовые, *9* — пентландит-пирротин-кубанитовые. *10* — проникково-вкрапленные эпигенетические пирротиновые, халькопиритовые (в дифференциатах интрузива вместе с эпигенетически измененными), борнитовые, халькозиновые, пиритовые и миллеритовые руды в нижней толще интрузива и в метасоматически измененных породах его подошвенного экзоконтакта; *11* — тектонические нарушения. Концентрации платиновых металлов в рудах возрастают от условного знака 4 к знаку 9 с соответствующим увеличением частоты встречаемости платиновометальных минералов в рудах

Платиновометальное оруденение месторождений норильского типа сконцентрировано в сульфидных рудах нижней (рудоносной) толщи фронтальных частей материнских интрузивов и примыкающего к ней экзоконтактового ореола метасоматически измененных вмещающих пород. Рудоносные дифференциаты интрузива характеризуются повышенной основностью и представлены (снизу вверх) контактовыми, таксиновыми, троктолитовыми и пикритовыми габбро-долеритами (рис. 38).

Платиноносные рудные тела различаются по морфологии и генезису. По объему среди них преобладают пластообразные полого залегающие слои рудоносных дифференциатов интрузива в основном с сингенетичной пентландит-халькопирит-пирротиновой вкрапленностью ликвационного происхождения. Следующее место принадлежит инъекционно-магматическим сплошным рудам плитообразных залежей, линз и ответвляющихся от них наклонных жил. Состав этих руд также пентландит-халькопирит-пирротиновый. В самом интрузиве изредка встречаются линзовидные шлиры магматических сегрегационных сульфидных руд с интерсертальной и массивной текстурами.

В околозалежном ореоле в теле интрузива и по тектонически ослабленным

зонам в рудоносной толще интрузива располагаются эпигенетически измененные вкрапленные и инъекционно-метасоматические прожилково-вкрапленные платиноносные пирротиновые, халькопиритовые, борнитовые, халькозиновые руды. В мощном экзоконтактовом ореоле подошвенной части интрузива, представленном роговиками, магнезиальными скарнами, известковыми скарнами и менее измененными породами, находятся пластовые, линзообразные и шлировидные тела вкрапленных эпигенетических и прожилково-вкрапленных инъекционно-метасоматических платиноносных руд, состоящих главным образом из пирротина и халькопирита с кубанитом при второстепенной роли пирита, валлериита, маккинавита, борнита, миллерита, халькозина. Кроме того, в эндоконтакте (в долеритах) и в экзоконтактовой зоне фронтального окончания интрузива (в метасоматически измененных вмещающих породах) отмечаются брекчиевидные эпигенетические пирротиновые и халькопиритовые платиноносные руды.

Мощность рудной толщи месторождений норильского типа увеличивается в сининтрузивных структурных ловушках, например в мульдообразных «карманах» в ложе материнских интрузивов (см. рис. 38).

Уровни концентрации платиновых металлов в месторождениях в первом приближении зависят от глубин их формирования и определяются генетическим своеобразием руд. Наиболее богатые платиноносные руды (халькопиритовые жилы) с содержаниями Pd + Pt кг/т были известны в месторождении, которое локализовалось на 0,5—1,5 км ближе к земной поверхности по сравнению с более глубинными аналогами. Примечательно, что в рудах последних относительно выше роль спутников платины — платиноидов (см. табл. 7), а в сравнительно менее глубинном месторождении больше платины. Причем эта закономерность отражается и на составе платиновометальной минерализации: среди главных и второстепенных ее минералов в приповерхностном месторождении преобладают минералы платины, а в более глубинных — минералы палладия (см. табл. 8).

Общим для всех месторождений рассматриваемого типа является зональное распределение в них благородных металлов, в том числе и платиновых (Конкина, Разин, 1976). Эта зональность контрастная, со скачкообразно меняющимися концентрациями при переходе от зоны к зоне. Прослеживается она по латерали с увеличивающейся контрастностью в направлении от центральных к фронтальным частям рудоносных интрузивов (см. рис. 38). В вертикальном разрезе зональность проявляется особенно резко (рис. 39). Обусловлена она сменой генетических типов руд, что нередко отражает специфичное структурное положение рудных тел, бывает также результатом смены минералого-морфологических разновидностей руд, во вкрапленных разновидностях может быть связана еще и со степенью насыщенности руд сульфидами, при этом в пределах одного и того же морфолого-генетического вида руд отмечается относительно более высокая концентрация палладия и платины в медных сульфидных рудах по сравнению с пирротиновыми, а родия, наоборот, в пирротиновых рудах.

Максимумы концентрации платины и палладия приходятся на залежи, линзы и жилы магматических сплошных руд халькопиритового, талнахитового и кубанитового состава (см. рис. 39). Минимумы падают на инъекционно-метасоматические вкрапленные и прожилково-вкрапленные миллеритовые, халькопиритовые, борнитовые руды. В границах одной и той же минералого-морфолого-генетической разновидности руды содержание палладия и платины изменяется незначительно, коэффициент вариации не превышает 50%.

Зоны с убывающим содержанием платиновых металлов располагаются вокруг залежей сплошных руд, чередуясь по направлению к кровле рудоносного интрузива и к внешней границе его нижнего экзоконтакта. Зонально распределены платиновые металлы и в самих залежах. Концентрируются эти металлы в верхней части залежи и в ответвляющихся жилах, обычно обогащенных медью и представленных халькопиритовыми, талнахитовыми и кубанитовыми рудами (см. рис. 38).

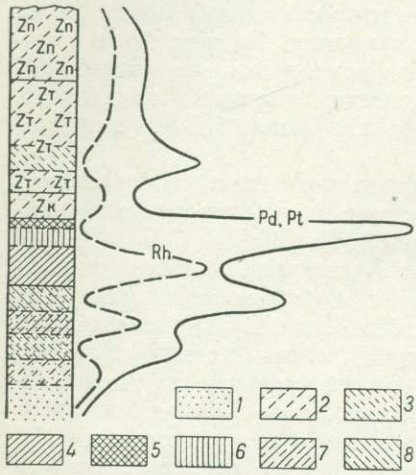


Рис. 39. Принципиальная схема распределения элементов платиновой группы в идеализированном вертикальном разрезе рудной толщи одного из месторождений норильского типа.

1 — породы, вмещающие рудоносный интрузив; *2—3* — вкрапленные руды в контактовых (Zк), такситовых (Zт) и пикритовых (Zп) габбро-долеритах и в породах нижнего экзоконтакта интрузива: *2* — пентландит-халькопирит-пирротиновые, *3* — пентландит-пирротин-(кубанит)-халькопиритовые; *4—6* — сплошные руды залежей: *4* — пентландит-халькопирит-пирротиновые, *5* — пентландит-кубанит-(талнахит)-халькопиритовые, *6* — пентландит-пирротин-кубанитовые; *7—8* — экзоконтактовые густовкрапленные и брекчиевидные руды: *7* — халькопирит-пирротиновые, *8* — пирротин-халькопиритовые

Непосредственно над зоной богатых медных руд магматических залежей располагается ореольная зона эпигенетически измененных вкрапленных руд с повышенным содержанием платиновых металлов. Руды этой зоны сходны по составу с рудами контактирующей залежи и являются продуктом эпигенетического воздействия остаточного сульфидного расплава, обогащенного медью и платиновыми металлами. Такими же высокими содержаниями платиновых металлов характеризуются брекчиевидные вкрапленные и густовкрапленные руды фронтального окончания рудоносных интрузивов норильского типа.

Во вмещающих породах лежачего бока залежей также имеются эпигенетические вкрапленные руды — продукты ореольного воздействия сульфидного расплава. Содержание в них платиновых металлов ниже, чем в ореольной зоне висячего бока, что подчеркивает роль летучих в качестве агентов эпигенетической миграции элементов платиновой группы.

В схеме зональности месторождений норильского типа (Конкина, Разин, 1976) вверх по вертикальному разрезу рудоносной толщи интрузива за ореольной зоной следует зона сингенетичных вкрапленных руд с содержанием 5—25 об. % сульфидов. Она сменяется зонами убогой сульфидной минерализации (1—5 об. % сульфидов) и далее — безрудной зоной. Те же зоны, но в меньшем объеме, прослеживаются и в подошвенном ореоле залежей. Таким образом, общая схема зональности распределения платиновых металлов в рассмотренных месторождениях норильского типа имеет повторяющийся (в висячем и лежачем боках залежей) характер.

Платиновые элементы в рудах описываемых месторождений представлены двумя группами форм нахождения — минеральной и примесной (физико-химически связанной с кристаллическими решетками рудо- и породообразующих

минералов). Соотношения между суммарным содержанием каждой из этих форм существования платиновых элементов изменяются в минералого-морфолого-генетических разновидностях руд. В примесной (рассеянной) форме находится почти весь иридий, довольно равномерно распределенный в рудообразующих минералах (см. табл. 9). Той же формой представлена преобладающая часть рутения, осмия и родия, причем осмий и рутений в наибольшей мере накапливаются в халькопирите, родий — в кубаните. Кроме того, отмечены концентрационные максимумы для примесных форм родия в талнахите, рутения в халькопирите, осмия в пентландите и изредка в магнетите. На долю примесных форм платины и палладия приходится меньшая часть их суммарного содержания в рудах (более 20 и менее 50 отн.%). Главными минералами-концентраторами примесных форм нахождения палладия и платины являются халькопирит и кубанит.

Минеральные формы нахождения элементов платиновой группы в месторождениях норильского типа исключительно многообразны. В основном это минералы палладия и платины. Их обнаружено более 50 (см. табл. 8). Большую редкость представляет родийсодержащий минерал холлингвортит и пока еще не выявлены минералы рутения и осмия.

По кристаллохимической природе установленные минералы платиновых элементов представляют собой неупорядоченные твердые растворы и интерметаллические соединения палладия и платины с оловом, свинцом, висмутом, сурьмой, теллуром, мышьяком, железом, медью, никелем, золотом, серебром, а также являются сульфидами и их аналогами — теллуридами, арсенидами, антимонидами. Примечательно, что с увеличением глубины формирования месторождений норильского типа в рудах становится больше палладиевых минеральных видов, среди которых превалируют висмутиды и станниды с кристаллическими структурами высоких степеней упорядочения. Для формирования таких структур требуется больше энергии, чем на образование относительно менее совершенных кристаллических структур интерметаллических соединений платины с оловом и железом, которые главенствуют в рудах приповерхностных месторождений. Такой вывод следует из сравнения составов платиновометальной минерализации более глубинного Октябрьского месторождения и приповерхностного Норильского. В рудах первого установлено 39 видов минералов палладия и платины. Наиболее распространены из них палладиевые минералы паоловит (Pd_2Sn) и соболевскит ($PdBi$), в рудах второго обнаружено только 26 минеральных видов платины и палладия, главные из которых тетраферроплатина и рустенбургит — $(Pt, Pd)_2Sn$. Но при этом выявляется еще одна особенность: выделения платиновых минералов в приповерхностном месторождении более крупные (в среднем 50—80 мкм), а палладиевые минералы более глубинного месторождения мельче (в среднем 1—5 мкм).

Довольно часто в составе платиновометальных минералов присутствует макропримесь ($0,n—n$ вес. %) золота и серебра, а в золотых и серебряных минералах — макропримесь металлов группы платины. Кроме того, отражая геохимическую специфику генерирующей среды, минералы палладия и платины нередко содержат значительные количества меди — от макропримесных ($0,n—n$%) до минералообразующих концентраций в 8—28,4 вес.%, а также несут макропримесь никеля, олова, свинца и висмута, равную $0,n—n$%.

Минералы платиновых металлов рассеяны в руде в основном крайне неравномерно и концентрируются лишь на некоторых участках тел сплошных медных руд: в верхних зальбандах жил, в контактах висячего бока залежей и ответвляющихся от них талнахитовых прожилков. Во вкрапленных рудах

минералы благородных металлов тяготеют к периферии сульфидных вкрапленников, а в шлирах сплошных руд — к висячему боку последних.

Для самых распространенных руд месторождений норильского типа — магматических пирротиновых — более характерны минералы платины, чем палладия. Платиновые минералы в таких рудах встречаются редко, представлены мельчайшими, трудно диагностируемыми микровыделениями размером 1—2 мкм. Однако даже такая минерализация обнаруживается лишь там, где среди главных минералов пирротиновой руды присутствуют халькопирит, талнахит или кубанит. Наиболее бедная платиновая минерализация отмечается на участках залежей и жил с рудообразующим гипогенным миллеритом.

Крупные (более 0,1 мм) выделения минералов палладия и платины в рудах очень редки; их можно обнаружить в халькопиритовых, талнахитовых и кубанитовых рудах; размер их 4—6 мм. Обычными для руд рассматриваемых месторождений являются микроскопические мономинеральные выделения в 1—15 мкм и более крупные полиминеральные сростки, в среднем около 20—70 мкм. Преимущественно это аллотриоморфные метавыделения, реже метакристаллические образова ия.

Тонкие взаимные срастания от двух до восьми минералов платиновых металлов между собой, да еще с одним-двумя минералами золота и (или) серебра чаще можно встретить в халькопирите либо талнахите. В среде из пирротина иногда заключены очень мелкие мономинеральные, реже биминеральные выделения. Наряду с указанными сульфидами минералы палладия и платины находятся в кубаните, пентландите, валлериите, магнетите, борните, галените, сфалерите, силикатах (биотите, диопсиде, амфиболах, серпентинах, хлоритах), ангидрите и т. д. (Разин, Боришанская, 1970; Разин и др., 1973).

Зарубежный аналог ликвационных платиново-палладиевых месторождений норильского типа — месторождение Инсизва на южной окраине Африканской платформы.

Мончегорский тип

Месторождения этого типа установлены в пределах выступов кристаллических оснований древних платформ (Мончегорское и другие рудные поля на Балтийском щите, Садберийский рудный район на Канадском щите) и на протерозойских платформах (месторождения горизонта Меренского и дунитовых трубок Бушвельдского изверженного комплекса на Африканской платформе, месторождения комплекса Стиллуотер на Северо-Американской платформе). Все эти месторождения среднепротерозойского возраста, генетически связаны с крупными гип- и мезоабиссальными расслоенными интрузивами габбро-норит-гипербазитовой плутонической формации (Годлевский, 1975). Образование одних из этих интрузивов происходило в субплатформенных условиях, на позднеорогенном этапе, при тектоно-магматической активизации древнейших протоорогенов (Мончегорский интрузивный комплекс). Другие появлялись на этапе тектоно-магматической активизации платформ (Бушвельдский интрузивный комплекс, комплексы Садбери и Стиллуотер). Платформенные интрузии много крупнее.

Платиновометальное оруденение как в позднеорогенных, так и в платформенных месторождениях мончегорского типа сконцентрировано в медно-никелевых сульфидных рудах, преимущественно халькопирит-пентландит-пирротиновых, вкрапленных и сплошных, залежных и жильных, сингенетичных, приуроченных в основном к гипербазитовым дифференциатам, и эпигенетических, локализующихся либо в рудоносном интрузиве, либо вне его.

В рудах рассматриваемых месторождений палладий преобладает над платиной (см. табл. 8), а никель над медью. Содержание платиновых металлов в сумме обычно находится на уровне $0,n—n$ г/т. В некоторых платформенных месторождениях (в горизонте Меренского и Садбери), по данным К. Коузинса и К. Вермаак (Cousins a. Vermaak, 1976), изменяется соотношение Pd : Pt до 1 : 1 и даже до превалирования платины. Особенность платиноносности некоторых платформенных месторождений комплексов Бушвельдского и Стиллуотер состоит в пространственной ассоциации платиноносных сульфидных и хромитовых руд.

Платиновометальная минерализация месторождений мончегорского типа не отличается многообразием. В позднеорогенных месторождениях она беднее, чем в платформенных.

Платиново-палладиевые месторождения мончегорского типа в СССР позднеорогенные, субплатформенные, заключены в протерозойских породах основания Восточно-Европейской (Русской) платформы и находятся в пределах Балтийского щита. Месторождения расположены в Мончегорском расслоенном межформационном интрузиве, приуроченном к пологому тектоническому контакту архейских гнейсов с протерозойскими вулканогенно-осадочными породами. Интрузив неправильно дифференцирован от бронзититов вверху до перидотитов внизу, с норитами и габбро-норитами в зоне подошвенного контакта с гнейсами. Формировался массив на мезоабиссальных глубинах (до 5 км). По составу его дифференциатов, строению и генезису всего массива прослеживается сходство с платиноносной ультрамафической зоной интрузивного комплекса Стиллуотер.

Платиновометальное оруденение Мончегорского массива, по данным Н. Крупенио и др., сосредоточено во вкрапленных сингенетичных пентландит-халькопирит-пирротиновых рудах, представленных пластообразными залежами в пироксенитах висячего бока и в полевошпатовых перидотитах подошвы интрузива. Кроме того, это оруденение заключено в сплошных инъекционных гнездово-прожилковых и жильных рудах, слагающих полого- и крутопадающие жилы в пироксенитах и в зоне перемежаемости последних с перидотитами. Главные платиновые металлы мончегорских руд — палладий и платина с варьирующим соотношением Pd : Pt = (2—4) : 1. На остальные металлы платиновой группы в рудах приходится ничтожно малая часть от суммарного их содержания (см. табл. 7). Из сульфидных минералов максимальное количество платины и палладия несет халькопирит (см. табл. 9) и содержащие его руды. То есть сохраняется общая для ликвационных месторождений прямая зависимость между концентрацией в рудах платиновых металлов и меди. В наиболее распространенных рудах месторождения — пирротиновых с пентландитом — эта зависимость дополняется прямой связью содержаний платины и никеля.

В массе жильных и вкрапленных руд Мончегорского интрузива неравномерно рассеяны мельчайшие выделения платиновых минералов. Размер мономинеральных зерен их не более 10—20 мкм, а полиминеральных сростков 10—100 мкм (Юшко-Захарова, 1975). Платиновометальные минералы встречаются в жильных рудах значительно чаще, чем во вкрапленных. В последних преобладают минералы платины — изоплатинид железа, нигглиит, ассоциирующие с паоловитом. В жильных рудах больше минералов палладия, при этом типоморфны теллуриды — котульскит и мончеит (см. табл. 8). В жилах также обнаружены майченерит, фрудит, мончеит, нигглиит, паоловит, станнопалладинит. Минералы платиновых металлов встречаются в виде включений в халькопирите, пирротине, кубаните и приурочиваются к контакту этих сульфидов с неруд-

ными — кварцем и карбонатами. В ассоциации с минералами палладия и платины наблюдается самородное золото и теллуриды золота и серебра — гессит, калаверит, сильванит (Юшко-Захарова, 1975).

Позднемагматические платиновые месторождения

В эвгеосинклинальных зонах складчатых областей и на участках тектоно-магматической активизации древних платформ встречаются позднемагматические платиновые месторождения, заключенные в платиноносных массивах ассоциации форстеритовый дунит — верлит — клинопироксенит (Razin, 1976). Платиновое оруденение таких массивов сосредоточивается в многочисленных сегрегациях хромита, представленных небольшими гнездами, шлирами, жилами и линзами, заключенными в форстеритовых дунитах. Размеры сегрегаций от десятков сантиметров до нескольких метров. Сложены они вкрапленными и массивными хромшпинелидами, отчасти раннемагматическими (сингенетичными), но в основном позднемагматическими (эпигенетическими). Последние обычно сопровождаются околорудной автосерпентинизацией α-хризотилового состава.

Массивы, содержащие платиноносные сегрегации хромитов, имеют площадь до нескольких десятков квадратных километров, в плане они концентрически-зональные, в вертикальном разрезе это трубообразные штоки (см. рис. 40 и 41). По происхождению массивы гетерогенны. Первично рудоносные породы их расположены в центре массивов и принадлежат к ультрамафической плутоногенной формации платиноносных форстеритовых дунитов. Ультраосновные породы, обрамляющие дунитовые ядра массивов, в основном имеют метасоматическую аподунитовую природу, в их составе никогда не находятся лерцолиты. Аподунитовые ультраосновные породы зональной оболочки платиноносных массивов характеризуются резко пониженным (по сравнению с дунитами) содержанием платины и платиноидов.

Платиноносные сегрегации хромитов тяготеют к центральным частям дунитовых штоков и к глубинам 1—3 км от кровли массивов материнских форстеритовых дунитов. В наиболее глубоко эродированных массивах скопления рудных тел занимают значительные площади. Максимальные концентрации платиновых минералов приурочены к густовкрапленным сегрегациям и к линзам и жилам сплошных позднемагматических хромитов. Вместе с платиновыми минералами в этих рудных телах присутствует высокопробное самородное золото.

Для описываемого оруденения типоморфны элементы «тяжелой» (по атомному весу) платиновометальной триады — платина, иридий и осмий. В хромитовых сегрегациях платиновые элементы распределены неравномерно; они концентрируются в спорадически рассеянных собственных минералах и накапливаются в виде изоморфной примеси в составе хромшпинелидов. Гистеромагматические хромшпинелиды являются спутниками платиновометального оруденения и основными минералами-концентраторами примесной формы нахождения платиновых элементов в дунитах.

В позднемагматических платиновых месторождениях минералы платиновых элементов встречаются не только в сегрегациях хромшпинелидов; единичные редкие выделения этих минералов рассеяны в массе материнских дунитов. Как в дунитах, так и в хромитовых телах платиновые минералы чаще всего пространственно тесно ассоциируют с хромшпинелидами, но нередко заключены в серпентинах и оливинах. Если скопления платиновых минералов в сегрегациях хромитов могут быть объектом выборочной эксплуатации, то масса

Таблица 10

СОСТАВ ПЛАТИНОВОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СОБСТВЕННО ПЛАТИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С МАССИВАМИ ФОРСТЕРИТОВЫХ ДУНИТОВ

Минерал и формула его среднего состава в характеризуемых месторождениях	Месторождения			
	инаглинского типа		нижнетагильского типа	
	коренные	россыпные	коренные	россыпные
Самородные элементы				
Самородная платина Pt		+	+	+
Самородный иридий Ir		++	+	+
Самородный палладий Pd *				+
Неупорядоченные твердые растворы				
Изоферроплатина $Pt_{4-5}Fe_1$	++++	++++		
Железистая платина Pt_3Fe_1—Pt_5Fe_4		++	++++	++++
Купроферроплатина $Pt_8Fe_7Cu_5$		++	++	++
Палладистая платина Pt_7Pd_3		+		
Иридистая платина $Pt_6Fe_2Ir_1$	++	++	++	++
Осмисто-иридистая платина $Pt_4Ir_3Os_1$		+		
Платинистый иридий Ir_3Pt_2	+++	+++		
Платинистый иридий $Ir_{6-8}Pt_1$			+++	+++
Платиносмиридий $Ir_5Pt_2Os_1$		+		
Осмиридий $Ir_{2-4}Os_1$	++	+++	+++	+++
Родистый осмиридий $Ir_9Os_3Rh_{1-2}$*				+
Платинистый рутеносмиридий $Ir_5Os_2Ru_1Rt_1$		+		
Родистый рутеносмиридий $Ir_9Os_8Ru_3Rh_2$*				+
Иридосмин Os_3Ir_2	++	+++	++	++
Рутенистый иридосмин $Os_6Ir_6Ru_1$*				+
Интерметаллические соединения				
Тетраферроплатина FePt		+	++	++++
Иридиевая тетраферроплатина Fe(Pt, Ir)			++	++
Туламинит (Fe, Cu)Pt *			++	+
Мертинит $(Pd, Cu)_{3+x}$ (Sb, As)		+		
Сульфиды и их аналоги				
Куперит PtS	++	+++		
Брэггит (Pt, Pd, Ni)S		+		
Платиновый ксингцхонгит (Ir, Pt, Cu)S		+		
Неназванные минералы				
(Ir, Os, Rh)S		+		
$(Cu, Ir, Os, Pt)_2S_3$		+		
Лаурит RuS_2	+	++		+
Осмиевый лаурит $(Ru, Os)S_2$	+	++	+	+
Эрлихманит OsS_2		+		
Иридиевый маланит $(Ir, Cu, Pt)S_2$		++		
Неназванные минералы				
$(Ru, Ir, Os)S_2$		+		
$(Ru, Ir)_2S_5$		+		
Ирарсит (Ir, Rh)AsS		+	+	
Сперрилит $PtAs_2$		+++		

Примечание. Таблица составлена по данным автора.

Степень относительной распространенности минералов обозначена: ++++ главные, +++ второстепенные, ++ редкие, + очень редкие.

* По сводке А. Бетехтина (1940).

платиноносных дунитов промышленного интереса не представляет. В хромитовых рудных телах и в дуните выделения платиновометальных минералов наблюдаются в виде аллотриоморфных полиминеральных сростков, а также мономинеральных зерен и кристалликов.

Платиновометальная минерализация позднемагматических месторождений довольно разнообразна и включает комплекс из 26 минеральных видов и 9 разновидностей, принадлежащих классам самородных элементов, неупорядоченных твердых растворов, интерметаллических соединений, сульфидов и их аналогов — арсенидов и сульфоарсенидов (табл. 10). Этот минеральный комплекс сформировался в процессе остывания материнских интрузивов, проходя вместе с ними от позднемагматической стадии через пневматолитовую до гидротермальной. В основном кристаллизация платиновометальных минералов происходила на позднемагматической стадии, в современных магматических камерах материнских форстеритовых дунитов. На постмагматическом этапе это оруденение подвергалось лишь несущественным преобразованиям (Разин, 1968).

Отражая иридиево-платиновую геохимическую специализацию рассматриваемых месторождений, в составе комплекса их платиновометальных минералов главенствуют минералы платины и иридия. Особенно показательны для этой минерализации позднемагматические микроструктуры распада твердых растворов иридия в платине, представленные матрицей из железо-платинового сплава с разнообразными по форме вкраплениями платинистого иридия. По мере углубления от апикальной части в тело платиноносных массивов в составе их платиновометальной минерализации уменьшается роль осмия и увеличивается значение платины, иридия и железа (см. табл. 10).

С учетом специфических особенностей среди позднемагматических платиновых месторождений выделяются два типа: на платформах — инаглинский, в складчатых областях — нижнетагильский.

Инаглинский тип

На юго-востоке Сибирской платформы, в пределах активизированных в мезозое участков Алданского щита расположены Инаглинский и Кондёрский платиноносные гетерогенные массивы ультраосновных и щелочных либо щелочноземельных пород. Инаглинский массив находится в поле развития изверженных пород мезозоя (сиенитов, сиенит-порфиров и др.), среди нижнекембрийских карбонатных отложений осадочной оболочки и архейских кристаллических пород основания щита (рис. 40). Кондёрский массив заключен в синийской песчано-сланцевой толще осадочного чехла и в архейских породах кристаллического основания щита. В верхнемезозойских форстеритовых дунитах центральных частей этих массивов рассеяны платиноносные сегрегации позднемагматических и раннемагматических хромшпинелидов с содержанием платиновых металлов от 1—2 до 35—40 г/т.

Платиновометальное оруденение инаглинского типа возникло в зоне глубин 0,5—2 км (по А. Ельянову), после стабилизации платиноносных интрузивов, в их современных магматических камерах. Сами интрузивы приурочиваются к пересечениям глубинных разломов, активизированных в мезозое. Форма интрузивов изометричная, их ультрабазитовое ядро окружено кольцом более молодых щелочных либо щелочноземельных пород (см. рис. 40).

В массивах, подобных Инаглинскому, количество платиноносных сегрегаций хромшпинелидов увеличивается с глубиной эрозионного среза материнского

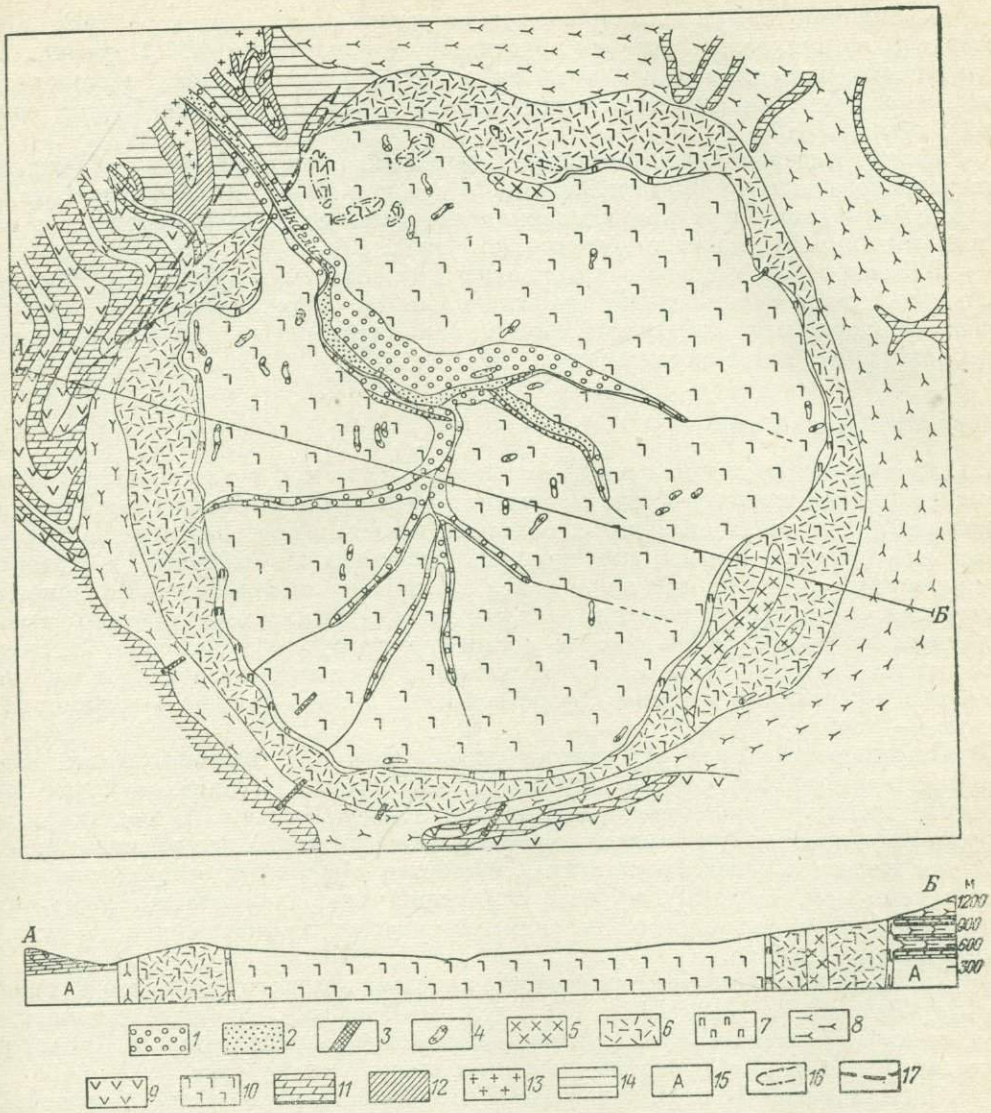


Рис. 40. Схема геологического строения Инаглинского платиноносного массива. По *Е. Максимову* и др.

1 — аллювиальные отложения; *2* — платиноносная россыпь; *3* — альбититы; *4* — щелочные пегматиты; *5* — пуласкиты; *6* — аподунитовые породы — аналоги полевошпатовых клинопироксенитов, шонкинитов и меланократовых щелочных сиенитов; *7* — аподунитовые бесполевошпатовые породы — аналоги клинопироксенитов и верлитов; *8* — сиенитовые порфиры; *9* — диоритовые порфириты; *10* — дуниты; *11* — нижнекембрийские доломитизированные известняки и доломиты; *12—14* — архейские породы: *12* — мигматиты, *13* — аляскитовые граниты, *14* — гнейсы и амфиболиты; *15* — архейские образования (на разрезе); *16* — контуры реликтов дунитов в аподунитовых породах и контуры участков аподунитовых пород в дунитах; *17* — мезозойские разломы

интрузива; повышенное содержание платиноносных сегрегаций наблюдается при срезе примерно от 1 км и более.

Хромшпинелиды в платиноносных сегрегациях инаглинского типа представлены феррихромпикотитами и отчасти феррихромитами. Микропримеси платиновых элементов накапливаются в этих хромшпинелидах в количестве от 10 до 70 г/т. Примечательно содержание в них рутения до 7 г/т и осмия до 2 г/т.

Размер выделений платиновометальных минералов в рудах месторождений инаглинского типа от 0,5 мкм до 3 мм, в среднем 20—40 мкм. В основном это минералы платины при второстепенном значении минералов иридия и с редкими минералами осмия и рутения (см. табл. 10).

В Кондёрском массиве с платиновым оруденением в дунитах ассоциирует ванадий-титановое оруденение во вкрапленных, прожилковых и жильных ванадийсодержащих титаномагнетитах, заключенных в клинопироксенитах (косьвитах и биотит-пироксеновых породах).

Нижнетагильский тип

Платиновые месторождения нижнетагильского типа при всем сходстве с месторождениями инаглинского типа отличаются от них тем, что встречаются в эвгеосинклинальных зонах складчатых областей, причем в пределах этих зон платиноносные массивы трассируют крупные региональные разломы, к которым приурочиваются гипербазитовые пояса, подобные знаменитому Платиноносному поясу Урала. В проекции на горизонтальную плоскость массивы имеют удлиненную форму. В их составе постоянно присутствуют габбро. В сумме ассоциация пород платиноносных массивов нижнетагильского типа имеет вид (от ядра к периферии массивов): форстеритовый дунит — верлит — клинопироксенит — габбро.

Платиновометальное оруденение рассматриваемых месторождений более богатое и сформировалось оно глубже (2,5—2,9 км, по И. Малахову), чем оруденение платформенных месторождений инаглинского типа. В составе этого оруденения превалируют сплавы платины с относительно повышенным содержанием железа (железистая платина), обширнее в нем круг основных минералов иридия (см. табл. 10), крупнее скопления минералов платиновых металлов, которые в сегрегациях позднемагматических хромитов иногда можно наблюдать визуально.

Детально изучены месторождения нижнетагильского типа на Среднем Урале (Высоцкий, 1913, 1925; Бетехтин, 1940 и др.), особенно платиновое оруденение форстеритовых дунитов Нижне-Тагильского массива, который находится в толще карбонатно-сланцевых пород девона (рис. 41).

В центральной части Нижне-Тагильского массива наряду с разрозненными телами платиноносных хромитов, содержащими платину до n г/т, была встречена столбообразная сегрегация платиноносных хромитов значительной протяженностью и сечением в десятки квадратных метров (рис. 42). Она состояла из большого числа тесно ассоциирующих шлиров, линз, гнезд и ветвящихся жил массивных и густовкрапленных хромитовых руд. Содержание платины в этой сегрегации достигало десятков и сотен граммов на 1 т. По наблюдениям А. Бетехтина, в общем случае лежачий бок хромитовых тел данной сегрегации был богаче платиной по сравнению с висячим боком. Обогащение платиновыми минералами отмечалось в апикальных частях столбообразных хромитовых тел.

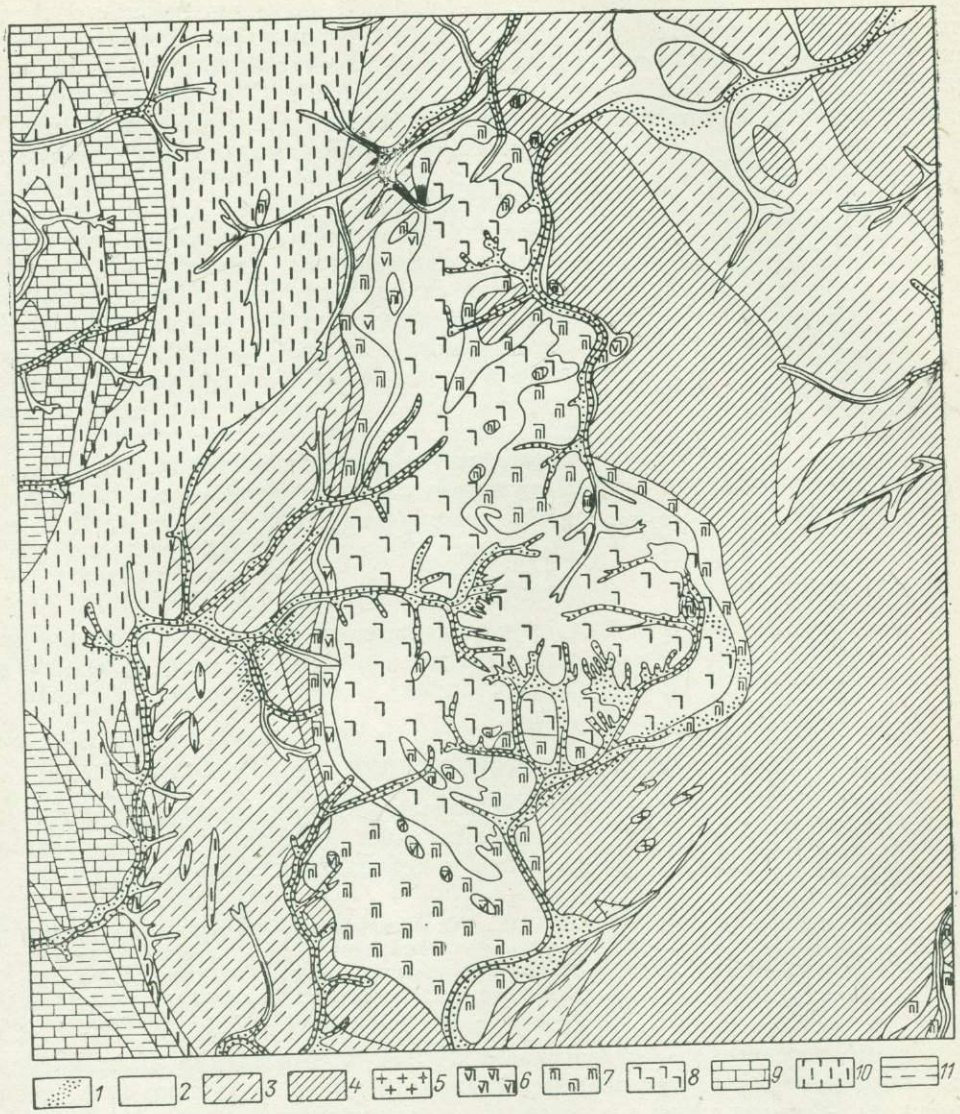


Рис. 41. Схематическая геологическая карта Нижне-Тагильского платиноносного массива. По *Н. Высоцкому* (1913).

1 — отработанные россыпи платины и золота; *2*—четвертичные отложения; *3* — апогаббровые и аподиоритовые амфиболиты; *4* — габбро-диориты; *5* — уралитизированные габбро; *6* — аподунитовые породы — аналоги клинопироксенитов; *7* — аподунитовые серпентиниты; *8* — дуниты; *9—11* — девонские породы: *9* — известняки, *10* — слюдистые сланцы, *11* — кристаллические сланцы

Локализация платиноносных рудных тел в Нижне-Тагильском массиве контролируется контракционной прототрещиноватостью дунитов. Рудообразующие платиноносные хромиты относительно обеднены изоморфно-примесными платиновыми элементами, содержание которых первые граммы на 1 т. В дунитах, вмещающих платиноносные хромитовые сегрегации, содержание платины резко падает до 0,n — первых единиц граммов на 1 т. С процессом общей автосерпентинизации нижнетагильских дунитов иногда связано появление в хромитовых сегрегациях родиево-рутениевого пентландита (4% Rh и 9,6% Ru, по А. Генкину).

В платиноносных сегрегациях хромитов минералы платиновых металлов приурочиваются к межзерновым промежуткам, как бы цементируя корродируемые зерна хромшпинелидов. Нередко они находятся в прожилках автометаморфического α-хризотила. Местами в хромитовых телах А. Бетехтин отметил «очажковые» (гнездообразные) скопления платиновых минералов. В таких скоплениях в период отработки коренных месторождений Нижне-Тагильского массива были обнаружены платиновые самородки, наиболее крупный из которых весил 427 г.

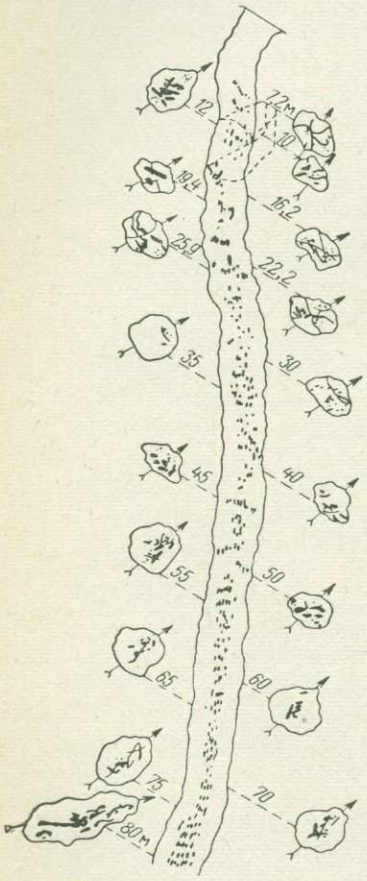


Рис. 42. Столбообразная сегрегация платиноносных шлиров позднемагматического хромита (черное) в форстеритовых дунитах Нижне-Тагильского массива (поперечный разрез с ориентированными погоризонтными планами). По материалам треста «Уралзолото»

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В зоне гипергенеза находятся месторождения платиновых металлов: 1) кор выветривания, 2) россыпные, а также осадочные рудопроявления.

Месторождения кор выветривания

Представители этой генетической группы платиновометальных месторождений ограничены редкими и небольшими образованиями инфильтрационного химического выветривания. Это промышленно платиноносные зоны окисления медно-никелевых сульфидных руд в платиново-палладиевых ликвационных месторождениях норильского и мончегорского типов. В зоне окисления, как и в первичных рудах таких месторождений, платиновые элементы находятся в минеральной и примесной (рассеянной) формах. При разработке окисленных руд из них извлекаются платиновые элементы всех форм нахождения.

Россыпные месторождения

Россыпные месторождения имеют платиновую геохимическую специализацию. Пространственно они жестко привязаны к коренным источникам, представленным платформенными или геосинклинальными платиноносными массивами,

которые могут заключать коренные платиновые месторождения. Но далеко не всегда платиноносные массивы содержат такие месторождения и при этом сопровождаются платиновыми россыпями. Большинство россыпных месторождений платиновых металлов образуется в результате разрушения сравнительно бедных, но значительных по площади и мощности платиноносных массивов. В пределах каждого из россыпеобразующих массивов находятся платиновые россыпи элювиального, делювиального и аллювиального классов. Наиболее распространенными и самыми продуктивными являются аллювиальные платиновые россыпи. Характерные минералы платиноносных шлиховых комплексов — хромшпинелиды, оливины, пироксены, титаномагнетиты, которые иногда срастаются с платиновыми минералами.

По химическому составу «сырой платины» дается качественная оценка россыпных и тех коренных месторождений, которые эксплуатируются только на минералы платиновых металлов (табл. 11).

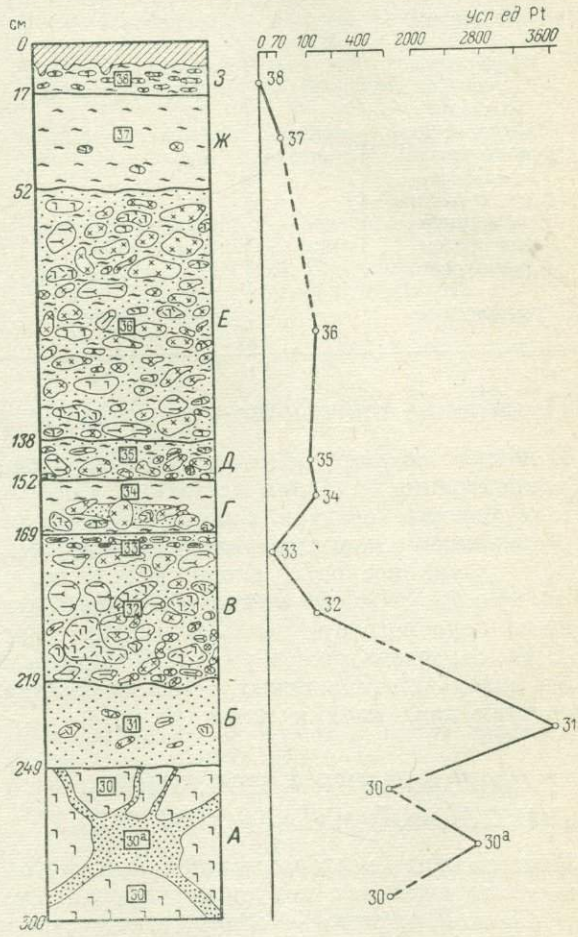


Рис. 43. Распределение «сырой платины» по разрезу элювиально-аллювиальной россыпи Инаглинского месторождения.

Условные обозначения коренных пород см. на рис. 40 (30—38 — точки опробования).
А — дресва дунитов (30) с платиноносным шлиром из густой вкрапленности позднемагматических хромитов (30а). *Б—З* — разрез платиноносного аллювия: *Б* — продуктивный пласт из красновато-бурых мелкозернистых песков (31), *В* — горизонт валунных галечников (32) с зеленовато-бурыми и буровато-зелеными разнозернистыми песками (33), *Г* — горизонт валунных галечников с буровато-зелеными глинами и линзами бурых песков (34), *Д* — горизонт бурых и зеленовато-бурых илистых песков (35), *Е* — горизонт бурых суглинков (36), *Ж* — горизонт палевых и зеленовато-палевых иловых глин (37), *З* — глинистый краснозем с перекрывающим его почвенным слоем (38)

В Советском Союзе известны промышленные россыпи платиновых металлов, связанные с коренными источниками магматического происхождения, причем наиболее богатые россыпи ассоциируют с массивами форстеритовых дунитов, несущими позднемагматическую платиновую минерализацию (Razin, 1976). В платформенных областях платиновые россыпи редки. Особенно редко они встречаются в связи с сульфидоносными расслоенными интрузивами норильского типа. Платиновые россыпи постоянно сопровождают концентрически-зональные массивы инаглинского типа (рис. 43). Наиболее характерны россыпи платины для геосинклинальных областей, подобных Уральской.

Таблица 11

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ «СЫРОЙ ПЛАТИНЫ» ИЗ ПЛАТИНОВЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫП

Платиноносный массив — коренной источник		Россыпное месторождение	Содержание элементов,			
			Pt	Pd	Rh	Ir
Инаглинский		Инаглинское	77,0—80,0	0,2—0,3	0,4—1,1	0,9—2,4
Кондёрский		Кондёрское	84,4	0,4	0,6	2,1
Нижне-Тагильский		Нижне-Тагильское	77,9	0,2—0,3	0,5	2,5
Платиноносные дуниты нижне-тагильского типа с различным эрозионным срезом	привершинным	Группа россыпей Урала	69,1	0,35	0,7	4,5
	глубоким	Группа россыпей Урала	77,5	0,3	0,6	2,8
Качканарский		Р. Большой Гусевки	88,6	1,0	0,8	1,2
Норильский		Угольный Ручей	57,9—74,2	2,0—12,9	—	—

Осадочные платиново-палладиевые рудопроявления

В донных осадках Белого моря выявлены (Горяинов и др., 1975) повышенные концентрации палладия и платины. Содержание палладия и платины в изученных морских осадках возрастает с увеличением в пробах мелкой фракции и снижается с повышением глубины опробования с 1 до 3 м. Источником осадочной платиноносности, скорее всего, являются сульфидоносные породы типа фальбандов и апобазит-гипербазитовых пироксеновых сланцев. За правомерность подобного предположения свидетельствует аналогия соотношений Pd > > Pt, отмечаемая как в рудных коренных источниках побережья, так и в опробованных платиноносных морских осадках. Последние значительно обогащаются палладием и платиной.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ С ПОПУТНОЙ ПЛАТИНОВОЙ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬЮ

Имеется ряд месторождений различного генезиса, в которых платиновые металлы являются попутными компонентами руд. В основном это палладий и платина, изредка — осмий, в единичных промышленно-генетических типах месторождений родий, рутений и иридий. Обычно четыре последних платиноида имеют второстепенное значение среди попутных элементов платиновой группы. Среди месторождений с попутной платиновой минерализацией могут быть названы:

ликвационно-магматические сульфидно-никелевые (Pd : Pt от 1÷2 : 1 до 1 : 3, Ir, Ru) на кристаллических щитах;

позднемагматические титаномагнетитовые (Pd : Pt = 1 ÷4 : 1) и титаномагнетит-медносульфидных руд (Pd, Pt);

метаморфизованные рудоносные конгломераты (Os, Ir);

карбонатитовые месторождения медных руд (Pd : Pt = 2 : 1);

скарновые месторождения медных руд (Pd > Pt > Rh);

ных месторождений, связанных с коренными источниками различных типов

вес. % (вариации и среднее)						Автор (источник)
Os+Ir	Ru	Au	Fe	Cu	Ni	
2,5—8,0	—	0,03	8,1—9,8	0,35—0,9	0,1	Платина Алданского щита, 1962
2,2	—	0,02	9,8	0,35	0,1	Л. Разин
1,4	—	—	14,2	3,2	—	А. Бетехтин, 1940
17,6	—	Следы	6,1	1,0	Следы	И. Рожков, 1954
2,0	—	—	14,0	2,8	»	Тот же
0,3	—	—	7,5	0,6	»	Н. Высоцкий, 1925
—	—	—	12,9—28,1	1,2—9,9	Не обн. — 8,9	О. Звягинцев, 1943

гидротермальные месторождения кварцево-медносульфидных руд (Pd : Pt = = 5 : 1);

медно-порфировые месторождения (Pd, Pt, Os, Rh);

медистые песчаники (Os);

россыпи золота (аллювиальные платиново-золотые и осмиево-иридиево-золотые, современные прибрежно-морские осмиево-иридиево-платиново-золотые);

донные железо-марганцевые конкреции современных океанов (Pt, Pd, Ru, Rh).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бетехтин А. Г. Минералы группы самородной платины и группы осмистого иридия. — В кн.: Минералогия Урала. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, с. 43—86.

Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. М.—Л., Цветметиздат, 1932. 280 с.

Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. — «Труды Геолкома», нов. серия, вып. 62 (I, II), 1913.

Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Ч. IV. Обзор районов добычи платины на Урале. Л., 1925. 347 с. (КЕПС при АН СССР).

Генкин А. Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М., «Наука», 1968. 106 с.

Годлевский М. Н. О характере связи сульфидного медно-никелевого оруденения с формациями базитов и гипербазитов. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., «Наука», 1975, с. 43—57.

Горяинов И. Н., Эльзенгр М. Л., Рыбалко А. Е. Платина и палладий в осадках Белого моря. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 221, № 6, с. 1430—1432.

Звягинцев О. Е. Твердые растворы в самородных минералах группы платины. — «Изв. Сектора физ.-хим. анализа ИОНХ АН СССР», 1943, т. 16, вып. 1, с. 199—205.

Конкина О. Н., Разин Л. В. Зональность распределения палладия, платины и золота в Талнахском интрузиве. — «Труды ЦНИГРИ», 1976, вып. 122, с. 98—107.

К геохимии элементов платиновой группы. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 13—86. Авт.: О. Е. Юшко-Захарова, В. В. Иванов, И. С. Разина, Л. А. Черняев.

Платина Алданского щита. Ред. И. С. Рожков. М., Изд-во АН СССР, 1962. 120 с. Авт.: И. С. Рожков, В. И. Кицул, Л. В. Разин, С. С. Боришанская.

Разин Л. В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 6, с. 10—25.

Разин Л. В., Хоменко Г. А. Особенности накопления осмия, рутения и остальных металлов группы платины в хромшпинелидах платиноносных дунитов. — «Геохимия», 1969, № 6, с. 659—671.

Разин Л. В., Боришанская С. С. Минеральные формы нахождения платиновых металлов и золота во вкрапленных рудах месторождения Норильск I. — «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 87, с. 209—237.

Разин Л. В., Безизов В. Д., Мещанкина В. И. Материалы к минералогии платиновых металлов Талнахского месторождения. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 108, с. 96—151.

Рожков И. С. Геология золотых и платиновых россыпей Северного и Среднего Урала и закономерности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1954. 272 с.

Юшко-Захарова О. Е. Платиноносность рудных месторождений. М., «Недра», 1975. 248 с.

Cousins C. A. a. *Vermaak C. F.* The Contribution of Southern African Ore Deposits to the Geochemistry of the Platinum Group Metals. — «Econ. Geol.», 1976, vol. 71, N 1, p. 287—305.

Razin L. V. Geologic and Genetic Features of Forsterite Dunites and their Platinum — Group Mineralization. — «Econ. Geol.», 1976, vol. 71, N 7, p. 1371—1376.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНА

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Молибден обладает большим сродством с серой и в эндогенных месторождениях находится главным образом в виде четырехвалентного сульфида (MoS_2) — минерала молибденита, крупные концентрации которого в земной коре являются объектами промышленных разработок. Шестивалентный молибден в соединениях эндогенного происхождения распространен незначительно. В частности, он входит в состав молибдошеелита $Ca(W, Mo)O_4$, где его содержание достигает 15—20%. При больших концентрациях этого минерала, как, например, на месторождении Тырныауз, он становится источником молибдена. В зоне окисления преобладают кислородные соединения шестивалентного молибдена.

Эндогенные проявления молибдена встречаются в месторождениях всех генетических классов, однако промышленные концентрации связаны со скарновым, грейзеновым и гидротермальным классами (табл. 12). В пегматитовых, карбонатитовых, альбититовых, оловорудных и колчеданных месторождениях молибден не образует промышленных концентраций и лишь иногда может рассматриваться как попутный полезный компонент.

Промышленные концентрации молибдена сосредоточены в кварцевых жилах, штокверках, брекчиевых трубках, грейзеновых и скарновых залежах. Это руды жильного, прожилково-вкрапленного и брекчиевого характера. Помимо монометальных молибденовых руд (молибденовая формация) широко распространены руды комплексные, в которых молибден ассоциирует с медью (медно-молибденовая формация) или вольфрамом, висмутом (вольфрам-молибденовая формация), а также ураном.

Породы, вмещающие молибденовое оруденение, в различной мере переработаны процессами калишпатизации, альбитизации, грейзенизации, серицитизации, окварцевания и аргиллизации, но местами они почти не изменены.

Крупные экзогенные концентрации молибдена известны в углях, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцах, а также в твердых нефтебитумах. Здесь молибден тесно связан с органическим веществом и обычно ассоциирует с ванадием, ураном, германием. Содержание молибдена в таких месторождениях невысокое, а из-за относительно сложной технологии извлечения полезных компонентов эти месторождения пока мало вовлекаются в эксплуатацию и представляют собой резерв ближайшего будущего.

Эндогенные месторождения молибдена пространственно связаны с крупными плутонами гранитоидов, прорывающими их дайками и небольшими штоками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и ламмпрофиров. Наблюдается определенная зависимость состава руд от состава пород, слагающих плутоны (рис. 44), и соотношения корового и подкорового вещества в них, что является следствием по-разному проявленных процессов ассимиляции, контаминации и гибридизма (Покалов, 1970, 1972). Роль последних была весьма значительной для плутонов пестрого состава, сложенных монцонитами, диоритами, гранодиоритами, гранитами, граносиенитами (месторождения медно-молибденовых руд), ограниченной для плутонов, сложенных

Таблица 12

ГРУППИРОВКА ЭНДОГЕННЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ МОЛИБДЕНА

Генетический класс	Тип оруденения		Примеры месторождений
	по рудным компонентам	по морфологии проявления	
Пегматитовый	Разный с наложенным молибденом	Жильный	Месторождения Норвегии и др.
Карбонатитовый	Редкоземельный с молибденом и другими металлами (Cu, Zn, Pb)	Зоны и участки прожилкового оруденения	Месторождения Восточной Сибири, Кольского полуострова
Скарновый	Вольфрам-молибденовый	Залежи пластообразной, линзообразной и других более сложных форм	Тырныауз (СССР)
	Молибденовый	То же	Янцзя-Чжанзы (КНР)
	Медно-молибденовый	»	Киялых-Узеньское, Каратас I (СССР)
Альбититовый	Редкометальный с наложенной молибденовой минерализацией	Зоны и участки неправильной формы прожилково-вкрапленного оруденения	Месторождения Урала и Восточной Сибири
Грейзеновый	Вольфрам-оловянный с молибденом, висмутом и редкими металлами	Жильный, меньше штокверковый	Месторождения Дальнего Востока СССР, Средней Азии, Южно-Китайской провинции и др.
	Вольфрам-молибденовый	Штокверковый	Коктенкольское, Орекитканское, Джидинское (СССР)
		Жильный	Восточный и Северный Коунрад, Акчатау (СССР)
		Трубки и зоны брекчиевых руд	Булуктайское (СССР)
		Залежи линзообразной, столбообразной и других форм	Югодзырь (МНР)

Продолжение табл. 12

Генетический класс	Тип оруденения		Примеры месторождений
	по рудным компонентмм	по морфологии проявления	
Гидротермальный	Молибденовый	Штокверковый	Бугдаинское, Жиреконское (СССР)
		Жильный	Умальтинское (СССР)
	Медно-молибденовый	Штокверковый	Каджаран, Сорское (СССР)
		Жильный	Айгедзор (СССР)
		Трубки и зоны брекчиевых руд	Каратас IV (СССР)
	Уран-молибденовый	Штокверковые зоны, жилы	Мерисвейл (США)
Колчеданный	Медный с молибденом	Залежи пластообразной и других более сложных форм	Уруп, ряд месторождений Южного Урала и др. (СССР)

амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами (месторождения собственно молибденовых руд) и практически не проявленной в плутонах калиевых лейкократовых гранитов (месторождения вольфрам-молибденовых руд).

Общими чертами магматических пород, с которыми связаны эндогенные месторождения молибдена, являются их щелочноземельный характер в целом при повышенной щелочности, а также парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с пироксеном, роговой обманкой, лабрадором и андезином, свидетельствующие о повышенном потенциале калия в процессе кристаллизации магмы. Все

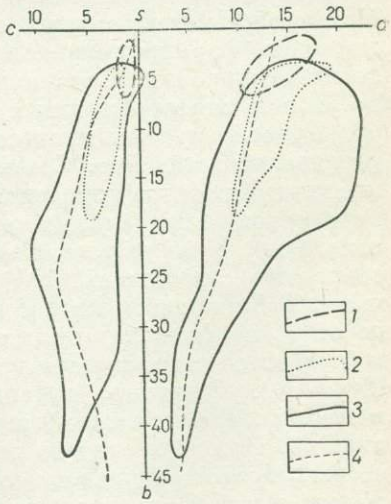


Рис. 44. Сопоставление химических составов пород, слагающих плутоны, с которыми ассоциируют месторождения молибдена (на диаграмме А. Заварицкого). Поля фигуративных точек пород, слагающих плутоны: *1* — лейкократовых гранитов (вольфрам-молибденовая формация), *2* — амфибол-биотитовых гранитов (молибденовая формация), *3* — пестрого состава (медно-молибденовая формация); *4* — линия средних типов пород щелочноземельного ряда, по Р. Дэли

породы содержат молибден от 0,2 до 0,9 г/т. Это ниже принятого и, по-видимому, завышенного кларка (1,1 г/т) и средних содержаний молибдена в сходных типах пород (от 1 до 1,5 г/т). В породообразующих минералах молибден в большинстве случаев не обнаруживается при чувствительности аналитического метода 0,2 г/т. Очевидно, в магматическом процессе молибден в породообразующих минералах не накапливается.

Вследствие ярко выраженных кислотных свойств молибден в гипогенных процессах тесно связан с SiO_2 и проявляет тенденцию к накоплению в магма-

тических породах кислого состава. В то же время повышенная щелочность материнских магм способствует миграции молибдена в газовую и водную фазы, с которыми он затем выносится из магматических очагов. Снижение щелочности материнской магмы до нормальной приводит к уменьшению роли молибдена в рудном процессе, обусловливая резкое преобладание вольфрама над молибденом в рудах вольфрам-молибденовых месторождений (в Горном Алтае) и меди над молибденом в рудах медно-молибденовых месторождений (в Новой Гвинее, на Филиппинах, в Болгарии и др.).

Низкое содержание молибдена в рудопродуцирующих гранитоидах ставит условием промышленной концентрации этого элемента его мобилизацию по всей магматической камере или значительной ее части. Поэтому для образования месторождения большое значение имеют размеры магматической камеры и ее форма как фактор концентрации рудоносного потока. Анализ большого фактического материала позволяет сделать вывод, что куполообразное или конусообразное строение кровли магматической камеры, а затем остывающего плутона концентрированно направляет рудоносный поток в его верхнюю апикальную часть и далее в экзоконтакт. Поэтому однокупольное строение и большая мощность крупных плутонов способствуют концентрации над их апикальными частями теплового потока, летучих и оруденения, что и определяет, при прочих равных условиях, крупные размеры и вертикальную протяженность молибденовых месторождений до 1000—1500 м.

Уплощенная и многокупольная кровля магматической камеры и остывающего плутона не способствуют концентрации теплового и рудоносного потоков; рудные компоненты рассеиваются; возникают многочисленные, но незначительные по размерам и вертикальной протяженности рудопроявления. Не способствуют концентрированию оруденения также резко удлиненные формы плутонов, формировавшихся в узких, линейных, хорошо проработанных тектонических зонах. С такими плутонами связаны довольно многочисленные, но мелкие месторождения и рудопроявления.

Рудообразующие процессы, формировавшие молибденовые месторождения, развивались стадийно. Стадии отделены одна от другой тектоническими движениями и нередко интрузиями жильных пород. Они существенно различаются характером минеральных ассоциаций, физико-химическими условиями их отложения, а также изотопией кислорода. Последнее проявляется в том, что по сравнению с величиной δO^{18} кварца материнских гранитов (9,3—10%), величина δO^{18} жильного кварца от стадии к стадии сначала возрастает (от 10,3 до 12%) на фоне падения температуры рудообразования, а затем в поздних и наиболее низкотемпературных стадиях минерализации резко снижается (8—8,4%). Очевидно, рудогенерирующая система действовала прерывисто, и после выделения каждой порции рудоносных растворов существенно перестраивалась. При этом сначала рудоотложение происходило из растворов магматического происхождения с постепенным потяжелением изотопного состава кислорода в жильном кварце, и только поздняя послерудная минерализация откладывалась растворами, в которых преобладающую роль играла метеорная вода.

Постмагматические процессы начинались калишпатизацией и сменявшей ее альбитизацией рудоносных гранитоидов или скарнированием пород при развитии этих процессов в карбонатной среде.

На вольфрам-молибденовых месторождениях калишпатизация проявлена незначительно, но процесс альбитизации развит широко и захватывает апикальные части плутонов лейкократовых гранитов. На молибденовых и медно-молиб-

деновых месторождениях наблюдается обратное соотношение этих процессов — широко проявлены калишпатизированные и незначительно распространены альбитизированные породы. Эти щелочные процессы не сопровождались отложением каких-либо рудных минералов и по данным термометрии газово-жидких включений протекали в интервале температур от 450 до 700° С.

Калиевые полевые шпаты месторождений разных формаций различаются содержанием в них рубидия, а следовательно, и отношением калия к рубидию. Для вольфрам-молибденовых месторождений значения последнего колеблются в пределах 80—160, для молибденовых 150—450, для медно-молибденовых 500—800. Происходит постепенное накопление рубидия в магматическом и послемагматическом процессах от плутонов пестрого состава и связанных с ним медно-молибденовых месторождений к плутонам лейкократовых гранитов и связанным с ними вольфрам-молибденовым месторождениям, что отражает более высокую степень дифференциации материнской магмы и убывающую роль подкорового вещества в том же направлении.

Вся рудная минерализация месторождений молибдена связана с процессом кислотного выщелачивания. Наиболее ранними на месторождениях всех рассматриваемых генетических классов являются кварцевые жилы и прожилки с магнетитом, на контакте с которыми во вмещающих породах изменены лишь биотит и роговая обманка, частично замещенные хлоритом и карбонатом. Затем формировалось основное молибденовое оруденение: вначале обычно возникали молибденит, вкрапленный во вмещающие породы, и кварцевые прожилки с крупночешуйчатым молибденитом, позднее — кварцевые прожилки с мелкочешуйчатым молибденитом. В ассоциации с молибденитом чаще находятся пирит и мусковит, присутствующие в очень небольших количествах. Кроме того, на медно-молибденовых месторождениях с молибденитом ассоциируют халькопирит и борнит. Совместно с ранним молибденитом встречаются такие высокотемпературные минералы, как кубанит и рутил, а на медно-молибденовых — халькопирит, образующий структуры распада в борните. По данным изучения газово-жидких включений в кварце температура образования раннего молибденита 370—440° С, позднего 310—380° С. Около молибденит-кварцевых прожилков и жил обычно наблюдается слабая серицитизация вмещающих пород, но иногда, как, например, на месторождениях Восточный Коунрад или Умальтинском, развиты кварцевые и слюдисто-кварцевые грейзены.

После молибденового оруденения на вольфрам-молибденовых месторождениях развивалась вольфрамовая минерализация с незначительным проявлением молибденита, висмутина и акцессорными ильменорутилом, бериллом, бертрандитом, браннеритом. Она связана с кварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися интенсивными грейзеновыми преобразованиями вмещающих пород с развитием полной метасоматической колонки кислотного выщелачивания и образованием фторсодержащих минералов — флюорита и топаза. Температурный интервал проявления этой минерализации от 280 до 350° С.

Далее на месторождениях молибдена всех типов формировались сравнительно широко распространенные кварцевые прожилки с пиритом, пирротином, халькопиритом, местами в небольших количествах в них содержатся арсенопирит, флюорит и очень редко молибденит, золото и серебро. Вмещающие породы около них интенсивно серицитизированы. Температура образования этой минерализации 250—300° С.

Заканчивался рудный процесс отложением свинцово-цинкового оруденения, обычно незначительно проявленного и представленного следующей минеральной ассоциацией: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, борнит, арсено-

пирит, теннантит, тетраэдрит, буланжерит, минералы висмута и серебра, золото, редко уранинит. Среди жильных минералов, сопровождающих это оруденение, кроме кварца и мусковита значительную роль играют карбонаты кальцит, сидерит, родохрозит, анкерит, доломит. Вмещающие породы березитизированы. Температура процесса 150—250° С.

На многих молибденовых и медно-молибденовых месторождениях после образования рудной минерализации широко развивался процесс аргиллизации вмещающих пород, а завершалась гидротермальная деятельность прожилками карбонатов и цеолитов, которые отлагались близнейтральными и щелочными низкотемпературными растворами (60—150° С).

Из изложенного видно, что по мере снижения температуры постмагматических растворов в них довольно закономерно изменялся режим кислотности-щелочности. Явно щелочные в начале постмагматического процесса растворы постепенно становились более кислыми, достигали максимальной кислотности в период образования слюдисто-кварцевых пород с фторсодержащими минералами — топазом и флюоритом, а затем кислотность их вновь снижалась.

Отложение промышленного молибденового оруденения происходило вслед за щелочными пневматолитовыми процессами — калишпатизацией и альбитизацией пород, от которых оно отделено проявлением магнетит-кварцевой минерализации. С другой стороны, промышленное молибденовое оруденение в основном предшествовало развитию слюдисто-кварцевых пород с фторсодержащими минералами, т. е. проявлению фтора в постмагматическом процессе. Таким образом, молибденовая минерализация связана с высокотемпературными дистиллятами слабо щелочного — близнейтрального характера.

Экспериментальными работами выявлена принципиальная возможность переноса молибдена совместно с кремнеземом в виде комплексных соединений как в газовой, так и в жидкой фазах (Н. Хитаров, Л. Иванов, 1940 г.; Н. Хитаров, Б. Рыженко, 1962 г.), а также в виде тиомолибдатов (А. Арутюнян, 1967 г.).

Месторождения молибдена тесно связаны с апикальными частями материнских плутонов и формировались в их тепловых полях, температура которых постепенно понижалась. В соответствии с этим изменялось соотношение рудообразующих элементов в пространстве.

На медно-молибденовых месторождениях отношение молибдена к меди обычно возрастает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам. Свинцово-цинковая минерализация находится, как правило, в периферических частях рудных полей, нередко образуя внешний кольцеобразный ореол. Примером месторождений с такой зональностью могут служить Кальмакырское, Агаракское, Каджаран, Каратас I и IV и др. Аналогичную зональность можно наблюдать и на месторождениях молибденовой формации, с той только разницей, что медь на этих месторождениях проявлена значительно слабее (Жирекенское, Бугдаинское и др.). Вольфрам мало характерен для медно-молибденовых руд, но его несколько повышенные содержания постоянно отмечаются в самых верхних частях месторождений. В монометальных молибденовых рудах минералы вольфрама (шеелит и вольфрамит) не являются редкостью, однако их концентрации обычно незначительны и проявляются главным образом на верхних и отчасти средних горизонтах месторождений.

На верхних горизонтах и на флангах вольфрам-молибденовых месторождений (или рудных полей) сосредоточены максимальные концентрации вольфрама, висмута и акцессорного бериллия, в то время как максимальные концентрации молибдена находятся в центральных их частях и на более низких горизонтах. На месторождениях жильного типа эта разобщенность выражена

наиболее контрастно, вплоть до почти полного пространственного разделения вольфрама и молибдена (рудное поле Восточно-Коунрадского гранитного массива). На месторождениях штокверкового типа она проявлена как несовпадение максимумов концентрации молибдена, с одной стороны, и вольфрама и висмута — с другой. При этом молибден пространственно обычно теснее связан с апикальными частями гранитных плутонов, а вольфрам и висмут распространяются дальше в экзоконтактовую зону (месторождения Джидинское, Коктенкольское, Джанетское и др.).

Свинцово-цинковая минерализация на вольфрам-молибденовых месторождениях менее распространена, чем на медно-молибденовых и молибденовых. Обычно она связана с карбонатными и кварц-карбонатными прожилками и жилами и находится на нижних горизонтах месторождений.

В расположении метасоматически измененных пород также намечается зональность. Калишпатизация и альбитизация в основном проявляются в центральных частях месторождений, несколько выше и шире развиты серицитизация и окварцевание и, наконец, еще выше и шире аргиллизация и пропилитизация. Однако такое расположение метасоматически измененных пород можно рассматривать лишь как обобщенную схему, поскольку нередко наблюдается пространственное совмещение всех или части перечисленных измененных пород. Для всех месторождений молибдена весьма характерно повышенное содержание карбонатов в корневых частях оруденения.

На месторождениях жильного типа промышленное значение обычно имеют средние горизонты жил, нередко характеризующиеся полосчатыми и брекчиевыми текстурами, образовавшимися в результате телескопирования молибденит-кварцевой минерализации двух и более генераций. Верхним горизонтам жил присущи редкая вкрапленность молибденита в ассоциации с еще более редким вольфрамитом (или шеелитом), а также наиболее интенсивная грейзенизация и серицитизация вмещающих пород. Нижние части жил, как правило, бедны рудными минералами, здесь появляются выделения калиевого полевого шпата, а вмещающие околожильные породы едва затронуты процессом мусковитизации (месторождения Умальтинское, Восточный Коунрад и др.).

Отложение рудных минералов происходило главным образом в открытых полостях трещин. Изучение истории образования месторождений молибдена в связи с историей развития контролирующих их тектонических структур и рудопродуцирующего магматизма показало, что штокверковое оруденение формировалось в условиях воздымания блоков земной коры с господством преимущественно всестороннего или одностороннего тангенциального растяжения; это и обеспечивало отложение рудной минерализации в трещинах разной ориентировки. Жильные месторождения формировались большей частью в хорошо проработанных трещинах одного направления при одностороннем растяжении или сжатии, а также в трещинах двух направлений с последовательной сменой направлений растяжения или сжатия в процессе рудоотложений (Покалов, 1964 г., 1970, 1972).

Из месторождений молибдена наиболее важны скарновые, грейзеновые и гидротермальные.

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Скарновые месторождения молибдена по составу руд достаточно четко делятся на три группы: вольфрам-молибденовые, молибденовые и медно-молибденовые. Медно-молибденовые месторождения формировались в позднеорогенную стадию

развития геосинклиналей и приурочены в основном к геоантиклинальным поднятиям или их обрамлению, где они ассоциируют с плутонами гранитоидов пестрого состава. Примерами служат месторождения Хакассии (Киялых-Узеньское, Юлинское, Уленьское, Глафиринское), Малого Кавказа (Анкаванское, Гехи) и Казахстана (Каратас I, Саякское).

Молибденовые и вольфрам-молибденовые месторождения явились следствием тектоно-магматических процессов, наложенных на платформы и области завершенной складчатости. В местах распространения молибденовых месторождений эти процессы начинались с развития крупных (иногда сводовых) поднятий и впадин, выполняющихся отложениями молассового типа. Оруденение ассоциирует с плутонами биотит-роговообманковых гранитов, размещенными в поднятиях и в обрамлении впадин. Крупнейшим представителем этой группы является месторождение Янцзя-Чжанзы в Китайской Народной Республике.

Месторождения вольфрам-молибденовой группы встречаются в разных тектонических структурах, но, как правило, связаны с однотипными лейкократовыми калиевыми гранитами. Тектонические движения, с которыми связаны эти граниты, не были такими дифференцированными и контрастными, как при процессах, предшествовавших формированию месторождений молибденовой группы, и не приводили к образованию крупных поднятий и прогибов.

Скарны образуют залежи сложной формы, а также жилы, линзы, гнезда и пластообразные тела. Как правило, они залегают в зонах контактов карбонатных и алюмосиликатных пород, реже среди эффузивов среднего состава (Южно-Янгиканское месторождение в Средней Азии). Скарнированию подвергались как карбонатные, так и алюмосиликатные породы. Последними нередко бывают эндоконтактовые зоны материнских плутонов. Благоприятные структурные условия развития скарнов возникали при сочетании более или менее пологих контактов интрузивов с рассекающими их разрывными тектоническими нарушениями.

Для молибденоносных скарнов типичны следующие минеральные парагенезисы: гранат + пироксен, гранат + эпидот + везувиан, гранат + пироксен + плагиоклаз, гранат + пироксен + волластонит, гранат + пироксен + + плагиоклаз + волластонит. Гранаты представлены рядом гроссуляр — андрадит, пироксены — рядом геденбергит — салит — диопсид. Эти парагенезисы свидетельствуют об известковом характере скарнов, среди которых, согласно В. Жарикову, обычно могут быть выделены такие температурые фации: пироксен-гранат-волластонитовая (500—800° С), пироксен-гранатовая (500—550° С), гранат-эпидотовая (400—500°), пироксен-эпидотовая (400—450°).

Минеральный состав скарнов в значительной мере предопределяется составом исходных скарнируемых пород. При развитии скарнов по известнякам образуются геденбергит и частично салит (с преобладанием железистой молекулы), доломиты обусловливают образование диопсида и салита (с преобладанием магнезиальной молекулы). В зоне автоскарнов, т. е. при скарнировании гранитоидов, развивался диопсид. Следовательно, химический состав пород, на которые накладывался скарновый процесс, в значительной мере предопределял химические потенциалы железа и магния в процессе скарнообразования. Из выделяемых В. Жариковым в зависимости от μ_{Mg} и μ_{Fe} фаций железистости в скарнах молибденовых месторождений можно встретить волластонитовую, диопсидовую, салитовую, геденбергитовую, андрадитовую фации.

Приуроченность скарнов к тектоническим нарушениям, рассекающим контакты материнских плутонов, и присущее им зональное строение указывают

на их инфильтрационный характер, хотя достаточно широко развиты и биметасоматические образования.

Рудный процесс накладывался на скарны и околоскарновые породы, вызывая в них амфиболизацию, эпидотизацию, окварцевание, серицитизацию. Отложение рудной минерализации происходило стадийно в виде тонких прожилков, жил и вкрапленности. Из рудных минералов наиболее распространены магнетит, молибденит и пирит, а также в зависимости от группы, к которой принадлежат месторождения, шеелит или халькопирит. Менее развиты сфалерит, галенит, блеклая руда, различные сульфосоли, на вольфрам-молибденовых месторождениях — висмутин, в виде акцессориев берилл, гельвин, фенакит, бертрандит. Редко встречаются самородные висмут, серебро, золото и некоторые другие металлы. Жильные минералы представлены кварцем, мусковитом, хлоритом, флюоритом, карбонатами.

Месторождение Тырныауз

Месторождение Тырныауз — одно из наиболее известных скарновых месторождений вольфрама и молибдена. Оно открыто в 1934 г. Б. Орловым и изучалось в разное время многими геологами. Месторождение находится на северном склоне Главного Кавказского хребта, в Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоне западно-северо-западного простирания, по которой Е. Милановский и В. Хаин проводят южную границу эпигерцинской Скифской платформы. Однако работами М. Мстиславского, И. Зубрева, А. Семашко и др. на территории Лабино-Малкинской зоны, Балкарии, Дигории и Осетии установлена предплинсбахская поверхность выравнивания (фиксирующая этап эпигерцинской стабилизации), на которой сформировался континентальный чехол платформенных олигомиктовых, обломочных, угленосных и вулканогенных формаций плинсбаха. Эти данные позволили им сделать вывод о том, что вся территория горст-актиклинория Центрального Кавказа входит в состав эпигерцинской платформы. Следовательно, месторождение Тырныауз находится в краевой части этой платформы.

В пределах рудного поля (рис. 45) наиболее древними, по-видимому, являются мраморы фамена и толща песчаников и сланцев с прослоями конгломератов, гравелитов и мраморов условно верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста. На них с размывом залегают нижнекаменноугольные вулканогенные породы — туфы и туфопесчаники с прослоями яшм и сланцев, пласты диабазов, спиллитов, порфиритов, кварцевых порфиритов. Далее по времени образования следуют песчаники, конгломераты и глинистые сланцы с остатками флоры верхов среднего карбона или низов верхнего карбона. В южной части рудного поля находятся конгломераты, песчаники и глинистые сланцы мукуланской свиты нижнего лейаса, залегающие резко несогласно на мраморах фаменского возраста.

Пшекиш-Тырныаузская тектоническая зона явилась ареной интенсивной магматической деятельности в мезо-кайнозойское время. Наиболее ранние нижнеюрские ультрабазиты представлены дайками серпентинизированных пироксенитов и перидотитов. Последующие эльджуртинские порфировидные биотитовые граниты образуют относительно крупный массив удлиненной формы, ориентированный в западно-северо-западном направлении и прорывающий и метаморфизующий отложения нижнего лейаса. Минеральный состав гранитов следующий: калиевый полевой шпат * — 34,5%, плагиоклаз (№ 24) — 30%,

* Низкий санидин ($2V = 40—45^{\circ}$), состав: 68% чистого калиевого полевого шпата, 30% — альбита, 2% — анортита.

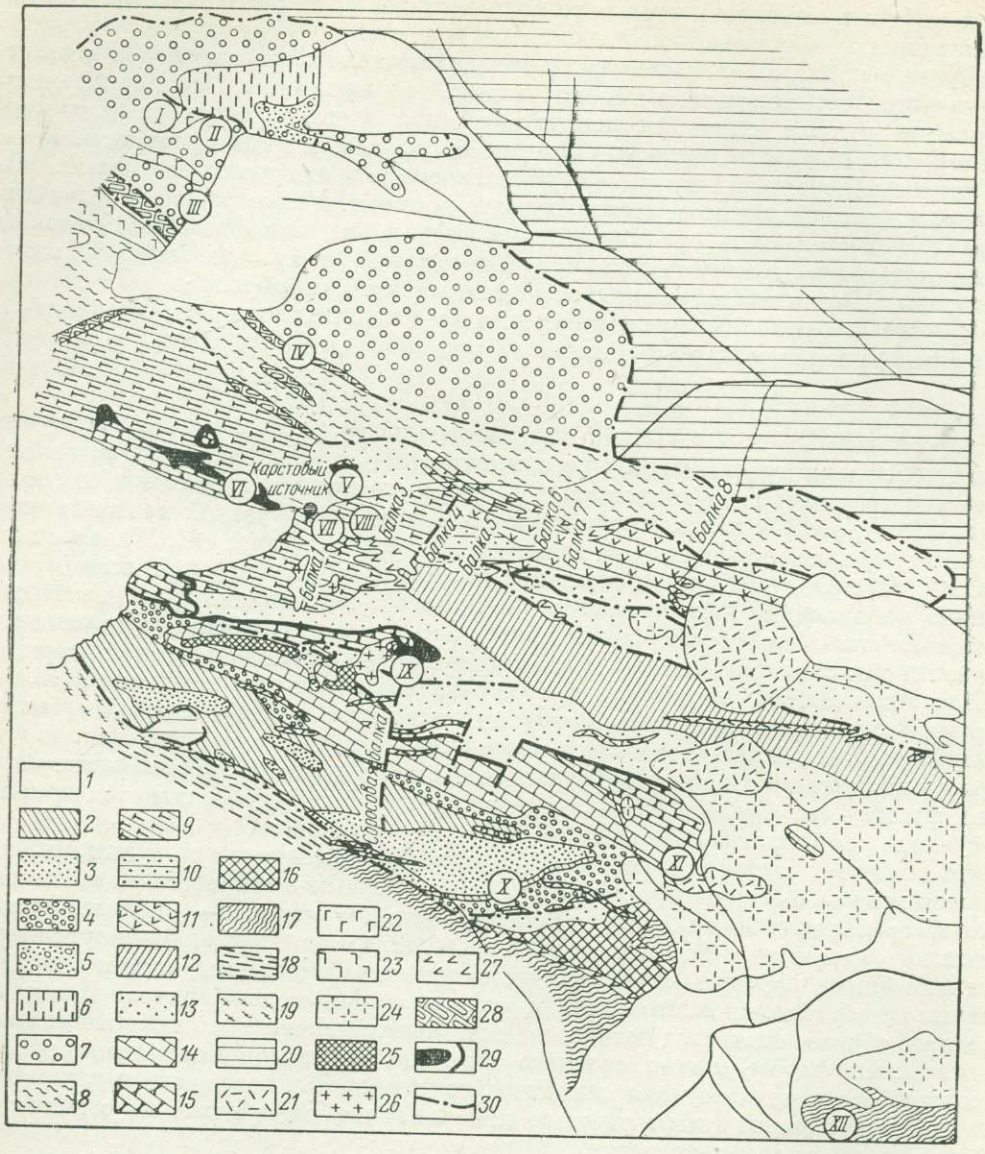


Рис. 45. Схематическая геологическая карта рудного поля Тырныауз. По *А. Пэку* (1962).

1 — современные отложения; *2—4* — породы мукуланской свиты: *2* — черные сланцы, *3* — песчаники, *4* — конгломераты; *5* — красноцветные песчаники; *6* — темно-серые алевролиты и сланцы; *7* — конгломераты и песчаники; *8* — филлиты; *9* — вулканогенная свита; *10* — темно-серые аркозовые песчаники зеленокаменной свиты; *11* — диабазы, порфириты, кварцевые альбитофиры зеленокаменной свиты; *12* — кварцевые плагиопорфиры; *13* — биотитовые роговики; *14* — слоистые мраморы; *15* — массивные мраморы; *16* — породы эльджуртинской свиты; *17* — мигматиты; *18* — слюдистые сланцы; *19* — гранито-гнейсы; *20* — кристаллические сланцы и гнейсы; *21* — липариты; *22* — авгитовые порфириты; *23* — кварцевые кератофиры; *24* — эльджуртинские граниты; *25* — брекчии биотитовых роговиков, сцементированные гранит-аплитами; *26* — лейкократовые гранитоиды; *27* — ультраосновные породы; *28* — кварц-карбонатные породы; *29* — скарны; *30* — тектонические нарушения.

Месторождения и рудопроявления: *I* — сурьмяное месторождение Гитче-Тырныауз, участок 3; *II* — то же участок 2; *III* — то же, участок 1; *IV—VI* — геофизические аномалии 1, 2 и 3; *VII* — сульфидное Тырныауз; *VIII* — золото-арсенопиритовые жилы балки 3; *IX* — вольфрам-молибденовое Тырныауз; *X* — Мукуланское андалузитовых сланцев; *XI* — полиметаллическое Малый Мукулан; *XII* — Тютю

кварц — 25,7%, биотит — 7,8%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом. В контакте с мраморами эльджуртинские граниты существенно изменяются, превращаясь в лейкократовые разности, по составу отвечающие гранодиоритам, диоритам, лабрадоровым аплитам и плагиоклазитам.

Близкие к ним по возрасту лейкократовые гранитоиды залегают в виде штоков, неправильных тел, а чаще сложных ветвящихся даек. В пределах месторождения они имеют два выхода на поверхность — один на северном склоне хр. Уллу-Тырныауз, называемый «Самолетом», другой на его южном склоне, по форме близкий к изометричному телу с отходящей от него сложной системой даек, получивший название «Паук». Кроме того, лейкократовые гранитоиды вскрыты на площади Северного участка. Наиболее крупные тела сложены гранит-порфирами, а дайки небольшой мощности — преимущественно аплитами. В составе гранит-порфиров кварца 32—35%, калиевого полевого шпата 36,0—39,5%, плагиоклаза (№ 10—20) 26%, биотита и мусковита 2% и акцессорных (апатит, циркон, ортит, магнетит, сфен) 0,5%.

В дайках, залегающих среди карбонатных пород, так же как и в эльджуртинских гранитах на контакте с мраморами, состав лейкократовых гранитов резко изменяется в сторону повышения основности вплоть до лейкократовых диоритов и пород типа плагиоклазитов. При этом калиевый полевой шпат исчезает из состава пород, содержание биотита уменьшается до 0,5%, а основность плагиоклаза повышается до андезина № 45 и выше. А. Пэк (1962) и другие исследователи считают, что магма, образовавшая эти породы, имела состав, отвечающий гранит-порфирам и гранит-аплитам, т. е. весьма близкий к составу эльджуртинского гранита, но, проникая по трещинам в мраморы, она ассимилировала известь, результатом чего явились дайки подобного состава. Лейкократовые гранитоиды внедрялись неоднократно, о чем свидетельствуют их взаимоотношения с оруденением. Гранитоиды «Паука» пересечены гранат-пироксеновыми и молибденит-кварцевыми жилками, в то время как гранитоиды «Самолета» рассекают шеелитоносные скарны. На основании прорыва лейкократовыми гранитами роговиков, образовавшихся в контакте с эльджуртинскими гранитами, Л. Варданянц пришел к выводу, что лейкократовые гранитоиды моложе эльджуртинских гранитов. Однако изучение контакта этих двух пород, встреченного в керне одной из скважин, позволило Н. Хрущову (1958) считать эльджуртинский гранит более молодым. А. Пэк рассматривает становление эльджуртинских гранитов как длительный процесс и связывает с ним образование лейкократовых гранитоидов, кристаллизовавшихся, по его мнению, из той же магмы, что и эльджуртинские граниты, но изменивших состав при взаимодействии с мраморами.

Следующие по времени внедрения изверженные породы — липариты, распространенные в рудном поле Тырныауз, близки по химическому составу и акцессорным минералам к эльджуртинским гранитам. Они образуют сравнительно крупные некки и дайки, прорывающие названные магматические породы и рудные тела. Дайки витрофира и базальта — самые поздние проявления магматической деятельности в рудном поле месторождения Тырныауз. В противоположность всем ранним интрузивным телам 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 здесь широко развиты андалузитовые и андалузит-кордиеритовые разности. После ороговикования в магматическую стадию процесса породы

экзоконтакта были базифицированы, т. е. местами амфиболизированы и широко биотитизированы («биотитовые роговики»). Содержание биотита в них колеблется от 5 до 50%. В процессе биотитизации в породах накапливались щелочные металлы, магний, железо, титан, алюминий, выносилась кремнекислота. Далее в базифицированных породах также на магматической стадии развивались существенно полевошпатовые жилки с амфиболом, биотитом и кварцем.

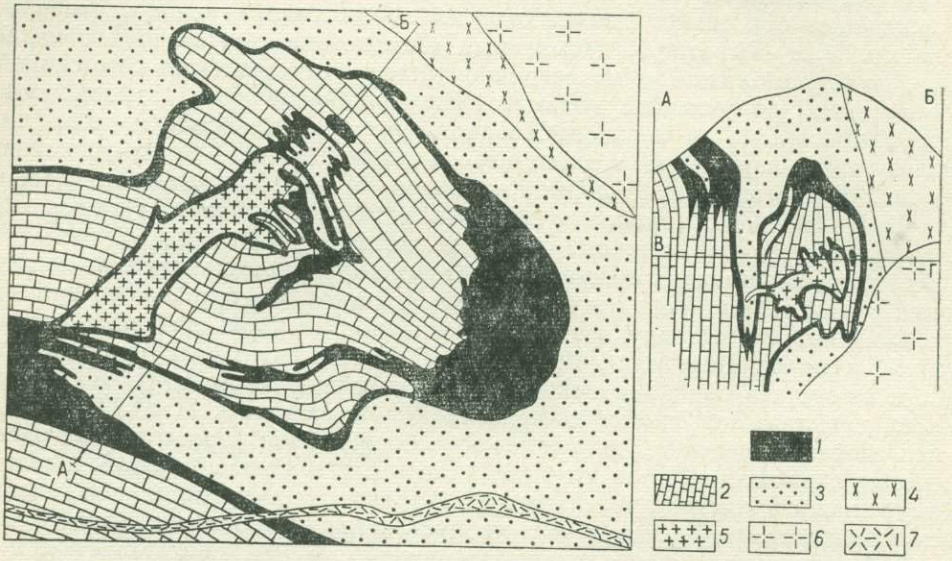


Рис. 46. Геологический план по горизонту В—Г и разрез по линии А—Б вольфрам-молибденового месторождения Тырныауз (по данным разведки и эксплуатации). Отношение масштаба разреза к масштабу плана 1 : 2.

1 — скарны и пироксеновые роговики; *2* — массивные мраморы; *3* — биотитовые роговики по песчаникам и сланцам; *4* — плагиограниты; *5* — лейкократовые гранитоиды; *6* — эльджуртинские граниты; *7* — липариты

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

В районе месторождения палеозойские породы образуют крупную Чатбашскую сундучную синклиналь, южное крыло которой, а также ее донная часть осложнены складками более высоких порядков. Продольными разломами (Центральным, Северным и Южным) западно-северо-западного простирания, а также оперяющими их разрывами 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. Антиклиналь характеризуется крутым погружением шарнира на восток и крутыми падениями крыльев на север и юг. Южное крыло антиклинали переходит в смежную синклиналь, ядро которой сложено ороговикованными песчаниками, а южное крыло — карбонатными породами фамена (рис. 46).

По контакту внедрившихся сюда лейкократовых гранитов и известняков проходит лишь тонкая скарновая оторочка. Главная же масса скарнов приурочена к контакту роговиков и известняков. Следуя складчатой структуре месторождения, пластообразная залежь скарнов повторяет ее контуры, образуя мощный раздув в сводовой части. Многочисленные разрывные нарушения существенно усложнили складчатую структуру месторождения и послужили в свое время веским аргументом «сколовой» гипотезы генезиса Главного рудного тела (Пэк, 1962). Согласно этой гипотезе, оно представляет собой брекчию биотитовых роговиков и в меньшей мере мраморов, образовавшуюся при «тектоническом внедрении» мраморов в биотитовые роговики и впоследствии переработанную гидротермальными растворами в скарны.

В центре рудного поля залегают главные молибден-вольфамовые рудные тела в скарнах. Вблизи них, в основном к северу и югу в роговиках и лейкократовых гранитоидах развито молибденовое оруденение с незначительным вольфрамовым. К северо-западу и юго-востоку залегают скарны, обогащенные сульфидами. Здесь проявлено оловянное, висмутовое и медное оруденение (скарны Малого Мукулана и Северные скарны). К северу от Главного рудного тела располагаются золоторудные кварцевые жилы с арсенопиритом и золотосодержащие скарны Тырныауз-Су. В северно-западной части рудного поля находятся свинцово-сурьмяные руды хр. Гитче-Тырныауз, за которыми 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 заключает основные запасы вольфрама и большую часть запасов молибдена. Форма этого рудного тела определяется как седловидная залежь с большой мощностью в сводовой части антиклинали и постепенно уменьшающейся по мере удаления от свода к крыльям складки.

Северо-Западный скарн представляет собой непосредственное продолжение Главного скарна на северо-запад. Мощность его небольшая, что вполне закономерно вследствие расположения этой части крыла антиклинали далеко от ее свода. Кроме обычных вольфрама и молибдена в скарне установлены значительные количества 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 нижние залежи, расположенные на нижних горизонтах месторождения.

Мукуланский скарн, по Н. Хрущову, является продолжением Главного рудного скарна. Наиболее мощная его часть не выходит на поверхность, она срезана сбросом, выше которого скарн представляет собой раздробленное и маломощное рудное тело, не имеющее промышленного значения. Ниже этого сброса скарн залегает строго в контакте между мраморами и роговиками, форма его правильная пластообразная, мощность большая и постоянная.

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

По минеральному составу скарны Тырныаузского месторождения подразделяются на скарны по роговикам и по мраморам. Скарны по роговикам составляют 60—80% от общего объема рудных скарнов. Их основной диагностический признак — присутствие значительного количества реликтов роговиков и биотитизированных пород. При этом амфибол-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы, в составе которых доминируют плагиоклаз

5 Заказ 791

с основностью 45—80 и пироксен, содержащий 60—70% диопсидовой молекулы, характеризуются полосчатой текстурой, обусловленной чередованием неправильных полос разнозернистых агрегатов. Пироксен-гранатовые и гранат-пироксеновые скарны образуют зоны среди названных околоскарновых пород. Внутренние зоны этих скарнов обычно сложены гранатом (андрадит-гроссулярового состава) с включениями пироксена; они обрамляются гранат-пироксеновыми зонами, а внешние зоны пироксеновые. Отличительной особенностью скарнов по алюмосиликатным породам является постоянное присутствие в них сфена и высокое содержание окиси титана — 0,8—1,2% против 0,1—0,2% в скарнах по мраморам.

Скарны по мраморам залегают в непосредственном контакте с мраморами. Это отчетливо полосчатые и в общем 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, рассекающие агрегаты граната. Кое-где в таких скарнах встречаются реликты белого мрамора.

В пригранитовых скарнах, образующих маломощную (не более 3 м) оторочку на контакте лейкократовых гранитов, местами наблюдается четкая зональность: лейкократовый гранит, пироксен-гранатовый эндоскарн, за которым следуют зоны экзоскарна — пироксеновая, гранат-пироксеновая и гранат-волластонитовая (Граменицкий, Елисеева, Иванов, 1974).

Зональность, присущая экзоскарну, характерна и для других скарновых тел, образующихся по мраморам. В прожилках, отходящих от скарновых тел и залегающих среди карбонатных пород, внешние зоны в основном сложены волластонитом, лейстообразные выделения которого ориентированы перпендикулярно контактам. В волластонитовых зонах всегда имеется примесь пироксена, содержание которого возрастает по направлению к следующим внутренним пироксеновым зонам. Последние практически никогда не бывают мономинеральными, в них всегда содержится гранат. Крупность зерен пироксена и содержание граната возрастают по направлению к внутренним частям скарновых жилок, которые преимущественно сложены гранатом. В составе граната 63% гроссуляра, 30% андрадита, 4% альмандина и около 3% спессартина.

В некоторых скарновых жилках внешние волластонитовые зоны почти отсутствуют, в составе скарна преобладает гранат, содержащий включения пироксена; гранат на 94% является андрадитовым. Таким образом, зоны гранатового скарна развивались за счет зон пироксенового и волластонитового скарнов; по мере развития этого процесса железистость граната увеличивалась. Сложное полосчатое строение скарновых тел обусловлено, с одной стороны, зональным строением метасоматических зон, с другой — одновременным развитием многих метасоматических зон в связи с поступлением растворов по системам параллельных трещин.

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 перечисленных скарновых рудных телах основными рудными минералами являются шеелит, молибденит и молибдошеелит; отношение трехокиси вольфрама к молибдену колеблется от 4 : 1 до 8 : 1.

В Главном скарне вольфрам и молибден распределены неравномерно: фланги седловидной залежи, в особенности северный фланг, обогащены молибденом, а мощная «шарнирная» часть — вольфрамом. С глубиной происходит резкое увеличение содержания вольфрама, при этом снижается содержание четырехвалентного молибдена, но увеличивается шестивалентного, однако общий уровень содержания молибдена остается все время постоянным (Хрущов, 1958). По данным О. Кононова и Е. Граменицкого (1972), с глубиной уменьшается роль молибденита и чистого шеелита и постепенно возрастает роль молибдошеелита с высокими содержаниями (10—20%) Mo^{6+}, что, по мнению этих исследователей, 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 устанавливается по результатам опробования в соответствии с установленным бортовым содержанием. Участки промышленного оруденения в биотитовых роговиках залегают в висячем боку Главного скарна, приурочены к его северо-западному и юго-западному флангам, установлены на Северном и других участках.

Молибденовое оруденение в лейкократовых гранитах распространено небольшими участками, 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 трехокиси вольфрама к молибдену в этих рудных телах колеблется 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 магнетит, который цементирует брекчированный лежачий бок Главного скарна. Весь шеелит в скарнах, по мнению А. Пэка, образовался в самую раннюю рудную стадию. С ним ассоциирован в небольших количествах молибденит, присутствующий также в шеелите в виде микроскопических включений. Кроме того, в шеелите в виде изоморфной примеси отмечается шестивалентный молибден. В алюмосиликатных породах — 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.

Далее формировалось основное молибденовое оруденение. Наиболее богатым оказалось северное крыло Главного скарна, где на молибденит-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» молибденитовые швы. Штокверк развит в скарнах и в роговиках. После молибденового оруденения отложился флюорит с кварцем и небольшими количествами пирита и пирротина. Завершился рудный процесс образованием ассоциации пирита, арсенопирита, пирротина, сфалерита, халькопирита, марказита, тетраэдрита, теннантита, буланжерита,

станнина, полибазита, алабандина, минералов серебра и самородного золота. С этой же стадией минерализации связаны кварц, карбонаты и лиеврит, содержащий до 1% олова. Далее следовало отложение карбонатов с антимонитом, и закончился гидротермальный процесс образованием прожилков опала и халцедона.

Большинство исследователей месторождения Тырныауз генетически связывают его с эльджуртинскими гранитами и лейкократовыми гранитоидами, поскольку оруденение наиболее близко во времени и пространстве ассоциирует именно с этими магматическими породами. Возраст магматизма и рудообразования определяется как послераннеюрский, поскольку эльджуртинские граниты прорывают породы нижнего лейаса, а оруденение накладывается на них. Материалы радиологического определения возраста гранитов противоречивы. Первые определения, проведенные И. Гурвичем на материалах Г. Афанасьева, показали 6—12 млн. лет. По данным З. Студениковой, возраст эльджуртинских гранитов 80—100 млн. лет, а лейкократовых гранитов 97 млн. лет (меловой период). А. Хуцаидзе определил возраст эльджуртинских гранитов в 1—4 млн. лет, а последние исследования А. Барсука, М. Аракелянца и Л. Шанина (1972) показали 20 млн. лет для дорудных лейкократовых гранитов массива «Паук» и 1,8—2 млн. лет для эльджуртинских гранитов.

Данные определения абсолютного возраста тырныаузских гранитов и положение месторождения в тектонических структурах Кавказа позволяют связывать его образование с процессами активизации южной части Скифской платформы, происходившей в мезозое и кайнозое.

Месторождение Каратас I

Скарновое медно-молибденовое месторождение Каратас I находится в Северо-Западном Прибалхашье в области каледонской складчатости. Оно приурочено к ядерной зоне Тасарал (Новалы)-Кызылэспинского антиклинория близмеридионального простирания, в месте пересечения его герцинскими разломами близширотной и северо-восточной ориентировки.

В геологическом строении района месторождения участвуют гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, метаморфизованные известняки, возраст которых условно принимается раннепалеозойским; кроме того, здесь имеются известняки ордовика, песчаники и сланцы силура (лудлоу). Эти породы прорваны гранодиоритами и диоритами позднего девона, а также субвулканическими телами, переходящими в покровы андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров средне-позднекаменноугольного возраста.

На месторождении (рис. 47) развиты гнейсовидные гранодиориты и кварцевые диориты, среди которых находится залежь известковых скарнов. Широко распространены доскарновые дайки аплитов, аплит-пегматитов, микродиоритов и диоритовых порфиритов. Мощность даек от первых метров до 25—30 м, протяженность до нескольких сот метров. В ориентировке даек, так же как и в ориентировке полосчатости гранитоидов, преобладает близмеридиональное направление; падение их на запад и северо-запад под углом 60—70°; реже встречаются северо-восточные и близширотные простирания.

Скарновая залежь протягивается в близмеридиональном направлении на 1,5 км и характеризуется сложной конфигурацией с раздувами до 150—170 м и пережимами до 5—10 м. Падает она на запад под углом 60—70°. На юге скарны выклиниваются, на севере — расчленяются на ряд линзообразных тел. Предполагается, что скарны образовались по останцам карбонатных пород, заключенным в гранитоидах.

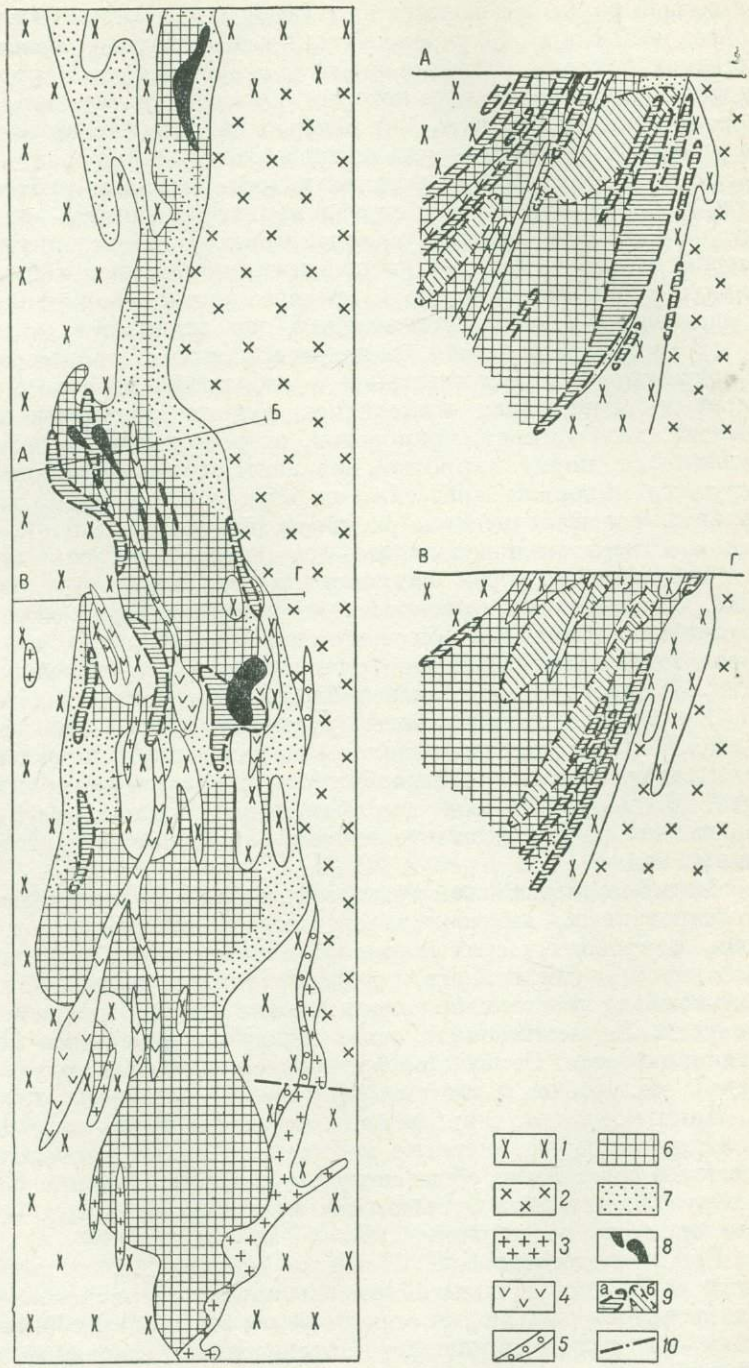


Рис. 47. Схема геологического строения месторождения Каратас I. По *П. Серикову* и *Ю. Федорову*.

1 — гранодиориты; *2* — кварцевые диориты; *3* — пегматит-аплиты; *4* — диоритовые порфириты; *5* — кварцевые жилы; *6* — скарны; *7* — эпидозиты; *8* — магнетитовые и кварц-магнетитовые образования; *9* — рудные тела медно-молибденовые (*а*) и медные (*б*); *10* — тектонические нарушения

В целом для скарновой залежи характерна следующая зональность (от краевых частей к внутренним): 1) околоскарновая диоритоподобная порода с ведущей ролью в ней роговой обманки и признаками калишпатизации, 2) пироксеновый скарн, 3) пироксен-гранатовый скарн, 4) гранатовый и гранат-магнетитовый скарны. Нередко границы скарновых зон нарушены тектоническими подвижками, в результате которых образовались брекчии и трещины, залеченные кварцем и кальцитом. Пироксены в скарнах представлены рядом диопсид — геденбергит, гранаты — рядом гроссуляр — андрадит.

Под влиянием более поздних гидротермальных процессов скарны претерпели существенные, хотя и неравномерные изменения — эпидотизацию, актинолитизацию, окварцевание, хлоритизацию. Наиболее интенсивно они преобразованы вдоль контактов с вмещающими породами и дайками диоритовых порфиритов. Особенно широко в краевых частях скарновой залежи проявилась эпидотизация с образованием здесь зон эпидозитов.

В результате развития гидротермальных процессов в скарнах — среде с повышенной пористостью — и в небольшой мере во вмещающих их более плотных гранитоидах отложились рудные минералы: главные — магнетит, гематит, халькопирит, молибденит, второстепенные и редко встречающиеся — мушкетовит, пирит, пирротин, марказит, сфалерит, галенит, маггемит, шеелит, нерудные минералы представлены эпидотом, кварцем, хлоритом, серицитом, кальцитом и незначительно распространенными апатитом, родохрозитом, доломитом, сидеритом и цеолитами — ломонтитом и десмином.

Ведущий полезный компонент месторождения — молибден, попутный — медь. Оба компонента распространены неравномерно. Их повышенные концентрации находятся в южной части скарновой залежи, где они образуют линзообразные и жилообразные рудные тела, залегающие согласно со скарнами. Мощность рудных тел колеблется в пределах первых десятков метров.

На месторождении развиты руды двух типов — медные и медно-молибденовые. Медные руды представлены гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами с вкрапленным, гнездообразным и прожилковым выделением халькопирита. Меднорудные тела тяготеют к центральной части скарновой залежи, обогащенной магнетитом и гематитом, образуя по ее простиранию серию линзовидных тел.

Медно-молибденовые руды заключены в эпидозитах, а также в эпидотизированных, амфиболизированных и окварцованных скарнах, располагаясь в краевых частях скарновой залежи. Молибденит присутствует в виде рассеянной вкрапленности, гнездообразных и местами сплошных скоплений. Халькопирит имеет подчиненное значение и развит в виде неравномерной вкрапленности. Корреляционная связь между содержаниями меди и молибдена не устанавливается. Отмечается примерное совпадение контуров высоких концентраций молибдена с местами увеличения мощности рудных тел.

Таким образом, в целом зоны медных и медно-молибденовых руд обособлены друг от друга, и только на северном фланге месторождения наблюдается некоторое совмещение обоих типов оруденения. Глубина распространения медных руд значительно меньше, чем медно-молибденовых — основная их масса выклинивается на глубине 100—150 м.

Ряд исследователей (Г. Н. Щерба и др., 1968 г.) высказывают предположение о большой временной разобщенности скарново-магнетитового и медно-молибденового оруденения, связывая первое с раннегерцинским магматизмом, второе — с позднегерцинским Определенное основание для этого имеется, поскольку большая часть скарнов в Каратасском рудном поле почти не содер-

жит медно-молибденового оруденения, а последнее в свою очередь развито не только в скарнах, но и в еще большей мере в сильно трещиноватых и брекчированных гранитоидах (месторождение Каратас IV), т. е. налицо явная пространственная и временная независимость процессов скарнообразования и отложения медно-молибденовых руд. Однако доказать значительный разрыв во времени проявления этих двух процессов и связать их с разным магматизмом весьма трудно. Поэтому, оставляя этот вопрос открытым, отметим, что вероятнее всего, как нам представляется, существует парагенетическая связь между медно-молибденовым оруденением и диоритовыми порфиритами и дацитовыми порфирами средне-позднекаменноугольного возраста. Магматизм, породивший эти субвулканические и экструзивные образования, по-видимому, синхронен с магматизмом, проявившимся во второй половине каменноугольного времени в Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинали и обусловившим появление меднопорфировых месторождений. Однако в Каратасском районе магматизм развивался в связи с активизацией каледонского обрамления геосинклинальной зоны, носил более кислый и несколько более щелочной характер, меньшую роль в нем играло подкоровое вещество, что и обусловило появление здесь существенно молибденового месторождения с попутной медью.

ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вольфрам-молибденовые месторождения, относимые к классу грейзеновых, встречаются в разных тектонических структурах, где, как правило, пространственно и генетически связаны с однотипными лейкократовыми гранитами, формировавшимися в условиях активизации тектоно-магматических процессов на плафтормах и в областях завершенной складчатости. В Западном Забайкалье эти месторождения связаны с гранитами ранне-среднеюрского возраста (гуджирский комплекс), прорывающими кристаллические и осадочные породы областей байкальской и каледонской завершенной складчатости. В Катазии (КНР) они обусловлены яньшанскими тектоно-магматическими процессами, наложенными на Южно-Китайскую платформу. В Аргентине, в провинции Кордова, граниты палеозойского возраста, с которыми связаны вольфрам-молибденовые месторождения Серро-Асперезис и Серро-Асперо, прорывают гнейсы и кристаллические сланцы докембрийского фундамента Южно-Американской платформы.

В перечисленных областях образование гранитов и ассоциированного с ними оруденения отделено от геосинклинального развития значительным периодом платформенного развития земной коры, составляющим более чем целый геологический цикл. Иначе обстоит дело в Центральном Казахстане. Здесь вольфрам-молибденовые месторождения связаны с позднепермскими гранитами акчатауского комплекса, распространенными в герцинидах Джунгаро-Балхашья и в окружающих их поздних каледонидах, главным образом в пределах краевого вулканического пояса, выделенного А. Богдановым (1965 г.). Следовательно, здесь в разных по возрасту складчатых областях внедрению рудоносных гранитов предшествовали разные тектонические деформации и разный магматизм. Это обстоятельство можно истолковать двояко. Во-первых, граниты акчатауского комплекса не связаны с предшествующим магматизмом и являются результатом тектоно-магматических процессов, наложенных как на каледониды, так и на герциниды в позднепермское время. Во-вторых, этот магматизм и связанное с ним оруденение являются неотъемлемой частью эпигеосинклинального комплекса герцинид периода их субсеквент

ного развития. Во втором случае граниты акчатауского комплекса и вольфрам-молибденовое оруденение, распространенные в участках земной коры каледонской консолидации, следует рассматривать как проявления, индуцированные движениями, развивавшимися в герцинидах. Однако и в том и в другом случае природа гранитов, а следовательно, и связанного с ними оруденения была та же, что и в областях тектоно-магматической активизации.

Разрывные тектонические нарушения, контролирующие граниты и оруденение, различны по ориентировке, времени заложения и происхождению. Это зоны крупных разломов, тектонических швов, контактов пород разного происхождения и возраста, скрытых разломов, повышенной трещиноватости в осевых частях складчатых структур. Граниты и оруденение формировались в условиях заметного тангенциального растяжения земной коры и в целом их распространение часто носит не столько узко линейный или поясовый, сколько широкий площадный характер, не зависящий от общего плана складчатых деформаций.

Гранитные плутоны, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение, имеют в плане овальную, удлиненную и более сложную формы. Размеры их выходов на поверхность колеблются в широких пределах — от долей квадратного километра до нескольких сот квадратных километров, что является результатом как разной глубины эрозионного среза интрузивов, так и разных размеров их. Вертикальная протяженность плутонов по данным геофизических исследований, проводившихся в Центральном Казахстане, не менее 8—10 км. Глубина образования верхних частей плутонов 2—3 км.

Рассматриваемые плутоны формировались в несколько фаз, поэтому имеют сложное внутреннее строение, хотя слагающие их разности гранитов, близки по минеральному и химическому составу. Преобладают лейкократовые граниты с крупно- и среднезернистой, иногда порфировидной структурами, которые в краевых частях массивов постепенно сменяются мелкозернистыми порфировидными. Среди этих гранитов залегают сложные, часто многослойные тела средне- и мелкозернистых порфировидных гранитов II фазы. Породы I и II фаз прорваны дайками аплитов, гранит-порфиров, микрогранитов, диоритовых порфиритов, лампрофиров.

В целом граниты носят анхиэвтектический характер. В их составе преобладает калиевый полевой шпат (30—35%), меньше кварца (25—40%) и олигоклаза (12—30%), из темноцветных минералов присутствует только биотит (до 2—4, реже 6%). Соотношение породообразующих минералов изменяется в сторону увеличения содержания калиевого полевого шпата и кварца за счет биотита и плагиоклаза в гранитах более поздних фаз, вплоть до образования аляскитов. Наиболее распространенные акцессорные минералы — магнетит, ильменит, рутил, циркон, апатит, сфен, анатаз, монацит, реже ортит, ильменорутил, молибденит, корунд, ксенотим, бломстрандит и некоторые другие.

По химическому составу рассматриваемые граниты отличаются от щелочноземельного гранита (по Р. Дэли) более высокими содержаниями щелочей и кремнезема и более низкими — извести и ферромагнезиальных компонентов. Щелочные и ферромагнезиальные компоненты находятся в переменных количествах, а их содержания обычно связаны обратной зависимостью. Среди щелочных металлов калий заметно преобладает над натрием. Граниты поздних фаз характеризуются большей щелочностью. Породы сильно пересыщены алюминием при весьма низком содержании железа, что объясняется значительным избытком глинозема в калиевых полевых шпатах против их теоретического состава.

Рудные элементы, характерные для вольфрам-молибденовых месторождений, в описываемых гранитах содержатся в следующих количествах (в г/т): Mo 0,5—0,9; Sn 3—4; W 2; Be 4,5; Pb 20; Cu 15. За исключением молибдена, содержания всех остальных элементов близки к их средним значениям для гранитов; содержание молибдена заметно ниже.

В апикальных частях плутонов и их эндоконтактовых зонах, по направлению к контактам с вмещающими породами, в гранитах уменьшается содержание калиевого полевого шпата, пертитов в нем и биотита и увеличивается — кислого плагиоклаза, в химическом составе возрастает содержание натрия и рубидия и снижается — калия.

В экзоконтактах интрузивов на магматической стадии развивались процессы ороговикования, базификации и фельдшпатизации. Ороговикование наблюдается в зоне мощностью до 300 м и более. Минеральные парагенезисы роговиков отвечают следующим фациям контактового метаморфизма (от гранитов к вмещающим породам): пироксен-роговиковой (0—15 м), амфиболитовой (15—100 м), эпидот-амфиболитовой (100—250 м) и зеленосланцевой (на расстоянии свыше 250 м).

Процесс базификации заключается в биотитизации (флогопитизации), местами амфиболизации ороговикованных и неороговикованных пород и сопровождается выносом из них Si и привносом Al, Ti, Fe, Ca, Mg, Mn, P, K, Na, V и Cr. Нередко он захватывает зону экзоконтакта гранитов мощностью до 800—1000 м.

Фельдшпатизация выразилась в образовании многочисленных полевошпатовых прожилков, количество которых по мере удаления от гранитов постепенно сокращается, а на расстоянии более 300—350 м они встречаются редко. Мощность прожилков обычно не превышает 1—1,5 см; на 95—96% они сложены калиевым полевым шпатом, в небольших количествах присутствуют альбит-олигоклаз, биотит и кварц. Калиевый полевой шпат корродируется плагиоклазом с выделением мирмекитов. Охарактеризованные экзоконтактовые изменения в сочетании с лейкократовыми гранитами эндоконтактовых зон плутонов являются показателем преобладающей роли инфильтрации в процессе взаимодействия магмы с вмещающими породами, вследствие чего большая часть компонентов, избыточных против котектического состава магмы, выносилась во вмещающие породы, производя базификацию последних.

Вольфрам-молибденовые месторождения пространственно очень тесно связаны с апикальными частями материнских плутонов, располагаясь в их экзо- и эндоконтактовых зонах. Максимальная мощность продуктивных эндоконтактовых зон обычно не превышает 200—300 м. В экзоконтакте оруденение распространяется до 1200—1500 м от гранитов. Вертикальный размах оруденения до 1500 м. Наиболее крупные месторождения, как правило, располагаются над апикальными частями не вскрытых эрозией гранитных плутонов. Чем больше эрозионный срез рудоносного плутона, тем меньше размеры месторождений и рудопроявлений, расположенных в его приконтактовых зонах.

Коктенкольское месторождение

Коктенкольское штокверковое месторождение находится в Центральном Казахстане в пределах краевого вулканического пояса, разделяющего области герцинской и каледонской складчатости. Оно расположено в западной части Успенского прогиба, между его северной и южной ветвями, вблизи Успенской зоны разломов.

На территории месторождения (рис. 48) распространены средне-позднедевонские вулканогенные и осадочные породы, представленные (снизу вверх) андезитовыми порфиритами, дацитовыми порфирами, туфами липаритовых порфиров, переслаивающимися пластами песчаников, алевролитов и туфопесчаников, выше которых залегают углисто-кремнистые сланцы, мергели и известняки франского яруса. Залегание этих пород осложнено спокойными брахиформными складками близширотного простирания — антиклинальной

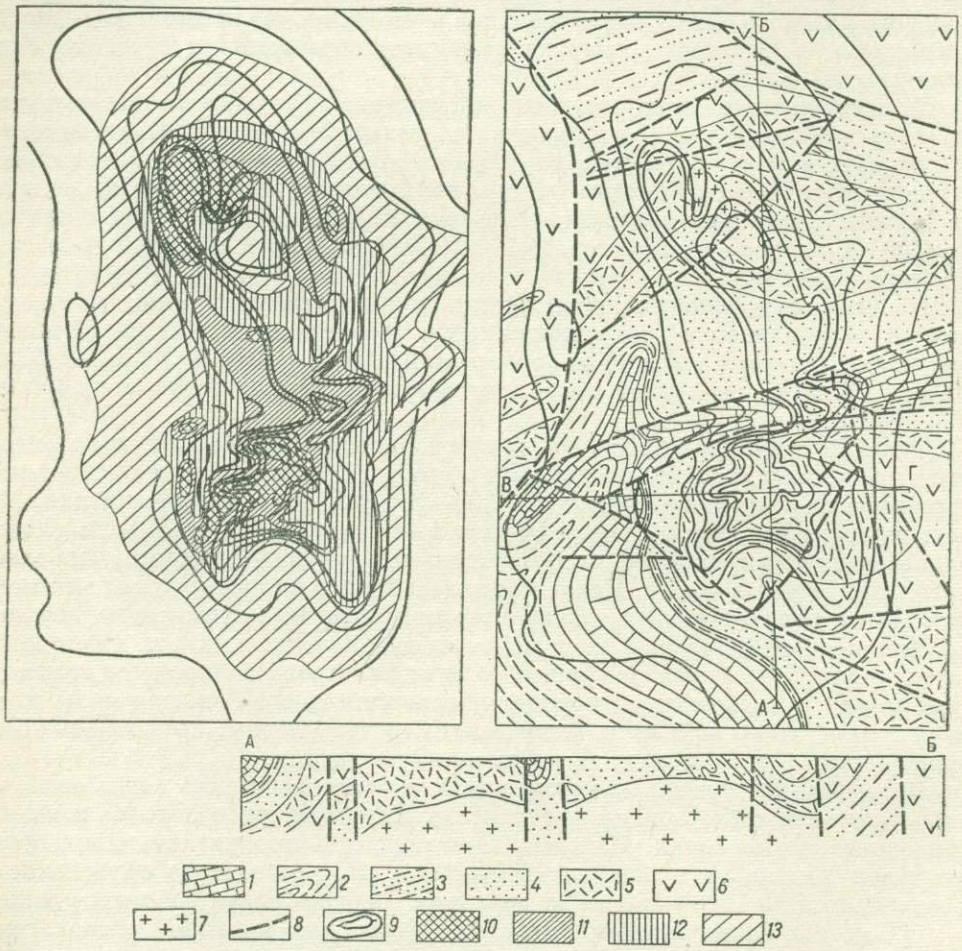


Рис. 48. Схематическая геологическая карта, разрез по линии А—Б и эндогенные ореолы вольфрама и молибдена Коктенкольского месторождения. Составлены автором на основе геологической карты и разреза Г. Паркадзе, К. Фаткулина и др.

1 — мраморизованные известняки; *2* — глинистые и кремнисто-углистые сланцы, мергели и кремнистые известняки; *3* — полимиктовые песчаники с прослоями туфов кварцевых порфиров; *4* — песчаники и алевролиты с прослоями туфов кварцевых порфиров; *5* — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы; *6* — андезитовые порфириты и их туфы; *7* — лейкократовые граниты акчатауского комплекса; *8* — тектонические нарушения; *9* — изолинии содержаний молибдена; *10—13* — концентрации вольфрама (от высоких содержаний к низким)

на юге месторождения, синклинальной в центре и менее четко выраженной антиклинальной на севере. Осевая часть синклинальной структуры осложнена

узкой (0,5 км) грабен-синклиналью с сохранившейся в ней корой выветривания мощностью более 100 м. По ограничивающим близширотным разломам породы грабен-синклинали опущены не менее чем на 200—300 м.

Кроме разрывных нарушений близширотного простирания в породах месторождения зафиксированы смещения и зоны дробления по разломам близмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений.

Вулканогенные и осадочные породы девонского возраста прорваны лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса (P_2), которые едва вскрыты современным эрозионным срезом на площади 0,15 км². На глубине от 0 до 500 м граниты образуют тело удлиненной, несколько серповидно-изогнутой хребтообразной формы протяженностью около 5 км, ориентированное близмеридионально. При общем пологом погружении на юг его северная и южная оконечности увенчаны куполообразными возвышениями, из которых северное обнажено, а южное залегает на глубине 300 м ниже дневной поверхности. С глубиной массив гранитов постепенно расширяется. Его контакты падают в сторону вмещающих пород, угол падения западного контакта 45°, восточного 30—40°. В породы кровли от плутона отходят многочисленные апофизы. В целом граниты представляют собой апикальную часть крупного плутона овальной формы с осями 15 и 18 км; его нижняя кромка по данным гравиметрической съемки находится на глубине 10 км. Около гранитов вмещающие их алюмосиликатные породы ороговикованы, интенсивно биотитизированы и фельдшпатизированы, а карбонатные породы скарнированы.

Коктенкольский штокверк находится в тектонической зоне северо-северо-западного простирания, пересекающейся в южной части месторождения с тектонической зоной близширотного простирания. На Южном участке месторождения рудные прожилки контролируются крутопадающими в противоположных румбах трещинами сколового характера близширотного, близмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания, но наиболее многочисленны прожилки, залегающие в пологих трещинах отрыва с наклоном 5—10°. На Северном участке преобладают прожилки, круто падающие на северо-запад со средними углами падения на восток, юго-восток и юго-запад.

Молибденовое оруденение с попутной вольфрамовой, медной и висмутовой минерализацией связано со штокверком кварцевых, кварц-полевошпатовых и полевошпатовых прожилков, мощность которых колеблется от 1—2 мм до 10—15 см, но преобладает 0,5—2 см. На северо-западном фланге месторождения имеется несколько кварцевых жил с гюбнеритом мощностью 0,5—1 м. Наиболее густая сеть рудных прожилков сосредоточена над верхней центрально-осевой частью гранитного тела и особенно над его южным куполовидным выступом. По мере движения в сторону от этих частей гранитного массива вместе с погружением контактов последнего сеть рудных прожилков редеет и оруденение постепенно затухает.

На Южном участке месторождения штокверк заключен в интенсивно измененных приконтактовым метаморфизмом девонских эффузивах, и лишь частично нижними горизонтами он находится в апикальной части гранитного купола. В целом рудное тело в плане имеет форму овала, длинная ось которого ориентирована близширотно. От его северо-восточного фланга оруденение широкой зоной протягивается на северо-северо-запад. В этом же направлении глубина его распространения постепенно сокращается по мере приближения гранитного массива к дневной поверхности, оруденение выклинивается в пределах гранитов, обнаженных эрозионным срезом. В северной части месторождения рудный штокверк в основном заключен в метаморфизованных липаритовых

туфах, туфопесчаниках, песчаниках, скарнированных карбонатных породах экзоконтакта апикального выступа интрузива. Так же как и на Южном участке, в граниты распространяется лишь небольшая часть штокверка.

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 наблюдаются следующие рудные и жильные минералы: распространенные — молибденит, вольфрамит, пирит, халькопирит, вимсутин, магнетит, гюбнерит, рутил, мусковит, кварц, флюорит, полевые шпаты, кальцит, гранат, афросидерит, десмин, ломонтит, гейландит; мало распространенные — галенит, сфалерит, пирротин, борнит, самородный висмут, блеклая руда, шеелит, сидерит, анкерит, апатит, биотит, барит, эпидот, шабазит, акцессорные — бертрандит, браннерит, берилл, гельвин, фенакит.

Развитие постмагматического процесса происходило, видимо, в такой последовательности. Самыми ранними являются 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, а в направлении неизмененного гранита они сменяются гранитом, калишпатизированным в убывающей степени. 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 почти неизмененных гранитов. Процесс выразился главным образом в замещении плагиоклаза альбитом № 4—10, а также в развитии шахматного альбита по каливому полевому шпату. Развитие ранних щелочных процессов не сопровождалось отложением рудных минералов. Последовавший за ними процесс рудообразования был многостадийным и развивался в следующей последовательности.

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

В следующую стадию образовались кварцевые прожилки, содержащие вольфрамит, пирит, висмутин, молибденит, в небольших количествах мусковит, флюорит, акцессорные берилл, бертрандит, фенакит, гельвин, самородный висмут, базовисмутит, браннерит и ильменорутил. Мощность прожилков 1—5 см. Сложены они 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 выделения минералов в прожилках следующая. Раньше других, по-видимому, выделялся молибденит, распространенный в заль-

бандах прожилков и в гидротермально измененных вмещающих породах, затем берилл, кристаллы которого характеризуются резким идиоморфизмом по отношению к остальным минералам. Приспосабливаясь к формам кристаллов берилла и местами корродируя их, выделялись мусковит и кварц. В ряде случаев наблюдались деформация и разрыв листочков мусковита гранями кристаллов пирита. За мусковитом и кварцем кристаллизовался 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. На контакте с прожилками они состоят из кварца и мусковита, их сменяют зоны, в которых ассоциируют кварц, мусковит и калиевый полевой шпат, далее следуют зоны с кварцем, мусковитом, калиевым полевым шпатом и альбитом; наконец, во внешних зонах изменения пород проявились в развитии хлорита по биотиту и частичной серицитизации плагиоклаза. 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 стадии выше охарактеризованной 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 лучистого расположения. На контакте с жилами вмещающие породы превращены в кварц-мусковитовые грейзены, в направлении неизмененного гранита сменяющиеся гранитами, серицитизированными в убывающей степени. Кварцевые жилы с гюбнеритом на Коктенкольском месторождении распространены ограниченно, главным образом на его северо-западном фланге.

Следующими по времени образования были маломощные (от 0,5—2 до 1—2 мм) кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом, магнетитом, флюоритом, серицитом. Количественные соотношения минералов в них непостоянные: встречаются прожилки от кварцевых с пиритом и халькопиритом до существенно пиритовых. Отличительная особенность минералов — резко уплощенный габитус, особенно у пирита, магнетита и халькопирита. Прожилки сопровождаются слабым изменением пород, которое выразилось в хлоритизации темноцветных минералов и частичной серицитизации плагиоклаза.

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

Заканчивался гидротермальный процесс образованием цеолитов. Сложенные ими прожилки мощностью от долей миллиметра до 1—1,5 см, характеризуются массивным, поперечно-шестоватым, местами друзовым строением. В нитевидных тонких прожилках наблюдаются резко уплощенные кристаллы цеолитов. Цеолиты представлены десмином, шабазитом, гейландитом, ломонтитом. Спорадически в цеолитовых прожилках встречается кальцит.

На Коктенкольском месторождении широко проявилось наложение последующих стадий минерализации на предшествовавшие, что привело к образованию в прожилках многочисленных и сложных минеральных сочетаний и обусловило большое разнообразие типов рудных прожилков. Особенно резко усложнило картину наложение кварца с рудными минералами на дорудные

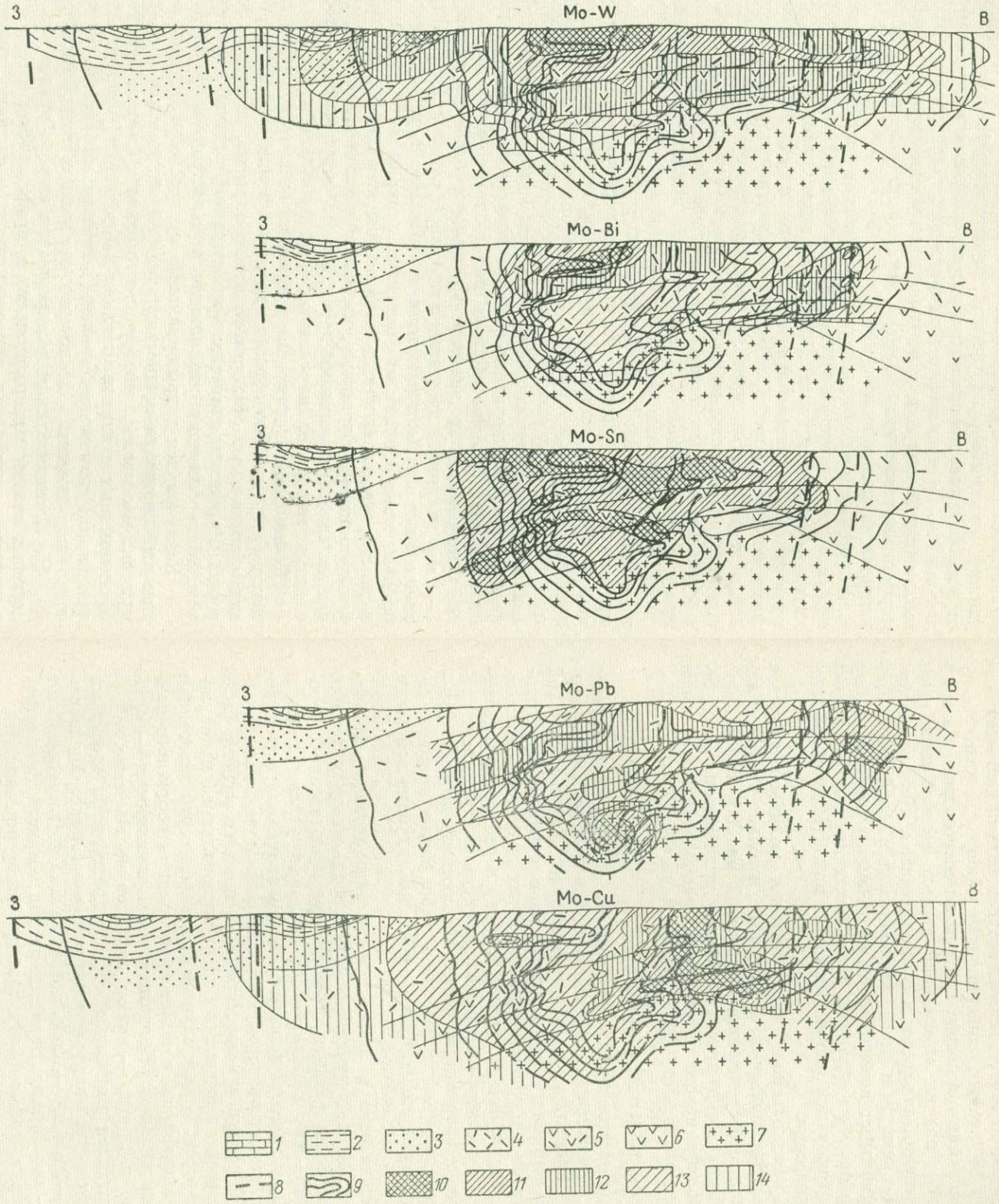


Рис. 49. Геологический разрез Коктенкольского месторождения по линии В—Г с изоконцентрациями рудных компонентов.

1 — мраморизованные известняки; *2* — глинисто- 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 порфириты и их туфы; *7* — лейкократовые граниты; *8* — тектонические нарушения; *9* — изолинии содержаний молибдена; *10—14* — концентрации сопоставляемых металлов (от высоких содержаний к низким)

полевошпатовые прожилки, образовавшиеся в процессе фельдшпатизации пород экзоконтакта. В результате сформировались многочисленные кварц-полевошпатовые прожилки с разными количественными соотношениями и сочетаниями кварца, полевых шпатов и рудных минералов.

Максимальные концентрации молибдена в основном сосредоточены в экзоконтакте гранитов (рис. 49), над их апикальной частью, и лишь небольшая часть молибденового оруденения находится в самих гранитах. Наиболее высокие содержания вольфрама, висмута и олова, заключенного в мусковите, находятся над областью максимальных концентраций молибдена. Основная медная минерализация распространена на флангах месторождения. Максимальные содержания свинца концентрируются в корневых частях молибденового оруденения и меньше по его периферии.

На всех уровнях Коктенкольского месторождения молибден является главным полезным компонентом, вольфрам — попутным, и только в грабен-синклинали центральной части месторождения, опущенной на 200—300 м ниже соседних участков, вольфрам резко преобладает над молибденом. По-видимому, основная часть вольфрамового оруденения, располагавшаяся выше главной молибденовой минерализации, была эродирована.

Орекитканское месторождение

Орекитканское штокверковое месторождение находится в Забайкалье в области каледонской складчатости, осложненной мезозойскими процессами тектоно-магматической активизации. Располагаясь в региональной Удино-Витимской тектонической зоне северо-восточного простирания, месторождение пространственно и генетически связано с плутоном лейкократовых гранитов, обнаженным на площади 105 км^2. Этот плутон приурочен к месту пересечения тектонических зон северо-восточного и северо-западного простирания, прорывает гранитоиды нижнепалеозойского возраста и имеет абсолютный возраст 165—169 млн. лет (J_2). Широкое развитие грейзенов в мезозойских гранитах на уровне их эрозионного среза свидетельствует о небольшой глубине вскрытия, не более 200—300 м.

Рудный штокверк локализован в юго-восточном экзоконтакте материнского плутона, в зоне повышенной трещиноватости пород северо-восточного (45°) простирания (рис. 50). Здесь развиты трещины преимущественно северо-восточного простирания (25—50°) с пологими и средними углами падения (25—50°) на юго-восток. Нарушенность пород в зоне неравномерная: зоны трещиноватости более высоких порядков чередуются с породами менее нарушенными. Кроме трещин северо-восточного простирания в породах рудного поля отчетливо проявлены разрывные нарушения близмеридионального направления с крутым падением на восток. В ряде случаев они подчеркнуты залеганием в них даек фельзитов и лампрофиров, а также простиранием восточного контакта плутона мезозойских гранитов. Трещины иной ориентировки — близширотные, северо-западные и другие — имеют подчиненное значение.

Рудный штокверк представлен разными по составу прожилками и жилами с молибденовой и незначительной вольфрамовой минерализацией. Мощность прожилков колеблется от 1—2 мм до 5—10 см, мощность жил местами достигает 50 см. Рудные минералы — молибденит, пирит, пирротин, марказит, магнетит, вольфрамит, шеелит, сфалерит, халькопирит, галенит, висмутин, жильные — кварц, калиевый полевой шпат, мусковит, флюорит, карбонаты, в качестве акцессорных присутствуют рутил, ильменорутил, берилл. Содержание рения в молибдените 26—28 г/т.

В плане штокверк имеет изометричные очертания, максимальная глубина его распространения 350 м; внутреннее строение достаточно сложное. При общем пологом (15—25°) падении на юго-восток в нем сложно чередуются пологие, согласные с общим падением штокверка зоны оруденелых пород, не выдержанные по мощности и протяженности, с различной насыщенностью рудными прожилками.

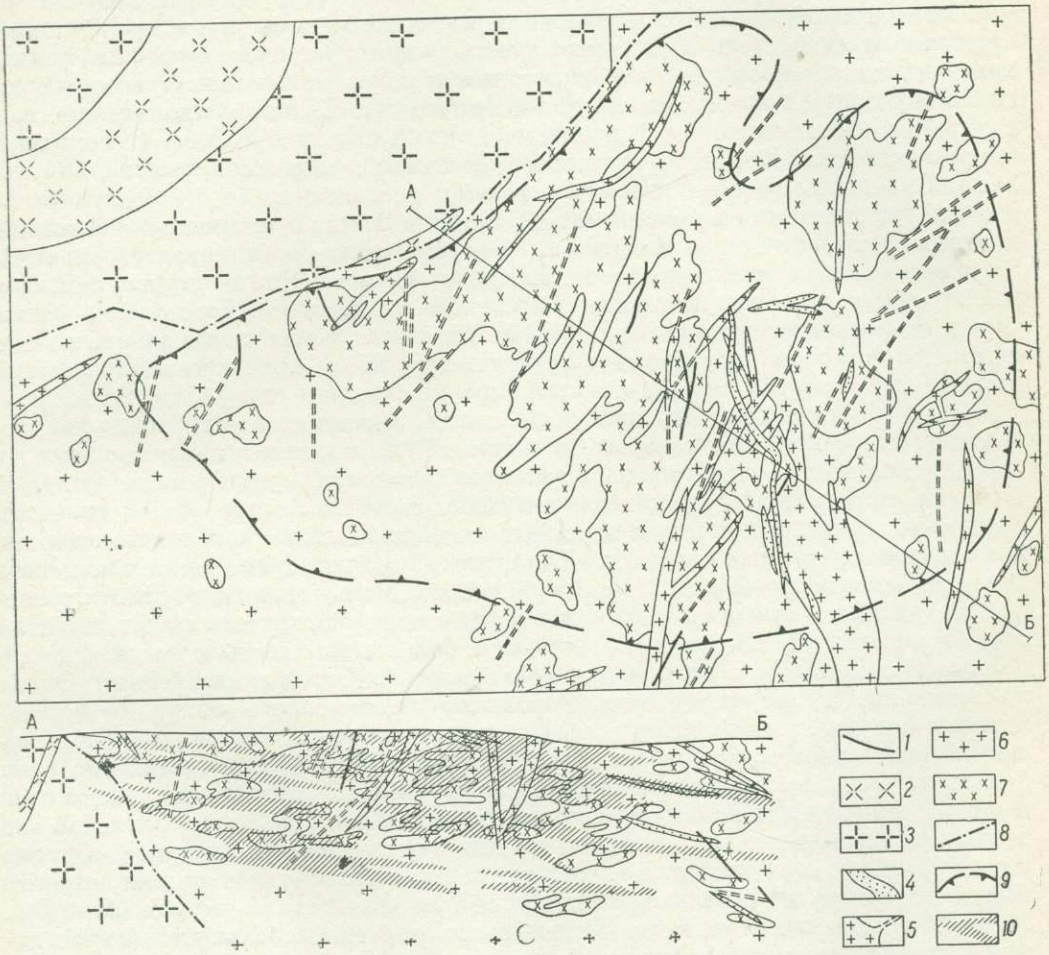


Рис. 50. Схема геологического строения Орекитканского месторождения. По материалам *В. Игнатовича*, *А. Зилова* и др.

1 — дайки андезитов, диабазов, диоритовых порфиритов и трахитовых порфиров; *2* — гранит-порфиры; *3* — мезозойские порфировидные граниты с дымчатым кварцем; *4* — дайки фельзитов; *5* — мелкозернистые лейкократовые граниты с пегматоидными обособлениями; *6* — разнозернистые порфировидные биотитовые граниты; *7* — биотит-роговообманковые диориты и кварцевые диориты; *8* — тектонические нарушения; *9* — контур оруденения; *10* — рудные тела на вертикальном разрезе

Относительно выдержанная сплошность оруденения в центральной части штокверка нарушается на флангах, где штокверк расщепляется на маломощные постепенно выклинивающиеся рудные зоны. Рудоносные жилы и прожилки

ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении с азимутом падения 130—150° и углами падения 25—50°.

В эндоконтактовой зоне мезозойских материнских гранитов присутствует лишь незначительная рудная минерализация, представленная редкими кварцевыми прожилками с крупночешуйчатым сферолитообразным молибденитом, а также вкрапленностью последнего в гранитах. Общая мощность минерализованной зоны не превышает 40—50 м.

На месторождении распространены следующие типы прожилков и жил, генетически связанных с плутоном мезозойских гранитов. Наиболее ранние полевошпатовые и кварц-полевошпатовые образования мощностью от 0,5 см до 0,5 м развиты в экзоконтактовой зоне плутона и связаны с проявлением гранитизации вмещающих пород на магматической стадии процесса. С удалением от контакта мезозойских гранитов их количество и мощность постепенно убывают. Отложение рудных минералов с ними не связано.

Следующими по времени образования являются кварцевые прожилки и жилы с магнетитом и хлоритом. Кварц светло-серый среднезернистый. Выделения магнетита, характеризующиеся тонкозернистым строением, нередко создают полосчатую текстуру жильного выполнения. Содержание магнетита в кварце местами достигает 30%. Как правило, он частично замещен гематитом. Хлорит образует радиально-лучистые агрегаты и сферокристаллы, заполняющие промежутки между кристаллами кварца.

Магнетит-кварцевые прожилки и жилы сменились молибденит-кварцевыми, взаимоотношения которых свидетельствуют о растянутости процесса их образования во времени и по меньшей мере трехкратном его проявлении. Первыми формировались прожилки и жилы, сложенные сахаровидным кварцем, крупно- и среднечешуйчатым молибденитом, небольшим количеством пирита и мусковита и редким рутилом. Для этих жильных проявлений, мощность которых изменяется от 1 до 50 см, характерны полосчатые текстуры, обусловленные расположением чешуек молибденита в кварце параллельно контактам жил и прожилков. Характерно, что чем больше мощность прожилков, тем больше в них полос, обогащенных молибденитом. Вмещающие граниты почти не изменены. Далее развивались прожилки темно-серого кварца с мелко- и микрочешуйчатым молибденитом. Последний сравнительно равномерно распределен по всей массе жильного кварца. В этих прожилках сконцентрирована большая часть молибденита всего месторождения. Местами они переходят в макроскопически мономинеральные молибденитовые прожилки, имеющие вид примазок молибденита по стенкам трещин во вмещающих породах. Однако изучение таких «мономинеральных» прожилков в шлифах показывает, что они всегда содержат значительное количество кварца — от 15—20 до 30—40%. Помимо кварца и молибденита в прожилках в очень небольших количествах присутствуют мелкий мусковит и единичные кристаллы пирита и рутила. Мощность прожилков от 1—2 мм до 2—4 см. Контакты их с вмещающими породами резкие. Гидротермальные изменения около них не наблюдаются. Охарактеризованные кварцевые прожилки с микрочешуйчатым молибденитом сменяются по существу аналогичным прожилковым оруденением, некоторым отличием которого все же является присутствие в нем незначительных количеств халькопирита.

После молибденовой минерализации формировалось вольфрамовое оруденение, представленное кварцевыми жилами и прожилками с вольфрамитом, замещающим его шеелитом, пиритом, флюоритом, а также небольшим количеством молибденита, халькопирита и акцессорным бериллом. Мощность

прожилков колеблется от долей сантиметра до 5—10 см. Встречаются жилы мощностью до 0,5 м. В зальбандах прожилков и жил развиты оторочки крупного (1—1,5 см в поперечнике) мусковита. Вмещающие породы грейзенизированы. Обычно это кварц-мусковитовые грейзены с флюоритом, широко развитые также в материнских гранитах без видимой связи с жилами. Жильное выполнение представлено светлым крупнокристаллическим кварцем, в центральных частях жил нередко встречаются друзы с кристаллами длиной до 2—3 см. Кристаллы кварца, как правило, ориентированы перпендикулярно стенкам вмещающих трещин. Флюорит темно-фиолетового цвета, его сравнительно мало в жилах и значительно больше в грейзенах. Молибденита мало, сконцентрирован он в основном в зальбандовых частях жил и прожилков и в околожильных грейзенах.

В процессе формирования месторождения за вольфрамовым оруденением следовали кварцевые прожилки и жилы с пиритом, сопровождающиеся серицитизацией вмещающих пород. К этой же стадии минерализации следует отнести жилы кварца с пиритом, пирротином, марказитом и халькопиритом. Наиболее поздняя рудная минерализация представлена кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, висмутином. Завершился гидротермальный процесс образованием маломощных флюорит-карбонатных и карбонатных прожилков, сравнительно широко распространенных на месторождении.

На Орекитканском месторождении, как, впрочем, и на других штокверках, широко проявилось наложение более поздней минерализации на более раннюю. Поэтому здесь можно встретить кварцевые, кварц-полевошпатовые, полевошпатовые, кварц-мусковитовые, кварц-полевошпат-мусковитовые жилы и прожилки с карбонатами и флюоритом, содержащие перечисленные рудные минералы в самых различных сочетаниях. Часто встречающиеся взаимные пересечения со смещением близких по составу молибденит-кварцевых прожилков свидетельствуют о многоимпульсности процесса молибденонакопления и его растянутости во времени по сравнению с другой минерализацией месторождения.

Судя по общей тенденции затухания молибденового оруденения с глубиной, сравнительно широкой распространенности карбонатов и незначительному развитию (главным образом на флангах месторождения) вольфрамовой минерализации, можно сделать вывод о том, что Орекитканский штокверк значительно эродирован, ориентировочно не менее чем на половину.

Обычно вольфрам-молибденовые штокверки расположены над апикальными частями материнских гранитов. В данном случае штокверк находится сбоку от материнского плутона, обнаженного на площади более 100 км². Можно предполагать, что под рудным штокверком располагается гранитный сателлит, в связи с которым и формировалось Орекитканское месторождение (Покалов, 1972). Однако весьма вероятно также смещение рудного штокверка относительно материнского плутона вниз по тектоническому нарушению, проходящему вдоль юго-восточного контакта плутона. Это нарушение выражено зоной милонитов мощностью 1—2 м, круто падающей (50—70°) на юго-восток.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидротермальные месторождения молибдена по составу руд, характеру магматизма, с которым они связаны, и геотектоническим позициям подразделяются на две группы — собственно молибденовые и медно-молибденовые.

Молибденовые месторождения

Месторождения монометальных молибденовых руд связаны с процессами тектоно-магматической активизации на платформах и в областях завершенной складчатости. Сначала формировались крупные поднятия (иногда сводового характера) и наложенные впадины, заполнявшиеся морской и континентальной молассой мощностью до 6—7 тыс. м. Затем поднятия распадались на блоки, испытывавшие дифференцированные движения; развивались небольшие приразломные впадины, заполнявшиеся в основном вулканогенным материалом; внедрялись молибденоносные граниты и накапливались породы трахиандезитовой формации. В завершающий этап межгорные впадины заполнялись угленосными отложениями озер и речных долин и проявлялся базальтоидный магматизм.

Охарактеризованные процессы развивались в мезозойское время в Монголо-Охотском поясе — области палеозойской складчатости и в Яньшанском поясе Китайской платформы, а в кайнозойское время — на Северо-Американской платформе, в восточном обрамлении плато Колорадо.

Месторождения молибдена расположены в поднятиях, разделяющих и обрамляющих наложенные впадины. Они ассоциируют с крупными гранитными интрузивами, площади выхода которых на дневную поверхность колеблются от нескольких квадратных километров до многих сотен квадратных километров. В плане плутоны имеют удлиненную, овальную, крестообразную и иногда более сложные формы. Внутренние их части сложены гранитами и гранодиоритами, которые в узких эндоконтактовых зонах постепенно сменяются кварцевыми диоритами, диоритами, граносиенитами и монцонитами.

Типы пород и их минеральный состав в разных интрузивных массивах весьма сходны между собой и характерны для пород щелочноземельной серии. В них наблюдаются следующие парагенетические ассоциации минералов: калиевый полевой шпат + андезин + роговая обманка; калиевый полевой шпат + андезин + пироксен + биотит + роговая обманка; калиевый полевой шпат + олигоклаз + биотит. Наиболее четко эти ассоциации проявлены во вкрапленниках, где в их соотношении наблюдается резкое увеличение калиевого полевого шпата (40—60%) по сравнению с плагиоклазом (20—30%), амфиболом (5—8%), биотитом (5—12%), кварцем (5—20%).

Названные парагенезисы и соотношения минералов в них свидетельствуют о высокой активности калия и повышенной щелочности магмы, из которой они кристаллизовались. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, монацитом, ксенотимом, рутилом, анатазом, магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом.

Для пород, слагающих внутренние части плутонов, характерны крупно- и среднезернистые структуры, постепенно сменяющиеся в направлении краевых частей порфировидной структурой; с приближением к контактам основная масса пород становится все более мелкозернистой. В ряде плутонов гранитоиды приобретают гигантопорфировую структуру: вкрапленники калиевого полевого шпата до 10—20 см в длину. В целом граниты и гранодиориты являются образованиями анхиэвтектическими.

Главнейшими петрохимическими особенностями рассматриваемых пород являются их принадлежность к породам щелочноземельной серии, умеренно кислый состав и повышенное содержание щелочных металлов, особенно калия, по сравнению с соответствующими типами пород ряда аплит—гранит — диорит, по Р. Дэли. Рудные элементы, характерные для месторождений монометальных

молибденовых руд, содержатся в рассматриваемых гранитах в следующих количествах (в г/т): Mo 0,4—0,7; Cu 18; Pb 20.

Присутствие в эндоконтактовых зонах плутонов пород повышенной основности и щелочности по сравнению с гранитами, слагающими внутренние части интрузивов, объясняется процессами ассимиляции вмещающих пород. Эти процессы хотя и имели ограниченное развитие, но проявлялись постоянно и повсеместно.

Молибденовое оруденение находится в экзо- и эндоконтактах охарактеризованных плутонов и очень тесно во времени и пространстве ассоциирует с прорывающими их дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров, которые внедрялись в зоны повышенной трещиноватости, образуя протяженные дайковые пояса и обширные поля. Наиболее рудоносны экзо- и эндоконтактовые зоны мощностью до 600 м в апикальных частях плутонов.

Оруденение и магматические породы контролируются разрывными нарушениями, различными по ориентировке, времени заложения и происхождению, что, по-видимому, свидетельствует о формировании интрузивов и рудной минерализации в обстановке, характеризовавшейся преобладанием усилий общего тангенциального растяжения земной коры.

Бугдаинское месторождение

Бугдаинское штокверковое месторождение находится в северном обрамлении Восточно-Забайкальского мезозойского прогиба. Район месторождения сложен палеозойскими гранитами, на которых залегают морские отложения раннесреднеюрского возраста и вулканиты позднеюрского возраста. Эти породы прорваны плутонами биотит-роговообманковых гранитов, в эндоконтактовых зонах которых развиты гранодиориты, кварцевые диориты, диориты и граносиениты. Среди них залегают небольшие тела лейкократовых гранитов, дайки аплитов и аплито-пегматитов. Гранитоиды, а также породы, вмещающие их, рассечены дайками и небольшими штоками гранит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Месторождение находится в экзоконтакте едва вскрытого эрозией позднеюрского плутона, выход которого площадью 4 км^2 находится в 1.5 км к юго-западу от участка месторождения и представлен граносиенитами. Вмещают оруденение герцинские биотитовые граниты, прорванные дайками гранит-порфиров и диоритовых порфиритов (рис. 51).

В центре штокверка залегает небольшой вертикально падающий шток гранит-порфиров, имеющий в горизонтальном сечении удлиненную форму и ориентированный, как и другие дайки, в близмеридиональном направлении. С глубиной он увеличивается в мощности. В южной части рудного поля на поверхность выходит некк кварцевых порфиров, воронкообразно сужающийся книзу. В его верхней части значительную роль играют туфы, содержащие в приконтактовых зонах обломки вмещающих гранитов. Аналогичные туфы кварцевых порфиров в виде останцов, залегающих на палеозойских гранитах, распространены в окрестностях месторождения.

В породах рудного поля развит мелкочешуйчатый биотит, образующий прожилки и цементирующий участки брекчирования. Этот биотит можно рассматривать как проявление процесса биотитизации в экзоконтакте позднеюрского плутона, залегающего, по-видимому, под рудным телом на глубине не более 700—1000 м. В месте выхода этого плутона на поверхность вмещающие

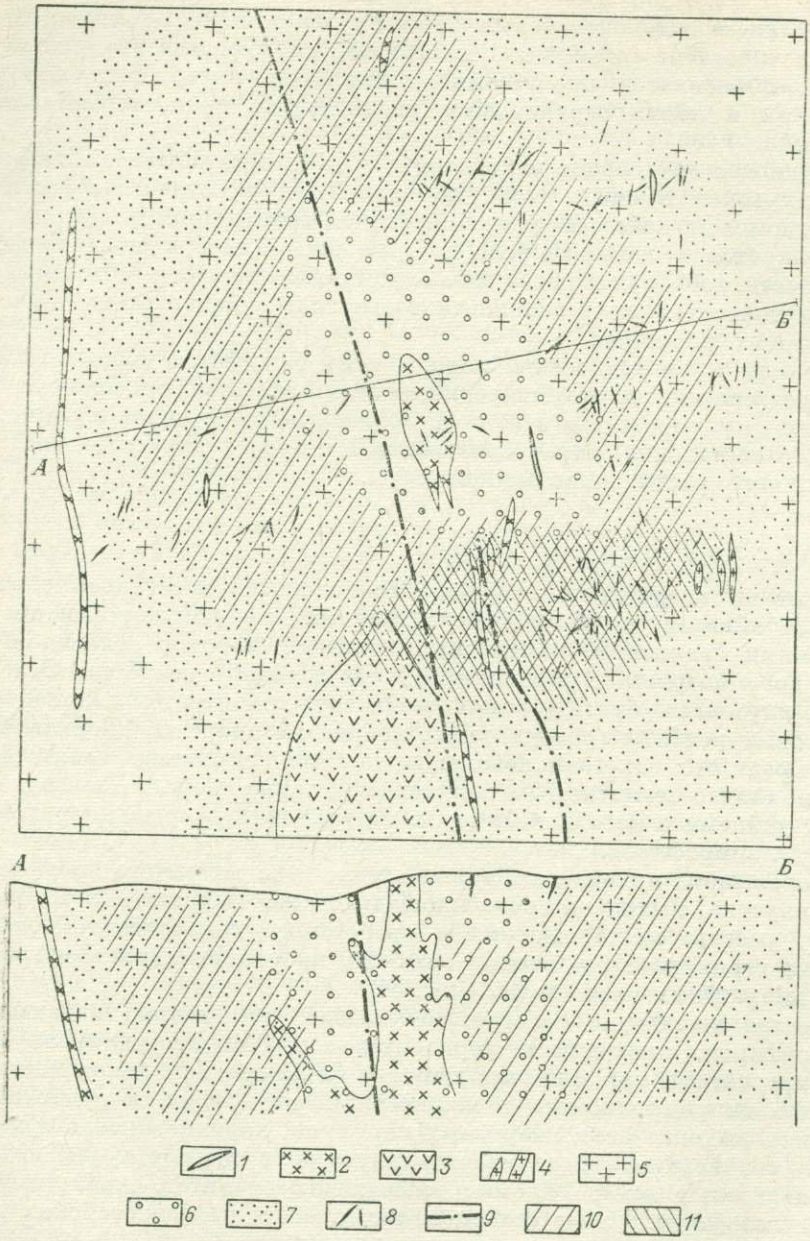


Рис. 51. Схема геологического строения Бугдаинского месторождения. По *В. Кругловой, Б. Чернову* и др. (1965).

1 — лампрофиры; *2* — гранит-порфиры; *3* — кварцевые порфиры, лавобрекчии и туфы позднеюрского возраста; *4* — аплиты; *5* — биотитовые граниты палеозойского возраста; *6* — окварцованные породы; *7* — серицитизированные породы; *8* — молибденит-кварцевые жилы; *9* — тектонические нарушения; *10—11* — площади распространения минерализации: *10* — молибденовой, *11* — полиметаллической

его позднеюрские вулканиты также затронуты процессом биотитизации.

Бугдаинский штокверк приурочен к месту пересечения зон повышенной трещиноватости близмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. Меридиональная зона выражена наиболее четко. Она фиксируется дайками, рудными жилами и прожилками, а также многочисленными трещинами и брекчией. На юго-восточном фланге месторождения значительно развиты трещины и прожилки северо-восточного, северо-западного и в меньшей мере близширотного простирания. Здесь же увеличивается роль пологих трещин и прожилков.

Рудный штокверк выходит на поверхность; в плане он кольцеобразной формы, несколько удлиненной в меридиональном направлении. Восточная и западная части рудного кольца имеют некоторую тенденцию к падению навстречу друг другу, т. е. к центру кольца. Аналогичное падение и у рудных прожилков. В центре кольца находятся безрудные, в значительной мере окварцованные гранит-порфиры и вмещающие их палеозойские граниты. Безрудное ядро месторождения охвачено сравнительно узкой зоной магнетит-кварцевой минерализации, за которой следует внешняя мощная зона серицитизированных гранитов, в пределах которой развито молибденовое оруденение. Наибольшая глубина распространения оруденения (до 400 м и более) установлена в юго-восточной части месторождения. Здесь же в основном сконцентрирована свинцово-цинковая минерализация.

Руды прожилковые, мощность прожилков колеблется от долей миллиметра до 3—5 см, редко до 10—20 см и более. Самым ранним проявлением гидротермального процесса было формирование мономинеральных кварцевых прожилков и окварцевание вмещающих пород центральной части месторождения, в его безрудном ядре. Далее развивались магнетит-кварцевые прожилки, распространенные в узкой зоне вблизи безрудного ядра месторождения, местами накладываясь на его внешние части. Формирование молибденового оруденения было по меньшей мере двукратным, поскольку постоянно встречаются явные пересечения со смещением ранних молибденит-кварцевых прожилков более поздними. В ранних молибденит-кварцевых прожилках изредка встречается молибдошеелит, а в более поздних — халькопирит (Кругова и др., 1965). Температура образования этой минерализации 370—340° С (О температурах и других физико-химических условиях..., 1972). После молибденового оруденения выделялась ассоциация кварца с пиритом, флюоритом и небольшим количеством халькопирита. Она проявлена в виде прожилков и цемента в зонах брекчирования. Развитие этого оруденения сопровождалось интенсивной серицитизацией вмещающих пород. Завершился рудный процесс образованием минеральной ассоциации, в которой рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, в небольшом количестве блеклой рудой, галеновисмутитом и редко встречающимися буланжеритом, сульфоантимонитом свинца и висмута и самородным золотом; жильные минералы — кварц, серицит, сидерит, кальцит, родохрозит, доломит. На верхних горизонтах месторождения прожилки этой полиметаллической минерализации в основном сложены сульфидами, а жильные минералы имеют подчиненное значение. С глубиной содержание сульфидов постепенно уменьшается, но возрастает роль жильных минералов. Среди сульфидов на верхних горизонтах месторождения преобладает галенит, а на нижних — сфалерит. Для жильных минералов характерно увеличение с глубиной роли карбонатов. Развитие полиметаллической минерализации сопровождалось березитизацией и карбонатизацией вмещающих пород. Закончился гидротермальный процесс образо-

ванием прожилков, краевые части которых сложены доломитом, а центральные — халцедоном.

Таким образом, Бугдаинское месторождение представляет собой пример рудного штокверка, находящегося в экзоконтакте материнского плутона, наследуя структуру вулканического или субвулканического происхождения. В первом приближении он имеет концентрически-зональное строение с ранней и наиболее высокотемпературной минерализацией в центре и более низкотемпературной — в периферической части. Такое строение обусловлено стадийным развитием гидротермального процесса, при котором раннее окварцевание центральной части месторождения препятствовало дальнейшему проникновению в нее гидротермальных растворов, и они откладывали рудные минералы вокруг безрудного ядра, создавая кольцевое строение рудного штокверка.

Жирекенское месторождение

Жирекенское штокверковое месторождение находится в Восточном Забайкалье в пределах золото-молибденового пояса, выделенного 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, крутопадающего на восток.

Месторождение расположено в апикальной части плутона, сложенного биотит-роговообманковыми гранитами (J_2—J_3), обнаженными на площади около 80 км^2. Здесь широко развиты дайки гранит-порфиров и диоритовых порфиров (рис. 52); 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 по структуре и по минеральному и химическому составу. Это, очевидно, позволяет рассматривать дайки гранит-порфиров как результат внедрения гранитной магмы из внутренних частей магматической камеры в уже образовавшуюся гранитную корку остывающей магматической камеры.

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 жилок. На месторождении развиты разрывные нарушения близширотного, близмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. 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-восточного простирания. Диаграммы массовых замеров трещин в горных выработках показывают, что в южной части месторождения преобладают трещины близширотного и северо-восточного простирания, а в центре месторождения — близмеридионального.

Пространственная ориентировка даек гранит-порфиров и диоритовых порфиритов полностью согласуется с распространением трещин разных систем в гранитах рудного поля. При этом дайки контролируются нарушениями главным образом близмеридионального и близширотного простираний, к месту

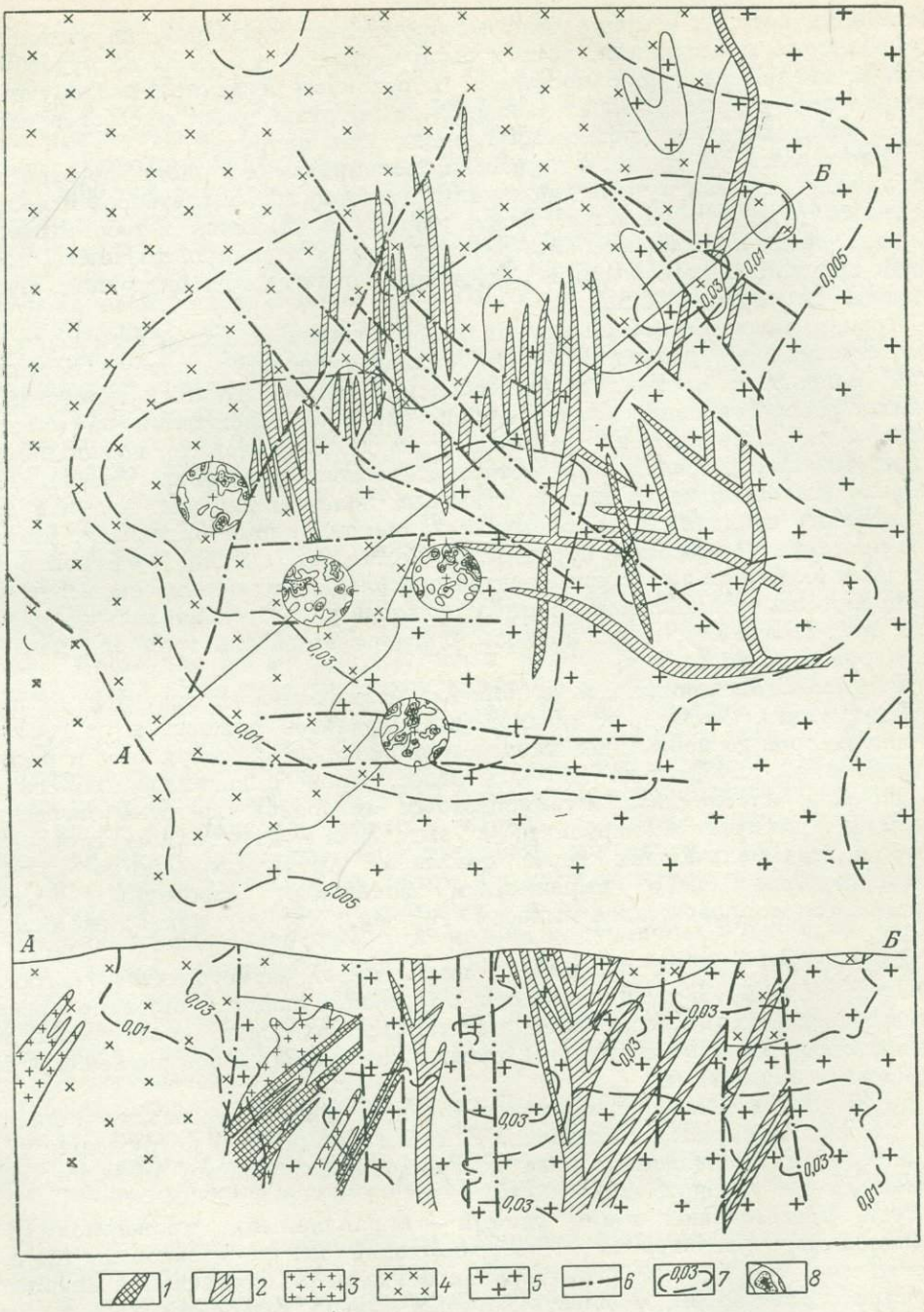


Рис. 52. Схема геологического строения Жирекенского месторождения.

1 — дайки диоритовых порфиритов; *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 содержаний молибдена; *8* — диаграммы трещиноватости (200 измерений, 1—3—6%)

пересечения которых и приурочено месторождение. Разрывные нарушения северо-западного простирания, хотя и были частично заложены до рудообразования и внедрения гранит-порфиров, в основном являются послерудными. Сложная сеть разрывов, образовавшаяся до интрузий даек, еще более усложнилась эксплозивными процессами периода этих интрузий.

Многочисленные трещины и участки брекчирования в биотит-роговообманковых гранитах были путями движения гидротермальных растворов и местами отложения рудных минералов. Здесь широко проявились метасоматические процессы, среди которых наиболее развиты дорудная калишпатизация и послерудная аргиллизация пород при подчиненном значении альбитизации, мусковитизации и серицитизации.

Процесс калишпатизации привел к образованию сложной сети зон калишпатизированного гранита (96—97% калиевого полевого шпата, остальное кварц) мощностью от 1—2 см до нескольких метров. Калишпатизированные граниты распространены в центральной части месторождения на площади около 0,5 км^2 и прослежены на глубину до 600 м. Минералогически процесс калишпатизации выразился в метасоматическом замещении темноцветных минералов, плагиоклаза и кварца калиевым полевым шпатом, который отвечает низкому санидину и высокому псевдомоноклинному ортоклазу. Метасоматоз протекал с выносом из пород Si, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, P и накоплением в них Al и K. Общий вынос компонентов преобладал над привносом, вследствие чего пористость калишпатизированных гранитов резко увеличилась по сравнению с неизмененными, и это явилось благоприятным фактором для последующего рудоотложения в них.

Аргиллизация проявилась в породах месторождения значительно шире калишпатизации. Зоны аргиллизированных гранитов мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров образуют сложную сеть и распространяются на глубину до 500 м и более. Процесс аргиллизации состоял в замещении плагиоклаза и темноцветных минералов гранитов агрегатом каолинита, диккита и карбоната с выделением на глубоких горизонтах месторождения мельчайших зерен гематита. Аргиллизированные граниты характеризуются слабо выраженным зональным строением. Процесс аргиллизации сопровождался выносом Fe, Mg, Na, Si, накапливались Al, Ca, CO_2.

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 400—600 м.

Руды представлены тремя типами — вкрапленными, прожилковыми и в меньшей мере брекчиевыми. Пространственно они не обособлены друг от друга и часто сочетаются. В них сравнительно редко встречаются кварцевые прожилки с магнетитом, мощность которых обычно колеблется от 1 до 2 см; на контактах с этими прожилками во вмещающих породах лишь биотит частично замещен хлоритом. Молибденовое оруденение представлено кварцевыми прожилками с молибденитом и молибденитом, вкрапленным во вмещающие породы, часто без видимой связи с прожилковым оруденением. Пересечения

одних молибденит-кварцевых прожилков другими свидетельствуют о том, что процесс их образования неоднократно возобновлялся.

Наиболее ранний крупнозернистый светлый кварц с неравномерно распределенным в нем крупночешуйчатым розетчатым молибденитом образует прожилки мощностью от 1—2 до 3—5 см. Позже развивались прожилки мелкозернистого кварца мощностью от 1—2 мм до 2—3 см, в которых мелкочешуйчатый молибденит распределен равномерно. Нередко в молибденит-кварцевых прожилках присутствует халькопирит. Граниты под влиянием охарактеризованной минерализации изменены слабо, лишь биотит частично замещен хлоритом, да редкие чешуйки серицита развиты по плагиоклазу. Температура молибденит-кварцевой минерализации 420—370° С (О температурах и других физико-химических условиях..., 1972).

Изредка на месторождении встречаются небольшие гнезда молибдошеелита с равномерной вкрапленностью в нем молибденита. Эти выделения сопровождаются побурением вмещающих гранитов, что обусловлено развитием карбоната по плагиоклазу и биотиту и выделением мельчайшего гематита в плагиоклазе. Четких взаимоотношений этой минерализации с молибденит-кварцевыми прожилками не наблюдалось. 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 солнцеобразных выделений турмалина. Прожилки имеют темный, почти черный цвет, мощность их обычно не превышает 1—2 см, встречаются сравнительно редко. Содержание турмалина в них 25—30%. Часто в прожилках 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 непостоянное; местами состав их преимущественно кварцевый, но чаще в прожилках преобладает пирит или пирит с халькопиритом. Граниты на контакте с этими прожилками превращены в мусковит-кварцевый агрегат.

Рудный процесс завершился отложением 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-западных флангах.

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

На описываемом месторождении интересны взаимоотношения оруденения с магматическими породами. Дайки гранит-порфиров во многих случаях подверглись процессу калишпатизации и пересекаются молибденит-кварцевыми прожилками. В то же время наблюдаются бесспорные пересечения молибденит-кварцевых прожилков дайками гранит-порфиров. При этом последние в свою очередь рассечены прожилками кварца с пиритом и халькопиритом, а также подверглись процессу аргиллизации. Аналогичны взаимоотношения рудной

минерализации и с дайками диоритовых порфиритов. Неоднократно наблюдались пересечения некоторых из этих даек кварцевыми прожилками с молибденитом. Но в других дайках диоритовых порфиритов часто встречаются ксенолиты гранитов с заключенными в них молибденит-кварцевыми прожилками. Дайки диоритовых порфиритов 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 диоритовых порфиритов предшествовали молибденовой минерализации, а другие внедрялись в граниты после ее образования.

Что касается взаимоотношений даек диоритовых порфиритов с дайками гранит-порфиров, то здесь твердо установлены факты пересечения даек диоритовых порфиритов дайками гранит-порфиров и, наоборот, дайки диоритовых порфиритов секут дайки гранит-порфиров и заключают ксенолиты гранит-порфиров. Из этих взаимоотношений видно, что гранит-порфиры и диоритовые порфириты 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 от разных очагов, возможно, находившихся на разной глубине.

Рассмотренное развитие рудного процесса типично для подавляющего большинства гидротермальных месторождений молибдена. И даже наличие внутрирудных даек никак не отразилось на ходе этого развития по сравнению с развитием оруденения на месторождениях, где нет внутрирудных магматических проявлений. Это позволяет сделать вывод о том, что рудный процесс на Жиренкенском месторождении протекал независимо от формирования распространенных здесь порфировых пород, хотя и близодновременно с их интрузиями.

Шахтаминское месторождение

Шахтаминское жильное месторождение молибдена находится в северном обрамлении Восточно-Забайкальского прогиба, в тектонической зоне широтного простирания, контролирующей массивы мезозойских (J_2 — J_3) гранитоидов — Шахтаминского и Усть-Аленуевского, а также прорывающие их дайки позднеюрского возраста. Дайки группируются в пояс шириной 7—8 км, протяженностью около 40 км. Помимо резко преобладающих широтных нарушений в нем развиты северо-западные, северо-восточные и близмеридиональные, также контролирующие позднеюрские дайки.

Шахтаминский плутон, к которому приурочено месторождение, вскрыт эрозионным срезом на площади 135 км^2. Он сложен преимущественно биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами при резко подчиненном развитии лейкократовых гранитов. Диориты, кварцевые диориты, диорит-монцониты и монцониты распространены незначительно, располагаясь по контакту интрузива с вмещающими его породами. Наблюдались переходы диоритов в гранодиориты и граниты.

Рудное поле сложено гранитами и гранодиоритами, прорванными дайками лампрофиров, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов, монцонит-порфиров, гранит-порфиров, дацитовых, фельзитовых и кварцевых порфиров (рис. 53). Большая часть даек характеризуется простым однородным строением, однако встречаются дайки, сложенные несколькими разновидностями пород и имеющие зональное строение. В таких сложных дайках наблюдаются переходы от лампрофиров в зальбандах через промежуточные разности

пород к гранит-порфирам в центре. В одних случаях переходы постепенные в других — резкие. При резких переходах в породах более кислого состава наблюдаются зоны закалки, что указывает на последовательность интрузий — от основных к кислым. Дайки крутопадающие, простираются близширотно.

Помимо названных пород в Шахтаминском рудном поле в нескольких местах развита эруптивная брекчия. Обломками в ней обычно являются гранитоиды Шахтаминского плутона, аплиты и безрудный кварц. Их размеры до 5—

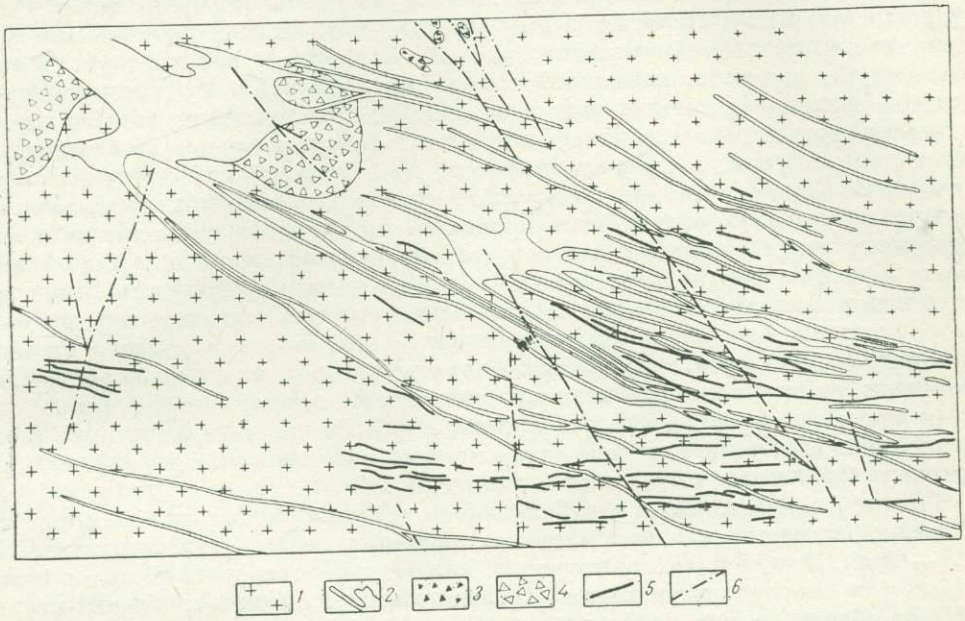


Рис. 53. Схематическая геологическая карта Шахтаминского месторождения. По материалам Шахтаминской ГРП.

1 — граниты и граносиениты; *2* — поздневерхнеюрские дайки лампрофиров, диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и других разностей; *3* — эруптивные брекчии; *4* — биотитизированные брекчии гранитов; *5* — кварцевые рудные жилы; *6* — разрывные тектонические нарушения

10 см. Обломки округлые и угловатые. Цементом служат гранит-порфиры, а также перетертый материал шахтаминских гранитоидов, интенсивно замещенный биотитом и реже мелкозернистой роговой обманкой. Эруптивная брекчия рассечена дайками распространенных здесь порфировых пород.

Главной рудной минерализации месторождения предшествовало образование маломощных прожилков кварц-турмалинового состава и хлорит-кварцевых с магнетитом. И те, и другие распространены незначительно. Молибденовое оруденение заключено в серии кварцевых жил близширотного простирания, между которыми находится бедное штокверковое оруденение. Протяженность жил колеблется от 40 до 700 м, мощность — от 0,11 до 0,54 м. На глубину оруденение прослежено до 300 м. Все жилы крутопадающие с углами падения от 60 до 88°, контролируются трещинами сколового типа, по которым происходили перемещения взбросо- и сбросо-сдвигового характера. Для жил типичны апофизы и в общем простая морфология. В южной части рудного поля они залегают кулисообразно. Много рудных тел не выходит на дневную поверхность. Пересекая дайки под острым углом, молибденит-кварцевые жилы затухают

или продолжаются в виде серии мелких прожилков. Часть жил локализована по контактам даек.

Внутреннее строение жил сложное, что связано с неоднократным приоткрыванием рудоконтролирующих трещин и поступлением в них растворов, отлагавших разные минеральные ассоциации. Молибденит-кварцевая минерализация проявилась двукратно. Ранняя представлена светлым кварцем, содержащим редкую вкрапленность крупночешуйчатого молибденита и еще более редкие шеелит, пирит и халькопирит. Затем на этот кварц наложился мелкозернистый кварц с мелкочешуйчатым молибденитом и незначительными количествами пирита и халькопирита, что обусловило их полосчатое строение. Температура образования молибденовых руд 380—340° С (О температурах и других физико-химических условиях..., 1972). Участками на зальбанды жил или на их внутренние части наложен кварц с пиритом, в ассоциации с которыми встречаются флюорит и реже арсенопирит. Для наиболее крупных жил весьма характерна свинцово-цинковая минерализация с карбонатами, развитая чаще по контактам жил с вмещающими породами, но встречающаяся также и в их внутренних частях. Местами наблюдается брекчиевое строение жил: обломки кварца с молибденитом сцементированы свинцово-цинковой рудой. Последняя состоит из пирита, сфалерита, халькопирита, галенита, алтаита, пираргирита, самородного серебра, блеклой руды, гессита, борнита, самородного висмута, бурнонита, зелигманнита, джемсонита, станнина, энаргита, халькозина, самородного золота, мельниковита, антимонита, кварца, доломита, анкерита.

Закончился гидротермальный процесс карбонатной минерализацией (доломит, кальцит, сидерит), при наложении которой на молибденит-кварцевые жилы возникали брекчиевые и полосчатые текстуры.

Граниты в рудном поле в небольшой мере калишпатизированы, серицитизированы, березитизированы и аргиллизированы в виде редких зон мощностью до 10—15 см. Эти же изменения местами можно наблюдать и около рудных жил. Однако при плотном припаянном контакте граниты около молибденит-кварцевых жил обычно не изменены или местами калишпатизированы. Калишпатизация явно предшествовала молибденовому оруденению, а другие метасоматические изменения происходили позже в связи с наложением на зальбанды жил более поздних стадий гидротермального процесса. Таким образом, дайки и рудные жилы Шахтаминского месторождения локализованы в длительно и унаследованно развивавшихся трещинах, многократно приоткрывавшихся в периоды дайкообразования и рудоотложения. Так называемые сложные дайки представляют собой результат интрузий магмы разного состава в одни и те же разрывные структуры; рудная минерализация телескопирована в структурах той же системы и нередко вдоль даек.

Медно-молибденовые месторождения

Медно-молибденовые месторождения связаны с позднеорогенной стадией развития геосинклиналей. Оруденение кайнозойского возраста размещается в молодых складчатых областях, сформировавшихся на месте мезо-кайнозойских геосинклиналей, — в Андах (Браден, Чукикамата, Потрерильос, Токвепала, Эль-Сальвадор), Панаме (Серро-Колорадо и др.), Кордильерах (Сонора, Моренси, Нью-Корнелия, Майами, Рей, Ахо, Инсперейшн, Санта-Рита, Коппер-Крик, Бингам, Бетлехем, Ред-Маунтин), на Малом Кавказе (Анкаванское, Агаракское, Дастакертское, Каджаран, Джиндаринское, Парагачайское), Среднегорье Болгарии (Медет, Елаците, Прохорово), Иранском Карадаге (Сар-Чеш-

мех), а также на Камчатке, Филиппинах и в Малайзии. Месторождения позднепалеозойского возраста распространены в Кураминском (Кальмакырское, Сары-Чеку) и Прибалхашской (Коунрад, Карабасское, Саякское) зонах Центрально-Азиатской складчатой системы герцинид. Раннепалеозойское оруденение развито в Бетеневско-Беллыкском поднятии Алтае-Саянской области каледонид (Сорское, Киялых-Узеньское, Юлинское) и в Чингиз-Тарбагатайской структуре каледонид Казахстана (Бощекуль и др.).

Большая часть медно-молибденовых месторождений находится в зонах эвгеосинклинального развития, главным образом в геоантиклинальных структурах и их ближайшем обрамлении; иногда они приурочены к зонам стыка разновозрастных складчатых систем и к срединным массивам. Размещение месторождений определяется следующими факторами: 1) пространственной и генетической связью с крупными плутонами гранитоидов, внедрившимися после основной фазы складчатости, при формировании которых широко проявились процессы ассимиляции и гибридизма; 2) пространственной и, по-видимому, парагенетической связью с небольшими штоками и дайками порфировых пород; 3) наличием крупных разломов, согласных с общим простиранием складчатых структур и поперечных или косоориентированных к ним.

Рудоносные плутоны имеют крупные размеры и характеризуются пестрым составом слагающих их пород. В формировании плутонов обычно выделяют до трех интрузивных фаз. Породы ранней фазы наиболее распространены и представлены монцонитами, гранодиоритами, сиенитами, сиенито-диоритами, диоритами, меньше габбро и пироксенитами, связанными друг с другом постепенными переходами. В эндоконтактовых зонах массивов развиты породы более основного и более щелочного состава, а во внутренних — более кислого. В целом они характеризуются резко варьирующим количественно-минеральным составом, частыми и быстрыми сменами одних структурно-минеральных разностей другими, разнообразием структур и текстур. Во всех породах присутствует большое количество ксенолитов вмещающих пород.

Вторая фаза в основном представлена граносиенитами и гранодиоритами, которые местами сменяются типичными гранитами, а в эндоконтактовых зонах постепенно переходят в банатиты, сиениты, такситовые диориты, габбро и горнблендиты.

Породы третьей фазы отличаются более кислым и более постоянным составом. Наряду с преобладающими порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами встречаются граносиениты, адамеллиты, плагиограниты и лейкократовые граниты.

Обычными для перечисленных разновидностей магматических пород являются парагенезисы калиевого полевого шпата с андезином и роговой обманкой, а также лабрадором, роговой обманкой и пироксеном. Эти парагенезисы характерны для магматических пород с повышенной щелочностью, в процессе кристаллизации которых проявлялась высокая активность щелочей и особенно калия. В целом, несмотря на пестроту состава, породы, слагающие плутоны, с которыми связаны медно-молибденовые месторождения, относятся к щелочноземельной серии. Им свойственна пересыщенность глиноземом и недосыщенность кремнеземом по сравнению со средними типами пород, по Р. Дэли. Содержание кальция и железа в некоторых разностях выше, чем в средних типах пород, а содержание щелочных металлов колеблется в значительных пределах и наряду с разностями, отвечающими средним типам интрузивных пород, имеются породы с существенно повышенным содержанием щелочных металлов.

Вмещающие толщи на контакте с охарактеризованными плутонами ороговикованы и биотитизированы. Мощность зоны ороговикования достигает нескольких десятков метров. Границы роговиков с магматическими породами резкие, но осложнены многочисленными апофизами плутонов, пронизывающими вмещающие породы в разных направлениях. В составе роговиков обычно выделяются разности, отвечающие пироксен-роговиковой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям контактового метаморфизма. Биотитизация роговиков наблюдается в зонах пироксен-роговиковой и амфиболитовой фаций на расстоянии до 10—15 м от контакта с интрузивом. Биотит замещает главным образом пироксен и роговую обманку. Относительно слабое развитие процесса биотитизации вмещающих пород, а также увеличение основности и щелочности пород в эндоконтактовых зонах с частой сменой одних структурно-минеральных разностей другими и с большим количеством ксенолитов из вмещающих толщ — все это свидетельствует о преобладании диффузии над инфильтрацией при взаимодействии магмы с вмещающими породами, о широком развитии процессов ассимиляции.

Около 70% всех медно-молибденовых месторождений находится в эндоконтактовых зонах материнских плутонов, 20% в их ближайшем экзоконтакте и 10% в далеком экзоконтакте. В последнем случае рудные тела часто залегают в вулканогенных породах и иногда контролируются жерлами вулканов. Как правило, оруденение ассоциирует с дайками и небольшими штоками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, монцонит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров. Эти породы прорывают крупные плутоны пестрого состава, а также вмещающие их породы и контролируются разрывными нарушениями, как согласными с общим направлением складчатых структур, так и поперечными или косоориентированными к ним.

Сорское месторождение

Сорское штокверковое медно-молибденовое месторождение находится в отрогах восточного склона Кузнецкого Алатау, в области Батеневского поднятия, входящего в складчатую систему каледонид Алтае-Саянья. Распространенные здесь рифейские и нижнекембрийские карбонатные формации, сменяющиеся в верхней части разреза вулканогенными породами, прорваны каледонскими плутонами пестрого состава. Месторождение приурочено к приосевой, центральной части Уйбатского плутона, залегающего в ядре одноименного антиклинория, простирающегося в северо-восточном направлении.

В пределах рудного поля (рис. 54) развиты группа меланократовых и мезократовых пород, граниты, субщелочные порфиры, а также жильные породы — аплито-пегматиты, спессартиты, диоритовые и диабазовые порфириты и ортофиры. Кроме того, здесь находятся крупные полевошпатовые и кварцевые образования.

Мелано- и мезократовые породы слагают центральную и западную части рудного поля и являются кровлей гранитов. Эти породы характеризуются крайне непостоянным минеральным составом с колебанием в широких пределах количественных соотношений роговой обманки, плагиоклаза, биотита и диопсида. Содержание биотита и роговой обманки местами резко повышенное, не свойственное нормальным породам магматического происхождения.

Преобладающие в группе диориты, а также входящие в нее сиенито-диориты, сиениты и породы более основного состава связаны между собой постепенными переходами. Текстуры пород разнообразные: наряду с обычной одно-

родной часто встречаются гнейсовидные, такситовые и шлировые. Около гранитов в меланократовых породах увеличивается содержание кварца и калиевого полевого шпата, местами наблюдаются зоны фельдшпатизации. Изменчивость состава и строения в породах меланократовой группы обусловлена, с одной стороны, по-видимому, их частично гибридным происхождением, с другой — развитием процессов базификации и гранитизации при воздействии на них гранитной магмы.

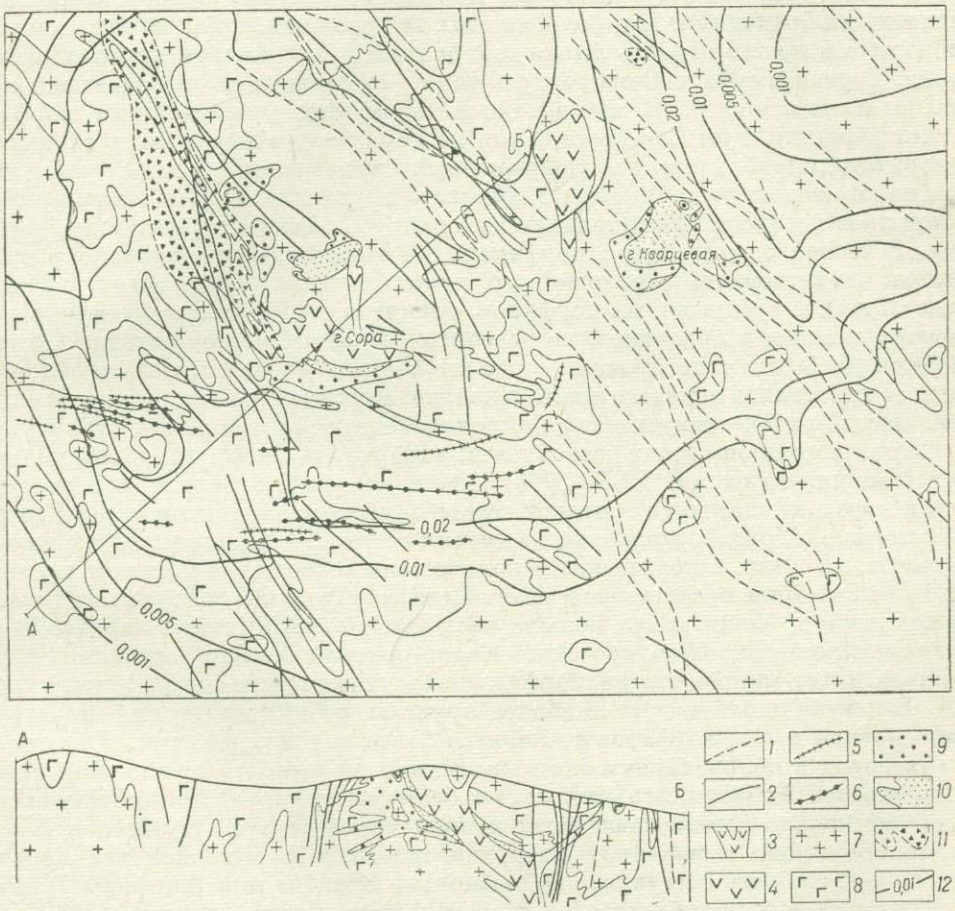


Рис. 54. Схема геологического строения Сорского месторождения. Составлена автором с использованием геологических карт М. Белузы, А. Семенова и материалов Сорской ГРП.

1 — дайки ортофиров; *2* — дайки диабазовых порфиритов; *3* — субщелочные кварцсодержащие порфиры II: *4* — субщелочные кварцсодержащие порфиры I; *5* — дайки спессартитов; *6* — дайки диоритовых порфиритов; *7* — граниты; *8* — диориты; *9* — полевошпатовые тела; *10* — кварцевые тела; *11* — рудная брекчия; *12* — изолинии содержаний молибдена

Граниты слагают восточную, северную и южную части рудного поля и образуют многочисленные и разнообразные по форме и размерам апофизы в меланократовых и мезократовых породах. В основном это плагиограниты. В пределах рудного поля они калишпатизированы и в меньшей мере серицити-

зированы. Оба процесса проявлены на небольших участках и в виде разноориентированных зон мощностью до 10—15 см.

Дайки спессартитов и диоритовых порфиритов мощностью от долей метра до нескольких метров и протяженностью до нескольких сот метров развиты в южной части месторождения, где образуют пояс широтного простирания. Они характеризуются крутым падением и простиранием, согласным с общим простиранием образуемого ими пояса. Все 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 в первом приближении можно назвать штоками с большим количеством крутопадающих апофиз, другие имеют дайкообразную форму со сложными ступенчатыми контактами и перегибами. В юго-западной периферии рудного поля порфиры слагают вершину горы Сор-Герет. Судя по характеру их границы с гранитами и диоритами, приблизительно повторяющей горизонтали рельефа горы, порфиры полого залегают на породах Уйбатского плутона и лишь на южном склоне горы покров переходит в крутопадающую дайку, прорывающую граниты и диориты. В тесной ассоциации с порфирами на горе Сор-Герет широко развита 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 состоит из псаммитовых обломков и редких кристаллов полевого шпата и кварца, заключенных в кварц-полевошпатовой массе, характеризующейся микроаллотриоморфнозернистой структурой.

Состав порфиров весьма своеобразен: альбит (41—54%), калиевый полевой шпат (санидин-ортоклаз, 29,5—37%), кварц (9—18%); биотит присутствует лишь в породах, слагающих шток у северо-западного подножия горы Кварцевой; в порфирах, распространенных в других местах, темноцветные минералы отсутствуют, но в них в повышенных количествах содержатся магнетит и ильменит. Вкрапленники представлены главным образом калиевым полевым шпатом и плагиоклазом и значительно меньше кварцем. Полевые шпаты нередко образуют гломеропорфировые сростки. Кварц-полевошпатовая основная масса порфиров имеет микроаллотриоморфнозернистую, местами фельзитовую структуру. В центральных частях наиболее крупных субвулканических тел структура основной массы порфиров становится более крупнозернистой. Для описываемых пород в целом характерна повышенная щелочность при низком содержании извести. Ближе всего они стоят к бештауниту (по Р. Дэли); отличаются от него несколько пониженным содержанием кремнезема и отсутствием щелочных темноцветных минералов. Интрузия магмы, образовавшей эти породы, была по меньшей мере двукратной, поскольку одни из них (порфиры I) предшествуют главной молибденовой минерализации, другие (порфиры II) рассекают молибденовые руды и заключают их ксенолиты.

Самые поздние проявления магматизма в Сорском рудном поле — это послерудные дайки диабазовых порфиритов и ортофиров. Они наиболее многочисленны, характеризуются преимущественно северо-западным простиранием при крутом падении и группируются в две зоны — западную с дайками диабазовых порфиритов и восточную с дайками главным образом ортофиров. Мощность даек до нескольких метров, протяженность — многие сотни метров и первые километры. Эти дайки, по-видимому, являются корнями девонских эффузивов, широко развитых в пределах Батеневско-Беллыкского поднятия в обрамлении Минусинских впадин.

Рудный штокверк приурочен к месту пересечения тектонической зоны широтного простирания со сложной тектонической зоной северо-западной ориентировки. Кроме того, здесь развиты зоны близмеридиональных трещин, а также широко распространены пологие контракционные трещины с падением на юго-запад и юго-восток.

В плане внешние контуры развития рудной минерализации отдаленно напоминают косой деформированный крест (рис. 55). Что же касается внутреннего строения штокверка, то оно очень сложное и характеризуется чередованием участков и зон оруденелых гранитоидов с почти безрудными породами, что обусловлено, с одной стороны, резкой анизотропией физико-механических свойств пород, на которые наложено оруденение, с другой — широким развитием послерудных магматических пород.

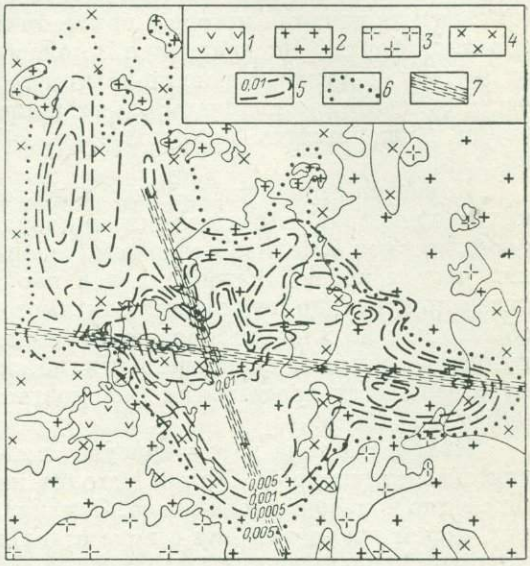


Рис. 55. Эндогенные ореолы молибдена и меди на Сорском месторождении.

1 — субщелочные порфиры; *2* — лейкократовые гранитоиды; *3* — порфировидные гранитоиды; *4* — диориты, сиениты, гранодиориты; *5* — изолинии содержаний молибдена; *6* — внешний контур ореола меди; *7* — разрывные тектонические нарушения

Главными рудовмещающими породами являются плагиограниты. Породы меланократового ряда, образующие их кровлю, хотя и содержат местами оруденение, однако в целом менее минерализованы и в отдельных случаях играли роль геологического экрана при гидротермальном процессе. Обусловлено это, по-видимому, тем, что граниты представляли собой материал более хрупкий и трещиноватый по сравнению с диоритами и были средой более благоприятной для рудоотложения. Это подтверждается также их меньшей прочностью на скалывание (81—106 кгс/см^2 против 136—157 кгс/см^2 у диоритов).

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

Штокверк образован рудными жилами и прожилками мощностью от долей сантиметра до 0,5—1 м, однако развиты преимущественно 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 залегания, в то время как крутое падение имеет подчиненное значение. Преобладающие простирания рудных жил и прожилков близширотные и северо-западные.

Наибольшая выявленная глубина распространения штокверкового оруденения в центральной части месторождения около 1000 м, а на флангах она сокращается до 400—300 м. Следовательно, в вертикальном разрезе общая форма рудного штокверка в первом приближении может быть названа грибообразной.

Внутри штокверка имеются два тела рудной брекчии, явно рассекающей штокверковое оруденение. Одно из них в виде крутопадающей зоны северо-северо-западного простирания находится в западной части рудного поля; второе, также крутопадающее, значительно меньших размеров и, по-видимому, трубообразной формы расположено в северной части месторождения, на его фланге, к северу от горы Кварцевой. Глубина распространения рудной брекчии не превышает 300—400 м.

Наиболее ранним постмагматическим проявлением являются 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 них внутренние части существенно кварцевые, а внешние полевошпатовые, в других (это чаще) кварц располагается по периферии, образуя местами внешнее прерывистое кольцо.

Полевошпатовая часть таких тел сложена крупными (от одного до нескольких сантиметров) выделениями микроклин-пертита, промежутки между которыми местами заполнены кварцем (содержание не превышает 3—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 породы к вмещающим гранитам достаточно резкий, хотя в шлифах можно наблюдать, что он совершается через зонки (мощностью в 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 приконтактовые зоны верхних частей кварцевых тел в виде отдельных вкрапленников, гнезд и кустовых скоплений содержат 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 местах, где их контакты нарушены последующими тектоническими подвижками, часто наблюдается более поздний, наложенный на жилы молибденит, поэтому оруденение здесь становится медно-молибденовым.

В центральной части месторождения кварцевые жилы с медным оруденением характеризуются следующими элементами залегания: 1) близширотной ориентировкой, падением на юг под углами 30—60°; 2) близмеридиональной ориентировкой, падением на восток под углами 60—70°; 3) северо-восточным простиранием 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 колеблются от нескольких сантиметров до 1—1,5 м. Описанные полевошпатовые и кварцевые тела, а также жилы с сульфидами образовались после даек спессартитов и диоритовых порфиритов, но в свою очередь пересекаются субщелочными порфирами I.

После образования субщелочных порфиров I формировалось молибденовое оруденение, представленное вкрапленными, вкрапленно-прожилковыми и брекчиевыми рудами. Вкрапленные руды развиты ограниченно. Без видимой связи с прожилковым оруденением они встречаются в осветленных гранитах и значи-

тельно реже в полевошпатовых телах, калишпатизированных гранитах и субщелочных порфирах I. В этих рудах количество выделений молибденита колеблется от единиц до нескольких сот на 1 дм^2 поверхности.

Вкрапленно-прожилковые руды составляют главную ценность Сорского месторождения. Они образованы молибденит-кварцевыми жилами и прожилками мощностью от долей сантиметра до 0,5—1 м с теми же элементами залегания, что и жилы с медной минерализацией, 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 полевого шпата. Зальбанды жил и прожилков резко обогащены молибденитом и часто сорваны тектоническими подвижками. Температура гомогенизации первичных газово-жидких включений в кварце с крупными выделениями молибденита 420—360° С.

Брекчиевые руды состоят из остроугольных обломков диоритов, гранитов, диоритовых порфиритов, субщелочных порфиров, 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 газово-жидких включений в кварце 360—300° С. Образованию брекчиевых руд, вероятно, предшествовали явления эксплозивного характера, вызвавшие раздробление пород и перемешивание их обломков, после чего они были сцементированы рудным кварцем.

Брекчиевые руды западной части Сорского месторождения рассечены под острым углом дайкой субщелочных порфиров II, имеющей северо-западное простирание. Дайка содержит ксенолиты богатой молибденовой руды, размеры которых колеблются от нескольких сантиметров до 0,1—2 м в поперечнике. На контактах с ксенолитами в порфирах развиты зоны закалки. Порфиры II в свою очередь пересечены прожилками кварца с пиритом и флюоритом, довольно широко развитыми на месторождении. Завершился рудный процесс свинцово-цинковой минерализацией, представленной ассоциацией кварца, пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, блеклой руды, висмута, а также редко встречающихся минералов серебра и золота. Эта минерализация развита незначительно в виде маломощных прожилков и линз среди березитизированных пород как в центре месторождения, так и особенно в его периферических частях. Самым поздним проявлением гидротермальной деятельности были выделения карбонатов, присутствующие на месторождении в виде небольших и редких линз и прожилков.

Рудная зональность на месторождении выражена не очень определенно. Контуры эндогенных ореолов меди и молибдена в общем совпадают, однако максимальные концентрации меди находятся в центральных частях месторождения около кварц-полевошпатовых тел, где сосредоточены в ранних кварцевых жилах с сульфидной минерализацией. 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 величина отношения меди к молибдену повсеместно уменьшается, однако местами имеются отклонения от этого общего правила. Вольфрам не характерен для руд Сорского месторождения, но все же несколько повышенные его содержания отличают самые верхние части месторождения от более глубоких горизонтов. Свинцово-цинковая минерализация, как уже отмечалось, проявлена слабо и в основном по периферии месторождения. Необходимо отметить уменьшение содержания рения в молибдените с глубиной с 80—100 г/т на верхних горизонтах до 10—45 г/т на глубине 800—900 м.

Таким образом, из приведенного материала видно, что оруденение Сорского месторождения сформировалось в результате прерывистого стадийного развития рудного процесса. Стадии отделены одна от другой тектоническими движениями и интрузиями субщелочных порфиров, а также существенно различаются характером минеральных ассоциаций и соотношением изотопов кислорода в жильном кварце. Определения величины δO^{18}, выполненные в изотопной лаборатории ВИМСа, показали (табл. 13), что по сравнению с величиной δO^{18} кварца материнских гранитов величина δO^{18} в жильном кварце последовательно увеличивается от стадии к стадии на фоне падения температуры рудообразования. Такое потяжеление изотопного состава кислорода свидетельствует о магматическом происхождении рудообразующих гидротермальных растворов.

Таблица 13

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КВАРЦЕВ СОРСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Номер образца	δO^{18}, ‰	Температура гомогенизации газово-жидких включений, °С	Стадия минерализации. Характеристика образцов кварца
751/497	9,3		Материнский гранит
С-2 С-4а 303 309	10,3 10,2 10,3 10,3	420—360	Первая продуктивная молибденовая. Светлый крупнокристаллический кварц с крупным сферолитовым молибденитом и незначительным количеством пирита, халькопирита, борнита, рутила
171/167 760/75 760/75а	11,3 11,3 11,1	360—300	Вторая продуктивная молибденовая. Серый мелкозернистый кварц с равномерно рассеянным мелкочешуйчатым молибденитом, а также с пиритом, халькопиритом, флюоритом, серицитом
С-5	11,6	310—260	Послерудная. Серый крупнозернистый кварц с пиритом и флюоритом

Таким образом, магматогенная рудогенерирующая система действовала прерывисто, и после каждой порции выделения рудоносных растворов происходила ее существенная физико-химическая перестройка, что и приводило к изменению характера гидротермальных растворов и отлагавшихся ими минералов от стадии к стадии. Так же как и на Жирекенском месторождении, на Сорском месторождении рудный процесс и магматизм, формировавший жильную серию пород материнского плутона, развивались независимо и параллельно.

Месторождение Каджаран

Медно-молибденовое штокверковое месторождение Каджаран находится на Малом Кавказе, в восточных отрогах Зангезурского хребта. Как и другие медно-молибденовые месторождения Армении (Агаракское, Джиндаринское, Дастакертское, Анкаванское, Парагачайское, Айгедзор), оно приурочено к Мисхано-Зангезурской альпийской геоантиклинальной зоне остаточного типа общекавказского простирания. Согласно Е. Милановскому и В. Хаину, этот участок земной коры представляет собой обломок доальпийского срединного массива, который в сеноне — эоцене оказался втянутым в крупное погружение с накоплением флишоидных и вулканогенных образований. В олигоцене — миоцене здесь формировались крупные массы интрузивных пород и происходило общее воздымание земной коры. Образовавшиеся плутоны характеризуются сложным многофазным строением и пестрым комплексом слагающих их пород — от габбро и горнблендитов до сиенитов и биотитовых гранитов. Большая часть выявленных к настоящему времени месторождений находится в пределах этих плутонов и лишь немногие из них расположены в их экзоконтактовых зонах. Важную роль в контроле оруденения играют разломы северо-западного простирания — Дебаклинский, Агаракский, Ордубадский, Парагачайский, Мисханский.

Месторождение Каджаран находится в северной оконечности Мегринского плутона, вблизи его северного контакта с вулканогенной толщей раннего эоцена. Плутон обнажен на площади около 1000 км^2. Большая часть рудного поля сложена монцонитами, местами переходящими в диориты и габбро. Эти породы характеризуются резко варьирующим количественно минеральным составом, частыми и быстрыми сменами текстур и структур. В центре рудного поля монцониты интенсивно изменены метасоматическими процессами — дорудной калишпатизацией и главным образом интенсивной послерудной аргиллизацией (каолинизацией и карбонатизацией). В западной части рудного поля, контактируя по Дебаклинскому разлому с монцонитами, обнажаются биотитовые граниты, характеризующиеся устойчивым однородным составом и почти не несущие следов оруденения и метасоматических изменений (рис. 56).

На месторождении широко развиты жильные породы, выполняющие трещины северо-западного, северо-восточного и близширотного простирания. Дайки, сложенные этими породами, распространены неравномерно — обычно сериями, состоящими из 7—8 даек одинакового состава. Выделяются следующие разновидности жильных пород (внедрялись в порядке перечисления): аплиты, пегматиты, одиниты, малхиты и спессартиты, минетты, диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры первого и второго этапов внедрения, керсантиты, авгитовые минетты.

Главная тектоническая структура месторождения Каджаран — Дебаклинский разлом северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 45—48°. В висячем боку разлома находятся монцониты, в лежачем — биотитовые граниты. В зоне разлома мощностью до 45 м породы интенсивно перемяты, рассланцованы и милонитизированы. В висячем блоке пород, где находится месторождение, развиты три системы нарушений: 1) северо-западного простирания (300—340°) с падением на северо-восток и реже юго-запад, 2) северо-восточного простирания (60—70°) с крутым (70—80°) падением на юго-восток и северо-запад, 3) близширотного простирания крутопадающие. Нарушения северо-западного простирания тяготеют главным образом к зоне

Дебаклинского разлома, нарушения близширотного и северо-восточного простираний в основном развиты в восточной части месторождения.

В целом месторождение представляет собой штокверк с неравномерно распределенным в нем оруденением. В плане промышленный контур оруденения вытянут и несколько косо ориентирован по отношению к Дебаклинскому разлому. В первом приближении штокверк можно назвать линзообразным телом, полого погружающимся на восток почти параллельно плоскости Дебаклинского разлома. Непосредственно у разлома находятся бедные забалансовые руды, промышленное оруденение начинается на расстоянии 100 м от разлома. По мере движения на восток единый контур оруденения расчленяется на тонкие пологие слои, которые затем выклиниваются. Максимальный вертикальный размах оруденения без учета эродированной части месторождения до 500—600 м.

В пределах штокверка имеются обогащенные рудные зоны, чаще тяготеющие к участкам проявления жильных пород и ориентированные главным образом

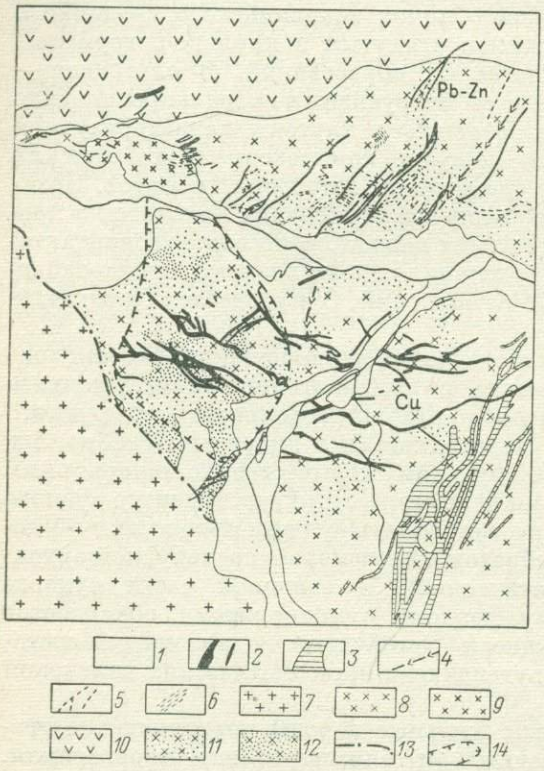


Рис. 56. Схематическая геологическая карта медно-молибденового месторождения Каджаран. По данным *С. Мовсесяна* и Каджаранской ГРП.

1 — аллювиально-делювиальные отложения; *2* — гранодиорит-порфиры второго этапа; *3* — гранодиорит-порфиры первого этапа; *4* — минетты амфиболовые; *5* — спессартиты; *6* — аплиты; *7* — порфировидные граниты и гранодиориты; *8* — монцониты; *9* — диориты; *10* — раннеэоценовые андезитовые порфириты и их туфы; *11* — средне измененные монцониты; *12* — сильно измененные монцониты; *13* — тектонические нарушения; *14* — границы рудного тела

в северо-западном направлении в соответствии с преобладающими здесь системами трещин и рудных прожилков. Протяженность таких зон до 100—120 м, мощность 30—40 м. В этих зонах в свою очередь выделяются более мелкие зоны еще более богатых руд (на 1 м насчитывается до 110—150 рудных прожилков). Особенно густая сеть прожилков отмечается в приконтактовых участках некоторых рудных кварцевых жил. Помимо обогащенных рудоносных зон в пределах штокверка выделяются рудные столбы, приуроченные к местам пересечения систем рудных прожилков разной ориентировки.

Оруденение представлено прожилковым, вкрапленным и жильным типами. Прожилковый тип — основной. Рудные прожилки мощностью от долей миллиметра до 5—10 см ориентированы в соответствии с развитыми здесь системами трещин и образуют штокверк крупных размеров. Вкрапленный тип оруденения имеет подчиненное значение, характерен для медной минерализации и проявлен в виде зон мощностью до 20—30 м и протяженностью до 50—60 м. Рудные кварцевые жилы развиты в центральной части месторождения, на его нижних

горизонтах. Мощности жил колеблются от 10—15 см до 8—9 м в раздувах наиболее мощных жил. Последние прослеживаются по простиранию до 300 м, по падению до 200 м.

Постмагматический процесс, с которым связано образование месторождения Каджаран, развивался стадийно. Он начался метасоматической калишпатизацией монцонитов и образованием прожилков калиевого полевого шпата, содержащих небольшие количества кварца и биотита. Калишпатизированные породы и полевошпатовые прожилки пространственно тяготеют друг к другу, однако в пределах месторождения они развиты ограниченно и встречаются довольно редко. Далее проявлялись следующие стадии гидротермального процесса (в порядке перечисления): магнетит-кварцевая, молибденит-кварцевая, молибденит-халькопирит-кварцевая, халькопирит-кварцевая, пирит-кварцевая, галенит-сфалерит-кварцевая, кварц-карбонатная, халцедоновая, карбонатно-каолинитовая.

Магнетит-кварцевая стадия представлена прожилками, жилами и штокообразными телами кварца с магнетитом. Последний присутствует в виде вкрапленных и гнездообразных выделений, создавая пятнистую текстуру жил. Породы, вмещающие магнетит-кварцевые жилы, на контакте с ними не изменены, отмечается лишь частичная хлоритизация биотита.

В молибденит-кварцевую стадию образовались прожилки и жилы мощностью от 1—2 мм до 3—4 м, сложенные кварцем и молибденитом. В очень небольших количествах в них встречаются халькопирит и пирит. Кварц светлый, крупнокристаллический. Молибденит крупночешуйчатый, часто розетчатый, распределен в кварце неравномерно — в виде вкрапленности, прерывистых цепочек, оторочек в зальбандовых частях прожилков, гнездовых скоплений. Местами молибденит-кварцевые прожилки переходят в существенно молибденитовые, мощность которых до 2—3 см. Халькопирит и пирит присутствуют в тонких прожилках в виде мелких единичных зерен, в жилах значительной мощности наблюдаются крупные выделения и гнездообразные скопления их, тяготеющие к центральным частям жил. Изменения во вмещающих породах выразились в развитии карбоната по роговой обманке и редких чешуек серицита по плагиоклазу.

Молибденит-халькопирит-кварцевая стадия представлена минеральными проявлениями, во многом сходными с проявлениями предшествующей стадии, с той только разницей, что в них резко увеличивается роль халькопирита, который присутствует в количествах, примерно равных с молибденитом. Для прожилков молибденит-халькопирит-кварцевой стадии характерна линейно-зональная текстура, обусловленная тем, что зальбанды прожилков обогащены молибденитом, а центральные их части — халькопиритом. Распределение этих минералов в кварце неравномерное. Так же как и в предшествующей стадии, околожильные изменения проявлены слабо. В целом, согласно определениям Ю. Пашкова (1975 г.), молибденовая минерализация протекала при температурах 420—320° С.

В халькопирит-кварцевую стадию в породах месторождения образовалась прожилковая, прожилково-вкрапленная и вкрапленная медная минерализация. Прожилки и жилы характеризуются вкрапленными, гнездообразными и полосчатыми текстурами. Халькопирит неравномерно распределен в кварце: местами прожилки приобретают мономинеральный халькопиритовый состав, местами — кварцевый при незначительном содержании рудного компонента. В тесной ассоциации с халькопиритом в прожилках обычно присутствует энаргит. Халькопирит выделялся позже кварца, цементируя его кристаллы. Молибденит в этих

рожилках встречается в виде редких единичных пластинчатых выделений. Вмещающие породы на контакте с жильным кварцем почти не изменены. Прожилковые выделения халькопирит-кварцевой стадии сопровождаются халькопиритом, вкрапленным во вмещающие породы, где он в основном развивался по биотиту.

Пирит-кварцевая стадия по сравнению с описанными стадиями, создавшими промышленное оруденение, проявилась значительно слабее, однако ее образования встречаются почти повсеместно. Это кварцевые жилы и прожилки с пиритом и очень редко с халькопиритом, сопровождающиеся интенсивной серицитизацией вмещающих пород. Характерные текстуры прожилков и жил — гнездовая, вкрапленная, поясовая.

Галенит-сфалерит-кварцевая стадия представлена жилами, прожилками, гнездообразными выделениями сложной минеральной ассоциации: основные жильные минералы — кварц и мусковит, главные рудные минералы — сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, тетраэдрит, спорадически встречаются алтаит, гессит, петцит, самородный теллур, самородный висмут, креннерит, теллуровисмутит, тетрадимит, самородное золото. Мощность некоторых жил до 15—20 см. Текстуры руд в основном массивные и пятнистые, отмечаются также ритмично-полосчатые. Вмещающие породы на контакте с жилами мусковитизированы и пиритизированы.

Карбонатно-каолинитовая стадия (аргиллизация) проявилась в широком, но неравномерном метасоматическом изменении монцонитов и прорывающих их жильных пород. В слабоизмененных породах пироксен, роговая обманка и сфен частично замещены карбонатом, плагиоклаз слегка пелитизирован, биотит и калиевый полевой шпат не изменены. В среднеизмененных породах пироксен, роговая обманка и сфен полностью, а плагиоклаз в значительной мере замещены карбонатом и каолинитом, биотит частичо обесцвечен с выделением лейкоксена и карбоната, калиевый полевой шпат сохранился неизмененным. В сильноизмененных породах из первичных минералов сохранились лишь корродированные кристаллы калиевого полевого шпата и апатита. Метасоматоз сопровождался существенным выносом из пород Si, K, Na, привносом и накоплением в них CO_2 и H_2O, а также перераспределением Al, Ca, Fe и Mg. Главными агентами изменения пород были вода и углекислота.

Кварц-карбонатная стадия представлена достаточно выдержанными по простиранию жилами, маломощными прожилками, линзами, а также брекчиями с карбонатным цементом. Среди карбонатов наиболее распространены доломит, железистый доломит и анкерит, в подчиненных количествах с ними ассоциируют кварц и халцедон. Текстуры жил — массивная, полосчатая и крустификационно-полосчатая.

Проявления халцедоновой стадии — это жилы и прожилки с массивной и полосчатой текстурами; мощность их колеблется от 1—5 см до 0,5 м; встречаются они относительно редко.

На месторождении Каджаран достаточно четко проявлена рудная зональ ность. На участках, примыкающих к зоне Дебаклинского разлома, в рудак преимущественно развит молибден, а по мере удаления от разлома на востоя и северо-восток в них уменьшается содержание молибдена и увеличиваетсй меди, вплоть до появления на флангах существенно медных руд. В далекой северо-восточной периферии рудного поля гипсометрически значительно выше медно-молибденового штокверка, вблизи кровли Мегринского плутона, находятся жильные проявления свинцово-цинкового оруденения (участок Аткиз). С глубиной по мере приближения к Дебаклинскому разлому (последний падает

под рудный штокверк) в рудах увеличивается роль молибдена и уменьшается — меди. Таким образом, рудная зональность месторождения достаточно четко проявлена по отношению к зоне Дебаклинского разлома.

Месторождение Каратас IV

Медно-молибденовое месторождение Каратас IV находится в Северо-Западном Прибалхашье в области каледонской складчатости. Оно приурочено к ядерной зоне Тасарал (Новалы)-Кызылэспинского антиклинория, простирающегося в близмеридиональном направлении и пересеченного разломами и тектоническими зонами северо-восточной, близширотной и северо-западной ориентировки, возникшими в связи с процессами герцинской тектоно-магматической активизации.

В геологическом строении района месторождения участвуют различные метаморфические и метаморфизованные породы, возраст которых условно принимается раннепалеозойским. Кроме того, здесь распространены известняки ордовика, песчаники и сланцы силура (лудлоу). Эти породы прорваны позднедевонскими интрузивами гранодиоритов и кварцевых диоритов, а также субвулканическими и экструзивными телами диоритовых порфиритов и дацитовых порфиров средне-позднекаменноугольного возраста.

Участок месторождения (рис. 57) в основном сложен позднедевонскими гнейсовидными гранодиоритами, прорванными многочисленными дайками пегматит-аплитов, диоритовых порфиритов и дацитовых порфиров. На севере участка находится субвулканическое тело диоритовых порфиритов, которое постепенно переходит в покров андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров, залегающих на позднедевонских гранодиоритах.

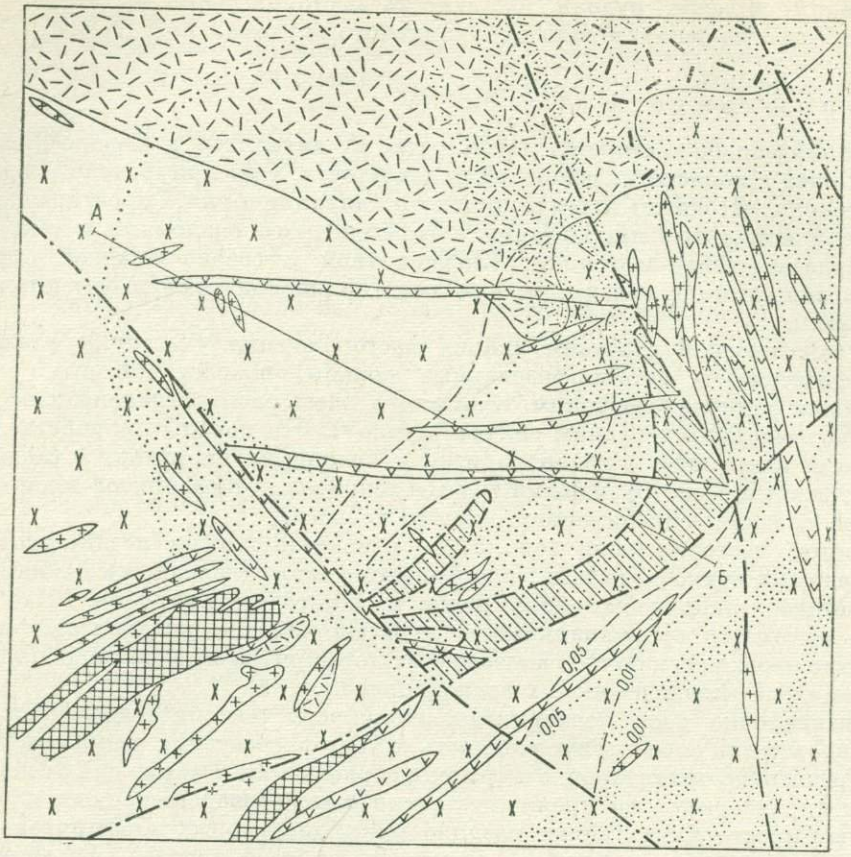
Ориентировка даек подчеркивает сложность тектонической обстановки на месторождении и его приуроченность к узлу пересечения разрывных нарушений, разных по ориентировке и времени образования. Ранние дайки пегматит-аплитов характеризуются преимущественно северо-северо-западным и северо-восточным простиранием; более поздние дайки диоритовых порфиритов кроме этих направлений имеют еще северо-западное и близширотное. Развитие даек одного состава по крутопадающим разрывным нарушениям разных направлений позволяет сделать вывод, что формирование этих даек происходило в условиях всестороннего тангенциального растяжения блока вмещающих пород, а наличие здесь экструзивных тел свидетельствует о близповерхностной обстановке.

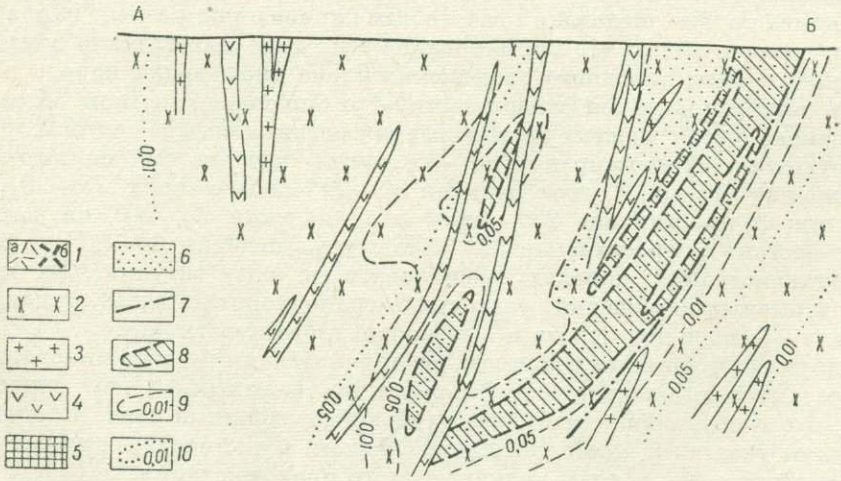
В гранодиоритах участка месторождения развиты четыре системы разрывных нарушений: 1) простирание 50—60°, угол падения 80° на юго-восток; 2) простирание 310—320°, угол падения 80—90° на юго-запад, 75—90° на северо-восток; 3) простирание 280—285°, угол падения 60—80° на юго-запад и северо-восток; 4) простирание 335—345°, угол падения 60—80° на восток.

В вулканогенных породах трещиноватость явно затухает, из четырех систем разрывных нарушений, развитых в гранодиоритах, здесь фиксируются только две — северо-восточного и северо-западного простирания.

По двум вертикальным разломам, ограничивающим рудную минерализацию с юго-востока и юго-запада, блок пород с заключенными в нем рудами был опущен, что и обусловило его менее глубокий эрозионный срез по сравнению с соседними участками месторождения. Об этом, в частности, свидетельствуют сохранившиеся здесь породы вулканогенного происхождения.

В контроле оруденения главную роль сыграли разрывные нарушения северо-восточного и северо-северо-западного простирания. Именно в месте


А
Б
0,05
0,01


А
Б
0,01
0,05
0,01
а
б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

сочленения двух тектонических зон этих направлений, где породы оказались наиболее трещиноватыми и брекчированными, образовалось главное рудное тело, имеющее в плане серповидную форму. В распространении гидротермально измененных пород также отчетливо проявилась решающая роль разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и северо-северо-западного направлений. Сопряжение этих нарушений на участке месторождения обусловило подковообразный и дугообразный в плане характер зон гидротермально измененных пород. Развитые в юго-западной части месторождения крутопадающие линзы почти безрудных скарнов ориентированы в северо-восточном направлении в соответствии с общим направлением разгнейсованности гранодиоритов и преобладающей трещиноватости.

Главное рудное тело месторождения, образованное концентрированными прожилково-вкрапленными и брекчиевыми рудами, имеет форму серповидно изогнутой линзы, постепенно выклинивающейся на севере и раздваивающейся на юго-западе. Падение тела на северо-запад под углом 65—75°, мощность колеблется от 5—8 до 40—60 м. На юго-западе руды выклиниваются на меньшей глубине, чем на северо-востоке.

Контакты рудного тела сложные, определяются опробованием. Со стороны висячего бока рудного тела развит широкий ореол рассеянной прожилково-вкрапленной рудной минерализации. Здесь же грубо параллельно висячему контакту тела размещается еще несколько линз брекчиевых и прожилково-вкрапленных руд. Однако они значительно меньших размеров. Для руд месторождения характерны вкрапленные, пятнисто-вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевые текстуры.

Состав прожилков следующий: кварц-магнетитовый, кварц-магнетит-гематитовый, кварц-магнетит-халькопирит-молибденитовый, кварц-халькопирит-молибденитовый, кварц-молибденитовый, кварц-пирит-молибденитовый, кварц-пиритовый, пиритовый, кварц-карбонатный с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, кальцитовый со сфалеритом, кальцитовый, цеолитовый. Мощность прожилков колеблется от 0,1—0,5 мм до 0,5—1 см.

Главные рудные минералы месторождения — молибденит, халькопирит, пирит; в небольших количествах встречаются магнетит и гематит, еще меньше пирротин, сфалерит, галенит и рутил. Основные жильные минералы представлены кварцем и кальцитом, менее распространены мусковит, хлориты, эпидот и цеолиты — десмин, ломонтит, сколецит, редко встречаются флюорит и барит.

Рудообразование развивалось стадийно в таком порядке: 1) кварц-магнетитовые и кварц-магнетит-гематитовые прожилки, 2) кварц-халькопирит-молибденитовые выделения, 3) пиритовые и кварц-пиритовые прожилки, 4) кварц-карбонатные с пиритом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом, 5) кальцитовые, 6) цеолитовые прожилки. Большое разнообразие встречающихся минеральных ассоциаций в прожилках объясняется, как и в других месторождениях, наложением более поздних образований на более ранние. Породы, вмещающие оруденение, серицитизированы, окварцованы, хлоритизированы, эпидотизированы и пиритизированы.

Рис. 57. Схема геологического строения месторождения Каратас IV. По *П. Серикову* и *Ю. Федорову* с добавлениями автора.

1 — дацитовые порфиры субвулканические (*а*) и покровные (*б*); *2* — граниты и гранодиориты; *3* — пегматит-аплиты; *4* — диоритовые порфириты; *5* — скарны; *6* — зоны гидротермального изменения (серицитизация, хлоритизация, окварцевание, пиритизация); *7* — тектонические нарушения; *8* — рудные тела; *9* — изолинии содержаний молибдена; *10* — изолинии содержаний меди

Главный полезный компонент месторождения — молибден, попутный — медь. Распределение молибдена в рудных телах относительно равномерное, но в целом содержание молибдена возрастает с глубиной. Медь более сконцентрирована на верхних горизонтах и преимущественно на северо-восточном фланге. Такое распределение молибдена и меди отражает общую рудную зональность медно-молибденовых месторождений, при которой отношение меди к молибдену уменьшается с глубиной.

Анализ геологической обстановки месторождения позволяет сделать вывод, что большую роль в локализации оруденения сыграли вулканогенные породы, к настоящему времени в значительной мере эродированные. Перекрывая в месте залегания рудных тел сильно трещиноватые и брекчированные гранодиориты, они препятствовали продвижению гидротермальных растворов и создали в сочетании с разрывными нарушениями гранодиоритов структурную «ловушку», обеспечившую концентрирование рудных компонентов. Рудоотложение происходило в близповерхностных условиях при небольшом горном давлении в открытых трещинах и полостях брекчий, о чем свидетельствуют зияющие, ничем не заполненные полости в брекчиевых рудах, наблюдающиеся на месторождении.

В брекчиевых рудах нередко встречаются рядом расположенные и сцементированные кварцем с молибденитом обломки гнейсовидных диоритов, гранодиоритов, диоритовых порфиритов и кварца, что, по-видимому, свидетельствует о перемешивании обломков пород перед их цементацией. Возможно, это обусловлено явлениями эксплозивного характера, предшествовавшими рудоотложению.

Месторождение Каратас IV, вероятно, связано с позднекаменноугольным магматизмом, который был ответственным за образование медно-порфировых месторождений в соседней Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинальной зоне. В Каратасском районе позднегерцинский магматизм проявился в связи с активизацией каледонского обрамления геосинклинальной зоны; он носил здесь более кислый и несколько более щелочной характер, с меньшей ролью подкорового вещества, что и обусловило появление в этом районе существенно молибденовых месторождений с попутной медью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барсук А. М., Аракелянц М. М., Шанин Л. Л. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 2, с. 135—138.

Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья. Т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1968. 228 с.

Геохимия молибдена и вольфрама. М., «Наука», 1971. 128 с. (Ин-т геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского).

Граменицкий Е. Н., Елисеева Н. А., Иванов А. Г. Зональность скарнов Тырныаузского рудного поля. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 136—142.

Дружинин А. В. Структура Давендинского месторождения. — В кн.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 429—443.

Кононов О. В., Граменицкий Е. Н. Зональность молибдено-вольфрамового оруденения Тырныауза (Северный Кавказ). — «Геология рудных месторождений», 1972, № 1, с. 6—18.

Круглова В. Г., Чернов Б. С., Евдохин А. Г., Пастухова Е. С. Особенности молибденового штокверкового месторождения Восточного Забайкалья. — «Сов. геология», 1965, № 3, с. 118—124.

Мкртчян С. С., Карамян К. А., Аревшатян Т. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Геологическое строение, структура и условия формирования. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1969. 330 с.

Мовсесян С. А., Исаенко М. П Комплексные медно-молибденовые месторождения. М., «Недра», 1974. 344 с.

О температурах и других физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972, с. 15—24.

Покалов В. Т., Пастухова Е. С. Возраст и генетические особенности Сорского молибденового месторождения. — «Сов. геология», 1961, № 7, с. 107—122.

Покалов В. Т. Опыт классификации эндогенных месторождений молибдена на тектономагматической основе. — «Сов. геология», 1970, № 1, с. 74—87.

Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972. 292 с.

Покалов В. Т. Формации месторождений молибдена. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Т. 1. Под ред. В. Т. Покалова. М., «Недра», 1977, с. 156—215.

Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. М., Изд-во АН СССР, 1962. 168 с. (Труды ИГЕМ. Вып. 56).

Туговик Г. И. О составе и происхождении трубчатого тела Булуктаевского медно-молибденового месторождения. — «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1959, № 11, с. 63—74.

Хрущов Н. А. Тырныауз. Скарновое молибдено-вольфрамовое месторождение на Северном Кавказе. — «Сов. геология», 1958, № 2, с. 51—72.

Хрущов Н. А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963, с. 174—179.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960. 382 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для территории Советского Союза характерно закономерное возрастание интенсивности проявления вольфрамовой минерализации во времени с максимумом развития вольфрамовых месторождений в киммерийскую эпоху, что обусловлено широким проявлением вольфрамового оруденения в мезозойских складчатых зонах и областях мезозойской тектоно-магматической активизации (Рундквист, Щеглов, 1968). При рассмотрении особенностей проявления во времени различных геологических типов вольфрамовых месторождений устанавливается закономерная эволюция вольфрамового оруденения, выражающаяся в характерности образования скарновых месторождений начиная с раннего палеозоя, грейзеновых и кварцевожильных — с позднего палеозоя, сульфидно-вольфрамитовых — с мезозоя и эпитермальных — с кайнозоя.

Вольфрамоносные интрузивы и связанные с ними месторождения в некоторых рудных провинциях образуют крупные рудные пояса, протягивающиеся на сотни километров. Примером таких редкометальных поясов могут служить оловянно-вольфрамовый рудный пояс Забайкалья, Колымский редкометальный пояс, Калба-Нарымский пояс Алтая, Южно-Тяньшаньский вольфрамовый рудный пояс Средней Азии.

В настоящем разделе рассматриваются только собственно вольфрамовые месторождения, при этом основное внимание уделено месторождениям скарнового, грейзенового и гидротермального типов, отдельные представители которых являются крупными промышленными объектами.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Промышленные месторождения вольфрама пегматитового типа на территории Советского Союза не известны. Однако рудоносные пегматиты с вольфрамитом или шеелитом встречаются во всех редкометальных провинциях страны. Обычно вольфрамоносные пегматиты тесно связаны с высокотемпературными оловянно-вольфрамовыми месторождениями кварцевого типа и теми рудоносными интрузиями, с которыми ассоциируют последние.

В некоторых регионах (Забайкалье, Северо-Восток страны) устанавливаются переходы между пегматитовыми и пегматоидными кварц-полевошпатовыми жилами, сопровождаемыми иногда достаточно интенсивной шеелитовой минерализацией.

Вольфрамоносные пегматиты могут быть подразделены на две группы: сингенетичные пегматиты, представленные шлирами, гнездами и небольшими линзами в материнских гранитах, и пегматиты, образующие отдельные тела и дайковые поля, отчетливо более поздние по отношению к рудоносным гранитам. В вольфрамоносных пегматитах второй группы вольфрамит и шеелит часто связаны с процессами грейзенизации, накладывающимися на пегматиты.

Примерами вольфрамоносных пегматитов первой группы могут служить небольшие пегматитовые шлиры в мезозойских гранитоидных штоках Восточного Забайкалья, где в Соктуевском и Адун-Чалонском гранитных массивах

известны небольшие (до 1 м в поперечнике) шлиры крупнокристаллического пегматита, в которых встречаются крупные кристаллы вольфрамита и реже шеелита. Сходные линзообразные тела вольфрамоносных пегматитов известны в пределах Такалканского и Ульчанского массивов в Колымском редкометальном поясе. В этих пегматитах кроме вольфрамита, реже шеелита встречаются касситерит, молибденит, арсенопирит и пирит. Подобные вольфрамоносные пегматиты известны также среди редкометальных гранитоидов Рудного Алтая, Средней Азии и Казахстана.

Наиболее крупные дайковые поля вольфрамоносных пегматитов локализуются в экзоконтакте материнских гранитов или в апикальных зонах гранитных интрузий на контакте с вмещающими породами (Забайкалье, Колыма, Рудный Алтай). Обычно тела этих пегматитов грейзенизированы или альбитизированы, и с этими процессами связано появление в них вольфрамита или шеелита.

В Забайкалье, Рудном Алтае и на Северо-Востоке СССР некоторые пегматитовые дайки переходят в кварц-полевошпатовые пегматоидного строения жилы, реже в неправильные тела, которые в ряде случаев несут вольфрамовую минерализацию. Наиболее крупным из таких месторождений является Харанорское в Восточном Забайкалье, представленное штокообразным телом пегматоидных кварц-полевошпатовых пород с шеелитом.

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вольфрамовые месторождения этой генетической группы сосредоточены главным образом на территории Средней Азии; отдельные месторождения зафиксированы на Кавказе и Дальнем Востоке в пределах Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса.

Месторождение Чорух-Дайрон

Скарновое шеелитовое месторождение Чорух-Дайрон находится в Таджикской ССР в горах Моголтау. Оно является интересным примером скарнового месторождения, образованного за счет автоскарнирования силикатных пород без видимого участия карбонатных пород.

Рудное поле на 99% по площади сложено изверженными породами среднепалеозойского музбекского и позднепалеозойского чорух-дайронского комплексов. Остальную часть занимают ксенолиты метаморфизованных известняков позднедевонского — раннекаменноугольного возраста.

Музбекский интрузивный комплекс представлен кварцевыми диоритами, гранодиоритами и их жильными производными: гранит-порфирами, аплитами, пегматитами. Чорух-дайронский комплекс включает эффузивы среднего и кислого состава, серии малых интрузий: пироксенитовых диоритов, монцонитов, гранодиоритов (чорухских) и дайки гранит-порфиров, кварцевых порфиров, аплитов и лампрофиров. Породы чорух-дайронского комплекса по химическому составу образуют непрерывный ряд от основных до ультракислых; начальные члены комплекса богаты дайками основных пород, конечные — кислых.

Наиболее крупная структура в районе — Моголтауская антиклиналь. В конечном этапе образования складки произошло внедрение Музбекского плутона, при остывании которого образовалось большое число трещин и разломов.

Чорух-Дайронское рудное поле разделено Андыгенским разломом на два блока. Один образует Центральный участок с основными рудными зонами,

второй — Восточный участок. Рудные зоны и дайки аплитов размещаются в трещинах скола.

Рудные тела представляют собой зоны метасоматически преобразованных силикатных пород. Выделяются зоны грейзенов, альбит-кварц-биотитовых пород, скарнов, эпидотизированных и турмалинизированных пород, альбитизации, серицитизации и каолинизации с кварцевыми и кварц-баритовыми жилами.

Зоны грейзенов развиты незначительно, а альбит-кварц-биотитовых пород встречаются там же, где грейзены, но распространены более широко и на флангах постепенно переходят в скарновую минерализацию (рудные тела Шурале).

Скарны делятся на древние пластовые, не несущие вольфрамового оруденения, и молодые жильные; среди последних в свою очередь выделяются жильные скарны Чорух-Дайрона и пластообразные скарны Янги-Кана, приуроченные к нижним горизонтам позднепалеозойской эффузивной толщи. Жильные скарны развиты шире пластообразных и имеют наибольшее значение по масштабам вольфрамовой минерализации. Процесс скарнирования максимально проявился в чорух-дайронских гранодиоритах и монцонитах в виде жил и зон в сколовых структурах и оперяющих трещинах отрыва. Преобладающий жильный минерал скаполит в средних частях рудных тел почти полностью замещен более поздними скарновыми минералами — гранатом, пироксеном, амфиболом, эпидотом и шеелитом.

Альбитизация либо наложена на более ранние скарны, либо образует самостоятельные зоны. Примерами наложения альбитизации являются Главная рудная зона, Юго-Западная апофиза и др., самостоятельных альбитовых зон — Новая рудная зона, Диагональная, Северо-Восточная.

Из перечисленных продуктов метасоматоза шеелитоносны зоны скарнирования, альбитизации, скаполитизации и альбит-кварц-биотитовых пород. Шеелит отлагался в три стадии: первая — существенно шеелитовая, вторая сопровождалась выделением халькопирита и молибденита, в третью стадию отлагалась основная масса молибденита.

На месторождении разведано 14 рудных тел с промышленным оруденением, из которых к настоящему времени большая часть отработана.

Главная рудная зона имеет протяженность на поверхности 2 км, промышленная часть — 1,3 км. Наибольшая мощность отмечается в местах причленения оперяющих трещин. С глубиной мощность зоны и интенсивность оруденения быстро снижаются; на глубине 100—120 м зона представлена мелкими прожилками альбитизированных и скаполитизированных гранодиоритов и почти на всем протяжении безрудна.

В плане рудная зона представляет собой сложную систему кулисообразных крутопадающих минерализованных трещин, среди которых выделяется основной разлом с серией оперяющих трещин под углами 15—20°, преимущественно со стороны висячего бока. Центральная часть зоны, залегающая в гранодиоритах, в верхней части почти целиком сложена гранатовыми скарнами и альбитовыми породами. Скарны образуют овальные тела, располагающиеся цепочкой.

По простиранию и падению рудной зоны гранатовые скарны сменяются последовательно пироксен-скаполитовыми, скаполитовыми и альбитизированными породами. Минеральный состав зоны: скаполит, апатит, пироксен, роговая обманка, гранат, шеелит, альбит, кальцит, эпидот, кварц, пирит, халькопирит, молибденит, гематит, галенит, барит, пиролюзит. Наиболее высокое содержание вольфрама приурочено к гранатовым скарнам, меньше к пироксен-скаполитовым и альбитовым породам. Шеелит образует неравномерную вкрапленность, прожилки и гнезда.

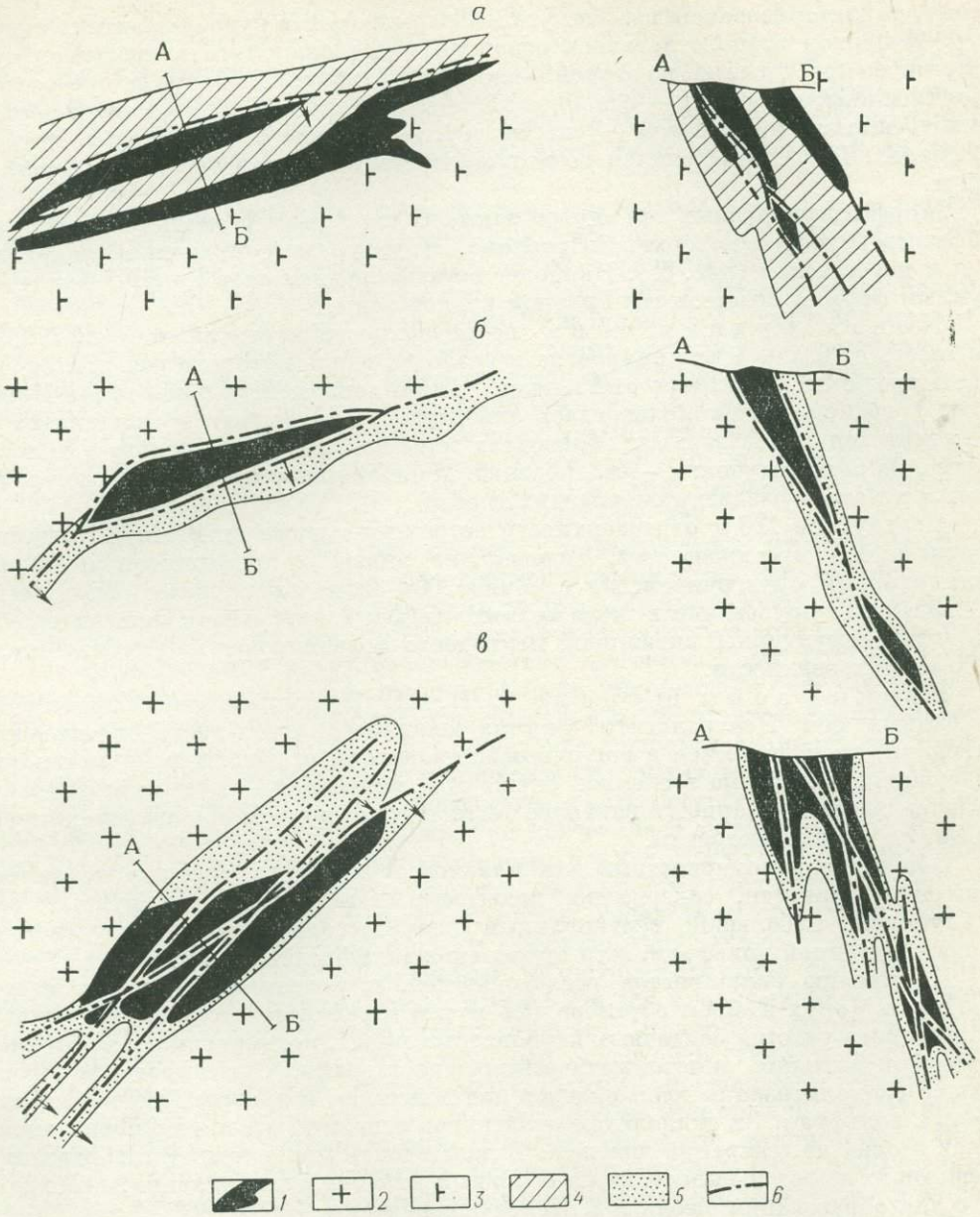


Рис. 58. Схемы морфологических типов рудных тел Главной рудной зоны месторождения Чорух-Дайрон.

а — структуры сопряжения; *б* — структуры искривления; *в* — структуры пересечения (слева — план, справа — разрез).
1 — рудные тела; *2* — гранодиориты; *3* — монцониты; *4* — зоны скаполитизации; *5* — зоны интенсивной альбитизации; *6* — тектонические нарушения

В развитии Главной рудной зоны предположительно выделяются четыре этапа, характеризовавшихся азимутальным разворотом рудовмещающих структур. В первом этапе отлагалась основная масса скаполита в трещинах субширотного простирания, во втором — скарны и альбит, используя северо-восточные трещины, в третьем — основное количество альбита в более северо-восточных трещинах, в четвертом — скарны и альбит в еще более северо-восточных трещинах. Шеелит выделялся во втором, третьем и четвертом этапах развития зоны.

Морфология рудных тел внутри зоны, их размеры и размещение контролировались рельефом поверхности разлома, структурами сопряжения, искривления и пересечения (рис. 58). Наиболее богатые рудные тела приурочены к выпуклым формам поверхности Главной рудной зоны.

Новая рудная зона на поверхности протягивается на 1700 м, мощность от 0,5 до 9 м; приурочена к разлому, вдоль которого развиты оперяющие трещины. В отличие от Главной рудной зоны центральная часть Новой зоны в гранодиоритах подверглась альбитизации, а фланги в монцонитах — скаполитизации. На верхних горизонтах зоны локализуются шеелит и халькопирит, на более глубоких — молибденит. Максимальное оруденение приурочивается к местам развития оперяющих трещин.

На глубине 120 м от поверхности встречены слепые оперяющие трещины значительной протяженности, содержащие линзы с промышленным медно-вольфрамовым оруденением; на глубине 300—350 м скважинами обнаружено молибденовое оруденение в виде мелких чешуек в альбитизированных гранодиоритах; структурной скважиной молибденит зафиксирован на глубине около 1000 м от поверхности.

Рудные зоны Шурале I, II, III Восточного участка в отличие от рудных зон Центрального участка сложены альбит-кварц-биотитовыми породами, сменяющимися в восточном направлении пироксеновыми скарнами. Содержание вольфрама в скарнах снижается, молибдена — возрастает. Максимальное развитие скарнов и наиболее богатое молибденовое оруденение приурочиваются к гранодиоритам.

Общими закономерностями для Главной и Новой рудных зон являются: снижение мощности, содержания вольфрама и протяженности рудных зон с глубиной, небольшой вертикальный размах вольфрамового оруденения, смена с глубиной вольфрамового оруденения молибденовым.

По мнению большинства исследователей, шеелитоносные скарны месторождения Чорух-Дайрон образовались путем метасоматоза силикатных пород без видимого участия осадочных карбонатных пород, но, вероятно, с частичным привносом кальция постмагматическими растворами. Скарнирование началось со скаполитизации плагиоклазов под действием натровых флюидов, выносивших вольфрам. За скаполитом отлагались основная масса скарновых минералов и одна из генераций шеелита. В дальнейшем происходила альбитизация вмещающих пород и выделение из основных плагиоклазов кальция, необходимого для образования шеелита в последующие этапы.

Месторождение Ингичке

Шеелитовое месторождение Ингичке находится в Самаркандской области Узбекской ССР в отрогах Зеравшанского хребта. Район месторождения сложен осадочно-метаморфическими образованиями палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Они представлены сланцами, алевролитами, рогови-

ками, мраморизованными известняками, песчаниками, гравелитами, конгломератами, мергелями, глинами и магматическими породами средне- и позднекаменноугольного возраста Зирабулакского массива гранитов — гранодиоритов. В массиве встречаются мелкие штокообразные тела андезито-дацитовых порфиритов, граносиенитов, гранодиоритов, лейкократовых и аплитовидных гранитов, оливиновых микродолеритов. Дайковый среднекарбоновый комплекс состоит из лампрофиров, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Зирабулакский интрузив имеет сложное трехфазное строение: к первой фазе относятся граниты — граносиениты, ко второй — гранодиориты и граниты, к третьей фазе — лейкократовые и аплитовидные граниты.

Месторождение Ингичке приурочено к крупному тектоническому блоку, располагающемуся в юго-восточной части Зирабулакского интрузива на контакте гранитоидов второй фазы, прорывающих осадочно-метаморфические и вулканогенные образования верхнего силура. На размытой поверхности палеозойских пород залегают прибрежно-морские меловые и кайнозойские отложения. Магматические породы представлены биотитовыми и лейкократовыми гранитами, дайковым комплексом (лампрофирами, гранит-порфирами, андезито-дацитами, кварцевыми порфирами) и вулканогенными породами (туфами, туффитами и др.); возраст их 180—200 млн. лет.

Кровля интрузива имеет волнообразную поверхность с крупными поднятиями и прогибами, контролируемыми добатолитовыми антиклинальными и синклинальными структурами вмещающих пород. Углы падения контактовой поверхности изменяются от 5 до 80°, иногда имеют крутое обратное падение.

При формировании интрузива вследствие тангенциальных усилий происходили подвижки мраморов вдоль поверхности интрузива и боковых поверхностей даек с возникновением трещиноватости в приконтактовой зоне, в пределах которой главным образом и развивались процессы скарнообразования. Интенсивность скарнообразования и мощность скарновых тел связаны с характером залегания контактовой поверхности и степенью ее приоткрывания. Наиболее благоприятными для раскрытия контактовой поверхности и образования мощных скарновых тел являлись углы наклона от 15 до 40°; при более пологих углах раскрытия не происходило, по-видимому, вследствие огромной тяжести налегающих пород; при более крутых углах тангенциальные усилия оказывались почти перпендикулярными трещинам контракции.

Участки купольных и валообразных поднятий интрузива являлись опорами для движущихся пород кровли; в таких местах происходило притирание контакта с образованием глинки трения, при этом мраморы характеризуются слабой трещиноватостью и незначительным масштабом скарнообразования. Дайки играли роль упоров, противодействовавших движению пород кровли.

В областях логообразных и мульдообразных понижений поверхности интрузива возникали благоприятные условия для интенсивной циркуляции гидротерм и образовалась основная масса скарнов (рис. 59). Существенное влияние на интенсивность скарнообразования оказывали количество и параметры рудоподводящих каналов в гранитоидах. Наиболее мощные скарновые тела формировались в блоках, ослабленных трещинами и дайками и приуроченных к сравнительно узким логообразным понижениям поверхности интрузива с густой сетью рудоподводящих трещин. Довольно мощные скарновые тела тяготеют к небольшим блокам мраморов в гранитах.

За счет дробления пород в участках сопряжений с дайками при близком расположении рудоподводящих каналов вдоль даек образовались секущие

рудные тела. При угловом несогласии залегания мраморов с поверхностью контакта возникали зоны дробления по напластованию мраморов, замещенные в дальнейшем апофизами скарнов (рис. 60).

На месторождении выделяются три типа скарновых тел: контактовые, локализующиеся на контакте гранитоидов с мраморами, секущие — вдоль трещин, даек и апофиз магматических пород среди известняков и межпласто-

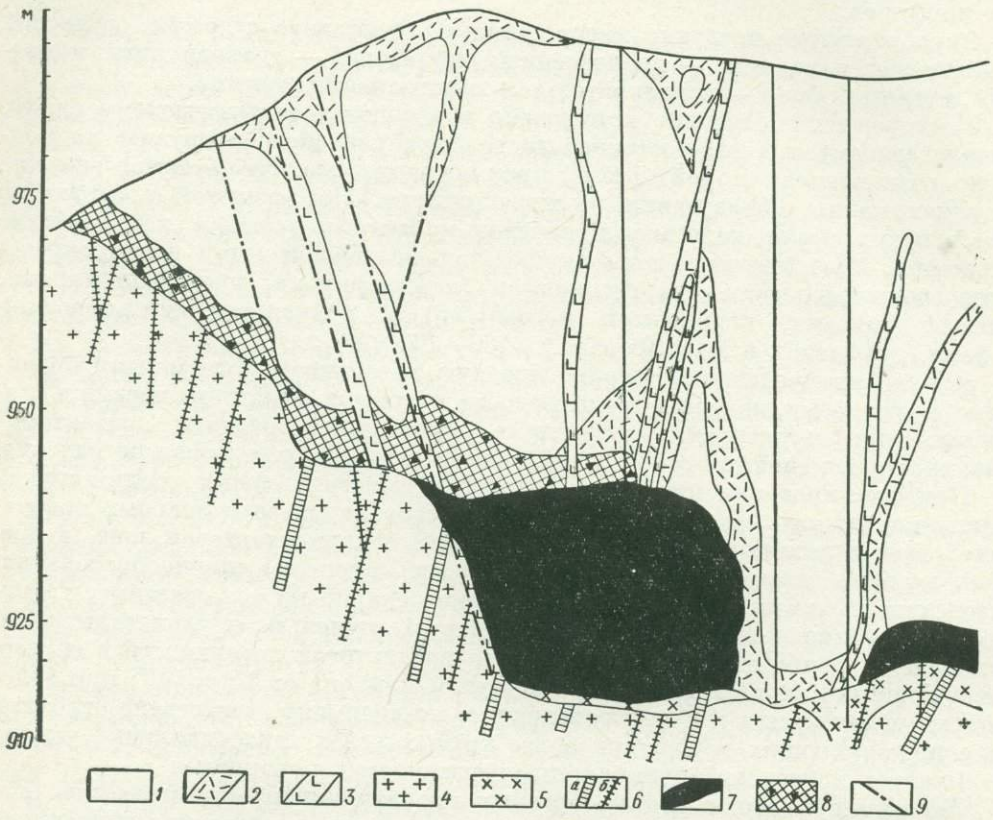


Рис. 59. Схематический геологический разрез месторождения Ингичке.

1 — мраморы; *2* — доломиты; *3* — лампрофиры; *4* — граниты биотитовые; *5* — граниты лейкократовые; *6* — зоны гидротермально измененных гранитоидов (*а*) и кварц-шеелитовые жилы (*б*); *7* — скарны; *8* — брекчированные, окварцованные и измененные скарны; *9* — тектонические трещины

вые — в удалении от контакта, образованные за счет замещения пачек известняков и известково-силикатовых роговиков среди песчано-сланцевых отложений. Около 90% скарнов представлены контактовыми телами, около 10% — секущими, а межпластовые тела составляют менее 1%.

Контактовые скарновые тела характеризуются многообразием морфогенетических типов, среди которых наиболее распространены пластообразные, карманообразные, линзообразные; при дополнительных осложнениях возникают корытообразные, седловидные и столбообразные; среди секущих тел — жилы (дайковые жилы), «обертывающие» контактовые жилы (вокруг даек и апофиз гранитоидов), прожилки.

В строении скарновых тел, образовавшихся в контакте с «чистыми» разностями мраморов, проявлена вертикальная зональность, обусловившая их следующий наиболее типичный разрез: биотитовые или лейкократовые граниты, скарнированные граниты, геденбергитовые скарны, мраморы. Контакты скарнов с мраморами извилистые, с заливами вдоль ослабленных зон, с гранитами — прямолинейные, четкие или расплывчатые.

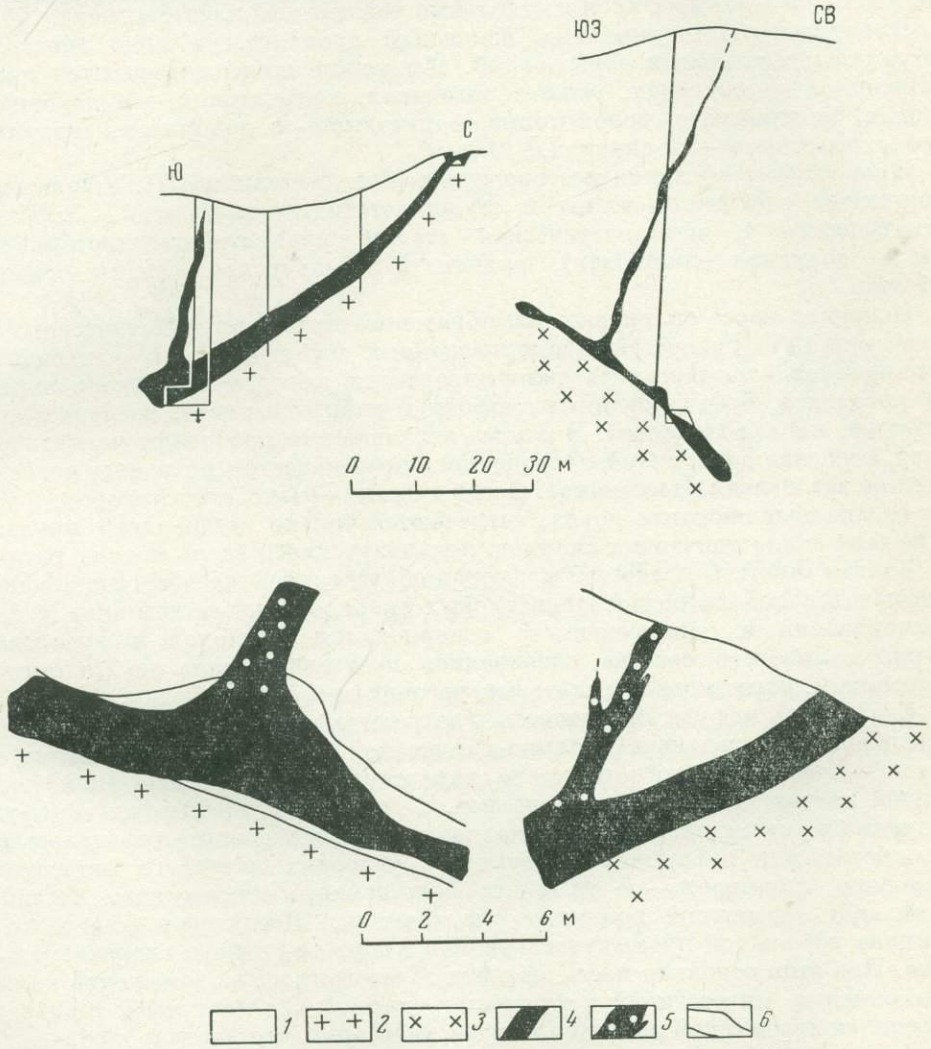


Рис. 60. Характер сопряжения контактовых и секущих скарновых тел на месторождении Ингичке.

1 — мраморы; *2* — граниты биотитовые; *3* — граниты лейкократовые; *4* — скарны пироксеновые; *5* — скарны гранат-пироксеновые; *6* — горная выработка

При скарнировании маломощных даек проявляется зональность по восстанию даек: граниты сменяются скарнированными гранитами (в области продуктивного контакта интрузива с мраморами), далее следует пироксеновый скарн и затем гранатовый скарн.

По минеральному составу выделяются такие скарны: пироксеновые (геденбергитовый, салитовый, диопсидовый), гранат-пироксеновые, гранат-везувиан-пироксеновые, гранатовые, волластонитовые, пироксен-гранат-везувиан-волластонитовые. Наиболее развиты геденбергитовые скарны, которыми сложены контактовые тела и нижние части секущих тел; салитовые скарны встречаются на контакте с доломитизированными известняками, а также слагают секущие тела вдоль даек лампрофиров и отдельные участки межпластовых тел.

Продукты гидротермальных изменений проявлены в виде апоскарнов, апогранитов и жильных образований. Кварцевые жилы встречаются преимущественно в гранитоидах, реже в роговиках, кальцитовые — в карбонатных породах, анкеритовые, доломитовые, баритовые — в доломитах, сидеритовые и родохрозитовые — в скарнах.

Процесс формирования месторождения был длительным (Н. Ушаков и др.) и включает следующие этапы и стадии: магматический этап — собственно магматическая и эпимагматическая стадии; пневматолит-гидротермальный этап — дорудная (скарновая), рудная и послерудная стадии; гипергенный этап.

Основная масса скарновых тел образована путем метасоматического замещения «чистых» разностей мраморизованных известняков. В меньшей мере скарнированию подвергались деформированные прослои известково-силикатовых роговиков, брекчированные апофизы и дайки гранитов, пегматитов, лампрофиров, иногда доломиты. В случае интенсивного дробления магматических пород, особенно даек, скарны развивались преимущественно за счет последних, почти не затрагивая известняков. Среди «чистых» разностей мраморов, в удалении от алюмосиликатных пород, встречаются только маломощные крутопадающие тела волластонитовых скарнов, локализующиеся вдоль мелких разломов.

За счет «чистых» разностей мраморов образовались геденбергитовые скарны с незначительной примесью диопсидовых скарнов; гранат возникал в случае брекчирования и одновременного оскарнования мраморов и гранитоидов. Скарны салитового состава развивались преимущественно по доломитовым известнякам, известково-силикатовым роговикам и лампрофирам.

Скарновый и рудный процессы разграничены тектоническим импульсом и развивались в различной физико-химической обстановке. Завершение скарнового — начало рудного процесса характеризовались повышенной концентрацией натрия и кремния в растворах, а также обогащением их вольфрамом и другими рудными элементами. Главное количество шеелита отлагалось после формирования и деформации скарнов, в условиях натрового метасоматоза, отложение сульфидов — в условиях повышенного химического потенциала калия при переменной концентрации кремния. Шеелитовая минерализация занимала небольшой промежуток времени в начале рудного гидротермального этапа. При этом основная масса шеелита образована путем замещения кальцита и выполнения интерстиций в минералах скарнов. С понижением температуры повышался химический потенциал серы в растворах, что привело к образованию сульфидов железа, мышьяка, цинка и др. Отложение сульфидов сопровождалось окварцеванием, в меньшей мере кальцитизацией, а также окварцеванием и мусковитизацией апогранитов.

На месторождении выделено 22 контактовых скарновых тела, сгруппированных в несколько участков. Соотношение площадей скарновых тел и «сухих» контактов колеблется на различных участках от 1 : 4 до 4 : 1 и в среднем близко к 1 : 1. Глубина распространения скарновых тел более 800 м. Мощность контактовых скарновых тел колеблется от первых сантиметров до 25,6 м; средняя

мощность на $^2/_3$ общей площади составляет 0,4 м, на остальной части — более 1 м. Средняя мощность секущих тел 0,6—0,8 м.

Распределение шеелита в рудах неравномерное: богатые и бедные руды чередуются с участками пород, не содержащими промышленного оруденения. Коэффициент вариации содержания вольфрама в рудах 60—83%. В то же время в контактовых рудных телах наблюдаются некоторые закономерности в распределении оруденения по мощности и в плане: в направлении от лежачего к вися-

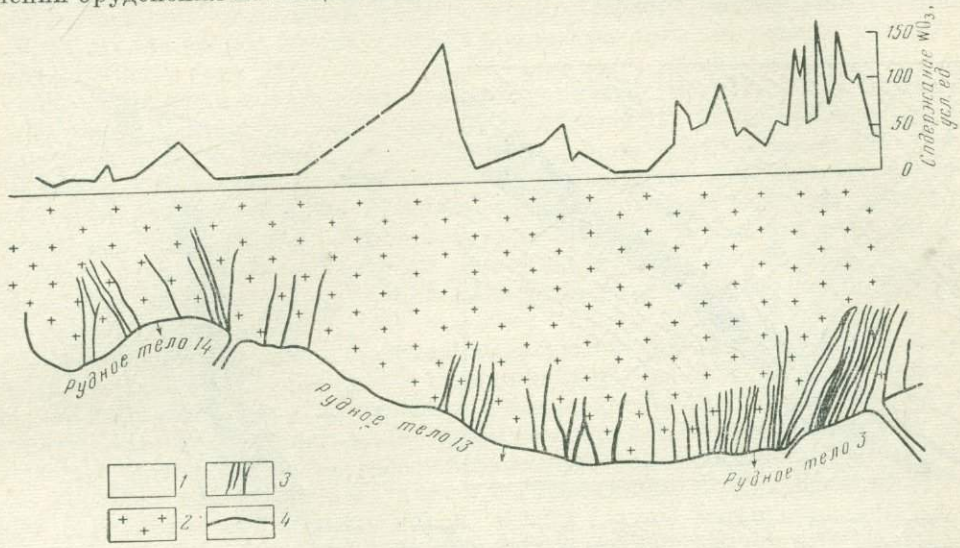


Рис. 61. График зависимости содержания WO_3 в скарнах месторождения Ингичке от густоты рудораспределяющих трещин в гранитоидах.
1 — мраморы; *2* — граниты; *3* — кварцевые жилы; *4* — выходы скарновых тел на поверхность

чему боку рудных тел содержание шеелита, кварца и сульфидов возрастает в среднем в 1,4 раза, содержание пироксена уменьшается с 90 до 80%, граната и кальцита — в 2 раза; в плане наиболее высокие содержания шеелита тяготеют к участкам сгущения рудораспределяющих трещин (рис. 61). В отличие от других скарновых вольфрамовых месторождений СССР в шеелите месторождения Ингичке отсутствует примесь молибдена, но содержатся иттрий и редкие земли.

В зоне окисления — в перетертых, контронитизированных и лимонитизированных разностях руд, так называемых окисленных скарнах — шеелит нацело замещен тунгститом.

Месторождение Восток-2

Месторождение находится в Северном Приморье и в региональном плане приурочено к крупному тектоническому нарушению, так называемому Центральному структурному шву Сихотэ-Алиня, и располагается в его оперяющем разломе. Рудное поле сложено верхнепермскими и предположительно верхнетриасовыми толщами, представленными алевролитами и песчаниками с горизонтами известняков и основных эффузивов, которые прорваны небольшими штоками гранитоидов и различными по составу дайками.

Месторождение располагается на северо-западном крыле синклинальной складки северо-восточного простирания, где к сложному по составу и строению горизонту верхнепермских отложений, сложенному роговиками и песчаниками с прослоями мергелистых известняков, приурочено шеелитовое оруденение. Общая мощность горизонта не превышает 70 м.

В пределах месторождения устанавливается небольшой шток гранит-порфиров, для которого характерна вытянутая в северо-западном направлении

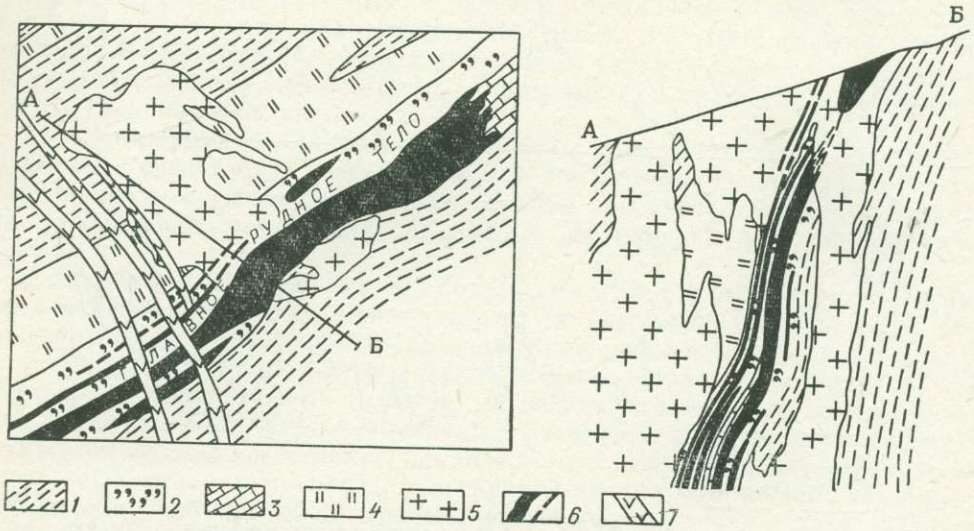


Рис. 62. Схема геологического строения месторождения Восток-2. По *А. Ивакину, Н. Лаврику* и др.

1 — песчаники; *2* — биотитовые роговики; *3* — известняки; *4* — кремни и кварциты; *5* — граниты и гранодиориты; *6* — рудные тела; *7* — дайки порфиритов

форма и отчетливо устанавливаемая зональность строения: краевые части штока сложены плагиогранитами и диорит-порфиритами, постепенно переходящими к центру в гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры.

Вольфрамовое оруденение локализуется на контакте штока гранит-порфиров с известняками и роговиками верхней перми и представлено крупной залежью кварц-шеелитовых и шеелит-сульфидных руд среди грейзенизированных и скарнированных пород. Руды образуют компактное тело, прослеживающееся по простиранию более чем на 600 м (рис. 62). Главное рудное тело и сопровождающие его сопутствующие субпараллельные тела имеют северо-восточное простирание и падают на северо-запад под углами 50—88°. Рудные тела, как правило, характеризуются четкими границами с вмещающими породами.

По особенностям минерального состава в Главном рудном теле месторождения выделяются два основных типа руд: шеелит-кварцевые и шеелит-сульфидные. Основное значение имеют шеелит-сульфидные руды, представленные шеелит-пирротиновым и шеелит-пирротин-скарновым подтипами.

Шеелит-кварцевые руды распространены незначительно, но характеризуются очень высоким содержанием трехокиси вольфрама. Среди них по минеральному составу наиболее контрастно выделяются шеелит-апатит-кварцевые и шеелит-мусковит-кварцевые руды, иногда с пирротином, халькопиритом, самородным висмутом и висмутинитом. Шеелит-мусковит-кварцевые руды

развиваются метасоматически по гранитам и содержат реликты измененных интрузивных пород.

Шеелит-сульфидные руды широко распространены в пределах всего рудного поля, но особенно в центральной части месторождения и на его северном фланге. В сульфидных рудах пирротин — основной минерал, он слагает 70—80% руд. Кроме него в рудах встречаются арсенопирит, халькопирит, висмутин, сфалерит, а также самородный висмут, золото, серебро, вольфрамит, станнин. Из нерудных минералов в этом типе руд широко развиты пироксены, актинолит, апатит, кварц.

При увеличении содержания в рудах пироксена и актинолита возникают руды скарнового типа, которые, однако, составляют не более 8% всего объема руды на месторождении и с ними связано не более 5% всех запасов вольфрама.

Руды месторождения в основном характеризуются массивной текстурой, реже встречаются брекчиевые, прожилковые и полосчатые текстуры. Шеелит — главный рудный минерал — распространен в рудах неравномерно: для него характерно образование крупных мономинеральных скоплений (особенно в кварцевом типе руд) наряду с неравномерной вкрапленностью в сульфидных и скарновых рудах.

В формировании месторождения выделяются четыре стадии минерализации, разделенные тектоническими подвижками. В первую стадию формировались скарновые минералы (пироксены, гранат, актинолит, кальцит). Для этой стадии не характерно образование рудных минералов. Во вторую стадию образовалась основная масса кварц-шеелитовых руд; формирование их сопровождалось широким проявлением процессов грейзенизации и окварцевания вмещающих оруденение силикатных пород. В эту стадию минерализации помимо кварца и шеелита отлагались значительные количества апатита, вплоть до образования на отдельных участках рудных залежей апатит-шеелитовых руд. Из сульфидных минералов в эту стадию в небольших количествах выделялись арсенопирит, молибденит, пирротин и сфалерит.

В третью стадию минерализации возникла основная масса сульфидных руд, которые отчетливо накладываются на скарны и кварц-шеелитовые руды с образованием брекчиевых текстур. Сформированы пирротин-халькопиритовые руды с самородным висмутом, золотом и серебром, в небольших количествах в них встречаются блеклые руды, станнин, леллингит и другие минералы. Рудный процесс на месторождении закончился четвертой, пострудной кварц-кальцитовой стадией минерализации, наложившейся на руды ранних стадий.

Особенностью месторождения является широкое развитие в пределах рудного поля разновозрастных дайковых пород. Устанавливается, что дайки диоритовых порфиров формируются после образования скарнов, но до шеелитовых руд. Кроме того, выделяются пострудные дайки диоритового состава, секущие рудные жилы и прожилки.

По составу и строению месторождение Восток-2 очень близко к типичным гидротермальным кварц-сульфидно-вольфрамовым месторождениям и не исключено, что его надлежит относить к таковым, но образовалось оно в условиях карбонатных вмещающих пород, что и обусловило некоторые его «скарновые» черты.

Лермонтовское месторождение

Месторождение находится в северо-западной части Приморья в пределах Бикинской структурно-формационной зоны. В структурном отношении оно располагается в юго-восточном крыле крупной брахиантиклинальной структуры.

По геологической позиции и составу руд Лермонтовское месторождение сходно с месторождением Восток-2, образуя вместе с ним своеобразный шеелит-скарново-грейзеновый высокосульфидный минеральный тип вольфрамовых месторождений, мало распространенный в других районах страны.

По данным Н. Настича, площадь месторождения сложена верхнепермской существенно алевролитовой толщей с горизонтами кремнистых пород, спилитов, линзами известняков и прорывающими ее интрузивами раннемеловых грано-

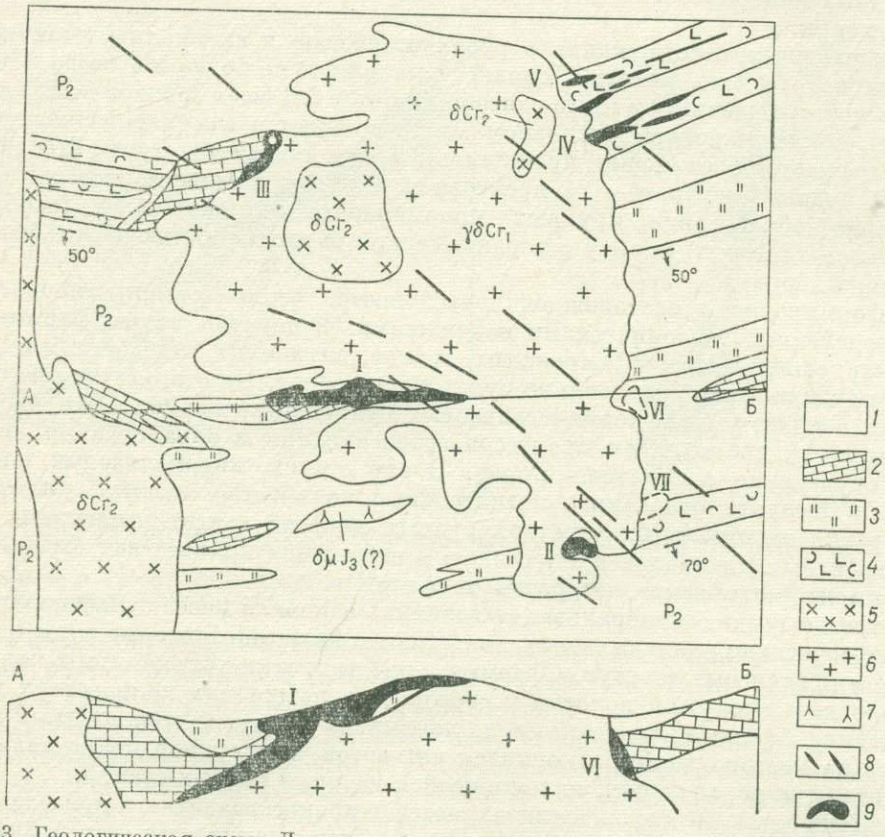


Рис. 63. Геологическая схема Лермонтовского месторождения. По *Н. Настичу*.
1 — ороговикованные алевролиты; *2* — известняки; *3* — кремнистые породы; *4* — туфы и лавы основного состава; *5* — диориты; *6* — гранодиориты; *7* — габброиды; *8* — дайки среднего и кислого состава; *9* — рудные залежи: I — Центральная, II — Дружная, III — Северо-Западная, IV — Молодежная, V — Садко, VI — Норушка, VII — Нижняя

диоритов, позднемеловых диоритов и многочисленными дайками среднего и кислого состава (рис. 63). Месторождение приурочено к экзоконтакту интрузивного купола гранодиоритов, обнажающегося на поверхности на площади 2,5 × 1 км; боковые поверхности погружаются под углами 25—70°. В апикальной части купол сложен среднезернистыми биотитовыми гранодиоритами, гранитами и плагиогранитами.

В эндоконтактовой части купола гранитоиды калишпатизированы и грейзенизированы, в экзоконтакте развит мощный ореол контактовоизмененных пород шириной 0,6—1 км; внутренняя зона его 100—200 м представлена рого-

виками, краевая — узловатыми сланцами. Среди контактовых роговиков выделяются кварц-полевошпат-биотитовые, слюдисто-кварцевые, биотит-кордиеритовые, пироксен-амфиболовые, редко гранатовые разности. Известняки внутренней зоны мраморизованы.

Скарнирование проявляется непосредственно в экзоконтактовой части интрузива. Наиболее благоприятны для него известняки с прослоями кварцевых и слюдисто-кварцевых роговиков, а также ороговикованные спилиты и туфогенные породы. Наиболее распространены пироксен-гранатовые скарны, в меньшей мере везувиановые и волластонитовые скарны. Эндоскарновые зоны в гранодиоритах практически отсутствуют.

Рудные тела представлены контактово-метасоматическими залежами неправильной формы, образовавшимися путем замещения прослоев и линз карбонатных пород. Вольфрамовое оруденение, интенсивно проявленное на контакте с интрузивом, быстро ослабевает по мере удаления от него и полностью затухает в 70—100 м от контакта.

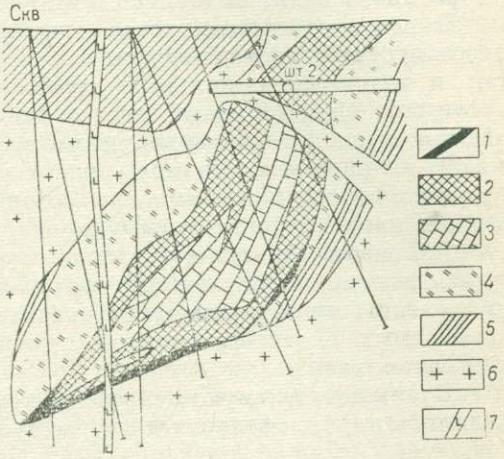


Рис. 64. Геологический разрез по разведочному профилю Лермонтовского месторождения. По *Н. Настичу*.

1 — богатая кварц-серицит-апатит-шеелитовая руда; *2* — шеелит-сульфидно-скарновая руда; *3* — известняк; *4* — кремнистая порода; *5* — роговик по алевролиту; *6* — гранодиорит; *7* — дайка андезита

Наиболее крупная рудная залежь Центральная приурочена к провесу кровли интрузивного купола, остальные располагаются по периметру массива интрузивных пород. Провес кровли сложен кремнисто-карбонатными образованиями и имеет форму клиновидного желоба, ориентированного в субширотном направлении согласно простиранию пород осадочной толщи и погружающегося к периферии под углом 20—30°. Центральная рудная залежь в разрезе имеет сложную, местами подковообразную форму и на западном фланге погружается согласно поверхности контакта; восточный фланг ее эродирован и явился источником образования обломочно-делювиальной россыпи.

С поверхности руды окислены и представлены лимонитом, гётитом, кварцем, хлоритом, охристыми сажистыми скоплениями с шеелитом, тунгститом, вольфрамитом. Мощность зоны окисления колеблется от 10 до 30 м.

В первичных рудах среди рудных минералов наиболее распространены пирротин и шеелит, в меньшем количестве содержатся пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, вольфрамит. Из нерудных минералов широко развиты кварц, мусковит, актинолит, диопсид, геденбергит, гроссуляр, андрадит, фторапатит, биотит, хлорит, кальцит. Шеелит наблюдается в виде неравномерной вкрапленности и гнездовых скоплений, часто образует изометричные зерна, иногда дипирамидальные кристаллы от долей миллиметра до 10—15 мм.

Среди первичных руд выделяются три основных минеральных ассоциации: шеелит-сульфидно-пироксеновая, шеелит-амфибол-кварц-сульфидная и шеелит-апатит-слюдисто-кварцевая, пространственное положение и минеральный состав которых определяются близостью к интрузивному контакту (рис. 64).

Исходя из наблюдающейся зональности и характера взаимоотношения минералов, намечается следующая последовательность эндогенного минералообразования. В раннюю стадию по известнякам, спилитам и в меньшей мере по роговикам и кремнистым породам образовались известково-железистые (существенно пироксеновые) скарны. При последующем изменении скарнов в условиях возрастания кислотности постмагматических растворов пироксены частично замещены актинолитом с привносом кварца и большого количества пирротина; шеелит выделялся в незначительном количестве.

В позднюю стадию, когда формировалось основное вольфрамовое оруденение, широкое развитие получил процесс грейзенизации, носивший как объемный, так и прожилково-жильный характер (последний проявлен только в гранитоидах). Среди рудных метасоматических образований этой стадии выделяются: мусковит-биотит-кварцевые породы с актинолитом и шеелитом, шеелит-апатит-кварцевые и шеелит-мусковит-кварцевые руды. Две последние разности руд отличаются более высоким содержанием вольфрама по сравнению с его содержанием в шеелит-сульфидно-скарновых рудах.

Изменение физико-химической среды в направлении снижения температуры, давления и щелочности подвижных компонентов привело местами к возникновению промежуточных образований между скарнами и грейзенами, так называемых биотит-флогопитовых грейзенов с крупными выделениями шеелита и арсенопирита.

В заключительную сульфидно-кварцевую стадию рудного процесса выделялись пирит, сфалерит и другие сульфиды.

ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Особенностью вольфрамовых месторождений грейзеновой группы является их тесная пространственная и генетическая связь с кислыми и ультракислыми лейкократовыми, иногда пегматоидными гранитами, в пределах которых и возникают, как правило, сложные по морфологии зоны различных по минеральному составу рудоносных грейзенов.

Вольфрамовые месторождения грейзеновой группы известны во многих регионах страны, но наиболее распространены они в Казахстане и Забайкалье.

Месторождение Акчатау

Молибден-вольфрамовое месторождение Акчатау расположено в Центральном Казахстане в северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали, на участке сочленения Жамат-Сарысуйского антиклинория и Токрауской впадины. В геологическом строении Акчатауского района принимают участие эффузивно-осадочные отложения нижнесилурийского, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста, неогеновые и четвертичные образования.

Нижнесилурийские отложения представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, девонские — андезитами, липаритовыми туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами, каменноугольные — породами от андезитов до липаритов, неогеновые — красноцветными глинами.

Интрузивная деятельность широко проявилась в каменноугольном и пермском периодах в виде многочисленных плутонов, жерловых образований, субвулканических интрузий и даек. Наибольшее практическое значение имеет постраннепермский интрузивный комплекс, слагающий Акчатауский гранитный массив, с которым пространственно и генетически связано редкометаль-

ное оруденение района. Массив занимает площадь 26 × 10 км, в западной части обнажается на площади 5 × 4 км. Возраст акчатауских гранитов определен в 300 ± 10 млн. лет.

В районе проявлены каледонский и герцинский этапы складчатости. Силурийская осадочная толща смята в антиклинальную складку северо-западного направления, на дислоцированных породах силура залегают интенсивно смятые породы нижнего карбона, в ядре складки обнажается слабо затронутый эрозией Акчатауский массив, предположительно сформировавшийся на небольшой глубине.

Складчатые структуры осложнены крупными тектоническими нарушениями типа сбросов и сбросо-сдвигов с амплитудой смещения более 1 км и мелкими сдвигами с амплитудой десятки и сотни метров.

Западная часть Акчатауского рудного поля сложена песчано-сланцевой толщей силура, подвергшейся хлоритизации, серицитизации и окварцеванию. В восточной и юго-восточной частях залегает песчано-конгломератовая и эффузивно-пирокластическая каменноугольная толща. Большая часть рудного поля занята интрузивными породами среднекаменноугольного топарского и постраннепермского акчатауского комплексов: микродиоритами, адамеллитами, кислыми гранитами и их дайковыми производными (гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфиритами, диоритовыми порфиритами, аплитами, пегматитами).

Граниты акчатауского комплекса имеют сложное внутреннее строение и образованы в три фазы. Крупнозернистые граниты первой фазы слагают два купола, обнажающихся на поверхности, среднезернистые граниты второй фазы и мелкозернистые граниты третьей фазы образуют пологие пластовые тела, располагающиеся в гранитах первой фазы.

Дайковые образования встречаются главным образом в крупнозернистых гранитах первой фазы; со среднезернистыми гранитами второй фазы связаны интрарудные дайки аплитов, секущие грейзеновые тела и кварц-вольфрамитовые жилы.

Между двумя куполами крупнозернистых гранитов расположен среднекарбоновый безкорневой массив адамеллитов, представляющий трещинную интрузию размером 3,8 × 0,6 км. На глубине 350—450 м адамеллиты срезаются акчатаускими гранитами. Песчано-сланцевые породы в зоне экзоконтакта интенсивно ороговикованы, ширина контактового ореола 1—3 км.

Месторождение расположено в пределах западного купола Акчатауского массива. Главная масса грейзеновых тел размещается в эндоконтактовой части гранитного массива и в адамеллитах. В ороговикованных песчаниках грейзенизация проявлена слабо. Грейзеновые тела образуют пять участков: Центральный, Юго-Восточный, Юго-Западный, Западный и Северный. Участки представлены группами грейзеновых тел, часто образующих подобие «пучков» (рис. 65). Всего выделяется 22 апогранитных эндоконтактовых и экзоконтактовых «пучков». Все апогранитные «пучки» грейзеновых тел встречаются только на склонах купола, при этом выделяются южносклоновые и северосклоновые «пучки». Центральная водораздельная часть купола безрудная. Намечается ветвление южносклоновых «пучков» в северном направлении к водораздельной части купола, а северосклоновых — на юг. Распространение «пучков» контролируется особенностями рельефа поверхности гранитного массива. Наблюдается закономерная приуроченность «пучков» к субмеридиональным гребневидным выступам гранитов второго порядка. Наиболее мощные грейзеновые тела располагаются в центральных частях «пучков» и на удаленных от вершины флангах.

Маломощные оперяющие грейзеновые тела околовершинной части отличаются по составу и быстро выклиниваются на глубину. В. Боголепов на месторождении Акчатау выделяет внешние и внутренние фации грейзенов. Состав внешних фаций изменяется в зависимости от характера исходных пород: по гранитам образуются грейзенизированные граниты и кварц-мусковитовые грейзены, по адамеллитам — калишпатизированные адамеллиты, хлоритизированные адамеллиты, кварц-хлорит-мусковитовые грейзены. Внутренние

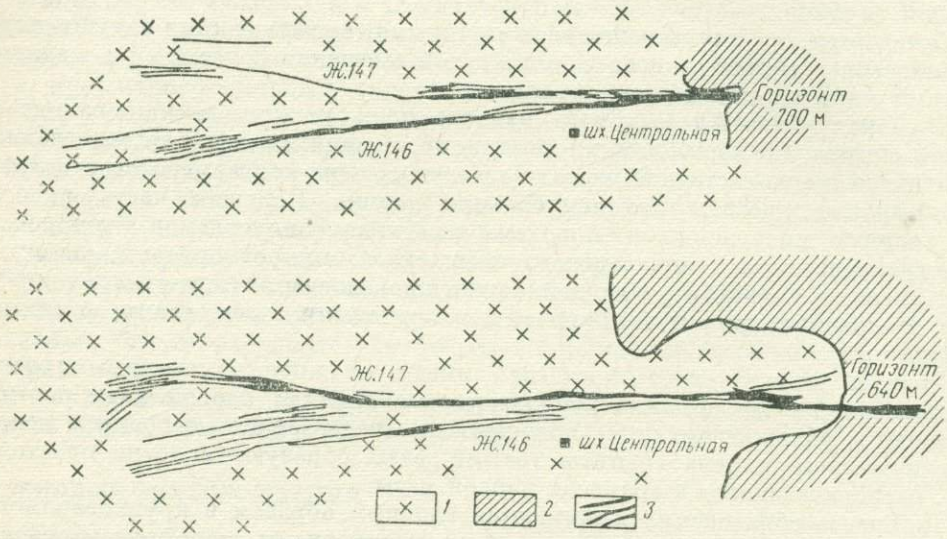


Рис. 65. Строение «пучка» жил 146—147 месторождения Акчатау.
1 — адамеллиты; *2* — песчаники; *3* — грейзеновые и кварцевые жилы

фации — апогранитные и апоадамеллитовые — аналогичны по составу, представлены кварц-топазовыми, топаз-кварцевыми и кварцевыми плотными грейзенами.

Грейзеновые тела характеризуются зональным строением по горизонтали и вертикали. В поперечном сечении отчетливо выражены внутренняя и внешняя фации, причем внутренняя фация резко преобладает над внешней (в отношении от 10 : 1 до 2000 : 1). По вертикали выделяются четыре пояса: подрудный, основной рудный, надрудный и второстепенный рудный. Границы между поясами на вертикальных проекциях имеют вид дуг, обращенных выпуклостью вверх. Основной рудный пояс приурочен к области перехода кварц-топазовых грейзенов в кварцевые грейзены и образует слабонаклонную рудную ленту, отделяющуюся по вертикали от второстепенного рудного пояса 100—150-метровой полосой безрудных кварц-топазовых грейзенов. Второстепенный рудный пояс сложен телами второго, третьего, четвертого и пятого типов (см. далее).

Вертикальный размах оруденения в основном рудном поясе 100—200 м, редко 250 м, во второстепенном — 30—50, редко 100—150 м, при этом оруденение содержится только в кварцевых жилах.

На месторождении известно более 300 грейзеново-жильных тел, которые разделяются на пять типов, отличающихся по составу и промышленной значимости.

1. Мощные грейзеновые тела зонального строения; в них заключены основные запасы руд. На поверхности они представлены надрудными кварц-топазовыми грейзенами, с глубиной переходят в оруденелые плотные кварцевые грейзены и еще ниже в подрудные пористые кварцевые грейзены.

2. Кварц-мусковитовые псевдоморфные грейзеновые тела с прожилками кварца с вольфрамитом или с зонами крупночешуйчатого мусковита, в срастании с которым встречаются кристаллы вольфрамита.

3. Кварцевые грейзены.

4. Кварц-полевошпатовые жилы с вольфрамитом; грейзенизация отсутствует или развита ограниченно.

5. Кварц-турмалиновые грейзены.

Грейзеновые тела второго, третьего, четвертого и пятого типов большей частью оперяющие и более поздние, возникают преимущественно на флангах «пучков». Рудные тела первого типа обычно слагают центральные части «пучков», имеют мощность от долей метра до 40 м, простирание субмеридиональное с крутыми углами падения 70—85° на запад и восток. Морфология грейзеновых рудных тел в гранитах сложная: они часто ветвятся, сливаются, на глубине 30—60 м расщепляются и вновь соединяются, иногда сопровождаются параллельными слепыми телами грейзенов с жилами мощностью до 1 м; обычно приурочиваются к системам различно ориентированных коротких трещин, образующих линейно вытянутые зоны брекчирования.

Полосы грейзенов разделены линзами неизмененных или грейзенизированных гранитов. В каждом грейзеновом теле встречаются реликты грейзенизированных гранитов. Наибольшие мощности грейзенов наблюдаются в местах пересечения жилами трещинных зон в гранитах и сопряжения жил с различными элементами залегания.

Отношение суммарной мощности кварцевых жил и прожилков к суммарной мощности грейзенов, слагающих рудные тела, колеблется от 1 : 3 до 1 : 30 при среднем значении 1 : 10. Форма кварцевых жил внутри грейзенов обычно прямолинейная, реже извилистая. Мощность жил большей частью 0,1—0,2 м с колебанием от нескольких сантиметров до 0,5 м. Количество жил в поперечном сечении грейзеновых тел 5—6, прожилков 10—15.

Кварцевые и кварц-топазовые грейзены количественно преобладают над другими разностями грейзенов и содержат основную часть запасов вольфрама и молибдена. С глубиной в грейзенах наблюдается снижение содержания топаза и повышение слюды и кварца, постепенная смена кварц-топазовых и кварцевых грейзенов на флангах кварц-мусковитовыми, жильного кварца — мусковитом.

Минеральный состав рудных тел разнообразен. Наиболее распространены кварц, представленный многими разновидностями и генерациями, мусковит, топаз, пирит; к среднераспространенным относятся вольфрамит, молибденит, флюорит; малораспространенные — турмалин, биотит, полевые шпаты, шеелит, висмутин, сфалерит, халькопирит, касситерит, бисмит.

Вольфрамит в жилах распределен весьма неравномерно, приурочен преимущественно к осевым и призальбандовым частям жил. Размеры вкрапленников вольфрамита колеблются от сотых долей миллиметра до 20—50 мм и более, гнезд — от первых сантиметров до 1 м, линз — до 10—20 м при мощности до 10 см. В грейзенах вольфрамит распределен более равномерно в виде мелких вкрапленников. Соотношение количества вольфрамита в грейзенах и кварцевых жилах Юго-Восточного участка 1 : 1, Центрального 2 : 1. Относительное содержание вольфрама в шеелите к общему колеблется от 10 до 33%. Содержание WO_3 в вольфрамите 74,12—75,65%, Fe 0,9—13,5%, MnO 9,66—14,11%,

соотношение ферберитовой и гюбнеритовой молекул 54 : 46; отмечается повышенное содержание скандия.

Молибденит присутствует в гранитах, пегматитах, грейзенах и кварцевых жилах в виде отдельных кристаллов, вкрапленников, прожилков и гнезд.

В целом в верхних частях рудных лент основного пояса отмечается повышенное содержание вольфрама, молибдена при общем затухании оруденения с глубиной. При этом в верхних частях рудных лент вся рудная минерализация локализуется исключительно в кварцевых жилах и прожилках, в средних частях оруденелыми являются жилы и грейзены, в нижних частях преобладает тонковкрапленное оруденение вольфрамита и молибденита в маломощных кварцевых прожилках; мощные жилы безрудны.

Специфической особенностью месторождения Акчатау является интенсивное разложение вольфрамита в приповерхностной зоне. Продукты физического и химического выветривания его развиты до глубины 10—15 м от поверхности. До глубины 5—8 м молибденит полностью и до 15—20 м частично выщелочен или замещен повеллитом, ферримолибдитом, лимонитом.

Формирование месторождения предположительно проходило в следующей последовательности. После раскристаллизации гранитов в верхней части в тектонически ослабленные зоны поступали самые ранние порции рудоносных растворов. Вслед за ними внедрились дайки гранит-аплитов, секущие ранние рудные жилки. Последующие порции растворов, имевшие высокую физико-химическую активность, интенсивно взаимодействовали с вмещающими породами. Продуктами метасоматоза гранитов явились околожильные зоны кварцевых, кварц-топазовых, кварц-слюдяных грейзенов и грейзенизированных гранитов. Уменьшение степени кислотности растворов вызвало осаждение вольфрама, молибдена и других элементов. При этом в местах сопряжений трещин различной ориентировки и интенсивной трещиноватости пород образовались обогащенные рудные столбы и пояса.

Спокойнинское месторождение

Месторождение находится в Восточном Забайкалье в пределах Агинского песчаниково-сланцевого палеозойского поля. Характеризуется оно простым строением: осадочно-метаморфические породы, условно датируемые средним палеозоем, прорваны небольшой интрузией мезозойских лейкократовых гранитов (рис. 66).

В пределах месторождения метаморфические породы представлены серицит-кварцевыми и кварц-биотитовыми сланцами, среди которых выделяются прослои углисто-хлорит-серицитовых и кварц-амфиболовых сланцев. Осадочно-метаморфические породы собраны в антиклинальную складку северо-западного простирания, разбитую многочисленными тектоническими нарушениями. К одной из тектонических зон приурочено небольшое тело лейкократовых гранитов, получившее название Спокойнинского гранитного массива. Гранитное тело — это полого залегающая гребневидная залежь со многими горизонтально расположенными апофизами. Мощность залежи колеблется от 100 до 50 м, падает она на северо-запад под углами 15—25°. Мощность отдельных апофиз не превышает 5—7 м.

Корневая часть гранитного массива приурочена непосредственно к крутопадающим разломам, а верхняя гребневидная его часть, как бы венчающая гранитный шток, — к пологим тектоническим нарушениям. По геофизическим данным корневая часть гребневидной залежи имеет штокообразную форму.

На месторождении проявлено оруденение двух типов: главное промышленное значение имеют оруденелые вольфрамоносные грейзенизированные мусковитовые граниты и грейзены, локализующиеся в гребневидной части гранитного массива; второй тип оруденения представлен кварцевыми жилами и прожилками с вольфрамитом.

В грейзенизированных гранитах и грейзенах вольфрамит присутствует в виде мелкой вкрапленности, а также образует небольшие скопления, часто

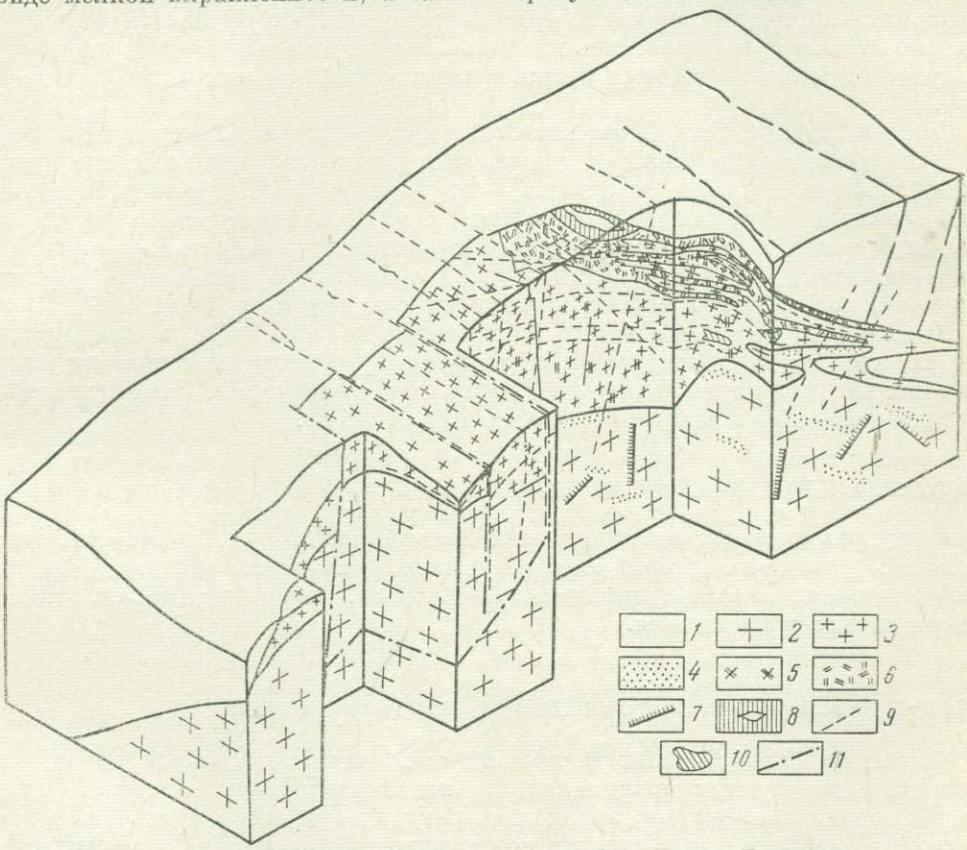


Рис. 66. Блок-диаграмма Спокойнинского месторождения. По *В. Дистлеру*.

1 — песчаниково-сланцевые толщи палеозоя; *2* — крупнозернистые мусковитовые граниты; *3* — среднезернистые мусковитовые граниты; *4* — полевошпатовые метасоматиты; *5* — альбит-мусковитовые метасоматиты; *6* — кварц-мусковитовые грейзены с вольфрамитом; *7* — кварц-полевошпатовые жилы; *8* — кварц-полевошпатовое тело; *9* — кварцевые жилы; *10* — ксенолиты осадочных пород; *11* — тектонические нарушения

придавая оруденелым грейзенам пятнистый облик. В апикальной части гранитной залежи располагается небольшое тело своеобразных полосчатых оруденелых кварц-мусковитовых грейзенов.

В. Орлов и Г. Антипьев выделяют главные минералы — вольфрамит, мусковит, кварц, флюорит и второстепенные — пирротин, сфалерит, халькопирит, висмутин, касситерит, шеелит, турмалин, апатит, циркон. Вольфрамит тесно ассоциирует с кварцем и слюдой, образуя с последней сложные срастания.

Месторождение сформировалось в три стадии. Первая стадия проявлена в ранней альбитизации гранитов и не сопровождается вольфрамовым оруденe-

нием. Вторая стадия связана с интенсивной грейзенизацией апикальных частей гранитного тела и преобразованием гранитов в кварц-мусковитовую породу с топазом, флюоритом и висмутином. Широкому проявлению процессов грейзенизации способствовали экранирующее положение сланцев, обусловившее максимальную концентрацию летучих компонентов в апикальных частях гранитного тела под сланцевой «покрышкой», и широкое развитие пологих сближенных трещин контракции в периферических зонах интрузии, служивших благоприятными путями проникновения летучих и гидротермальных растворов. В третью стадию сформировались кварцевые жилы с вольфрамитом, образование которых сопровождалось возникновением узких зон околожильных грейзенов.

Главные рудные тела Спокойнинского месторождения представлены оруденелыми грейзенизированными гранитами. Мощность отдельных тел рудоносных грейзенов крайне изменчива — от 1—2 до 30 м. Такие тела имеют очень сложные очертания и часто ветвятся с образованием нескольких параллельных залежей. В центральной части месторождения мощность некоторых тел вольфрамоносных грейзенов до 70—90 м. По данным бурения вольфрамовое оруденение грейзенового типа прослеживается до глубины 200 м.

Кварц-вольфрамитовые жилы месторождения, известные в гранитах и сланцах, представлены, как правило, короткими маломощными телами; жилы в сланцах характеризуются частыми пережимами и раздувами. Промышленного значения кварцевые жилы на месторождении не имеют.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди гидротермальных месторождений вольфрамовых руд различается пять формаций: кварц-касситерит-вольфрамитовая, кварц-шеелитовая, кварц-вольфрамитовая, кварц-сульфидно-гюбнеритовая, вольфрамитовая, киноварь-антимонит-ферберитовая.

Кварц-касситерит-вольфрамитовые месторождения

Эта формация вольфрамовых месторождений, широко развитых во многих редкометальных рудных провинциях страны, характеризуется тесной ассоциацией олова с вольфрамом, высокотемпературным режимом рудообразования и широким участием в нем летучих компонентов (фтора и бора), генетической связью с кислыми и ультракислыми гранитами и локализацией оруденения в последних или в недалеком экзоконтакте; обычна пространственная связь с месторождениями грейзенового типа. Подобные месторождения распространены на Алтае, в Забайкалье и на Северо-Востоке страны. Их типичным представителем является месторождение Иультин.

Месторождение Иультин

Оловянно-вольфрамовое месторождение Иультин расположено в Чукотском национальном округе Магаданской области в пределах Экеотапской горной гряды. В геологическом строении района участвуют осадочно-метаморфические породы нижнего карбона, верхней перми, нижнего и среднего триаса, а также разновозрастные интрузивные породы основного и кислого состава, дайковые и жильные образования.

Осадочно-метаморфическая толща нижнего карбона сложена разнообразными кристаллическими сланцами, перемежающимися с маломощными прослоями мраморизованных известняков, несогласно перекрытыми терригенным комплексом верхнепермских отложений иультинской свиты и триасовых отложений амгуэмской свиты.

Породы иультинской свиты, образующие сводовую часть крупной антиклинальной складки, представлены углисто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, а отложения амгуэмской свиты, расположенные на крыльях складки, — песчаниками, алевролитами, конгломератами и глинистыми сланцами.

Триасовые интрузии габбро, образующие пластовые тела в центральной части района, в результате интенсивного метаморфизма превращены в ортоамфиболиты; дайковые породы представлены натровыми липаритами. Восточная часть района сложена раннемеловыми гранодиоритами Право-Иультинского массива, сопровождающимися дайками кварцевых диорит-порфиритов и кварц-полевошпатовыми жилами. В западной части района осадочная толща прорывается позднемеловым Иультинским гранитным массивом, вскрытым эрозией на нескольких разобщенных участках. В контактовой зоне Иультинского массива наблюдаются многочисленные мощные апофизы протяженностью до 600 м.

Иультинский массив сложен равномернозернистыми биотитовыми гранитами, занимающими центральную эродированную часть интрузива, и порфировидными биотитовыми плагиогранитами, располагающимися в периферической зоне. В пределах месторождения плагиограниты не вскрыты эрозией и кровля их находится на глубине 300—370 м от поверхности.

В структурном отношении район месторождения Иультин относится к северо-восточной оконечности Колымо-Яно-Чукотской геосинклинальной области и приурочен к осевой части Чукотской антиклинальной зоны. Основным структурным элементом является Иультинская антиклинальная складка северо-западного простирания, обращенная выпуклостью к югу, осложненная мелкой складчатостью более высоких порядков. Значительная ее часть занята Иультинским массивом. В пределах антиклинальной складки выделяются две группы тектонических нарушений: сбросы и взбросы субширотного направления и поперечные взбросы, секущие их. Наиболее интенсивно поперечные нарушения развиты на изгибе антиклинали.

Иультинское рудное поле приурочено к северному крылу складки и сложено сланцами, песчаниками и конгломератами иультинской свиты, падающими на северо-восток под углами 20—40°. Из интрузивных пород присутствуют не вскрытые эрозией плагиограниты, широко развиты дайковые и жильные образования (рис. 67).

Процесс формирования жильных образований месторождения был длительным. По мнению А. Зильберминца, он протекал путем замещения жилообразующими растворами участков интенсивно деформированных осадочно-метаморфических пород, заключенных между субпараллельными тектоническими нарушениями. Выделяются шесть стадий минерализации: топазовая, мусковитовая, альбитовая, крупнозернистого кварца, гребенчатого кварца, карбонатно-флюоритовых прожилков.

Размеры большинства жил незначительные: протяженность не превышает 100—150 м по простиранию и 50—70 м по падению, мощность 0,3—1 м. Характерны частые разветвления жил, изменения мощности и углов падения, обусловленные наличием перекрещивающихся систем трещин. Ввиду малых

размеров и сложной морфологии жил наиболее сближенные, кулисообразные или соединяющиеся перемычками — апофизами группы жил объединены в более крупные морфологические единицы, условно именуемые рудными телами.

На месторождении выявлено более 100 рудных тел. Они часто объединяют несколько систем жильных трещин с различными элементами залегания, сложным строением и весьма неравномерным распределением оруденения и, как правило, также характеризуются сложной морфологией. Размеры их по про-

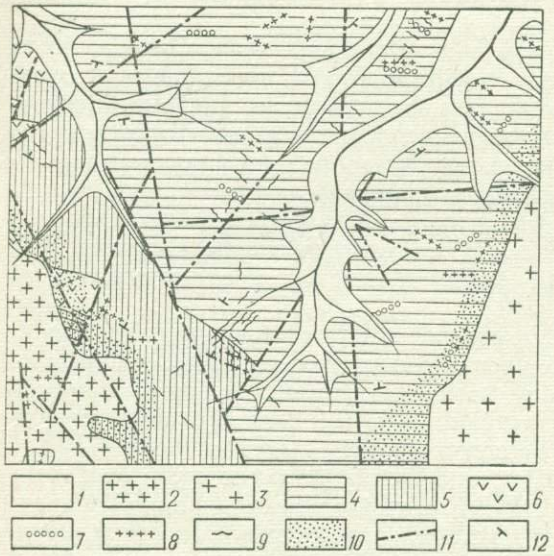


Рис. 67. Схематическая геологическая карта района месторождения Иультин. Составлена по материалам А. Фрейдина с дополнениями.

1 — четвертичные рыхлые отложения; *2* — гранитоиды Иультинского массива; *3* — гранитоиды Право-Иультинского массива; *4* — верхнепермские песчано-сланцевые отложения иультинской свиты; *5* — нижне-среднетриасовые песчано-сланцевые отложения амгуэмской свиты; *6* — триасовые амфиболизированные габбро, диабазы, амфиболовые сланцы; *7* — дайки лампрофиров; *8* — дайки гранитоидов; *9* — кварцевые жилы с оловянно-вольфрамовым оруденением; *10* — ореолы ороговикования; *11* — тектонические нарушения; *12* — направление напластования осадочных пород

стиранию колеблются от десятков до 1250 м, по падению — от десятков до 330 м. Рудные тела объединены в три группы: Водораздельную, Южную и Восточную.

Рудные жилы на 85—90% сложены крупнозернистым кварцем, вторым по распространенности является мусковит, остальные жильные минералы (альбит, флюорит и др.) присутствуют в незначительных количествах. Из рудных минералов промышленное значение имеют только вольфрамит и касситерит; в незначительных количествах встречаются халькопирит, пирит, пирротин, редко шеелит. Вредной примесью является арсенопирит, содержание которого достигает 2%.

Выделяются две генерации вольфрамита. К первой относится большая часть вольфрамита, связанная с ранней стадией минерализации — образованием мусковитовых грейзенов, замещенных позднее крупнозернистым кварцем, и представленная крупными толстотаблитчатыми кристаллами размером от 6 × × 12 × 20 до 30 × 60 × 100 мм, образующими скопления до 60—80 см в поперечнике. Ко второй генерации относится меньшая часть вольфрамита, представленная мелкими кристаллами и связанная с более поздним образованием жильного кварца.

Богатые «пояса» вольфрамита протягиваются на 5—10 м по простиранию, располагаясь в центральных частях или в зальбандах жил. Остальные участки жил, как правило, весьма бедные. В вольфрамите установлены ниобий (до 0,04%), олово (0,1%), скандий (0,02%), мышьяк (0,1%).

Касситерит в жилах распространен достаточно широко, но распределен неравномерно, в основном тяготеет к призальбандовым частям жил. В большинстве случаев он представлен хорошо образованными кристаллами и сростками. Отложение касситерита также происходило в мусковитовую стадию минерализации, чуть позднее вольфрамита. Богатое оруденение тяготеет к разветвлениям жил и сопряжениям жил различного простирания и падения.

Наиболее высокое содержание вольфрама и олова приурочивается к II и III эксплуатационным горизонтам, мышьяка — к I горизонту; выше и ниже

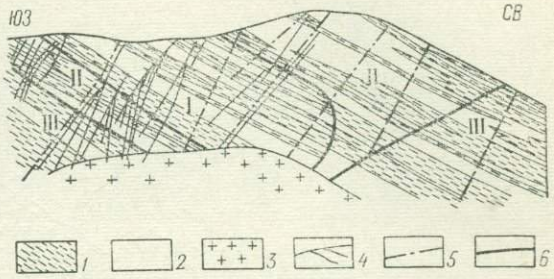


Рис. 68. Распределение оруденения в плоскости жил Водораздельной зоны месторождения Иультин.

1 — слюдяные сланцы; *2* — кварцевые и кварц-слюдистые роговики; *3* — граниты; *4* — секущие жилы; *5* — сбросы и сбросо-сдвиги; *6* — границы оруденения (I — оловянно-вольфрамовое оруденение; II — вольфрамовое оруденение; III — безрудный кварц

содержание снижается (рис. 68). Между содержанием вольфрама и олова наблюдается слабая обратная корреляционная связь. Все промышленное оруденение вольфрама и олова локализуется в породах кровли. Рудные жилы распространяются в граниты, но мощность их уменьшается и они быстро утрачивают промышленное значение.

Околожильные изменения вмещающих пород проявлены слабо на расстоянии от нескольких миллиметров до первых сантиметров и выражены окварцеванием, сульфидизацией, турмалинизацией и ослюденением. Процессы окисления наблюдаются до глубины 60 м. Наиболее характерными минералами зоны окисления являются сульфаты меди и железа, скородит, тунгстит, ферритунгстит, реже лимонит и самородная сера. Ниже до глубины 100 м появляются сульфаты магния и алюминия, резко возрастает роль лимонита.

Кварц-шеелитовые месторождения

В эту формацию входят сходные по минеральному составу жильные и штокверковые месторождения. Наиболее интересны кварц-шеелитовые месторождения штокверкового типа, которые в некоторых случаях неразрывно связаны с кварц-вольфрамитовыми или грейзеновыми месторождениями.

Кварц-шеелитовые месторождения такого типа известны в Западном Забайкалье, Горном Алтае и Казахстане. При разных геологических особенностях проявления, времени образования и структурных различиях общими для таких месторождений являются пространственная связь с кислыми гранитными интрузиями (обычно штоками), локализация оруденения во вмещающих породах экзоконтакта, характеризующихся повышенной основностью или наличием карбонатных пород, развитие в рудных полях даек основного и среднего состава. В таких месторождениях содержания металла в рудах обычно невысокие, однако морфологические особенности месторождений позволяют применять разработку их открытым способом, что существенно влияет на экономическую оценку.

Месторождение Богуты

Расположено месторождение на юге Казахстана в восточных отрогах хр. Заилийский Алатау. В региональном плане оно приурочено к крупной антиклинальной складке, ядро которой сложено песчаниково-сланцевыми отложениями нижнего палеозоя, прорванными интрузиями каледонских гранитоидов.

В пределах месторождения широко развиты терригенные образования среднего ордовика, состоящие из конгломератов, песчаников и углистых слан-

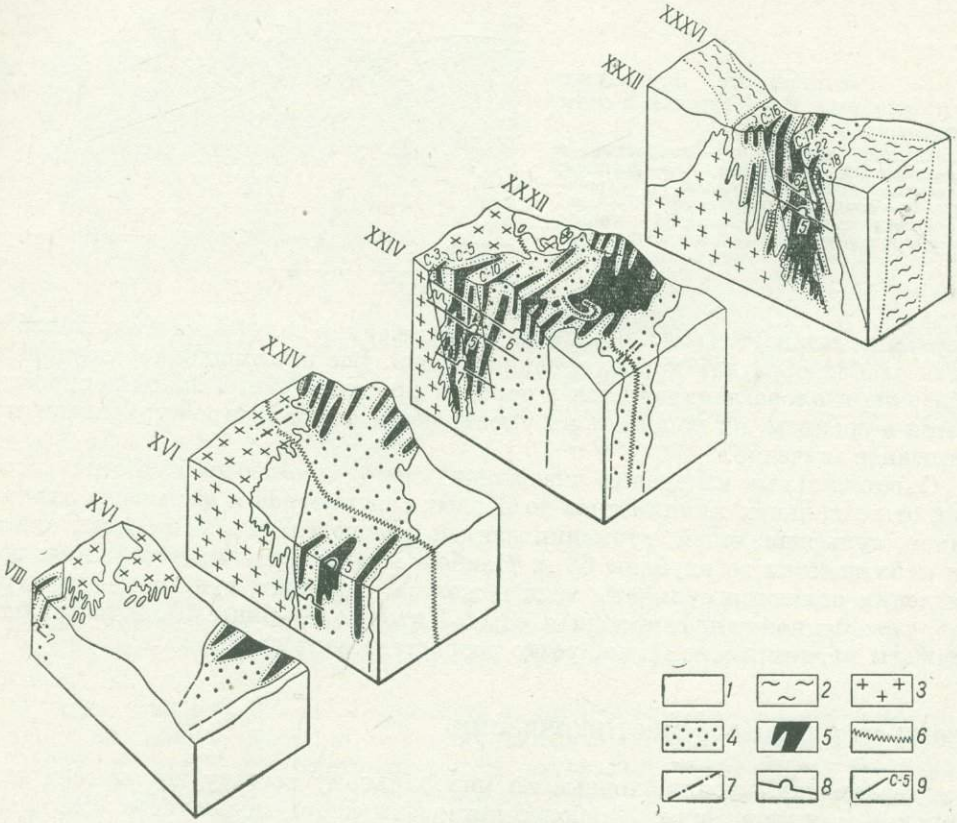


Рис. 69. Блок-диаграммы месторождения Богуты. По *Г. Щербе, Б. Салину* и др.

1 — песчаники; *2* — сланцы; *3* — граниты; *4* — рудные тела; *5* — руды с повышенным содержанием вольфрама; *6* — послерудные дайки; *7* — тектонические нарушения; *8* — горизонты штолен; *9* — скважины. VIII—XXXVI — разведочные профили

цев с прослоями и линзами кремнистых пород и известняков. В северной части рудного поля эти образования прорваны грейзенизированными мелкозернистыми лейкократовыми гранитами Богутинского массива, имеющего пологий южный контакт, вдоль которого прослеживается широкая полоса ороговикованных пород.

В пределах юго-восточного экзоконтакта гранитного массива отчетливо выделяется линейно вытянутая в северо-восточном направлении зона повышенной трещиноватости, контролируемая крупной горизонтальной флексурой, осложняющей вторичную синклинальную складку субширотного простирания.

К этой зоне, прослеженной более чем на 2,5 км, и приурочены кварцевые жилы и прожилки с шеелитом, в совокупности образующие крупную рудную зону штокверкового типа (рис. 69).

Особенности формирования шеелитоносного штокверка Богуты детально изучены Г. Щербой, Б. Салиным и др. (1974). Ими показано, что линейно-сетчатая рудная зона, в пределах которой локализуются кварц-шеелитовые жилы и прожилки, приурочена к сложной тектонической зоне дробления

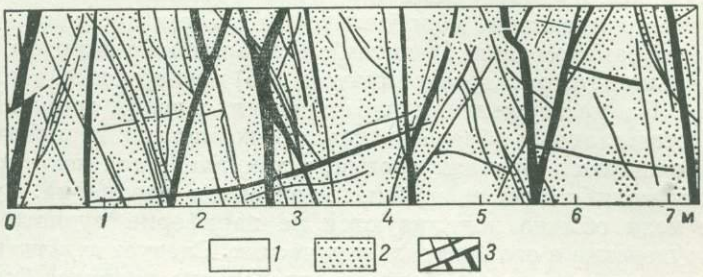


Рис. 70. Характер штокверка месторождения Богуты (зарисовка стенки горной выработки). По *Г. Щербе, Б. Салину* и др.

1 — серицит-кварц-хлоритовые метасоматиты; *2* — кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты; *3* — кварцевые жилы и прожилки

северо-восточного простирания, проходящей в песчано-сланцевых породах на контакте с гранитами. Эта линейно вытянутая зона повышенной трещиноватости имеет сложное внутреннее строение и представляет собой в общем виде вытянутый сетчатый штокверк (зону) с областями сгущения трещин лестничнокаркасного типа.

Наиболее хорошо изучен участок зоны, протягивающийся на 1600 м по простиранию и имеющий мощность 20—30 м в южной и до 200 м в северной части. Он и является по существу месторождением Богуты. В пределах этого участка жилы и прожилки имеют преимущественно северное и северо-восточное простирание и выдержанное падение на северо-запад, навстречу погружению кровли массива. Основные жилы и крупные прожилки обычно сопровождаются сложной сетью мелких жил, прожилков и тонких кварцевых «просечек», различно ориентированных (рис. 70).

Наиболее густая сеть рудных прожилков устанавливается в песчаниках и гранитах; в глинистых сланцах они встречаются значительно реже. Это обстоятельство, по-видимому, в первую очередь связано с особенностями состава вмещающих пород, определяющими степень их трещиноватости.

Размеры кварцевых жил, как правило, незначительные — от первых метров до первых десятков метров по простиранию при средней мощности 10—20 см и менее. Только отдельные жилы прослеживаются на 150—200 м, редко достигая мощности 0,5—0,7 м.

Минеральный состав кварцевых жил и прожилков простой. Главные минералы — кварц, мусковит, пирит и шеелит, реже встречаются вольфрамит, молибденит, халькопирит, галенит, пирит, турмалин, флюорит и калиевый полевой шпат, совсем редко — висмутин, магнетит, пирротин, золото и топаз.

Характерные особенности развития шеелита в кварцевых жилах и прожилках — его приуроченность к зальбандам и практическое отсутствие в рудных телах, залегающих в гранитах. В шеелите устанавливается повышенное содержание иттрия и иттербия.

Вмещающие породы в пределах рудной зоны сильно изменены. Г. Щерба, Б. Салин и др. в пределах рудного поля выделяют следующие типы метасоматически измененных пород: кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые

и серицит-кварц-хлоритовые метасоматиты, развивающиеся по песчаникам, а также хлоритизированные и турмалинизированные сланцы.

Процесс рудообразования на месторождении многоэтапен, что неразрывно связано с проявлением разновозрастных тектонических движений, приводивших к образованию новых рудовмещающих трещин, заполнявшихся различными порциями рудоносных растворов. По последовательности проявления выделяются жилы и прожилки, характеризующиеся следующим минеральным составом: 1) полевошпат-кварцевые с шеелитом, флюоритом, пиритом; 2) кварцевые с шеелитом, молибденитом, пиритом; 3) мусковит-кварцевые с шеелитом, вольфрамитом (молибденитом); 4) кварцевые с пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом и 5) послерудные цеолитовые и кальцитовые.

На месторождении наблюдаются явления зональности: молибденит встречается главным образом в кварцевых жилах в гранитах, а шеелит в кварцевых прожилках в породах кровли; устанавливается некоторое увеличение содержания молибденита на нижних горизонтах штокверка. Сульфиды свинца, цинка и меди обычно локализуются на периферии рудного блока, а вольфрамовое оруденение в его центральных частях. Следует отметить, что в пределах рудной зоны отмечается столбовое распределение наиболее богатого шеелитового оруденения.

Пострудные нарушения проявлены на месторождении отчетливо, но перемещения по ним незначительные. К ним часто приурочены дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, которые пересекают кварцевые жилы и граниты Богутинского массива.

Кварц-вольфрамитовые месторождения

Месторождения этой формации обычно тесно связаны с кварц-касситерит-вольфрамитовыми. Для кварц-вольфрамитовых месторождений характерна связь с кислыми гранитами, простой минеральный состав, нечеткое проявление стадийности рудного процесса и высокотемпературный характер последнего, что особенно подчеркивается интенсивным развитием грейзенов на контакте рудных тел с вмещающими породами. В некоторых месторождениях наряду с вольфрамовой устанавливается проявление оловянной и молибденовой минерализации.

Антоновогорское месторождение

Месторождение находится в Восточном Забайкалье в центральной части мезозойского геосинклинального прогиба, выполненного мощными песчаниково-сланцевыми толщами юрского возраста. Оно приурочено к апикальной части небольшого массива юрских мусковитовых среднезернистых гранитов.

Месторождение представлено серией параллельно залегающих кварцевых жил, пересекающих в северо-восточном направлении граниты и сланцы (рис. 71). Рудные тела локализуются в основном в гранитах; в сланцах их развитие на юго-запад и северо-восток ограничено крупными тектоническими нарушениями северо-западного простирания, придающими в целом рудному полю месторождения характер крупного приподнятого блока.

Вольфрамитоносные кварцевые жилы приурочены к хорошо развитым крутопадающим трещинам скола. Некоторые жилы прослеживаются по простиранию на 800—1000 м при средней мощности 0,6—0,7 м. Своеобразной особенностью месторождения является локализация промышленного вольфрамового оруденения в жилах в узкой полосе экзо- и эндоконтакта и отсутствие его

в центральных участках рудных тел, залегающих в биотитовых гранитах, сменяющих мусковитовые граниты на глубине около 60 м от поверхности. Кварцевые жилы имеют сложную морфологию, что обусловлено кулисообразным характером их строения и многочисленными апофизами, отходящими от основных рудных тел, а также наличием резких пережимов.

Отдельные кулисы, как правило, соединены между собой небольшими «проводничками» и прожилками; часто кулисы слепо заканчиваются, не соединяясь между собой в местах выклинивания. Другая особенность строения жил — резкое увеличение их мощности в гранитах вблизи контакта рудных тел со сланцами, что обусловлено, повидимому, экранирующим влиянием последних.

Месторождение характеризуется относительно простым минеральным составом. Среди жильных минералов главным является крупнокристаллический молочно-белый кварц, в котором встречаются мусковит, флюорит и карбо-

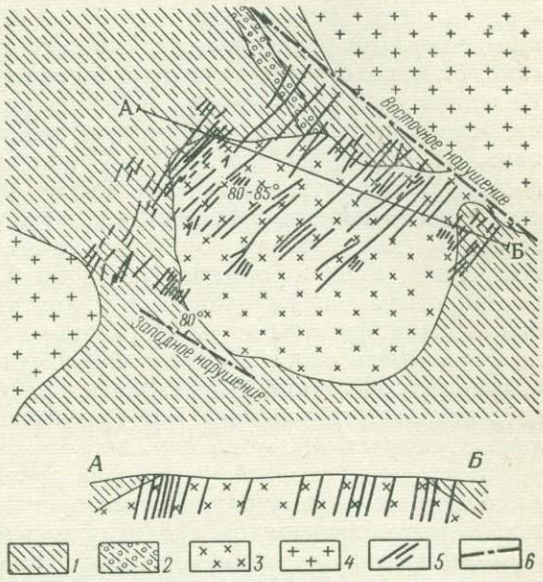


Рис. 71. Схематическая геологическая карта Антоновогорского месторождения.

1 — сланцы; 2 — конгломераты; 3 — мусковитовые среднезернистые граниты; 4 — двуслюдистые среднезернистые граниты; 5 — кварц-вольфрамитовые жилы; 6 — тектонические нарушения

наты. Эти минералы в целом ограниченно развиты; мусковит, как правило, образует в жилах хорошо выраженные призальбандовые оторочки. Главный рудный минерал — вольфрамит — распределяется в жилах очень неравномерно, иногда встречается в центральных частях жил в виде неправильных скоплений тесно сросшихся крупных кристаллов, часто образует гнезда. Другие рудные минералы, кроме пирита, встречаются спорадически; среди них установлены пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, висмутин, шеелит, развивающийся главным образом по вольфрамиту, и очень редкий касситерит.

Рудные тела месторождения формировались в несколько стадий. Главной, проявившейся наиболее интенсивно, является кварц-вольфрамитовая стадия, с которой связано образование преобладающей части руд. Кварц-вольфрамитовые жилы на отдельных участках брекчированы, обломки кварца с вольфрамитом сцементированы сульфидами, реже халцедоновидным кварцем. В ряде случаев на месторождении можно наблюдать пересечение кварцевых жил с вольфрамитом кварц-сульфидными жилами (с пиритом, пирротином, сфалеритом и другими минералами). Кварц-сульфидные руды, в свою очередь также брекчированы и их обломки встречаются в позднем халцедоновидном кварце. Сульфидное оруденение очень слабое.

Околожильные изменения на месторождении проявлены широко и выражены в интенсивной грейзенизации гранитов, вмещающих кварцевые жилы.

Мощность околорудных кварц-мусковитовых грейзенов в гранитах до 4 м, резко сокращается во вмещающих сланцах (до 5—10 см).

В долинах небольших падей, рассекающих Антоновогорское месторождение, известны небольшие россыпи вольфрамита.

Месторождение Бом-Горхон

Месторождение находится в Западном Забайкалье на правобережье р. Хилок в отрогах Цаган-Хуртейского хребта. Район месторождения сложен в основном каледонскими гранитоидами и гранито-гнейсами, прорывающими протерозойские биотитовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы. Каледонские и более древние образования разбиты многочисленными тектоническими нарушениями, к которым приурочены штоки мезозойских гранитоидов. С одним из них — Бом-Горхонским гранитным массивом — связано вольфрамовое оруденение. Этот массив локализуется на пересечении разломов северо-восточного и северо-западного направлений и имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму; длина его 20 км, ширина 7—8 км. Рудоносный гранитный массив сформировался в две фазы: ранняя фаза представлена крупнозернистыми порфировидными гранитами, поздняя — неравномернозернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами, иногда с характерными пегматоидными обособлениями. Среди гранитоидов массива встречаются дайки аплитовидных гранитов и кварцевых порфиров. Данные определения абсолютного возраста гранитоидов Бом-Горхонского массива указывают на его раннеюрский возраст (160—175 млн. лет).

В пределах мезозойского штока локализуются кварц-гюбнеритовые жилы, различные по параметрам. На месторождении выделяются две группы рудных тел, характеризующихся различными элементами залегания. Первая группа объединяет жилы северо-восточного простирания, падающие на юго-восток под углами 15—30°. Во вторую группу входят жилы, имеющие северо-западное простирание и падающие на северо-восток. Наиболее крупная жила прослежена на глубину до 800 м, средняя мощность ее 1 м (от 0,1 до 3 м). Кварцевые жилы имеют сложную морфологию и характеризуются частыми пережимами и раздувами (рис. 72); у некоторых жил строение кулисообразное, они сложно ветвятся и расщепляются многочисленными апофизами.

Промышленное вольфрамовое оруденение приурочено к участкам жил, залегающим в порфировидных биотитовых гранитах. Пересекая иные породы, кварц-гюбнеритовые жилы резко уменьшаются в мощности, часто разветвляются, содержание гюбнерита в них сразу же падает.

Минеральный состав руд сравнительно простой. Главные минералы — кварц и гюбнерит, из жильных распространен флюорит, из рудных — шеелит, пирит и сфалерит, в меньшей мере халькопирит, козалит, молибденит и гематит. Апатит, триплит, микроклин, касситерит встречаются в рудах редко.

Месторождение сформировалось в три стадии. Первая стадия, проявившаяся наиболее интенсивно, представлена светло-серым и молочно-белым крупнокристаллическим кварцем с крупнотаблитчатым гюбнеритом и пиритом. Такие руды слагают основную часть жил. Температура их формирования, по данным Ф. Мельникова и Е. Полянского 320—380° С. Руды второй стадии развиты ограниченно; они встречаются в виде прожилков среди образований первой стадии, а также в зальбандах жил и представлены мелкозернистым темно-серым кварцем с гюбнеритом, шеелитом и сульфидами (сфалерит, халькопирит, козалит, триплит). Гюбнерит второй стадии встречается, как правило,

в виде мелких зерен (1—4 мм), тогда как в первую стадию минерализации возникли крупные пластинчатые кристаллы до 20 см в длину, образующие красивые щетки. Температура формирования минералов второй стадии 200—260° С. В третью стадию при температуре 100—180° С выделилось небольшое количество кварца, флюорита и кальцита.

Гюбнерит неравномерно распределен в жилах. Обычно он концентрируется в призальбандовых частях рудных тел, реже слагает полосы в центральных

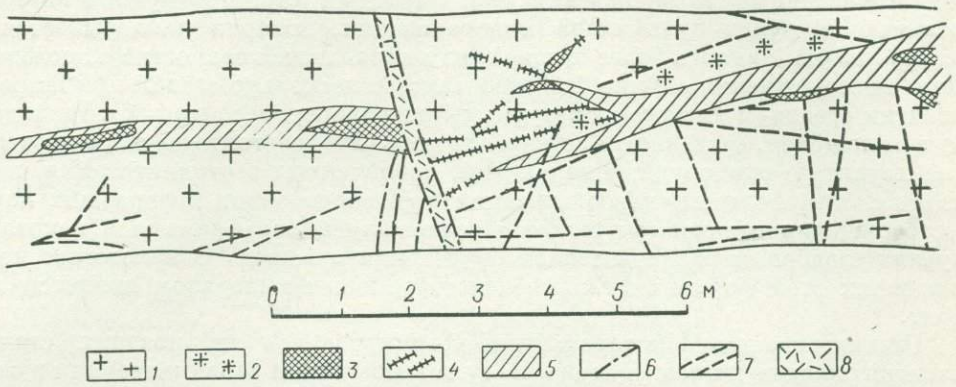


Рис. 72. Строение кварц-гюбнеритовой жилы 1 месторождения Бом-Горхон (зарисовка стенки горной выработки). По *Н. Агееву* и др.

1 — порфировидные биотитовые граниты; *2* — грейзенизированные граниты; *3* — кварц-мусковитовые грейзены; *4* — мусковитовый грейзен, развивающийся вдоль трещин; *5* — кварц-гюбнеритовые жилы; *6* — тектонические нарушения с глинкой трения; *7* — трещины отдельности; *8* — катаклазированный, раздробленный гранит

частях жил. Часто в рудных телах гюбнерит образует гнезда или обогащенные блоки, чередующиеся с резко обедненными вольфрамом участками рудных тел. Как правило, такие обогащенные гюбнеритом гнезда и блоки возникают на пересечении тектонических нарушений различного простирания.

В жилах с гюбнеритом тесно ассоциированы сульфиды, всегда образующиеся позднее его. Для месторождения характерен процесс гипогенной шеелитизации гюбнерита, выражающийся в интенсивном замещении гюбнерита шеелитом с образованием в некоторых случаях полных псевдоморфоз.

Широко проявлена грейзенизация, предшествующая и сопровождающая образование рудных тел. Практически все рудные тела окружены оторочкой кварц-мусковитовых и мусковитовых грейзенов. Встречаются также самостоятельные тела грейзенов вне связи с рудными жилами. Обычно грейзены развиваются вокруг рудных тел симметрично; мощность их изменяется от 5 см до 1,5 м. Вблизи жил образуются, как правило, кварцевые, а затем кварц-мусковитовые грейзены. Околорудные грейзены содержат гюбнерит, реже касситерит, часто присутствует флюорит розового цвета (в жилах флюорит фиолетовый). Розовая окраска флюорита и его способность люминесцировать в ультрафиолетовых лучах объясняются, по-видимому, повышенным содержанием в нем стронция и марганца.

На месторождении, по данным Д. Онтоева, четко проявлена горизонтальная зональность: молибденовая минерализация в виде небольших кварц-молибденитовых прожилков встречается в эндоконтактовой зоне лейкократовых гранитов второй фазы, а вольфрамовое оруденение — в удалении от рудоносных гранитов среди порфировидных биотитовых гранитов первой фазы. В кварц-

гюбнеритовых жилах месторождения намечается вертикальная зональность, выраженная в увеличении с глубиной содержания пирита, сфалерита и сульфосолей висмута.

Кварц-сульфидно-гюбнеритовые (вольфрамитовые) месторождения

Немногочисленные месторождения этой формации характеризуются широким развитием в рудах сульфидной минерализации, которая накладывается на вольфрамовую, являясь более поздней, или проявляется совместно с последней. Такие месторождения обычно формировались в несколько стадий при широком развитии средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций с халцедоновидным кварцем, флюоритом и карбонатами. Это обстоятельство отражается и на характере околорудных изменений, проявленных в серицитизации, пиритизации, окварцевании, карбонатизации и флюоритизации вмещающих пород. Месторождения отличаются высоким содержанием вольфрама и в некоторых случаях столбовым распределением оруденения в жилах. В некоторых месторождениях этой формации главным вольфрамовым минералом является гюбнерит.

Рассматриваемые месторождения формировались на поздних стадиях развития складчатых зон (Букука, Белуха в Восточном Забайкалье) или в связи с процессами тектоно-магматической активизации (Инкурское, Холтосонское, Булуктайское в Западном Забайкалье, Калгутинское в Горном Алтае).

Джидинское рудное поле

Под этим названием объединяется группа рудных и россыпных месторождений: Первомайское молибденовое, Инкурское штокверковое и Холтосонское жильное вольфрамовые, Инкурская, Гуджирская, Мало-Холтосонская и другие более мелкие вольфрамовые россыпи. Джидинское рудное поле находится в Бурятской АССР в отрогах Джидинского хребта, входящего в состав обширного Саянского нагорья.

Джидинское рудное поле приурочено к области мезозойской тектоно-магматической активизации палеозойских комплексов Забайкалья. Территориально расположено в пределах Джидинского синклинория, сложенного мощной толщей нижнекембрийских отложений, и тяготеет к сопряжению двух глубинных разломов северо-западного и субмеридионального направлений. Первый трассируется цепочкой выходов раннемезозойских малых интрузий гуджирского комплекса, с которыми связано редкометальное оруденение района, второй — проявлениями эффузивных образований хохюртовской свиты и ультраосновных пород цакирского комплекса.

В строении рудного поля участвуют осадочно-вулканогенные и интрузивные образования (рис. 73). Первые представлены нижнекембрийскими измененными плагиоклазовыми и щелочными порфиритами и их туфами, метаморфическими сланцами различного состава, туфопесчаниками и известняками хохюртовской свиты, слагающими восточную часть рудного поля. Остальная бóльшая часть поля сложена разнообразными изверженными породами — от ультраосновных до кислых и щелочных, среди которых в порядке возрастной последовательности выделяются четыре интрузивных комплекса:

1) **цакирский** (ранний палеозой), представленный ультраосновными породами — серпентинитами, пироксенитами, амфиболитами. Породы комплекса

прорывают осадочно-вулканогенные отложения хохюртовской свиты, смяты вместе с ними в складки в период каледонского орогенеза и в свою очередь секутся палеозойскими кварцевыми диоритами;

2) джидинский (палеозой), сложенный кварцевыми диоритами, кварцевыми габбро-диоритами, микродиоритами и их жильными производными — дайками лейкократовых гранитов, плагиогранитов, микродиоритов, диоритовых порфиритов, спессартитов и жилами кварца;

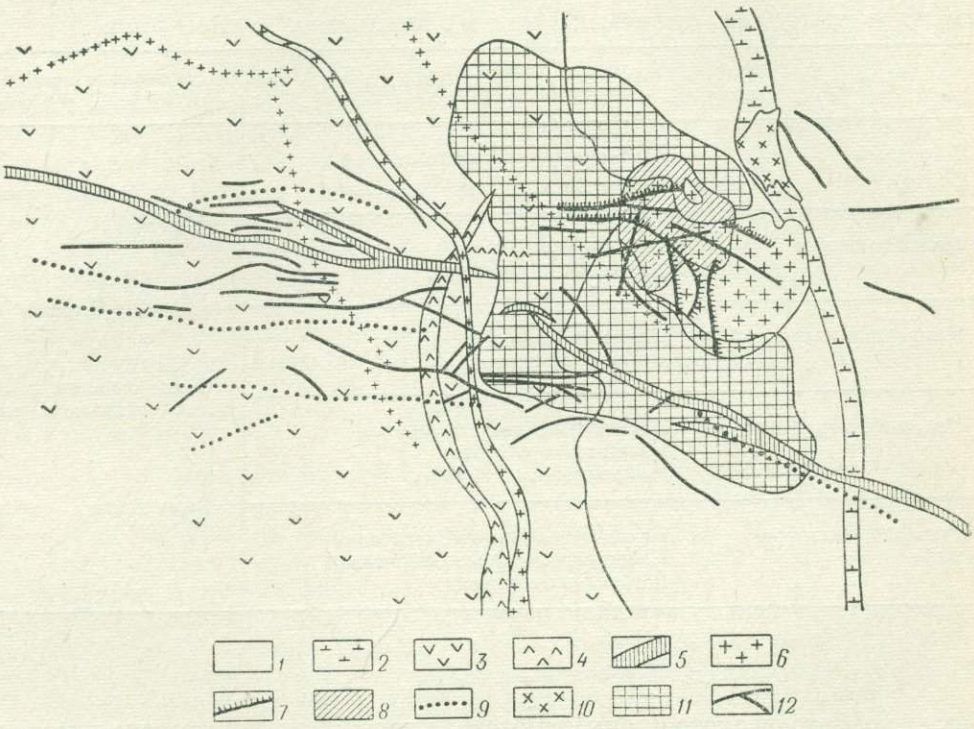


Рис. 73. Схематическая геологическая карта Джидинского рудного поля. По *В. Игнатовичу*.

1 — раннекембрийские метаморфизованные осадочные и эффузивные породы; *2* — раннекаледонские измененные ультраосновные интрузивные породы; *3* — каледонские кварцевые диориты и гранодиориты; *4* — плагиограниты; *5* — бостониты; *6* — гранит-порфиры и граниты (Первомайский шток и дайки); *7* — кварц-молибденитовые жилы; *8* — Первомайский молибденовый штокверк; *9* — серые сиениты и сиенит-порфиры; *10* — гранит-порфиры (Горкинский шток); *11* — Инкурский вольфрамовый штокверк; *12* — кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы

3) малокуналейский (триас), представленный субщелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами и дайками сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров и бостонитов;

4) гуджирский (триас — ранняя юра), сложенный лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами Первомайского и Горкинского массивов, располагающихся на пересечении зоны северо-западного разлома и контактовой зоны кварцевых диоритов с осадочно-вулканогенными породами хохюртовской свиты, а также дайковыми образованиями, разделяющимися по отношению к оруденению на дорудные — гранит-порфиры, кварцевые пегматиты, аплит-порфиры, синрудные — дайки аплит-порфиров с вкрапленностью молибденита, межминерализационные — дайки сиенитов, кварцевых сиенит-порфиров,

гранит-порфиров, микрогранитов. Молибденовое и вольфрамовое оруденение генетически связано с первомайскими гранит-порфирами. Возраст последних определен в 140 млн. лет.

Процесс формирования рудного поля был длительным и многоэтапным. По данным М. Повилайтис и В. Игнатовича, он расчленяется на этапы и стадии (табл. 14).

Таблица 14

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДЖИДИНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Этап	Стадия минерализации	Междуэтапные проявления дайковых пород
Дорудный	Щелочного метасоматоза Кварц-микроклиновая	Аплиты
Молибденовый	Молибденитовая Кварц-молибденитовая	Аплит-порфиры
Микроклин-кварцевый	Кварц-пиритовая Микроклин-кварцевая	Серые сиениты и кварцевые сиенит-порфиры
Кварц-вольфрамовый	Пегматоидно-микроклиновая Кварц-гюбнеритовая Микроклиновая	Горкинские гранит-порфиры
Сульфидно-вольфрамовый	Кварц-сульфидно-гюбнеритовая Кварц-родохрозит-гюбнеритовая Роговикового кварца	

Инкурское месторождение

Инкурское штокверковое вольфрамовое месторождение на востоке примыкает к Первомайскому молибденовому месторождению, огибая его с севера и юга, на юге ограничивается зоной разлома, вмещающей основные жилы Холтосонского вольфрамового месторождения, на западе — дайковым поясом плагиогранитов и гранит-порфиров меридионального направления, на севере оруденение постепенно затухает.

Образовано оно в четвертый этап минерализации, отделенный от предыдущего этапа внедрением даек серых сиенитов и кварцевых сиенит-порфиров, и является типичным штокверком, представленным сетью крутопадающих маломощных различно ориентированных кварцевых, кварц-полевошпатовых, кварц-мусковитовых, полевошпатовых и кварц-сульфидных прожилков с гюбнеритом и шеелитом, приуроченных к зонам интенсивного дробления кварцевых диоритов, бостонитов и метаморфических сланцев. Около 50% прожилков имеют мощность 0,1—0,5 см, 40% — от 0,5 до 5 см и 10% — более 5 см.

Состав прожилков зависит от характера вмещающих пород: полевошпатовые и карбонатные прожилки развиты преимущественно в метаморфических сланцах и роговиках, кварц-гюбнеритовые бесполевошпатовые прожилки — в дайках гранит-порфиров.

На месторождении выделяются две основные системы трещин: радиальная по отношению к Первомайскому массиву гранит-порфиров и концентрическая, огибающая Первомайский массив.

Промышленное вольфрамовое оруденение в упрощенном представлении локализуется в виде мощных полос, имеющих сложную морфологию и разобщенных непромышленными рудами или пустыми породами. В центральной части штокверка преобладают прожилки субширотного простирания с крутым падением на юг (70—85°). На этом участке штокверка в полосе шириной 400—500 м вольфрамовое оруденение проявлено слабее, чем на северном и южном участках, и появляется на значительной глубине от поверхности. На южном и северном участках балансовые руды слагают полосы шириной от 60—80 до 150—200 м, представляющие собой ответвления единой штокверковой залежи, морфология которой подчиняется рудоконтролирующим структурам широтного и северо-западного простирания.

Содержание трехокиси вольфрама по скважинам в плане и с глубиной изменяется незначительно. Промышленное оруденение подсечено скважинами на глубине 450—600 м от поверхности без признаков выклинивания. Гюбнерит частично замещается шеелитом, относительное содержание которого составляет 18% от общего содержания трехокиси вольфрама в рудах.

Делювиальные отложения, залегающие на поверхности Инкурского штокверка, на значительной площади несут промышленное содержание гюбнерита.

Холтосонское месторождение

Холтосонское жильное вольфрамовое месторождение расположено в юго-западной части Джидинского рудного поля и представлено многочисленными кварц-сульфидно-гюбнеритовыми жилами в кварцевых диоритах. Отдельные жилы того же состава встречаются в восточной части рудного поля в первомайских гранит-порфирах и метаморфических сланцах.

Главной рудоконтролирующей структурой является разлом северо-западного направления, в котором локализованы основные рудные жилы на протяжении 2,5 км. В лежачем боку этого разлома развиты многочисленные нарушения сбросо-сдвигового характера; к ним приурочен ряд оперяющих жил. Большинство жил отходит от разлома под углами 15—25°, редко до 90°. Часть жил образует перемычки между более крупными жилами.

В северо-западном и юго-восточном участках разлома локализуются жилы субширотного простирания, которые в центральной части месторождения разобщены блоком пород, ограниченным жилами северо-восточного простирания. Внутри этого блока оруденение проявлено слабо. Вероятно, тектонические напряжения на центральном участке получили разрядку в основном за счет жильных трещин северо-восточного простирания, на других же участках — за счет формирования близширотных сколовых трещин.

На месторождении известно 140 жил, из них 70 имеют промышленное значение. Кварц-гюбнеритовые жилы характеризуются в основном субширотным простиранием и углами падения 30—50°, реже 55—85° в южных румбах. Незначительно развиты жилы северо-западного и северо-восточного простираний с крутыми углами падения на северо-восток и юго-восток (рис. 74).

Большинство жильных трещин является сколовыми. Крутопадающие жилы в гранит-порфирах и апофизы основных жил выполняют трещины отрыва; размеры их по простиранию и падению небольшие. В дайках серых сиенитов жилы расщепляются на тонкие прожилки.

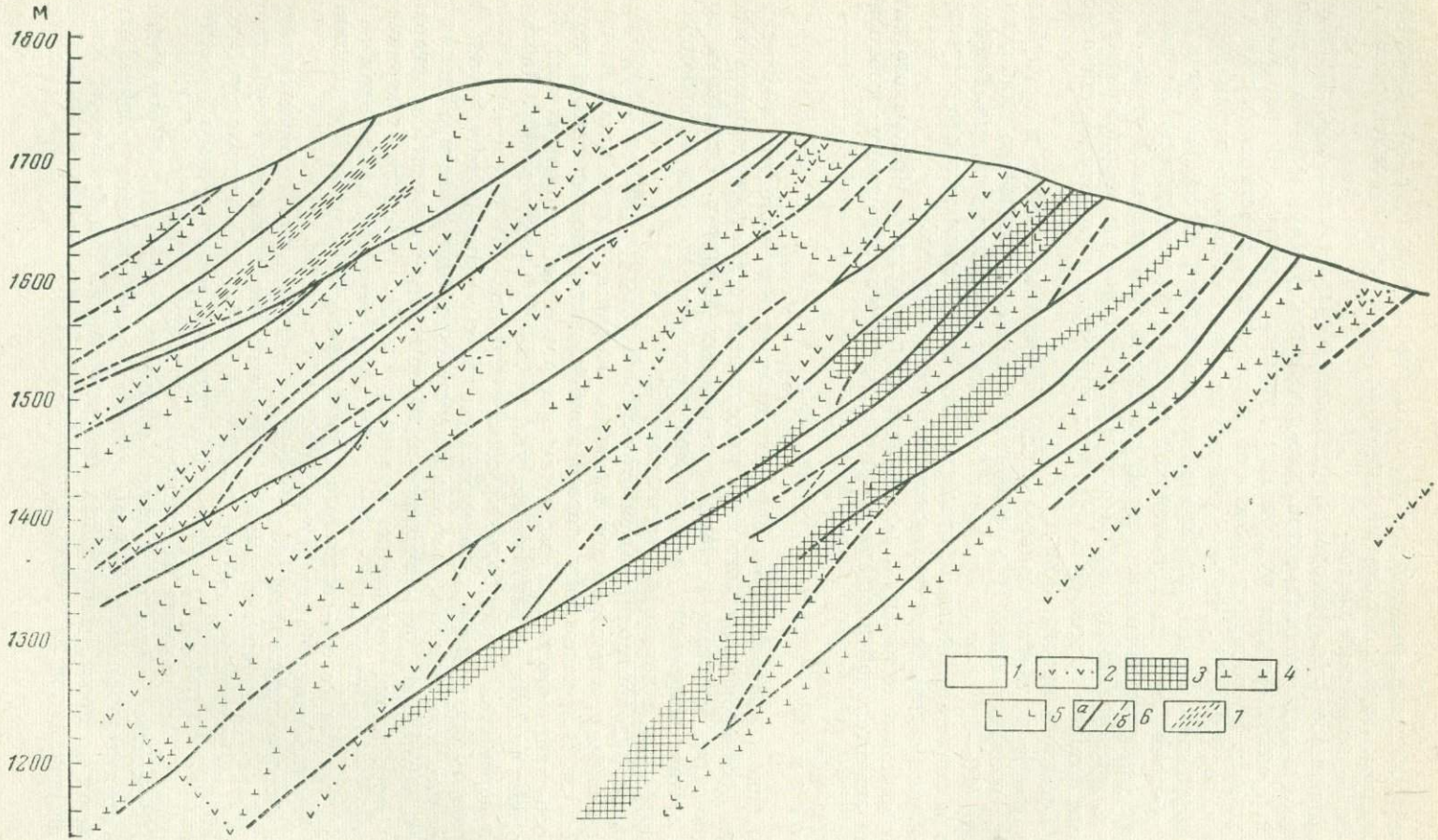


Рис. 74. Схематический геологический разрез через центральную часть Холтосонского месторождения.

1 — кварцевые диориты; 2 — микродиориты и диоритовые порфириты; 3 — бостониты; 4 — серые сиениты; 5 — серые кварцевые сиенит-порфиры; 6 — кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы установленные (а) и предполагаемые (б); 7 — тектонические зоны и нарушения

Формирование жильных трещин протекало в течение длительного времени в условиях неоднократно повторяющихся подвижек сбросо-сдвигового характера. По падению рудные жилы в среднем в 2 раза больше, чем в длину. Часто наблюдается приуроченность жильных трещин к контактам даек.

В процессе тектонических подвижек в местах изгибов жильных трещин образовывались открытые полости или притертые участки. Основное количество рудного вещества отлагалось в открытых полостях и в меньшей мере путем

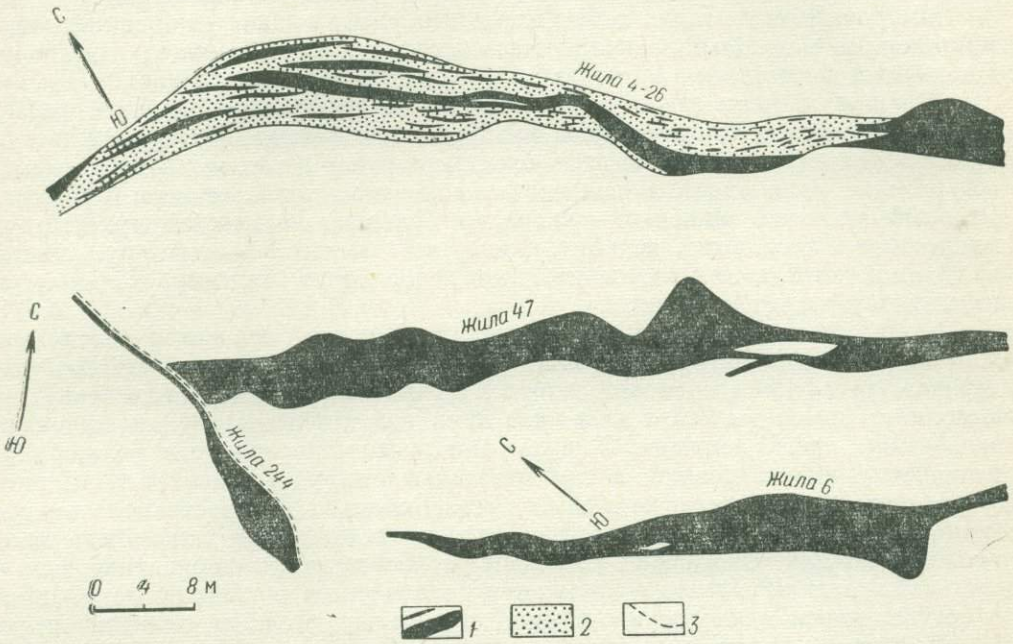


Рис. 75. Морфологические типы кварц-сульфидно-гюбнеритовых жил и жильных зон Холтосонского месторождения.
1 — кварц; *2* — жильная зона; *3* — тектонический контакт

замещения боковых пород и более ранних полевошпатовых жил. Вследствие этого рудные жилы имеют сложную морфологию (рис. 75). При средней мощности жил 0,8 м часто встречаются раздувы от 2 до 12 м и более, чередующиеся с пережимами, в которых мощность жил уменьшается до нескольких сантиметров. Иногда пережимы представлены зонами гидротермально измененных перетертых пород с обломками кварца, брекчиями или зонами, минерализованными флюоритом и серицитом. Содержание трехокиси вольфрама в зонах не достигает промышленного уровня, основное количество ее связано с шеелитом.

Пережимы по отдельным жилам составляют от 18 до 51% общей площади жил. Наиболее богатое содержание трехокиси вольфрама в жилах сосредоточено до глубины 200 м от поверхности; ниже наблюдается постепенное снижение содержания, и на глубоких горизонтах оно в среднем в 1,5 раза ниже, чем в верхней части жил.

На Холтосонском месторождении проявлены четвертый и пятый этапы рудного процесса, включающие шесть стадий минерализации — пегматоидно-

микроклиновую, кварц-гюбнеритовую, микроклиновую, кварц-сульфидно-гюбнеритовую, кварц-родохрозит-гюбнеритовую и роговикового кварца.

Пегматоидно-микроклиновая стадия проявлена в виде редких полевошпатовых жил мощностью до 3 м или незамещенных реликтов их в кварц-гюбнеритовых жилах.

Кварц-гюбнеритовая стадия распространена ограниченно. Жилы сложены крупнокристаллическим серым кварцем с флюоритом, жильбертитом и серицитом, в незначительных количествах встречаются пирит и гюбнерит.

Микроклиновая стадия также проявлена слабо в виде маломощных жилок микроклина с небольшим количеством плагиоклаза, флюорита и серицита. Гюбнерит присутствует в участках замещения микроклина кварцем.

Кварц-сульфидно-гюбнеритовая стадия распространена наиболее широко. С нею связано все промышленное вольфрамовое оруденение. Среди многочисленных жил встречаются богатые блеклыми рудами или же бедные ими, но содержащие существенные количества галенита, халькопирита, сфалерита. Главный жильный минерал — кварц, в большом количестве присутствуют микроклин, жильбертит, серицит, флюорит, в меньшем — триплит, анкерит, из рудных отмечаются гюбнерит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, шеелит, тетраэдрит, айкинит.

Кварц представлен двумя генерациями. К ранней относится светло-серый до молочно-белого крупнокристаллический кварц с крупнотаблитчатым гюбнеритом (до 2—15 см) и тетраэдритом. Поздний кварц серый, мелкозернистый, выполняет краевые части жил в виде линз или тонких полос, параллельных зальбандам, иногда секущим. С ним ассоциирует гюбнерит в виде мелких зерен размером 1—4 мм, шеелит и другие жильные и рудные минералы. Серицит с флюоритом выполняют пережимы жил. Гюбнерит распространен неравномерно — от мелкой спорадической вкрапленности до крупных гнезд или полосчатых скоплений. Обогащенные полосы располагаются в приконтактовых частях жил или на границе крупнокристаллического молочно-белого кварца со среднезернистым серым кварцем и прослеживаются на десятки метров.

По данным химических анализов гюбнерит содержит 75,24—76,63% WO_3, 19,67—23,65% MnO, 0,14—2,6% FeO. Во всех жилах отмечается частичное незначительное замещение гюбнерита шеелитом, изредка тунгститом.

Кварц-родохрозит-гюбнеритовая стадия характеризуется наличием родохрозита, повышенным содержанием сульфидов и флюорита. Жилы сложены гребенчатым кварцем, полевым шпатом, родохрозитом, флюоритом, серицитом. Основные рудные минералы — гюбнерит, галенит, пирит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, редко шеелит, айкинит, гематит, халькозин. Руды имеют полосчатую текстуру, образованную чередованием полос родохрозита, сульфидов и кварца. Гюбнерит присутствует в кварце и родохрозите. Жилы этой стадии секут полевошпатовые и кварц-гюбнеритовые жилы предыдущих стадий.

Жилы роговикового кварца встречаются в основном в первомайских гранит-порфирах. Они секут жилы всех предыдущих стадий, иногда содержат обломки более раннего кварца. Сложены тонкозернистым кварцем, флюоритом, в небольших количествах отмечаются мелкие игольчатые кристаллы гюбнерита, пирит, халькопирит, серицит.

Боковые породы в результате околожильного изменения преобразованы в березиты, серицит-кварцевые, серицитовые, жильбертитовые, жильбертит-флюоритовые породы, гранит-порфиры грейзенизированы. Мощность околорудных изменений колеблется от первых сантиметров до 0,5 м; контакты с жилами резкие, припаянные, иногда тектонические.

Месторождение Букука

Месторождение располагается в Восточном Забайкалье в пределах мезозойского геосинклинального прогиба. Его положение в региональных структурах контролируется крупным разломом широтного простирания, пересекающим складчатые структуры геосинклинальных песчано-сланцевых мезозойских отложений и определяющим размещение позднеюрских трещинных интрузий. Площадь рудного поля сложена биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, прорывающими среднеюрские песчаники и сланцы. В 2 км юго-восточнее месторождения находится небольшой интрузив позднеюрских биотитовых гранитов, с которым генетически связывается вольфрамовое оруденение.

В пределах месторождения широко развиты дайковые породы; среди них выделяются гранодиорит-порфириты, диоритовые порфириты, лампрофиры, реже аплиты и пегматиты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры.

По данным А. Дружинина, строение месторождения блоковое, что обусловлено проявлением крупных пострудных тектонических нарушений, разделяющих его территорию на западный и приподнятый восточный блоки. Западный блок характеризуется сложной и длительной историей развития разрывных структур, в течение которой происходили неоднократные подвижки вдоль тектонических нарушений, сопровождавшиеся внедрением разновозрастных даек и образованием рудных тел. Восточный блок отличается отсутствием даек, меньшей нарушенностью и представляет собой приподнятую, более эродированную и менее перспективную часть рудного поля.

Всего в пределах рудного поля установлено более 80 кварцевых жил и два рудоносных штокверка, среди которых по морфологии и условиям залегания выделяются три различные группы рудных тел (рис. 76).

Первая группа рудных тел представлена кварцевыми жилами, локализующимися в трещинах контракции (разрыва). В вертикальном разрезе месторождения эти рудные тела имеют выпуклую «скорлупообразную» форму, очевидно повторяющую конфигурацию кровли массива, и располагаются одно над другим. Они характеризуются, как правило, достаточно выдержанной мощностью, резкими контактами с вмещающими гранитоидами и массивной, почти монолитной текстурой. Нередко строение таких жил кулисообразное и они соединены друг с другом рядом мелких проводников, выполненных рудным кварцем. Как правило, к этой группе относятся пологопадающие жилы (угол падения 15—20°). Мощность их колеблется в среднем от 15 до 30—40 см, обычно увеличивается к поверхности и заметно уменьшается с глубиной, где жилы нередко выклиниваются. С глубиной угол падения пологопадающих жил становится более крутым.

Вторая группа рудных тел объединяет жилы, приуроченные к крутопадающим трещинам скола. Они отличаются от пологопадающих жил непостоянной мощностью (иногда она увеличивается до 2 м). Текстуры руд ленточные, полосчатые и линзовидные, обусловлены чередованием полос и линз кварца, а также рудных минералов различных стадий минерализации как между собой, так и с полосами захваченного гранита. Контакты рудных тел этой группы с гранитом обычно расплывчатые, рудное тело «сливается» с гранитом. Формирование таких тел происходило в условиях перманентно подновлявшихся тектонических нарушений и носило пульсирующий характер. Эти рудные тела возникли позднее пологопадающих, о чем однозначно свидетельствуют факты пересечения полосчатыми крутопадающими жилами пологопадающих рудных тел. Круто-

падающие жилы являются более протяженными; по падению отдельные из них вскрыты на глубине 200—300 м.

Третья группа рудных тел штокверковая. Она образовалась в результате выполнения рудным веществом мелкой сети трещин вблизи контакта гранитов со сланцами. В двух штокверках, известных на месторождении, отмечаются неправильные по форме кварцевые тела протяженностью от 1—2 до 15—30 м при мощности от 0,2 до 2 м. Некоторая часть таких кварцевых тел представляет

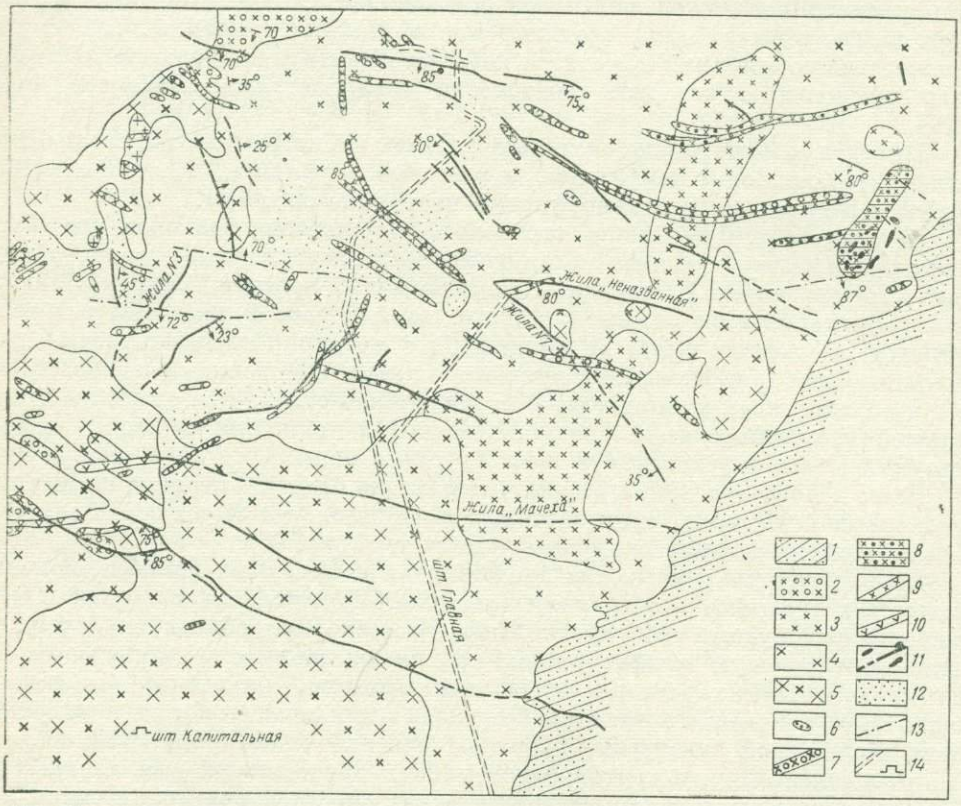


Рис. 76. Схематическая геологическая карта месторождения Букука. По *А. Дружинину*.

1 — мелкозернистые песчаники с прослоями сланцев, неравномернозернистые песчаники и мелкогалечные конгломераты средней юры; *2* — кварцевые диориты; *3* — мелкозернистые гранодиориты; *4* — среднезернистые гранодиориты; *5* — порфировидные гранодиориты; *6* — аплиты; *7* — гранодиорит-порфиры; *8* — гранит-порфиры; *9* — кварцевые диорит-порфиры; *10* — диорит-порфириты; *11* — кварцевые жилы, неправильные тела; *12* — грейзены; *13* — тектонические нарушения; *14* — горные выработки

собой, по-видимому, растащенные тектоническими нарушениями части пологопадающих жил, образовавшихся под кровлей вмещающих пород.

Кварц-вольфрамитовые жилы месторождения имеют сложный минеральный состав. В настоящее время здесь известно более 60 рудных и жильных минералов. Главные рудные минералы — вольфрамит, сфалерит, халькопирит, пирит, галенит, висмутин, значительно реже встречаются молибденит, пирротин, марказит, мельниковит, борнит, шеелит, блеклые руды, сложные и редкие висмутовые минералы. Из жильных минералов главный кварц, в подчиненных количествах отмечаются кальцит, флюорит, мусковит, триплит, топаз, апатит.

Околорудные изменения выражены контрастно. Для пологопадающих рудных тел и штокверков наиболее характерны процессы грейзенизации. Мощность околожильных грейзенизированных пород обычно не превышает 0,2—0,5 м. В штокверковых телах процессы грейзенизации практически охватывают весь объем рудного тела. В крутопадающих жилах околорудные изменения выражены в грейзенизации, окварцевании, пиритизации и серицитизации вмещающих пород, что обусловлено многостадийным характером формирования рудных тел.

На месторождении широко проявились пострудные тектонические нарушения, приводящие к смещению отдельных частей жил. В крутопадающих жилах они обычно проявляются в плоскости рудных тел, что приводит к дроблению и милонитизации рудного материала на значительных интервалах по простиранию жил.

На месторождении Букука устанавливаются четыре основные стадии минерализации, разделенные тектоническими подвижками, вызывающими дробление ранее образованных руд. В первую стадию происходило отложение крупно- и среднекристаллического светло-серого кварца, с которым ассоциирует основная масса вольфрамита. Последний обычно встречается в виде крупнопластинчатых кристаллов, часто располагающихся в зальбандах рудных тел. С кварцем этой стадии связано появление полевого шпата, флюорита, молибденита, висмутовых минералов (козалита, лиллианита, виттита и др.), реже халькопирита и пирита. Во вторую стадию образовались в основном сульфидные руды, отчетливо накладывающиеся на кварц-вольфрамитовые. Сформировалась основная масса галенита, сфалерита, пирита, пирротина и халькопирита, отложение которых связано с молочно-белым кварцем, образующим совместно с сульфидными минералами отчетливые прожилки среди кварц-вольфрамитовых руд или цементирующим обломки последних. Третья стадия представлена жилами и прожилками халцедоновидного кварца с флюоритом и мелкотаблитчатым вольфрамитом. Последняя, четвертая стадия выражена прожилками карбонатов, секущими руды предыдущих стадий, а также образующими самостоятельные жилы и прожилки.

Характерной особенностью рудоотложения на месторождении является четкий разрыв во времени образования вольфрамита и кварца, с одной стороны, и сульфидов — с другой. Минеральные образования последовательных стадий распределяются в рудных телах не одинаково. Так, в одних телах верхние горизонты сложены наиболее ранними и более высокотемпературными рудами ранних стадий, тогда как на нижних горизонтах развиты руды более поздних стадий минерализации (жилы 3 и 7). В других рудных телах (жилы «Мачеха», «Неназванная» и др.) верхние горизонты сложены в основном халцедоновидным кварцем или кварцем с сульфидами, а на нижних горизонтах преобладают руды ранних, более высокотемпературных стадий минерализации (жила «Мачеха», горизонт штольни «Капитальная»). Иными словами, на месторождении Букука устанавливаются рудные тела, характеризующиеся как явлениями прямой, так и обратной вертикальной зональности.

Рудные тела с обратной вертикальной зональностью имеют, как правило, выдержанную мощность, резкие контакты с вмещающими их породами и массивные текстуры. Рудные тела с прямой вертикальной зональностью отличаются непостоянной мощностью, крутым падением и характерным полосчатым или ленточным строением, обусловленным чередованием полос и линз кварца и рудных минералов различных стадий минерализации как между собой, так и с полосами захваченного (отслоенного от стенок трещин) и измененного

гранита. Рудные тела второго типа отчетливо пересекают жилы с обратной вертикальной зональностью.

На месторождении достаточно отчетливо проявлена горизонтальная зональность, выражающаяся в кольцевом характере размещения рудных тел, сформированных в различные стадии минерализации, вокруг участка грейзенизированных пород в апикальной части гранитного массива. Вокруг грейзенов центральной зоны располагается рудная зона с преимущественным развитием пологопадающих высокотемпературных кварц-вольфрамитовых жил, которая в свою очередь окаймлена с севера, юга и востока зоной с преобладающим развитием крутопадающих жил субширотного и субмеридионального простирания, сложенных рудами более низкотемпературных стадий минерализации.

Киноварь-антимонит-ферберитовые (ртутно-сурьмяно-вольфрамовые) месторождения

Эти оригинальные по составу руд месторождения известны только на Кавказе и в Восточном Забайкалье. Их характерные особенности — тесная приуроченность к зонам крупных разрывных нарушений и формирование на завершающих стадиях развития мезозойских складчатых областей. Они являются наиболее молодыми рудными образованиями из известных в районах их нахождения.

Месторождение Барун-Шивея

Месторождение располагается в пределах Агинского палеозойского поля Восточного Забайкалья на южных склонах Могойтуевского хребта. Площадь района сложена осадочными и осадочно-метаморфическими породами палеозоя, входящими в состав так называемого немого палеозоя Агинского поля; северо-восточную часть района занимают пермские отложения.

Район месторождения находится на пересечении нескольких крупных тектонических зон, одна из которых проходит по долине р. Аги и сопрягается на востоке с Борщовочным разломом, а другая, оперяющая это крупное нарушение, фиксируется непосредственно южнее месторождения серией разрывов северо-западного простирания. Участок месторождения сложен кварц-серицитовыми и серицитовыми сланцами, переслаивающимися с мощными горизонтами кварцитов. Видимая мощность кварцитов колеблется от 30 до 90 м. Оруденение локализуется в горизонте кварцитов, разбитых многочисленными пологими зонами нарушений субширотного простирания. Последние являются оперяющими по отношению к крупному разлому, проходящему южнее.

По данным И. Гланц, месторождение приурочено к антиклинальной складке второго порядка, осложняющей южное крыло более крупной антиклинальной структуры. На участке Рудная гора поле кварцитов, слагающих шарнирную часть погружающейся к западу антиклинали, заметно расширяется.

Особое место в формировании месторождения занимают разрывные нарушения, история образования которых сложна и изучена далеко не полностью. По соотношению с оруденением различают дорудные, интрарудные и пострудные разломы.

Процессам рудоотложения предшествовало многократное дробление вмещающих пород, в результате которого образовались мощные зоны брекчий и трещиноватых пород. Месторождение представляет собой тектоническую

зону, состоящую из большого числа трещин скалывания, имеющих общее преобладающее простирание, но иногда сходящихся и пересекающихся под острыми углами. Азимут падения большинства трещин 220°, углы падения от 10 до 40°. Отдельные трещины прослеживаются на расстоянии от 15 до 70 м. Породы, примыкающие к крупным трещинам скалывания, обычно интенсивно раздроблены. Если трещины скалывания расположены близко друг от друга, то дробление пород охватывает весь блок, заключенный между трещинами. По

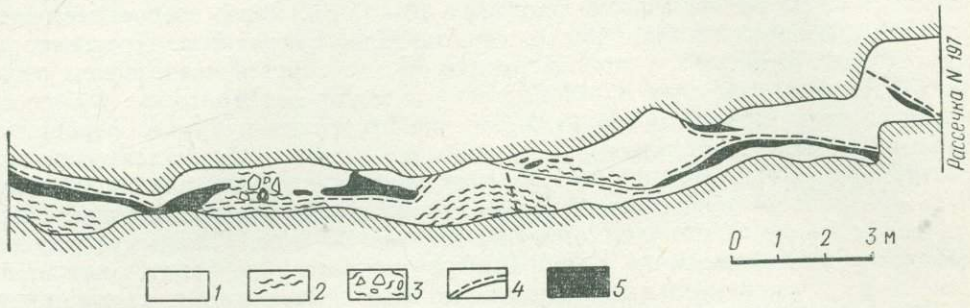


Рис. 77. Распределение ферберитового оруденения в кварцитах вдоль пологих зон нарушений на месторождении Барун-Шивея. Зарисовка северной стенки очистного забоя камеры 1. По *И. Гланц.*

1 — кварциты; *2* — микротрещиноватые кварциты с ферберитовым оруденением; *3* — брекчированные оруденелые кварциты; *4* — пологопадающие зоны нарушений с пострудными подвижками (пунктир), выраженными рудными милонитами или катаклазированными кварцитами с «зеркалами скольжения»; *5* — массивные ферберитовые руды

существу месторождение представляет собой мозаику участков мало измененных кварцитов, окаймленных полосами динамометаморфизованных пород.

Интрарудная тектоника проявилась интенсивно в многократном приоткрывании трещин и дроблении руд последовательных стадий минерализации.

Разрывные движения продолжались и после рудоотложения, о чем свидетельствуют многочисленные пострудные нарушения, выраженные четкими трещинами с зеркалами скольжения. Вдоль отдельных трещин, секущих рудные тела, наблюдаются смещения амплитудой 0,2—1 м, возникают рудные милониты, представляющие собой плотные скрытокристаллические породы. Мощность зон рудных милонитов, как правило, не превышает 50 см.

На месторождении известны рудные тела двух типов: оруденелые брекчии и зоны повышенной микротрещиноватости, приуроченные к участкам интенсивного катаклаза. И те, и другие тяготеют к пологопадающим трещинам скола, секущим как кварциты, так и сланцы. В большинстве случаев крупные нарушения не содержат промышленного оруденения, но, вызывая развитие интенсивной трещиноватости, катаклаза или милонитизации боковых пород, предопределяют размещение оруденения в примыкающих к ним зонах повышенной трещиноватости.

Наиболее богатое оруденение приурочено к линзовидным блокам интенсивно раздробленных пород, ограниченным сближенными трещинами скола. Протяженность таких блоков рудных брекчий колеблется от 10 до 80 м, мощность от десятков сантиметров до 2 м.

Рудные брекчии обычно окружены зонами милонитизации и катаклаза. Рудные минералы в них цементируют обломки катаклазированного кварцита и выполняют микроскопические трещины в нем. Зоны интенсивного катаклаза

с минерализованными микроскопическими трещинами образуют, кроме того, линейно вытянутые рудные тела, в пределах которых встречаются небольшие линзовидные тела оруденелых брекчий (рис. 77). В зонах повышенной трещиноватости вблизи трещин скола встречаются вкрапленные тонкораспыленные руды. На участке Рудная гора протяженность зоны минерализации достигает 1700 м; оруденение прослеживается на глубину до 200 м.

Для руд месторождения характерны главным образом брекчиевые текстуры при подчиненном значении полосчатых и прожилковых. Размеры обломков кварцита 3—5 см в поперечнике, иногда до 10—15 см. Часто встречаются микробрекчии с обломками размером до первых долей сантиметра. Прожилковые текстуры руд возникли в участках рудных тел, где кварциты разбиты сетью мелких трещин, в которых образовались как кварц-ферберитовые прожилки, так и прожилки чистого ферберита. Нередко прожилки кварца с ферберитом мощностью несколько миллиметров густой и ветвистой сетью пронизывают вмещающие породы. Полосчатые текстуры встречаются менее часто и обусловлены чередованием полос существенно ферберитовых и антимонитовых руд. Мощность таких полос, как правило, не превышает 3—4 см. Главными рудными минералами месторождения Барун-Шивея являются ферберит, антимонит и киноварь; в незначительных количествах встречаются пирит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит и сидерит; из нерудных минералов широко развит кварц; карбонат отмечается редко. Гипергенные минералы представлены тунгститом и сложным комплексом вторичных сурьмяных минералов, образовавшихся по антимониту.

Рудные тела месторождения Барун-Шивея сформировались в четыре стадии минерализации. Каждая стадия связана с возобновлением трещинообразования, что выражается в частичном брекчировании ранее образованных руд и цементации их обломков более поздними минералами. Руды первых двух стадий проявляются локально и встречаются только на отдельных небольших участках рудного поля, а последних двух — развиты более широко и в одних случаях накладываются на первые, в других проявляются изолированно.

Первая стадия минерализации представлена крупнозернистым молочно-белым кварцем с редкой вкрапленностью одиночных кристаллов киновари, ферберита и антимонита.

Со второй стадией связано формирование основной массы антимонита, который тесно ассоциирует со светло-серым гребенчатым короткопризматическим кварцем. Совместно с антимонитом встречается киноварь и крайне редко в виде единичных зерен ферберит, а также пирит и арсенопирит.

Третья стадия характеризуется образованием существенно ферберитовых руд, в которых совместно с ферберитом в подчиненных количествах наблюдаются антимонит и киноварь. Кварц, сопровождающий рудные минералы этой стадии, представлен светло-серыми гребенчатыми агрегатами, нарастающими на обломки кварцита в виде короткопризматических щеток. В рудах этой стадии первым кристаллизуется антимонит; он корродируется ферберитом, последний, в свою очередь, пронизан тонкими просечками киновари.

Четвертая стадия представлена тонкими ветвящимися прожилками светлого гребенчатого кварца, с которыми ассоциирует основная масса киновари, в незначительных количествах встречаются антимонит и ферберит.

Таким образом, в рудах месторождения Барун-Шивея существенно ферберитовая стадия минерализации является более поздней, чем антимонитовая, и более ранней, чем основная стадия отложения киновари. В этом отношении описываемое месторождение отличается от сходных по минеральному составу

месторождений, известных на Кавказе, в Боливии и США, где вольфрамовая минерализация проявляется раньше антимонитовой и только в некоторых месторождениях совместно с последней в рудах одной стадии минерализации.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Россыпные месторождения вольфрама распространены широко почти во всех вольфрамоносных провинциях. Они могут образовываться за счет разрушения всех типов коренных месторождений вольфрама, но главным источником их служат пневматолито-гидротермальные жильные и штокверковые месторождения грейзеновой, кварц-касситерит-вольфрамитовой и кварц-вольфрамитовой формаций. Поэтому наиболее развиты касситерит-вольфрамитовые и вольфрамитовые россыпи (рис. 78), гюбнеритовые и шеелитовые встречаются значительно реже. Контактово-метасоматические (скарновые) месторождения очень редко образуют промышленные россыпи (известны в КНР и США). Промышленные россыпные месторождения нередко формируются за счет убогих штокверковых месторождений, не имеющих промышленного значения в первичном залегании.

В Советском Союзе наиболее крупные касситерит-вольфрамитовые россыпи были известны в рудных полях Шерловогорского месторождения Читинской области, Омчикандинского Якутской АССР, Иультин Магаданской области, Караобинского Карагандинской области. Вольфрамитовые россыпи широко распространены на многочисленных жильных и штокверковых месторождениях вольфрама Карагандинской области, гюбнеритовые — в Джидинском рудном поле Бурятской АССР, шеелитовые — на месторождении Богуты Семипалатинской области и месторождениях Восток-2 и Лермонтовское Приморского края.

Среди россыпных месторождений различаются элювиальные, делювиальные, делювиально-аллювиальные и аллювиальные. Первые встречаются чаще других, но обычно содержание вольфрама в них непромышленное. Делювиальные, делювиально-аллювиальные и аллювиальные месторождения более богаты по содержанию вольфрама, но, как правило, небольшой протяженности и с ограниченными запасами, составляющими десятки и сотни тонн трехокиси вольфрама. Более крупные месторождения встречаются редко.

Характерна тесная приуроченность россыпных месторождений к коренным источникам, что обусловливает преимущественное развитие делювиально-аллювиальных россыпей в верхних частях долин и в мелких водотоках, дренирующих рудные поля. Общая протяженность промышленной части наиболее крупных россыпей редко превышает 5 км.

Ограниченные масштабы россыпных месторождений в первую очередь вызваны тем, что кристаллы вольфрамита и гюбнерита имеют пластинчатую форму, очень хрупки, при переносе быстро разрушаются и переизмельчаются, переходя в неизвлекаемые шламовые формы

В верхней части россыпей значительная часть вольфрамита присутствует в валунах и сростках с кварцем, в средней — вольфрамит в основном освобождается из сростков, а в нижней преобладает переизмельченный шламовый вольфрамит. В россыпях наряду с вольфрамитом (гюбнеритом) и шеелитом часто присутствуют касситерит, золото и ильменит.

Содержание вольфрамита в разрабатывавшихся россыпных месторождениях СССР колебалось от 0,3 (в комплексных оловянно-вольфрамовых россыпях) до 10—20 кг/м^3 (в собственно вольфрамовых россыпях).

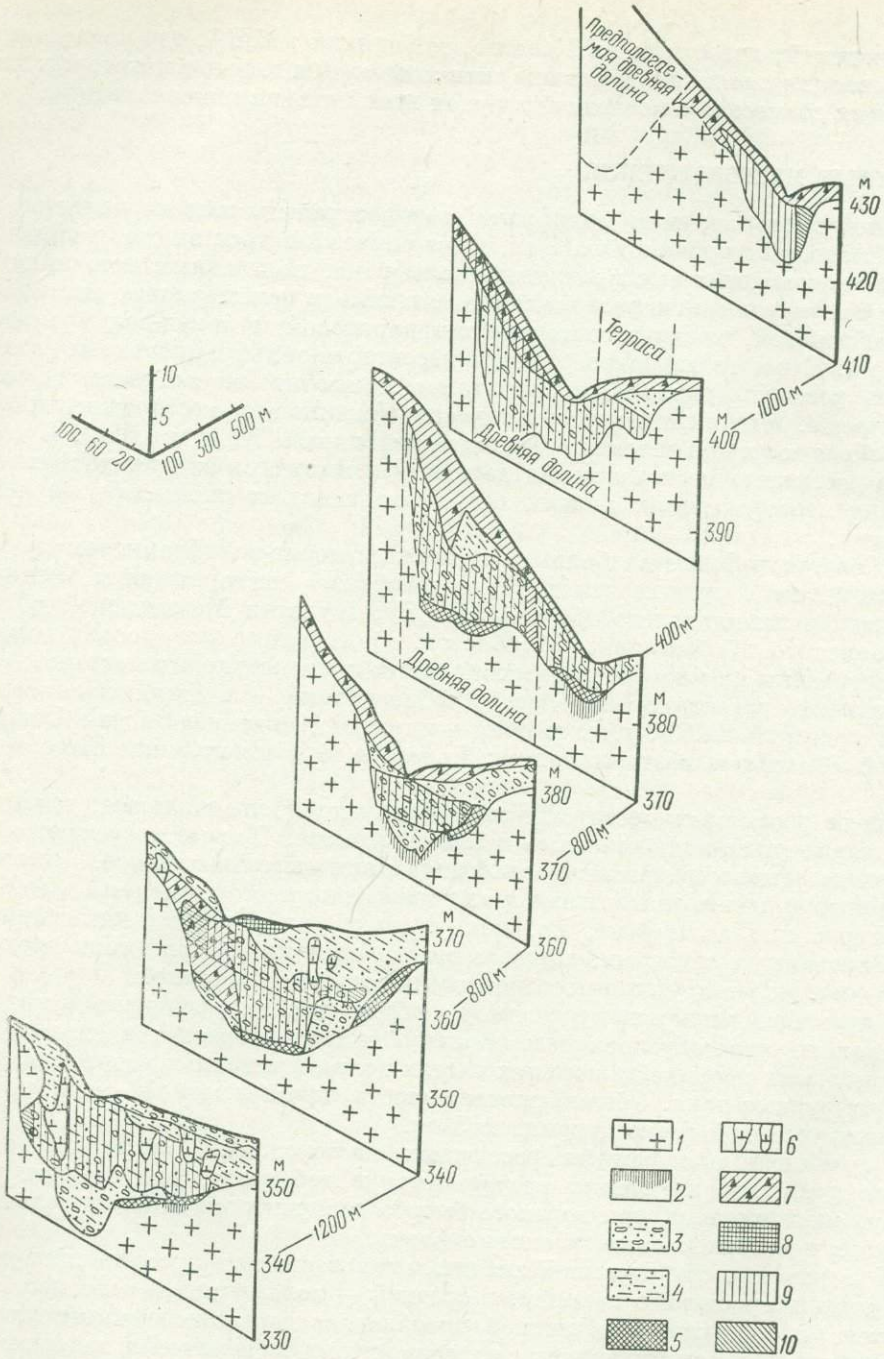


Рис. 78. Строение Омчикандинской вольфрамитовой россыпи. По *А. Замараеву* и *В. Карлику*.

1 — граниты биотитовые; *2* — кора выветривания; *3* — глины с песком и галькой; *4* — илы со щебнем галькой и прослоями торфа; *5* — щебень и галька с глинистым заполнителем; *6* — линзы и жилы льда; *7* — склоновые отложения — супеси и суглинки с щебнем; *8* — торф; *9* — балансовая часть россыпи; *10* — забалансовая часть россыпи

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акиньшин П. З., Мандыч В. А. Новые данные о геологическом строении Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. — В кн.: Новые материалы по геологии рудных районов Востока СССР. М., «Наука», 1969, с. 70—85.

Алявдин В. Ф. Месторождения вольфрама Северо-Востока СССР и их размещение в геологических структурах. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1963, т. 92, с. 61—63.

Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Т. 1. Букука — Белуха. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1961. 358 с.

Бедров Г. И. Некоторые особенности геологического строения рудных полей главнейших штокверковых месторождений вольфрама и молибдена Центрального Казахстана. — «Труды КазИМС», 1960, вып. 2, с. 3—18.

Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., «Недра», 1965. 236 с.

Второе совещание по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР (26—28/XI 1968 г.). Тезисы докл. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1968. 109 с.

Дружинин А. В. Структурные условия локализации вольфрамового и молибденового оруденения в Восточном Забайкалье. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 8, с. 44—60.

Зильберминц А. В. Геология и генезис Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. М., «Наука», 1966. 190 с. (Сев.-Вост. комплексн. науч.-исслед. ин-т Сиб. отд. АН СССР. Труды. Вып. 13).

Иванов Ю. Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., «Недра», 1974. 210 с.

Иванов Ю. Г. О вольфрамовых рудных формациях юга Дальнего Востока. — В кн.: Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 16—30.

Иванова Г. Ф. Об условиях концентрации вольфрама в грейзеновом процессе. — «Геохимия», 1969, № 1, с. 22—32.

Игнатович В. И. О структуре Джидинского рудного поля. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 7. Улан-Удэ, 1961, с. 3—22.

Караульник А. Е., Ростов В. Т., Рубо Г. Л. О способах образования кварцево-вольфрамитовых жил на примере Букукинского месторождения. — «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1958, № 6, с. 123.

Кристальный Б. В. Структурные условия эндогенного минералообразования и закономерности локализации оруденения в главнейших рудоносных зонах Чорух-Дайронского рудного поля. — «Геология рудных месторождений», 1963, № 6, с. 34—50.

Кушнарев И. П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — «Геология и горное дело», 1947, № 16, с. 37—51.

Малиновский Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамовых месторождений. М., «Наука», 1965. 163 с.

Малиновский Е. П. Некоторые вопросы генезиса пологопадающих кварцево-вольфрамитовых жил Букукинского месторождения. — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 7—20.

Матвеенко В. Т. Общие закономерности размещения оловянных и вольфрамитовых месторождений на Северо-Востоке и их классификация. — В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, с. 68—72.

Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1971. 344 с.

Онтоев Д. О. Особенности околорудных изменений вмещающих пород в связи со стадийностью минерализации и зональность оруденения Джидинского рудного поля. — В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М., «Наука», 1966, с. 150—182.

Особенности висмутовой минерализации Бом-Горхонского вольфрамитового месторождения (Западное Забайкалье). — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, вып. 5, с. 55—63. Авт.: Д. О. Онтоев, Н. В. Тронева, А. И. Цепин и др.

Повилайтис М. М. О некоторых особенностях Джидинского молибден-вольфрамового месторождения, обусловленных его геотектоническим положением. — В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969, с. 167—174.

Повилайтис М. М. Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. М., «Наука», 1975. 255 с.

Радкевич Е. А. Формации месторождений олова и вольфрама и условиях их образования. — В кн.: Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 3—16.

Рундквист Д. В., Щеглов А. Д. Вольфрам. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 4. М., «Недра», 1968, с. 381—390.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Региональные и локальные закономерности размещения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений. Л., 1970. 72 с. (Материалы к совещ. «Разработка оснований научн. прогноза месторождений полезных ископаемых». Вып. 2).

Сизых В. И., Калинин А. С. Общие генетические особенности Бом-Горхонского вольфрамового месторождения. — В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 4. Чита, 1968, с. 175—179.

Смольянинов Н. А. Месторождения Белуха и Букука в Забайкалье. — «Труды МГРИ», 1961, вып. 37, с. 20—31.

Степанов Г. Н. Генетические особенности скарново-сульфидно-шеелитовых месторождений Востока СССР. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 282—283.

Туговик Г. И. Стадии гидротермальной минерализации и генезис молибден-вольфрамовых месторождений Джидинского рудного узла. — «Геология и геофизика», 1964, № 2, с. 93—104.

Ушаков Н. Д. Особенности размещения скарново-рудных тел на месторождении Ингичке. — В кн.: Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1966, с. 46—50.

Формирование шеелитоносного штокверка Богуты. — «Геология рудных месторождений», 1974, № 6, с. 3—17. Авт.: Г. Н. Щерба, Б. А. Салин, Ф. Г. Габайдулин и др.

Щеглов А. Д. Основные черты геологии вольфрама в Юго-Восточном Забайкалье. — «Бюл. науч.-техн. информ. М-ва геол. и охраны недр СССР», 1957, № 6 (11), с. 14—17.

Щеглов А. Д. Генетические особенности ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, 21 сессия. Проблема 16. Генетические проблемы руд. Эндогенные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 139—144.

Щеглов А. Д. К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1964, вып. 107, с. 162—173.

Щеглов А. Д. Металлогения вольфрама в пределах Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Т. 10. М., «Наука», 1973, с. 198—213.

Щерба Г. Н. Редкие металлы Восточного Казахстана. Генетические типы месторождений. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1958, вып. 4 (33), с. 20—37.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛОВА

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Оловянные руды свойственны различным генетическим группам месторождений — пегматитовой, скарновой, альбититовой, грейзеновой, гидротермальной и россыпной. Однако естественные геологические комплексы месторождений не укладываются в рамки этих групп, а подчинены перекрестным связям, сочетающим пегматиты с альбититами и грейзенами, скарны с грейзенами и различными гидротермалитами, грейзены с частью гидротермалитов и с оруденением всех других классов эндогенных месторождений. Поэтому в геологии олова утвердилась классификация С. Смирнова (1937), детализированная позднее О. Левицким и Е. Радкевич, по которой оловорудные месторождения делятся на три формации: 1) пегматитовую; 2) касситерит-кварцевую, объединяющую грейзены и кварцеворудные гидротермальные образования; 3) касситерит-сульфидную, включающую все остальные гидротермалиты, а также скарны (Левицкий, 1947).

С течением времени эта классификация подверглась некоторым преобразованиям, отражающим новые данные о типах оруденения и общее развитие геологических представлений. Новые варианты классификации даны в работах Е. Радкевич (1956), В. Матвеенко (1966), М. Ициксона и В. Матвеенко (1968), М. Материкова (1974), С. Лугова и Б. Макеева (1975), а также ряда других авторов.

В настоящей работе все типы месторождений олова группируются в соответствии с принципами систематики рудных месторождений, намеченными В. Смирновым (1955), т. е. с учетом объективно наблюдаемых геологических условий, определяемых элементами магматической и структурной геологии, а также особенностями состава вмещающих пород. На этой основе все формации оловорудных месторождений делятся на три типа: 1) формации интрузивной зоны; 2) формации околоинтрузивной зоны, 3) формации надынтрузивной зоны. Такое деление сочетается с существующей трехчленной группировкой тех же формаций по минералого-геохимическим признакам, внося при этом необходимые коррективы, учитывающие явления конвергенции.

В формировании месторождений и рудопроявлений олова выделяются следующие эпохи:

1) рифейско-протерозойская (Северное Приладожье и Кольский полуостров на Балтийском кристаллическом щите, Волынь и Приазовье на Украинском щите, бассейн Учура на Алданском щите);

2) байкальская (Восточный Саян, Енисейский кряж, Байкальская складчатая область, Сангилен);

3) позднебайкальская (Ханкайский и Буреинский массивы на Дальнем Востоке);

4) позднекаледонская или раннегерцинская (рудопроявления Алтае-Саянской складчатой области, частично Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня);

5) герцинская (Тянь-Шань, Калба, Центральный Казахстан, Забайкалье и др.);

6) мезо-кайнозойская (Северо-Восток, Приморье и Приамурье, Забайкалье, Юго-Восточный Памир, Большой Кавказ);

7) кайнозойская (Корякское нагорье).

Кроме того, может быть отмечена современная эпоха россыпеобразования.

На территории СССР, как и в зарубежных странах (Ициксон, 1958), отчетливо устанавливается нарастание промышленных концентраций олова от древних образований к юным, с максимумом их проявления в мезо-кайнозое. Намечается тенденция к усилению в более молодых оловорудных комплексах роли месторождений силикатно-сульфидной группы за счет силикатно-кварцевой.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИНТРУЗИВНОЙ ЗОНЫ

Оловорудные формации интрузивной зоны представлены месторождениями пегматитов, альбититов, частью грейзенов и гидротермалитов. Все они входят в состав силикатно-кварцевой группы и нередко связаны между собой взаимопереходами. Для районов их распространения характерно развитие интрудированных гранитами песчано-сланцевых толщ или метаморфических пород алюмосиликатного состава (исключения из этого правила, правда, имеются).

Несмотря на широкое распространение оруденения интрузивной зоны, практическое значение его как оловянного невелико, если не считать того, что эти руды служат источником питания крупных оловоносных россыпей. В основном месторождения данной группы принадлежат в СССР к числу комплексных с подчиненной ролью олова. Поэтому описание главных из них дано в главах, посвященных вольфраму и редким металлам (литию, цезию, бериллию, танталу и ниобию), здесь же характеризуются лишь общие особенности данных месторождений как оловянных.

Оловоносные пегматиты

Рудопроявления олова пегматитовой формации известны в районах разного геологического строения и возраст их изменяется в весьма широких пределах: от среднего протерозоя (Балтийский щит) до неогена (Юго-Западный Памир). Наиболее значительные месторождения приурочены к Сибирским байкалидам (Тастыгское, Урикское, Белореченское и др.) и к герцинидам Калбы (Белогорское, Баймурзинское и др.). Характерны оловоносные пегматиты для некоторых металлогенических зон Тянь-Шаня (Туркестанский хребет и др.), Забайкалья и Северо-Востока. Успешная разработка пегматитовых месторождений с низкими содержаниями олова в некоторых зарубежных странах (преимущественно в Африке), кроме комплексного их использования, в известной степени объясняется развитием латеритного разложения, облегчающего добычу и переработку руды в коре выветривания (Маноно-Китотоло и др.). Иногда пегматитами называются кварц-полевошпатовые жилы, разрабатываемые в основном для получения вольфрама (провинция Цзянси в Китае); их, по-видимому, следует относить не к пегматитовой, а к кварцевой формации.

Лучшие месторождения олова пегматитовой формации принадлежат СССР к типу сподуменовых пегматитов. Касситерит в этих пегматитах представлен рассеянной вкрапленностью с размером кристаллов от десятых долей миллиметра до 2 см и более. Содержания олова в рудах изменяются от тысячных долей до 0,2% и в среднем составляют лишь первые сотые доли процента. Очень редкие обогащенные участки, образование которых связано с заключительными

этапами пегматитового процесса — альбитизацией и грейзенизацией, вследствие незначительных размеров не могут считаться самостоятельными промышленными объектами.

Кроме собственно пегматитов, повышенные концентрации касситерита иногда содержат и сами граниты. Такие обогащенные оловом граниты довольно широко распространены за рубежом (п-ов Малакка, Нигерия и др.), где при развитии коры выветривания и благоприятных геоморфологических условиях дают крупнейшие оловоносные россыпи. Они известны в ряде оловоносных районов СССР и некоторыми исследователями выделяются как особый генетический тип оловорудных месторождений, не имеющий, однако, промышленного значения.

Оловоносные грейзены и другие типы месторождений касситерит-кварцевой формации

В СССР месторождения и рудопроявления касситерит-кварцевой формации численно преобладают над другими, однако в настоящее время они имеют лишь второстепенное практическое значение. Эти месторождения довольно обычны для тех же металлогенических зон, в которых развиты и оловоносные пегматиты, но чаще проявляются вне связи с последними, и даже в областях их совместного нахождения (например Калба или Забайкалье) в основном размещаются в обособленных районах. Нередки рудопроявления грейзенового состава и в пределах рудных полей с господством оруденения других формаций, где они в единичных случаях используются в качестве подсобных промышленных объектов. За рубежом имеются месторождения касситерит-кварцевой формации крупных масштабов, в частности, к типу оловоносных грейзенов принадлежат известные месторождения Рудных гор: Красно со штокверками Губским и Шнэда, Циновец (Циннвальд), Альтенберг, Садисдорф и др.

Районы преимущественного развития месторождений касситерит-кварцевой формации связаны с выступами батолитоподобных гранитных интрузий. Такие интрузии обычно контролируются зонами мощных разломов на границах крупных структурных элементов, в частности в окаймлении жестких массивов (Колымский массив на Северо-Востоке, Буреинский — в Приамурье, Центральный разлом Сихотэ-Алиня и др.). Столь же характерны они и для районов резко выраженного складчато-глыбового строения, в особенности при относительно неглубоком залегании складчатого основания (Центральная Чукотка).

В составе оловоносных интрузивных комплексов господствуют биотитовые и двуслюдяные граниты. Обильны сателлиты и дополнительные интрузии кислого и ультракислого состава; породы дайковой фации представлены мелкозернистыми и порфировыми разностями тех же гранитов, а также аплитами, изредка пегматитами. В некоторых районах проявляются дайки меланократовых пород и ассоциированных с ними гранодиорит-порфиров, однако во всех случаях, когда такие дайки принадлежат к числу послегранитных, они моложе грейзенов и других типов оруденения данной формации, что хорошо наблюдается на Калбе и в некоторых районах Приморья.

По минеральному составу руд и морфологическим особенностям все месторождения формации принято делить на четыре разновидности: грейзеновую, кварц-топазовую, кварц-полевошпатовую и кварцевую. В целом они составляют единый генетический ряд с взаимными переходами и нередко прояв-

ляются совместно. Однако для каждого из минеральных типов намечаются некоторые оптимальные условия локализации.

Для оловоносных грейзенов, широко распространенных во многих рудных районах СССР, характерна приуроченность к апикальным частям гранитных куполов, их дайкообразным апофизам и иным выступам интрузий, хотя нередки грейзеновые залежи или зоны и в других структурных условиях. Месторождения кварц-топазового типа тесно связаны с грейзеновыми образованиями, но чаще имеют жильную форму и обычно проявляются в породах кровли интрузий. Как и грейзеновые, они нередко сопровождаются редкометальной минерализацией (бериллиевой, танталовой и др.), которая иногда приобретает ведущее значение. Месторождения кварц-полевошпатового типа, выделяемые по преобладающему в составе рудных жил полевому шпату и кварцу, в рудных полях интрузивной зоны распространены ограниченно, вследствие чего положение их в ряду других типов оловорудной минерализации недостаточно ясно.

В отличие от грейзенов и кварц-топазовых жил месторождения кварцевого типа, принадлежащие к той же формации, иногда появляются вне связи с куполами гранитов, в зонах контактов более крупных и глубже эродированных массивов. Такие кварцеворудные жилы могут отходить на значительное расстояние (до нескольких сотен метров) в породы кровли, что особенно характерно для оловоносных районов Центральной Чукотки; однако и при этом они не теряют тесной связи с интрузиями (Иультин и др.). Роль ранних систем трещин при формировании этих месторождений заметно снижается, рудные жилы чаще залегают в более поздних и более протяженных трещинах скола.

Среди месторождений касситерит-кварцевой формации к данному, явно гидротермальному типу относятся объекты, наиболее интересные в настоящее время в практическом отношении. Как правило, они являются комплексными — оловянно-вольфрамовыми (Иультин, Светлое и др. на Чукотке, Караобинское в Казахстане и др.). Комплексность таких месторождений характерна и для оловоносных районов зарубежных стран (Маучи в Бирме, Аберфойл в Австралии, Панашкейра в Португалии и др.). Описание месторождения Иультин — лучшего в СССР представителя данного типа — дано в главе, посвященной вольфраму, и поэтому здесь не приводится.

Месторождение Кестер

Месторождение Кестер в Северо-Восточной Якутии является довольно своеобразным представителем грейзенового типа оловянного оруденения, сочетающим особенности грейзенов, апогранитов и пегматитов.

Район месторождения сложен песчано-сланцевыми толщами верхнего триаса, смятыми в крупные складки коробчатого и сундучного типов, осложненные мелкими гребневидными складками низших порядков. Общая мощность отложений триаса не превышает 3500 м. Глубина залегания фундамента всего складчатого комплекса определяется по геофизическим данным в 4—7 км.

Осадочные породы прорваны юрско-меловыми интрузиями гранитоидов, представленными на поверхности двумя массивами. Обособленные ореолы контактовых изменений указывают на наличие интрузивов, еще не вскрытых эрозией.

В состав интрузивного комплекса, по Б. Флерову и др., входят (в последовательности формирования): 1) биотитовые гранодиориты и андезиновые граниты; 2) порфировидные биотитовые и двуслюдяные граниты с переходами к гранит-порфирам; 3) лейкократовые граниты и гранит-порфиры, часто тур-

малинсодержащие; 4) апограниты, являющиеся продуктами алясковитового расплава. С гранитоидами пространственно и генетически связаны дайки аплитов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Вне видимых связей с интрузивными массивами широко распространены дайки диоритовых порфиритов, подразделяющихся на до- и послегранитовые, а также дайки кварцевых порфиров и наиболее поздних из изверженных пород — диабазов (Геология и генезис..., 1971).

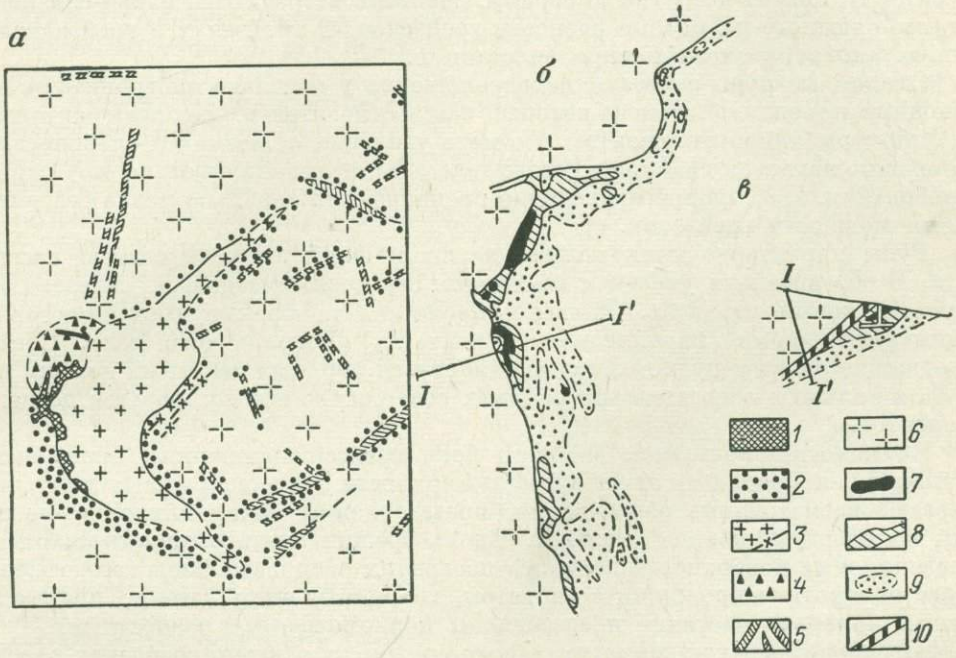


Рис. 79. Схема геологического строения месторождения Кестер. По *А. Дорофееву* и *А. Мартыненко*.

а — схема геологического строения; *б* — характер распределения олова в грейзеновой залежи в плане, *в* — то же в разрезе по линии I—I'.

1 — грейзены; *2* — зоны приконтактовой грейзенизации; *3* — апограниты; *4* — брекчии гранодиоритов и гранитов с турмалиновым цементом; *5* — дайки турмалинизированных лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров; *6* — гранодиориты и граниты; *7* — богатые участки (более 1% олова); *8* — площади средних содержаний; *9* — зона убогих руд; *10* — краевые пегматиты

Оловянное оруденение района, известного под названием Яно-Борулахской рудной зоны, представлено различными типами руд: грейзеновым (Кестер и Ыттыр-Халан), кварцевым (Киргилях, Кутурук, Олохтох и др.), сульфидно-турмалиновым (Хотон-Хая), сульфидно-хлоритовым (Эге-Хая, Улахан-Эгелях и др.). Каждому из них свойственны свои условия локализации.

Апограниты, с которыми связано Кестерское месторождение, залегают среди андезиновых гранитов и гранодиоритов, слагающих юго-западный купол Арга-Ынныхайского массива (рис. 79). При этом они срезают дайки кварцевых порфиров и еще более ранних турмалинизированных лейкократовых гранитов, сопровождаемых в районе оловянно-вольфрамовым оруденением.

Выход тела апогранитов общей площадью 0,6 км^2 имеет дугообразную форму. Оба контакта этого тела падают в западных направлениях под углами от 15 до 85°. В составе апогранитов различаются две парагенетические

ассоциации: ранняя представлена альбитом, микроклином, кварцем I и мусковитом; поздняя — кварцем II, топазом, светлыми литийсодержащими слюдами, амблигонитом, касситеритом, турмалином, флюоритом и каолинитом.

Грейзенизация в основном проявляется в контактовых частях апогранитов, главным образом у их висячего бока, где в месте изгиба северо-западного контакта развиты слюдисто-кварцевые грейзены, обогащенные оловом. Они сложены кварцем и светлой слюдой, которым подчинены полевые шпаты, топаз, касситерит, апатит и другие минералы. Местами встречаются кварц-слюдистые и топаз-слюдисто-кварцевые разности грейзенов. В грейзенах и грейзенизированных апогранитах зафиксирован станнин.

Оловянные руды залегают непосредственно у контакта апогранитов с вмещающими породами, к числу которых здесь относятся и брекчии гранитоидов с кварц-турмалиновым цементом. По мере удаления от контакта оловоносность постепенно падает, и граница рудного тела устанавливается только по данным опробования. На глубине оруденение прекращается довольно резко без уменьшения мощности грейзенов.

Руды характеризуются мелкой неравномерной вкрапленностью касситерита. В обогащенных участках выделения его носят гнездовый, линзовидный и прожилковый характер. Линзы и прожилки контролируются пологопадающими трещинами, параллельными контакту апогранитного тела. Среднее содержание олова в рудной залежи измеряется первыми десятыми долями процента и только в обогащенных участках содержание его повышается до целых процентов.

На пологих контактах висячего бока грейзенизированных апогранитов, а также в зальбандах их апофиз и на поверхности гранодиоритовых ксенолитов залегают пегматоидные образования, представленные микроклином с небольшим количеством кварца и слюды. Вдоль трещин среди слюдисто-кварцевых грейзенов и на поверхности контакта последних распространены также жеоды, друзы и короткие прожилки с апатитом, кварцем и микроклином, причем два первых минерала частично представлены колломорфными разностями.

В гранодиоритах у контакта с апогранитами, а также в грейзенах развиты кварц-полевошпатовые прожилки, сложенные микроклином, кварцем, альбитом, станнином и топазом; изредка встречаются вольфрамит, халькопирит и арсенопирит. Станнино-кварцевые и кварцевые прожилки, содержащие иногда калиевый полевой шпат, а также амблигонит, пересекают слюдисто-кварцевые грейзены и гранодиориты в зоне контакта с апогранитами, а также встречающиеся в этой зоне арсенопирит-турмалин-кварцевые прожилки. Станнин относится к цинксодержащей разновидности и ассоциирует с халькопиритом, кубанитом и сульфоантимонитом свинца.

Этыкинское месторождение

К характерным представителям оловорудных месторождений кварц-топазового типа относятся Этыкинское в Восточном Забайкалье, Талыминское в Приамурье, Забытое в Приморье. Первое из них, как изученное лучше других, выбрано в качестве примера для общей характеристики, но следует отметить, что в минеральном составе руд этих месторождений имеются существенные различия.

Этыкинское месторождение расположено в Кукельбейском районе среди нижне-среднеюрских толщ центральной синклинальной зоны Восточного Забайкалья, вблизи выступа Агинского палеозойского массива (рис. 80). Осадоч-

ные породы прорваны киммерийскими интрузиями среднего и кислого состава, которые делятся на два сложных разновозрастных комплекса: 1) догранитовый (шахтаминский?), представленный диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами; 2) гранитовый (кукульбейский) с биотитовыми и более поздними амазонитовыми гранитами. Многочисленные дайки лампрофиров и диоритовых порфиритов, залегающие среди осадочных пород, в основной своей массе принадлежат, по-видимому, к первому комплексу, так как местами прорываются кукульбейскими гранитами. Последние сопровождаются пегматитами, аплитами и кварцеворудными жилами.

С гранитами разных фаз второго комплекса пространственно и генетически связаны различные комплексы минеральных образований, носящие название кукульбейского и этыкинского (Этыкинское оловорудное месторождение..., 1963). Кукульбейский комплекс, связанный с биотитовыми гранитами, представлен кварцевыми жилами с вольфрамитом, реже с шеелитом, касситеритом и сульфидами,

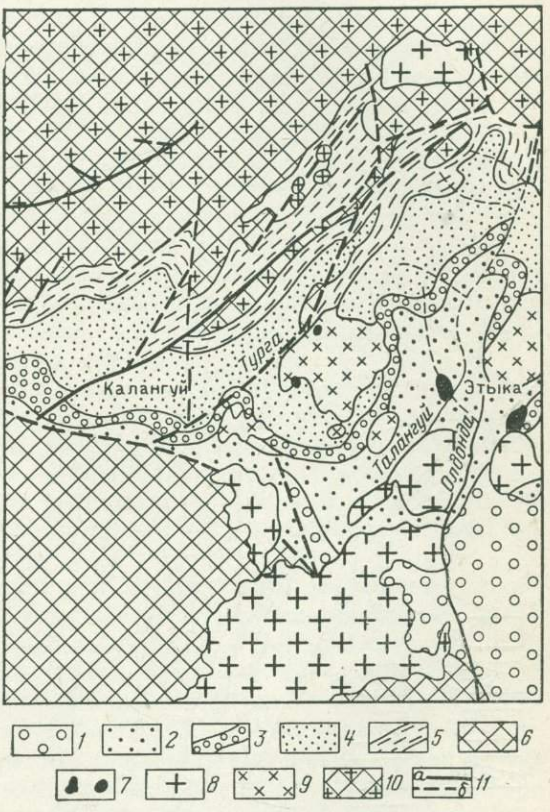


Рис. 80. Схематическая геологическая карта Кукульбейского района и прилегающей территории. По *И. Рутштейну* и *Б. Олексиву*.

1 — верхнегазимурская свита конгломератов (средняя юра); *2* — онон-борзинская свита песчаников (нижняя — средняя юра); *3* — сивачинская свита конгломератов (нижняя — средняя юра); *4* — онтагаинская свита песчаников и алевролитов (нижняя юра); *5* — базальный горизонт онтагаинской свиты (нижняя юра); *6* — выступ Агинского палеозойского массива; *7—9* — мезозойские интрузивные породы: *7* — амазонитовые граниты, *8* — биотитовые граниты, *9* — диориты, кварцевые диориты; *10* — палеозойские граниты и гранодиориты; *11* — разрывные нарушения установленные (*а*) и предполагаемые (*б*)

а также кварцевыми жилами с молибденитом. Установлены отчетливые пересечения кварц-вольфрамитовых прожилков с молибденитом амазонитовыми гранитами Этыкинского массива. В составе этыкинского комплекса, сопровождающего интрузии амазонитовых гранитов, участвуют грейзены, топаз-кварцевые и кварц-амазонитовые жилы. Все они, как и сами граниты, содержат касситерит; вольфрамит присутствует в незначительных количествах. Этыкинский комплекс отличается от кукульбейского, во-первых, значительно более высокой концентрацией фтора как в самих гранитах, так и во всех связанных с ними приконтактовых и жильных образованиях, во-вторых — проявлением некоторых редких и рассеянных элементов, в том числе акцессорной примеси скандия в касситеритах и вольфрамитах. Между развитием в амазонитовых гранитах топаза и редкометальной минерализацией отмечается прямая зависимость.

Положение Этыкинского месторождения, приуроченного к выходу одноименного интрузива амазонитовых гранитов, определяется сочетанием субширотного изгиба складчатых структур с зоной поперечных разрывных нарушений преимущественно субмеридионального простирания. Последние характеризуются развитием догранитных даек плагиогранит-порфиров и диоритовых порфиритов, а также более поздних образований — рудных жил, пострудных брекчий с кварцевым, кварц-флюоритовым цементом и др. На площади рудного поля наблюдаются зоны дробления, дайки и рудные жилы также субширотного простирания.

Этыкинский гранитный массив, обнажаясь на площади около 1,5 км², вытягивается согласно с зоной тектонических разрывов в общем субмеридиональном направлении. Боковые контакты его довольно крутые, но на севере, где в породах кровли развита основная масса оловорудных жил, буровыми работами установлено пологое погружение контакта. Характерной особенностью контактового ореола является сочетание интенсивного изменения осадочных пород, проявляющегося в их грейзенизации, с необычайно малой мощностью зоны изменения, в основном определяемой степенью тектонической нарушенности.

Топаз-кварцевые и кварц-амазонитовые оловорудные жилы четко различаются не только по составу, но также по возрасту,

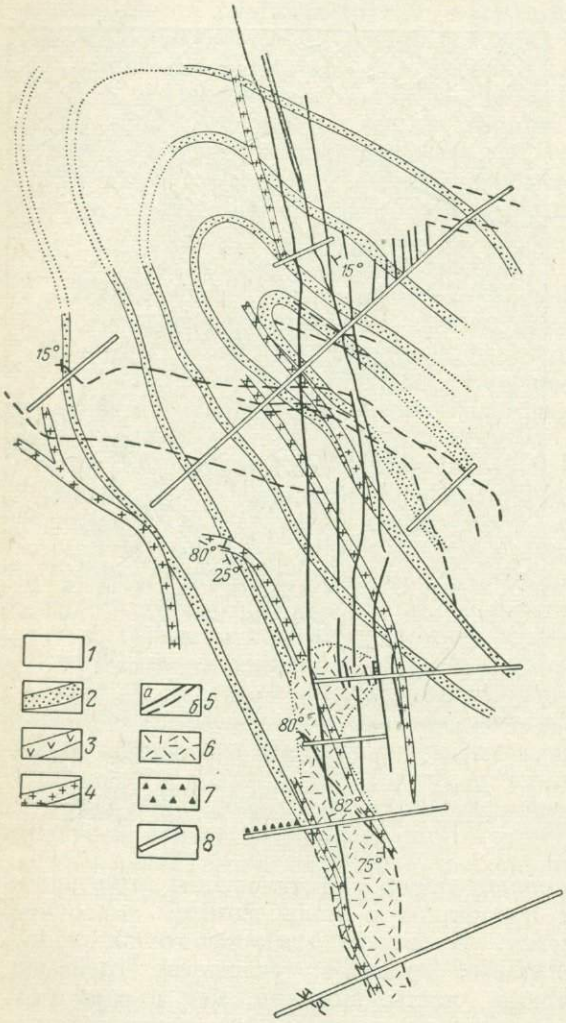


Рис. 81. Схема структуры второго Этыкинского участка. По *О. Левицкому*, *В. Аристову*, *Р. Константинову* и *К. Станкееву*.

1 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; *2* — конгломераты мелкогалечные; *3* — дайки догранитных диорит-порфиритов; *4* — дайки плагиогранит-порфиров; *5* — рудные жилы: *а* — кварц-амазонитовые, *б* — топаз-кварцевые; *6* — грейзенизированные породы; *7* — зоны брекчирования; *8* — канавы

условиям залегания и морфологии. Многочисленными наблюдениями установлено пересечение топаз-кварцевых жил кварц-амазонитовыми (рис. 81).

Топаз-кварцевые жилы преимущественно приурочены к пологим трещинам, падающим под углами 15—30° на северо-восток, т. е. в направлении погружения контакта интрузии. Они имеют четковидный облик и весьма невыдержаны по простиранию и падению. Контакты жил неровные, часто осложнены апофи-

зами и сетью прожилков различного направления. Наиболее выдержанные по мощности участки жил обычно приурочены к песчаникам и жильным породам. Прожилки нередко приспосабливаются к микроскладкам осадочных пород, развиваясь в прослоях песчаников или на контактах последних со сланцами.

Зальбанды жил повсеместно четкие, но в боковых породах постоянно можно наблюдать маломощные грейзеновые оторочки, в основном состоящие из кварца и топаза. Внутреннее строение кварц-топазовых жил определяется различными количественными сочетаниями трех главнейших компонентов жильной массы: крупнокристаллического серовато-белого кварца, молочно-белого крупнокристаллического непрозрачного топаза и буровато-серого мелкозернистого топаз-циннвальдитового агрегата. В наиболее общем случае топаз слагает четкие оторочки вдоль обоих зальбандов жил, осевые части которых выполнены кварцевой массой; от последней нередко отходят кварцевые просечки, рассекающие топазовые оторочки и сами в свою очередь пересекаемые выделениями циннвальдита. Мелкозернистый топаз-циннвальдитовый комплекс относится к поздним образованиям и наиболее часто развивается в местах резких сужений или пережимов жил.

Намечается три стадии минералообразования. Наиболее распространены минералы первой стадии, в основном и слагающие жилы данного типа. Главные среди них кварц, циннвальдит и касситерит; малораспространенные — вольфрамит, флюорит, арсенопирит и другие сульфиды.

Минералы второй стадии проявлены спорадически на участках дробления более ранних рудных образований (характерно, что такие участки не выходят за пределы жильных тел). В основном они представлены теми же минералами, что и в первой стадии, но с иными количественными взаимоотношениями, в первую очередь за счет увеличения роли циннвальдита и флюорита. Появляется в незначительном количестве и ряд новых минералов — триплит, апатит, станнин, пирротин, жильбертит.

Наименее распространенные минералы третьей стадии слагают маломощные поперечные просечки в жилах, выходящие на небольшие расстояния в боковые породы, и местами образуют скопления в призальбандовых частях жил. Типоморфны для этой стадии полевые шпаты — альбит и калиевый полевой шпат. В отдельной кварц-сульфидной ассоциации повышается роль сульфидов, главным образом галенита, пирита, халькопирита и сфалерита.

Касситерит выделяется на всех стадиях минералообразования. Распределение его неравномерное. Для касситерита I наиболее характерны крупные (до 2—4 см в поперечнике) изометричные или вытянутые зерна, тесно ассоциирующие с топазом, реже приуроченные к чисто кварцевым участкам. Цвет его черный, реже темно-бурый. Исследованиями Ив. Григорьева и Е. Доломановой установлено присутствие в этом касситерите микровключений вольфрамита, колумбита-танталита, циркона и гематита.

Касситерит II представлен более мелкими зернами, но по внешнему виду и составу элементов-примесей трудно отличим от более раннего касситерита. Касситерит III довольно редкий, наблюдается главным образом вместе с калиевым полевым шпатом, но встречается и вместе с сульфидами.

Кварц-амазонитовые жилы с касситеритом более выдержаны по мощности и элементам залегания. В отличие от кварц-топазовых они залегают в крутопадающих трещинах (70—80°) северо-северо-западного простирания и обладают отчетливыми проявлениями вертикальной зональности: на нижних горизонтах жилы в основном состоят из крупноблочного микроклин-амазонита, кварца и сахаровидного альбита; в средней части почти нацело сложены

агрегатом зерен микроклина с отдельными блоками кварца и локальными скоплениями крупночешуйчатого циннвальдита, обычно ассоциирующего с галенитом, сфалеритом, станнином и др.; в верхних горизонтах обогащены циннвальдитом, в кварце появляются скопления топаза с касситеритом.

На основании текстурных и минералогических особенностей в этих жилах также намечаются три стадии минералообразования при полном преобладании минералов первой стадии и резко подчиненном значении двух других. В первую стадию выделились микроклин-амазонит, альбит, топаз, кварц, касситерит, циннвальдит, триплит, вольфрамит, арсенопирит, сфалерит, станнин, галенит, сульфиды железа и меди, флюорит. Типоморфными особенностями минеральных ассоциаций второй и третьей стадий являются присутствие в их составе флюорита и полное исчезновение микроклин-амазонита.

Касситерит проходит через все стадии минералообразования, но в кварц-амазонитовых жилах присутствует в значительно меньших количествах, чем в кварц-топазовых. В ранней стадии выделяются две разновидности касситерита. Первая, ассоциирующая с топазом, кварцем и иногда с циннвальдитом, ничем существенно не отличается от касситерита кварц-топазовых жил. Касситерит второй разновидности тесно ассоциирует с галенитом, образуя в последнем концентрические скопления колломорфного характера. Для него характерно полное отсутствие примесей ниобия, тантала и вольфрама, которые постоянно отмечаются в касситерите первой разновидности, и в то же время значительное увеличение содержания индия.

Обычным минералом кварц-амазонитовых жил является станнин, размеры выделений которого достигают нескольких сантиметров в поперечнике. Он тесно ассоциирует с другими сульфидами, особенно с пирротином, пиритом и халькопиритом. Иногда наблюдается вместе с касситеритом первой разновидности, но не обнаружен в ассоциации с колломорфным касситеритом, который, по-видимому, отлагался позже, совместно с самым поздним сульфидом — галенитом.

Бутугычагское месторождение

Бутугычагское месторождение, расположенное в бассейне верхнего течения р. Колымы, представляет кварц-полевошпатовый тип оловянного оруденения интрузивной зоны. Месторождение славилось своими богатыми рудами, к настоящему времени оно отработано, но благодаря этому наиболее подробно исследовано.

Месторождение находится в окраинной части одного из обнажающихся куполов крупной гранитной интрузии, прорывающей толщу сланцев с прослоями песчаников и конгломератов. Глубина эрозионного среза интрузива, по-видимому, небольшая, так как на поверхности среди гранитов наблюдается много пологолежащих останцев роговиковой кровли. При северо-западном простирании складчатых структур гранитные купола имеют в плане субмеридиональную вытянутость и вместе с тем группируются в полосе субширотного простирания. В таком же близширотном направлении прослеживается крупное тектоническое нарушение сдвигового характера, рассекающее как осадочную толщу, так и гранитные купола.

Интрузивный массив сложен лейкократовыми порфировидными гранитами, причем породы Западного купола, к которому приурочено месторождение, характеризуются более лейкократовым обликом и повышенной щелочностью. Среди них различаются как фациальные разности крупно- и среднезернистые граниты, а также мелкозернистые граниты и гранит-порфиры, представляющие

по-видимому, дополнительную фазу внедрения. По химическому составу последние стоят несколько ближе к аляскитам, чем более ранние граниты главной фазы. В результате постмагматических изменений все граниты Западного купола подверглись альбитизации, флюоритизации и более слабой турмалинизации.

Жильная серия интрузии представлена многочисленными дайками кислых пород — гранит-аплитов и аплитов, в которых местами наблюдаются пегма-

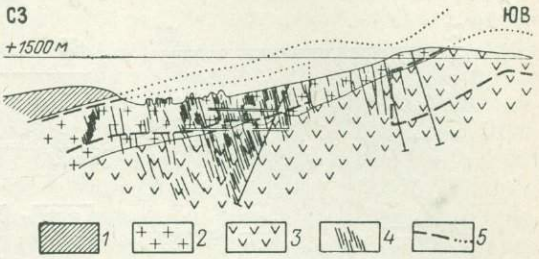


Рис. 82. Локализация промышленного оруденения в зоне эндоконтактов средне- и мелкозернистых гранитов на Бутугычагском месторождении (поперечный разрез месторождения). По *В. Володину*.
1 — роговики; *2* — среднезернистые граниты; *3* — мелкозернистые граниты (гранит-порфиры); *4* — рудные жилы; *5* — контуры продуктивной зоны

тоидные гнезда, линзы и прожилки. Не менее многочисленны послегранитные дайки гранит-порфиров, диоритовых порфиритов, спессартитов, диабазов и долеритов. В дайковых порфиритах А. Михайловым наблюдалось включение рудного кварца, что определяет возрастное положение оруденения как связанного с поздней фазой гранитной интрузии.

В размещении оруденения А. Михайловым отмечается горизонтальная зональность, подчиняющаяся положению рудных участков по отношению к штоку мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров, которые развиты в северной части Западного купола. Центральное рудное поле с многочисленными, богатыми оловом кварц-полевошпатовыми жилами расположено на контакте мелко- и среднезернистых гранитов. Участок, несколько удаленный от контакта, характеризуется развитием более бедных оловом грейзенов и кварцевых жил с вольфрамитом, арсенопиритом и молибденитом. На еще большем удалении от контакта чаще встречаются сульфиды при спорадическом проявлении касситерита и вольфрамита.

Рудные жилы центрального поля, имея крутое падение, залегают непосредственно под пологой кровлей интрузива, будучи в то же время приурочены к зоне контакта среднезернистых гранитов с мелкозернистыми (рис. 82). Возникновение рудных трещин связано, по В. Володину, с крупными зонами сдвигов, сопровождаемых трещинами скола и растяжения.

Различаются два вида рудных тел, носящих местные названия «номерных жил» и «промзон», «Номерные жилы» — маломощные, но более или менее выдержанные трещинные жилы с высокими содержаниями олова, прослеживаемые по простиранию на десятки и сотни метров; характерной особенностью их является редкое наличие апофиз. «Промзонами» названы параллельные сдвигам сетчатые жилы, состоящие из сближенных, кулисообразно расположенных и ветвящихся тонких прожилков: мощность «промзон» изменяется от 0,15—0,30 до 5 м и более. «Промзоны» имеют простирание преимущественно СВ 70° и падение на северо-запад под углами 60—70°. «Номерные жилы» простираются под азимутом 45—55° и падают на юго-восток под углами 70—80°. Таким же простиранием характеризуются и прожилки, составляющие «промзоны».

В составе рудных жил, по И. Драбкину, преобладают кварц, альбит, калиевый полевой шпат (адуляр?) при подчиненных количествах касситерита, флюорита и мусковита; распространенные примеси — серицит, хлорит, пирит: спорадически встречаются анкерит, вермикулит, вольфрамит, различные сульфиды. Краевые части жил сложены в основном кварцем и альбитом, осевые — альбитом и калиевым полевым шпатом. Околожильные изменения в гранитах проявлены альбитизацией и грейзенизацией.

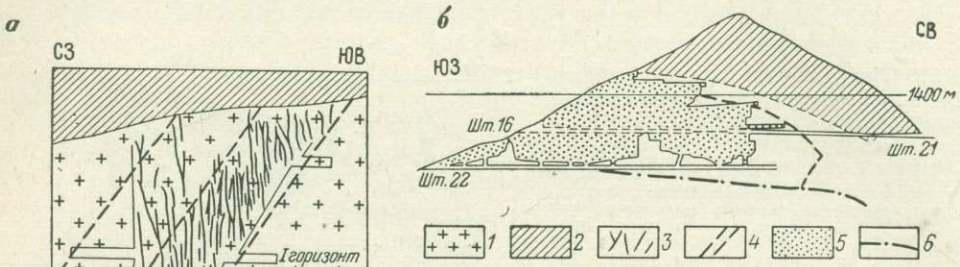


Рис. 83. Поперечный разрез (*а*) и вертикальная проекция (*б*) «промзоны» 22—25 Бутугычагского месторождения. По *В. Володину*.

1 — граниты; *2* — роговики; *3* — рудные жилы; *4* — контуры рудного тела; *5* — отработанные площади; *6* — нижняя граница оруденения

Касситерит представлен крупными, хорошо образованными кристаллами, часто формирующими сплошные скопления в виде полос, параллельных зальбандам жил. Среднее содержание олова в рудах на верхних горизонтах измерялось несколькими процентами, но с глубиной оно быстро снижалось. На глубине 40—85 м от поверхности отчетливо наметилась «мертвая линия», примерно параллельная контакту интрузива и ограничивающая распространение промышленного оруденения (рис. 83). При бурении до глубины 250 м встречено большое количество лишь бедных оловом прожилков преимущественно кварцевого состава; для самых нижних горизонтов характерно появление кальцита и повышенного количества сульфидов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКОЛОИНТРУЗИВНОЙ ЗОНЫ

Оловорудные месторождения околоинтрузивной зоны также относятся к разным генетическим классам: скарновому, грейзеновому, гидротермальному. В основном они принадлежат к силикатно-карбонатной (или скарново-рудной) минералого-геохимической группе, но отчасти и к так называемым переходным типам, занимающим по характеру минерализации промежуточное положение между месторождениями кварцевой и сульфидной формаций (существенным геологическим критерием для отличия их от последних служит, по-видимому, отсутствие даек «второго этапа», отделяющих во времени оруденение от становления гранитных интрузивов).

Силикатно-карбонатная группа месторождений характерна для районов развития карбонатных осадочных толщ, прорванных интрузиями оловоносных гранитов. Последние иногда сопровождаются гибридными разностями пород, но в заключительных фазах внедрения всегда имеют подчеркнуто кислый субщелочной характер. Эта группа объединяет месторождения собственно скарновых, апокарбонатно-грейзеновых и карбонатно-сульфидных руд. Руды отличаются высокой комплексностью и могут подразделяться на оловянно-воль-

фрамовые, оловянно-флюорит-редкометальные, оловянно-свинцово-цинковые (и медные), оловянные монометальные. Различные типы оруденения чаще всего проявляются совместно, составляя генетически единый рудный комплекс.

На территории СССР оловорудные месторождения рассматриваемого комплекса распространены довольно широко, но пока не имеют существенного практического значения. Они известны на кристаллических щитах, где связаны с протерозойскими гранитами рапакиви (месторождения Питкяранта, Кительское и другие в Северном Приладожье); в поздних байкалидах Ханкайского массива в Приморье (Ярославское, Первомайское и Благодатненское месторождения Вознесенского рудного узла), а также Буреинского массива в Приамурье (Биджанское); в герцинском поясе Тянь-Шаня (Суходол, Атджайлау, Сарыбулак в Сарыджазском рудном районе, Майхура и другие в Зеравшано-Гиссарской горной системе); в северо-восточной части Восточно-Забайкальского оловянно-вольфрамового пояса, где юрские оловоносные интрузии прорывают средне-нижнепалеозойские карбонатные толщи (Аркия и др.); в зоне краевых глыбовых поднятий Колымского массива в связи с юрско-меловыми оловоносными гранитами, также рвущими древние толщи (Большой Каньон, Чибагалах и др.); в киммеридах Памира и некоторых других районах. За рубежом наиболее значительные месторождения этого комплекса находятся в пределах Южно-Китайской платформы (Лаочан, Суншуцзяо и другие в районе Гэцзю, Сянхуалин в зоне Хунаньской впадины и др.). К этому же комплексу относятся некоторые эндогенные месторождения Индонезии (Клаппа-Кампит), Таиланда (Пиниок), Австралии (Маунт-Бишоф) и ряда других стран.

Ниже описаны месторождения Кителя, Ярославское и Учкошкон, представляющие как скарново-рудный комплекс, так и оруденение «промежуточных» типов околоинтрузивной зоны.

Кительское месторождение

Кительское месторождение находится в Северном Приладожье, вблизи известного с 1810 г. месторождения Питкяранта. Оловорудные проявления и месторождения района приурочены к экзоконтактовой зоне Салминского массива позднепротерозойских гранитов рапакиви и их дериватов. При этом они тяготеют к куполам более древних гнейсо-гранитов и отчетливо подчиняются горизонтам апокарбонатных пород в известняково-сланцевом обрамлении этих куполов, особенно к зонам интенсивных тектонических нарушений в пределах карбонатных горизонтов.

Скарны Северного Приладожья, с которыми ассоциирует оловянное оруденение, сформированы в два этапа, разделенные значительным перерывом во времени. Первый — «раннескарновый» этап, представленный пироксеновыми скарнами, местами сопровождаемыми вольфрамовым оруденением, проявлен регионально и связан, по Р. Хазову, с образованием гнейсо-гранитных куполов. Второй — «скарново-рудный» этап генетически связан с многофазной интрузией гранитов рапакиви и проявлен локально в экзоконтактовой зоне последних, захватывая полосу шириной до 4 км. Ранние пироксеновые скарны в этой полосе превращены в рудоносные скарны с сопутствующим магнетитовым, магнетит-халькопиритовым и наложенным оловянным, редкометальным и сульфидным полиметаллическим оруденением.

В составе Салминского интрузивного массива участвуют, по Р. Хазову, внедрения трех фаз с общим возрастным диапазоном от 1650 до 1422 млн. лет, объединяемые довольно условно в единый комплекс гранитов рапакиви.

Граниты III фазы, особенно развитые во вмещающих породах экзоконтактовой зоны в виде многочисленных штоков, даек и апофиз, местами альбитизированы и грейзенизированы, иногда превращены в апограниты и альбититы, сопровождаемые редкометальным оруденением. Жильные породы, связанные с комплексом гранитов рапакиви, представлены аплитами, пегматитами и ограниченно распространенными кварцевыми порфирами. В пегматитах, по данным Т. Билибиной и Ю. Богданова, присутствует касситерит.

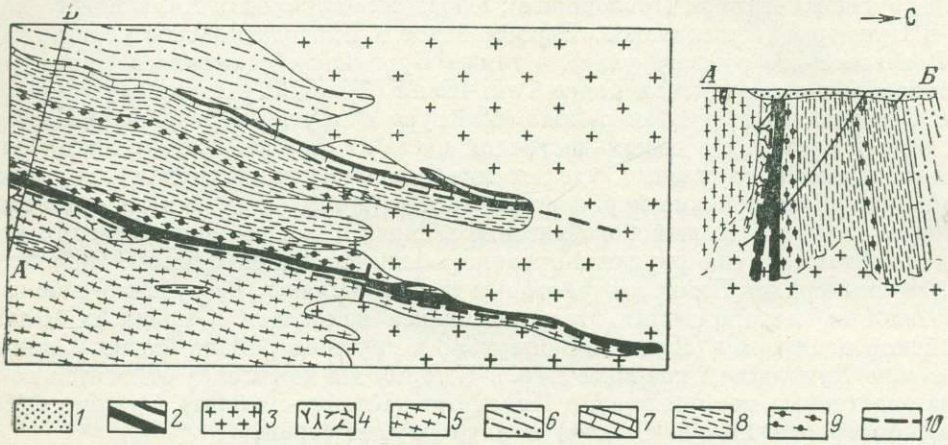


Рис. 84. Схематическая геологическая карта восточной части Кительского рудного поля. По *Р.* и *В. Хазовым.*

1 — четвертичные отложения; *2* — рудные скарны; *3* — граниты второй фазы; *4* — артеритовые мигматиты; *5* — плагиомикроклиновые гнейсо-граниты и теневые мигматиты; *6* — биотит-кварцевые сланцы и гнейсо-сланцы с прослоями кварцитов; *7* — мраморизованные и скарнированные известняки с прослоями скарнов; *8* — амфиболовые сланцы и полевошпатовые амфиболиты; *9* — пачки переслаивания разнообразных сланцев, амфиболитов и маломощных прослоев скарнированных известняков; *10* — разрывные нарушения

Для гранитов характерно большое количество акцессорных минералов, особенно флюорита и циркона. В гранитах II и III фаз появляются касситерит, колумбит, шеелит, турмалин. От одной интрузивной фазы к другой прослеживается закономерное повышение содержаний акцессорных элементов-примесей: фтора, олова, цинка и ряда других, за исключением скандия, галлия, молибдена, германия и бора, концентрации которых не превышают кларков для кислых пород. Закономерно увеличивается содержание олова и в мономинеральных фракциях разнофазных гранитов: в биотите, микроклине, плагиоклазе, кварце, магнетите, флюорите.

Кительское месторождение расположено на контакте с гранитами рапакиви II фазы, но его рудные тела, подчиняясь горизонтам скарнированных известняков, занимают поперечное положение по отношению к интрузивному контакту (рис. 84). Структурам слоисто-кристаллических пород кровли в основном подчинены и многочисленные апофизы интрузии (Хазов, 1967).

Питкярантская свита амфиболовых сланцев, полевошпатовых амфиболитов, мраморизованных и скарнированных известняков, контролирующая в районе размещения оруденения, на месторождении имеет мощность 325 м. На контакте ее с плагиомикроклиновыми гнейсо-гранитами ядра куполовидной структуры наблюдается мигматизация. В висячем боку свиты залегают биотит-кварцевые сланцы и гнейсо-сланцы ладожской серии. Все слоисто-кристаллические породы месторождения круто падают на север, порой приобретая опроки-

нутое залегание, и составляют северное крыло куполовидной структуры, на противоположном (южном) крыле которой находится рудное поле Питкяранты.

Рудолокализующие горизонты карбонатных пород тяготеют к бокам питкярантской свиты. Нижний («продуктивный») горизонт местами отделен от гнейсо-гранитного ядра амфиболовыми породами и пронизан вместе с последними многочисленными жилками аплита и гранита. Мощность его изменяется от 10 до 30 м, достигая в отдельных раздувах 40—50 м. Верхний карбонатный горизонт мощностью 14—30 м непосредственно контактирует с породами ладожской серии.

Наиболее крупная скарново-рудная залежь (зона), так же, как и на Питкяранте, приурочена к нижнему горизонту карбонатных пород. С помощью буровых работ она прослежена по простиранию на 1900 м. На восточном фланге она падает на север под углами 65—70°, на западном — на юг под углами 85—88°. Залежь имеет пластовую форму и достаточно выдержана как по простиранию, так и по падению, но заключенное в ней рудное тело характеризуется сложным строением. Мощность его меняется от первых десятков сантиметров до 6,8 м.

Скарново-рудная залежь в поперечном сечении имеет зональное строение (с севера на юг, т. е. в направлении к гранито-гнейсам):

1. Скарнированные и мраморизованные известняки	3—6 м
2. Амфибол-пироксеновые и пироксен-амфиболовые безрудные скарны, иногда с рассеянной вкрапленностью пирита и пирротина	до 20 м
3. Пироксеновые и амфибол-пироксеновые гранатсодержащие скарны со сфалерит-магнетитовым оруденением, иногда в виде массивных руд с пиритом, халькопиритом и др.	от десятков сантиметров до 5—6 м
4. Пироксен-гранатовые (иногда везувиансодержащие) скарны с вкрапленным оруденением магнетита, касситерита, халькопирита, сфалерита	2—3,5 м
5. Кальцит-пироксеновые и пироксеновые скарны, иногда с эпидотом или магнетитом	0—1,5—2,0 м

По Р. Хазову, в пределах скарново-рудного этапа, продукты которого наложены на ранние пироксеновые скарны, выделяются четыре стадии минералообразования: 1) скарново-магнетитовая, связанная со становлением среднезернистых гранитов рапакиви второй фазы; 2) касситерит-полевошпатовая, следующая за внедрением даек аплитовидных гранитов; 3) кварц-сульфидная; 4) послерудная (с серпентином, хлоритом, кальцитом, тальком, асбестом и др.). В составе скарнов и руд участвуют десятки минералов, из них главными рудными являются магнетит, сфалерит, халькопирит, касситерит, а из нерудных — диопсид-геденбергит, андрадит-гроссуляр, везувиан, актинолит, кварц, кальцит.

Для всех постмагматических образований характерны минералы фтора, которые весьма специфичны и для самих гранитов рапакиви. В гранитах, аплитах и пегматитах эти минералы представлены флюоритом и топазом, в контактово-метаморфических и скарново-магнетитовых образованиях — минералами группы гумита и флюоритом, в других типах руд — в основном флюоритом и отчасти топазом. Бор для Кительского месторождения, как и для других рудопроявлений района, не характерен. По данным Т. Билибиной и Ю. Богданова, в магнетитовых рудах Питкяранты встречается лишь очень редкий флюоборит; в пегматитах отмечен акцессорный турмалин.

Процессы рудообразования протекали на фоне постепенного понижения температуры формирования минеральных комплексов. Для скарново-магнети-

товой стадии температурный интервал определен в 580—440° С, для касситерит-полевошпатовой — 420—380° С, для кварц-сульфидной — 350—300° С, для послерудной — 220—140° С.

Минералы олова, среди которых абсолютно господствует касситерит, проявились на разных стадиях рудного процесса, но главным образом во вторую и третью. В диопсидовых скарнах и скарново-магнетитовых рудах касситерит является, как правило, наложенным и ассоциирует со сфалеритом, халькопиритом, хлоритом и слюдами, иногда сопровождается шеелитом.

Выделяется несколько необычная, но для данного месторождения самая главная парагенетическая ассоциация колломорфных агрегатов калинатрового полевого шпата и касситерита, сопровождаемая кристаллическим касситеритом, небольшим количеством топаза, флюорита, мусковита, эпидота, хлорита, кальцита и сульфидов железа, меди, цинка. Для кварц-сульфидной стадии минерализации наиболее характерны полосчатые, брекчиевидные и вкрапленные текстуры руд. По составу это магнетит-сфалерит-халькопиритовые руды с переменными относительными количествами главных рудных компонентов и с примесью галенита, арсенопирита, касситерита, шеелита, пирита, пирротина, сульфостаннатов и др. Образование главной массы сульфидов сопряжено во времени с появлением слюд и хлоритов, весьма широко развитых в составе рудных тел.

Местами внутри рудных тел выделяются участки с повышенными концентрациями олова, контролируемые небольшими флексурными изгибами рудовмещающих пород; возможно и влияние дорудных разрывных нарушений.

Главные полезные компоненты в рудах Кительского месторождения — олово, цинк, медь, железо. Местами отмечаются повышенные содержания вольфрама, индия, кадмия, серебра, висмута.

Ярославское месторождение

Ярославское месторождение входит в состав Вознесенского рудного района Приморья, расположенного в сложном узле сопряжения разновозрастных структур на окраине Ханкайского массива поздних байкалид. Это месторождение, как и многие другие месторождения силикатно-карбонатной группы, характеризуется резко выраженным отрывом во времени оловянного оруденения от скарнов и большим разнообразием типов оловянной минерализации. Оруденение района в основном приурочено к гранитам вознесенского интрузивного комплекса, детальная характеристика которого дана в ряде опубликованных работ М. Руб. Возраст гранитов определяется в настоящее время как раннепалеозойский, но в районе имеются и герцинские магматиты, а среди многочисленных даек преимущественно меланократового состава весьма вероятно наличие и мезозойских изверженных пород.

Месторождение находится у северо-западного окончания линейно-вытянутого, вероятно, трещинного интрузива вознесенских гранитов, расщепляющегося здесь на серию даек-апофиз небольшой мощности (рис. 85). На Северном участке месторождения развиты дайки гранитов и гранит-порфиров, не имеющие видимой связи с интрузивным массивом и возможно отмечающие скрытый на глубине другой выступ интрузии. Все граниты, в особенности их жильные фации, подверглись сильной грейзенизации и среди них встречаются мелкие проявления касситеритовой минерализации.

Осадочные породы нижнего кембрия, слагающие площадь месторождения, смяты в антиклинальную складку северо-западного простирания, опрокинутую

на северо-восток и осложненную дополнительными складками различных размеров (рис. 86), вплоть до мелких складок волочения. Ядро складки, вскрытое на глубине горными работами и скважинами, сложено кварц-серицитовыми сланцами. Выше залегает горизонт известняков мощностью около 100 м, перекрытый, в свою очередь, филлитовидными сланцами с пачкой базальных песчаников. В сводовой части антиклинали, на контакте известняков со сланцами, развиты скарновые породы, представленные пироксен-скаполитовыми, везувиан-гранатовыми и эпидот-амфиболовыми разностями. Местами они проявляются и вдоль контактов известняков с гранитами, но в значительно меньших объемах.

Складчатая структура рассечена многочисленными разрывными нарушениями, к которым приурочены рудные тела, а также дайки гранитов, гранит-порфиров и очень сильно измененных разновозрастных меланократовых пород, условно объединяемых под общим названием порфиритов. По отношению к складкам эти нарушения четко делятся на продольные (взбросовые), диагональные (правые сдвиги) и поперечные (преимущественно сбросовые).

В направлении на северо-запад основная антиклиналь ступенчато погружается, и вместе с погружением известняков оруденение затухает. В обратном направлении, т. е. с приближением к интрузиву также происходит

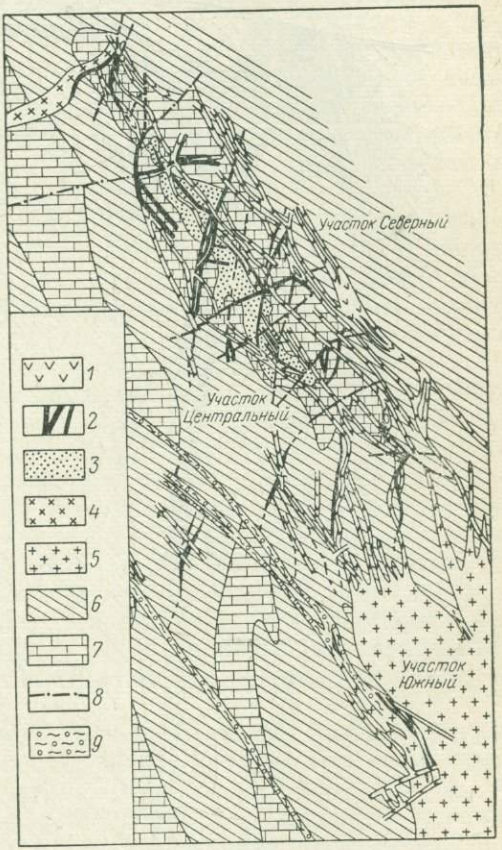


Рис. 85. Схематическая геологическая карта Ярославского оловорудного месторождения. По *Ю. Иванову*, *М. Материкову* и *Е. Тыменику*.

1 — порфириты; *2* — рудные тела; *3* — скарны; *4* — гранит-порфиры; *5* — граниты; *6* — алевролиты и песчаники верхнего горизонта; *7* — известняки; *8* — тектонические разрывы; *9* — мощные зоны дробления

погружение структуры, но здесь оруденение в основном развивается в верхнем горизонте сланцев.

На месторождении насчитывается более 40 рудных тел (включая отработанные). По морфологии, характеру внутреннего строения и минерализации они подразделяются на четыре группы (Иванов, 1971).

Рудные тела первой группы представлены минерализованными зонами дробления, приуроченными к крупным диагональным сколам с амплитудой сдвигов в десятки метров, к поперечным разрывам, а также к продольным нарушениям в случае их положения на контакте разнородных пород (жилы Первая, Семерка и др.). Вторая группа объединяет большинство второстепенных рудных тел, приуроченных к диагональным и в меньшей мере к продольным сколам с малоамплитудными подвижками (жилы Ноябрьская, Декабрьская и др.).

К третьей группе относятся залегающие в сланцах мелкопрожилковые рудные зоны и зоны со сложным гнездовым оруденением, ориентированные обычно в направлении диагональных сколов (зоны Лабораторная, Зеленая и др.). Четвертая группа включает седловидные, пластовые и другие преимущественно пологозалегающие рудные тела, образованные путем метасоматоза в известняках и скарнах свода антиклинали (жилы Старая Знакомая, Вторая и др.).

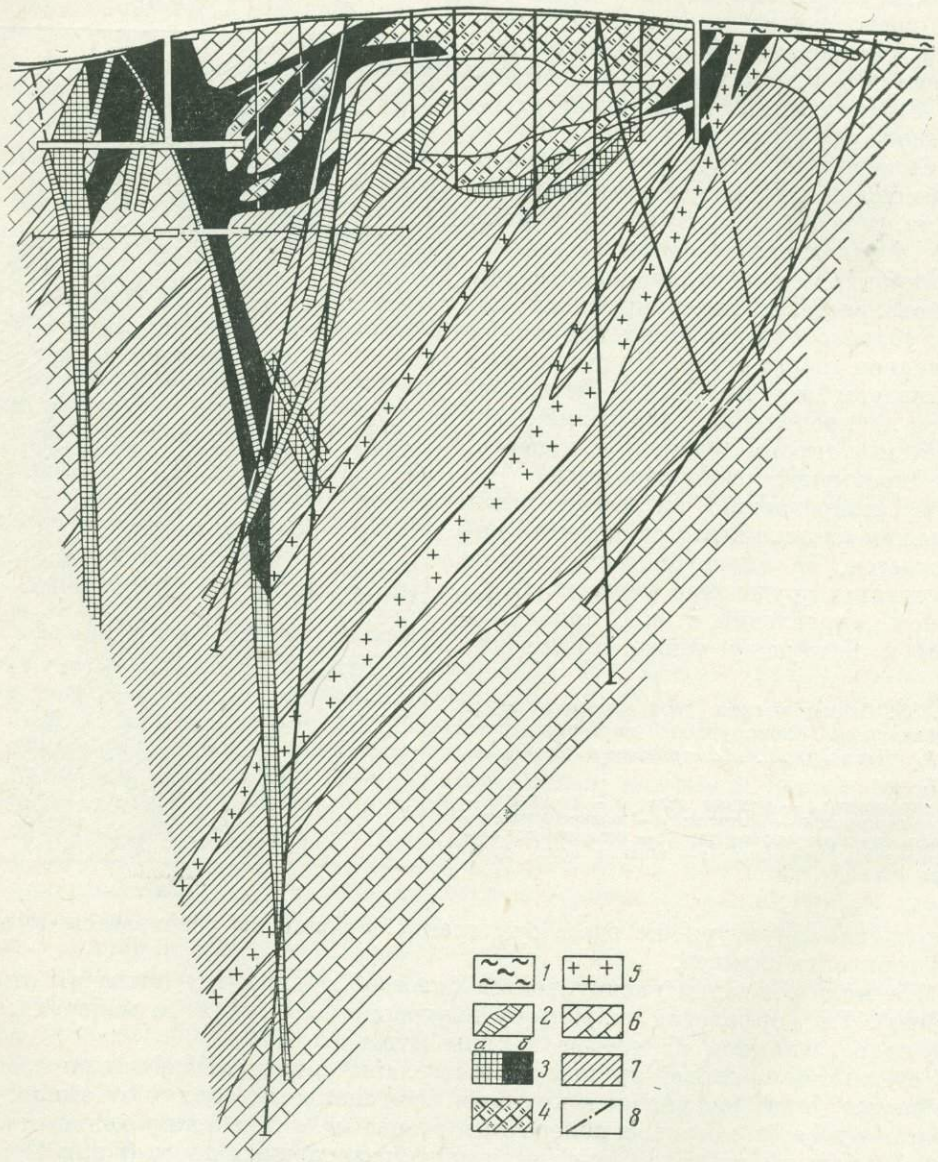


Рис. 86. Геологический разрез через Северный участок Ярославского месторождения.
1 — делювий; *2* — дайки порфиритов; *3* — минерализованные зоны (*а*) и промышленные оловянные руды (*б*); *4* — скарны; *5* — граниты; *6* — известняки; *7* — сланцы; *8* — тектонические нарушения

Основными типами оловянных руд Ярославского месторождения являются: турмалин-кварцевые и сульфидно-турмалин-кварцевые, турмалин-флюоритовые, касситерит-сульфидные (окисленные). Все они обычно совмещаются в одних и тех же рудных телах, особенно в рудных телах первой группы. Однако проявляется тенденция и к их пространственному разделению, в основном связанному с характером вмещающих пород.

Наиболее ранними и количественно преобладающими являются кварц-турмалиновые метасоматиты, кварцевые турмалин-кварцевые и сульфидно-турмалин-кварцевые типы руд, приуроченные главным образом к сланцам и скарнам. Кроме господствующих кварца и турмалина они содержат небольшие количества флюорита, сульфидов мышьяка, железа, цинка, меди, а также касситерит, магнетит, хлорит, серицит, изредка апатит, данбурит, вольфрамит, молибденит и висмутин. Содержания касситерита изменяются в чрезвычайно широких пределах: от незначительных в существенно кварцевых рудах до очень высоких в турмалин-кварцевых разностях. В последних касситерит представлен изометричными зернами и короткопризматическими кристаллами размером до 1—2 мм; нередки крупные агрегатные скопления зерен. В начальные этапы образования сульфидно-турмалин-кварцевых руд касситерит ассоциирует в основном с турмалином, а в более поздние — с сульфидами (пиритом и арсенопиритом). При этом он несколько изменяет свои кристаллографические формы и вместо бурого становится бесцветным.

Турмалин-флюоритовые руды, залегающие только в известняках и скарнах, принадлежат, по И. Говорову, к формации апокарбонатных грейзенов, но формировались после турмалин-кварцевых руд и касситеритсодержащих кварц-слюдистых грейзенов в гранитах. Для них характерна фестончато-полосчатая, иногда концентрически зональная текстура и мелкозернистое строение. Выделяются два подтипа этих руд: более ранний и менее распространенный микроклин-флюоритовый, бедный оловом, и собственно турмалин-флюоритовый, наиболее распространенный и характеризующийся устойчивыми содержаниями хорошо извлекаемого касситерита. Встречаются также слюдисто-флюоритовые руды, специфичные для соседних месторождений плавикового шпата — Вознесенского и Пограничного, но они не представляют практического интереса как оловянные.

В составе руд турмалин-флюоритового типа преобладают флюорит и турмалин, сопровождаемые значительными количествами касситерита; подчиненное положение занимают светлые слюды, кварц, апатит, пирит, карбонат, иногда селлаит и арсенопирит. Наблюдаются две разновидности касситерита: 1) тонкозернистая скрытокристаллическая, иногда сопровождаемая игольчатым касситеритом; 2) короткопризматическая.

Касситерит-сульфидные, как правило, окисленные руды с обильным свинцом и цинком, а иногда и с медью, принадлежат к наиболее поздним образованиям и характеризуются преимущественно жильными формами залегания. Наряду с типичными рудами зоны окисления на месторождении встречаются и такие, о первичной природе которых трудно вынести окончательное суждение. Это в первую очередь относится к многочисленным линзовидным жилам так называемых кремнистых лимонитов и яшмоидов, практически не содержащих олова, а также к близким им по внешнему виду железисто-кремнистым галмейным рудам с метаколлоидными структурами, тонкозернистым кварцем и тонкоигольчатым касситеритом, образующим сплошные агрегаты.

Околорудные изменения вмещающих пород на Ярославском месторождении сильно усложнены наложением продуктов разновременных процессов. В извест-

няках кроме скарнирования более всего проявлены окварцевание и флюоритизация; в сланцах — окварцевание и турмалинизация, изредка хлоритизация. В скарнах в равной степени развиваются и турмалинизация, и флюоритизация. Во всех породах отмеченные изменения сопровождаются также сульфидизацией.

При общей приуроченности всех без исключения турмалин-флюоритовых руд и наиболее крупных скоплений турмалин-сульфидных руд к горизонту известняков отмечается особенное обогащение рудных тел оловом на контактах известняков с песчано-сланцевыми породами и, в частности, возле прослоев последних внутри известнякового горизонта. Вместе с тем известняки, вследствие своей монолитности, нередко проявляют экранирующие свойства, обусловливая концентрацию оруденения в сильно трещиноватых сланцах возле контактовой поверхности. Поэтому и околорудные изменения, и оруденение боковых пород сильнее всего проявляются в скарнах и сланцах, массивные же известняки очень часто в непосредственных контактах с рудой остаются совершенно неизмененными, несмотря на то, что основная масса руд месторождения образована замещением именно известняков, подвергшихся перед этим в пределах разрывных нарушений интенсивному дроблению. Большое значение в локализации крупных рудных тел в диагональных сдвиговых трещинах среди известняков имела ориентировка этих трещин и направление подвижек, обусловившее приоткрывание полостей в монолитных породах.

Скарны являются лишь вмещающими породами для оруденения, но распространение их в общем плане совпадает с площадью развития рудных тел, что можно рассматривать как свидетельство последовательной связи процессов скарнообразования и оруденения.

Месторождение Учкошкон

Месторождение Учкошкон, находящееся в Сарыджазском рудном районе Киргизии, расположено в зоне экзоконтакта гранитного интрузива, прорывающего верхнекарбоновые флишевые отложения. Оно тяготеет к системе разломов, ограничивающих с северо-запада Фергано-Кокшаальскую складчатую зону герцинид Южного Тянь-Шаня, но в то же время подчинено субширотной зоне глубинных разломов, которая занимает диагональное положение по отношению к складчатым структурам и контролирует размещение интрузий гранитоидов.

Осадочные породы на площади месторождения представлены полимиктовыми песчаниками с известковистым цементом, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами, подчиненными пластами гравелитов и известняков. Они имеют общее северо-восточное простирание и довольно спокойно падают на северо-запад под углами 20—40°.

В составе гранитов в пределах рудного поля выделяются две фазы внедрения. Первая, главная фаза представлена порфировидными биотит-микроклиновыми гранитами, сопровождаемыми дайками гранит-порфиров в породах кровли. Контакт гранитов с осадочными породами склоняется к северо-западу, т. е. под месторождение, имея неровную поверхность с выступом в средней части рудной площади, где пересекаются трещинные зоны (разломы) двух направлений.

К дополнительной фазе относятся лейкократовые и аплитовидные граниты, дайки которых отчетливо пересекают граниты и гранит-порфиры первой фазы. Небольшое линейно-вытянутое интрузивное тело этих пород, приуроченное к контакту гранитного массива, обнажается на поверхности только за пределами рудного участка; на площади последнего буровыми скважинами выявлен

скрытый на глубине линейно-вытянутый купол (гребень) крупнозернистых гранитов второй фазы.

Во всех гранитах, особенно в гранитах поздней фазы, развита альбитизация. Грейзенизация пород распространена более ограниченно, но также достаточно характерна. Свойственна им и повышенная фтороносность, возрастающая в лейкократовых гранитах (до 2% в их дайках-апофизах). Граниты обеих фаз содержат в повышенных количествах примеси бора, олова, тантала, ниобия и др.

Осадочные породы под воздействием интрузии, главным образом ее первой фазы, подверглись значительным изменениям, с образованием трех зон метаморфизма, которые оказали большое влияние на процесс рудоотложения. В ближайшей зоне экзоконтакта максимально проявлена фельдшпатизация (адуляризация) и биотитизация. В среднеудаленной зоне — скарнирование, наложенное на породы, испытавшее более слабый калиевый метасоматоз. В зоне дальнего экзоконтакта содержание кальция в породах повышается, но степень скарнирования их снижается; снижается и степень общего метаморфизма, пироксен сменяется актинолитом.

Между внедрением гранитов разных фаз произошло образование молибденит- и шеелит-кварцевых прожилков, наложенных на гранит-порфиры и пересеченных лейкократовыми гранитами. Оловянное оруденение формировалось после внедрения гранитов поздней фазы, сопровождавшейся более ранней, чем оруденение, альбитизацией и грейзенизацией. Оно локализуется в трещинах, зонах смятия и дробления средней и дальней зоны экзоконтакта, захватывая и дайки гранитоидов; частично развивается метасоматически в благоприятных слоях вмещающих пород. Околорудные изменения, сопровождающие оловянное оруденение, в основном представлены турмалинизацией, сменяющейся во внешней зоне метасоматической колонки слабой серицитизацией, а возле рудных тел зоны дальнего экзоконтакта вместо турмалина развиваются хлорит и актинолит.

Преобладающие на месторождении жилообразные рудные тела приурочены к серии субпараллельных нарушений взбросо-сдвигового характера, расположенных под углом к контакту гранитного массива и к крупному Бельбулакскому разлому, которые ограничивают рудное поле, играя роль основных рудоконтролирующих структур (рис. 87). Простирание рудных трещин, группирующихся в несколько трещинных зон, изменяется от северо-восточного (45—50°) на юго-западном фланге месторождения до северо-северо-восточного (10—20°) в его северной части, где они как бы огибают выступ гранитов. Падение зон трещиноватости в основном юго-восточное под углами от 50—85° до вертикального. Протяженность их до 1,5 км при ширине в несколько десятков или первые сотни метров. Мощность отдельных рудных тел (трещин) 2—3 м.

Изменение простираний рудных тел на более близкое к меридиану, а также их выполаживание сопровождаются увеличением мощности и повышением рудных концентраций. Раздувы отмечаются также на разветвлениях рудных тел и на пересечении последних с контактами пологих даек гранит-порфиров (внутри последних наблюдаются пережимы). Увеличение мощностей связано и с пересечениями слоев повышенной известковистости, причем в этих случаях прямолинейные и четкие контакты рудных тел сменяются неясными с фестончатыми очертаниями.

Особый морфологический тип рудных тел связан с контактами пологозалегающих даек в местах их пересечения многочисленными крутопадающими минерализованными трещинами северо-восточного простирания. Такие рудные

тела характеризуются очень сложными очертаниями, непостоянной мощностью и прерывистостью.

В местах пересечения зон трещиноватости северо-восточного простирания с субширотной ослабленной зоной в центральной части месторождения иногда появляются неправильные рудные тела штокверкового типа. Они представлены сложной сетью рудных прожилков в интенсивно раздробленных гранит-порфирах, содержащих обломки и крупные глыбы роговиков.

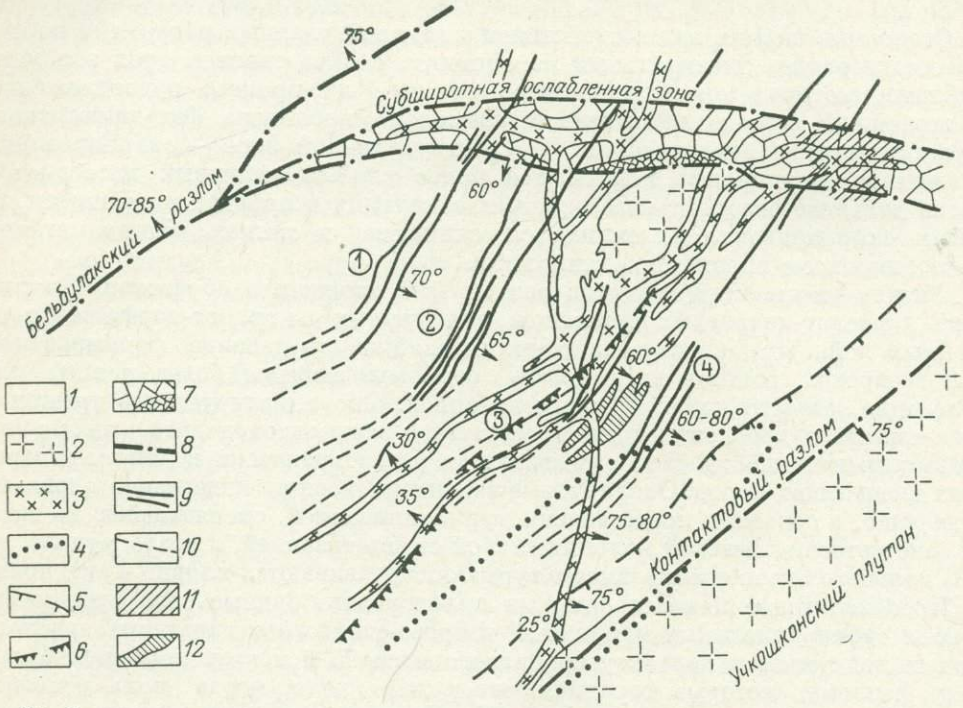


Рис. 87. Структурная схема месторождения Учкошкон. По *Б. Трифонову*, *В. Колоскову* и *Н. Дорошенко* (с дополнениями Т. Сириной).

1 — флишоидные отложения верхнего карбона; *2* — средне- и крупнозернистые граниты; *3* — гранит-порфиры; *4* — скрытый купол (гребень) интрузии лейкократовых гранитов второй фазы на глубине примерно 200 м от поверхности; *5* — граница зоны ближнего экзоконтакта; *6* — граница зон среднего и дальнего экзоконтакта; *7* — зона трещиноватости с участками эруптивных и предрудных тектонических брекчий; *8* — крупные разломы; *9* — рудные жилы; *10* — минерализованные швы на продолжении рудных жил; *11* — скрытый на глубине штокверк; *12* — рудные тела скарноидного типа.
Жильные зоны (цифры в кружках): 1 — Целинная, 2 — Надежная, 3 — Центральная, 4 — Поселковая

Морфологически сложные, полого залегающие рудные тела связаны также с пересечением крутопадающими телами секущего типа участков раннего скарнирования. Они отличаются от других не только формой, но и характером минерализации.

На месторождении выделяются два типа оловянных руд — турмалиновый и скарноидный. Ограниченно распространены более поздние минеральные образования — сульфидно-кварцевые и карбонатно-флюоритовые, которые образуют жилы и прожилки, иногда наложенные на ранние оловянные руды. В целом для всего комплекса постмагматической минерализации, включая и наиболее раннюю (дорудную), характерно богатство бором и фтором, а также присутствие вольфрама и редких элементов при разнообразии минеральных форм бора, олова и фтора.

Оловянные руды турмалинового типа широко распространены и слагают морфологически разнообразные тела. Основу их составляет кварц-турмалиновая ассоциация с подчиненными флюоритом, арсенопиритом и касситеритом. В составе этих руд отмечаются и иные минеральные ассоциации — касситерит-кварцевая, касситерит-флюоритовая и касситерит-флюорит-кварцевая с арсенопиритом и небольшим количеством полевого шпата, турмалина и апатита. Для рудных тел в средней зоне экзоконтакта, где более всего проявлено скарнирование, характерно присутствие наряду с турмалином и аксинитом других боросиликатов — данбурита и датолита, а местами кальциево-оловянного бората — норденшельдина. В рудных телах дальнего экзоконтакта борсодержащие минералы представлены только турмалином и аксинитом; в этой зоне наблюдаются сульфиды.

Руды скарноидного типа представляют собой фациальную разновидность турмалиновых руд, формировавшуюся в участках тонкотрещиноватых пород средней зоны экзоконтакта в стороне от основных рудоподводящих каналов. Состав руд отличается присутствием большого количества реликтовых скарнообразующих минералов. Более поздняя наложенная минерализация представлена турмалином, данбуритом, датолитом, аксинитом, кварцем, арсенопиритом, флюоритом. Промышленно ценными минералами являются касситерит и норденшельдин, распределенные неравномерно. На верхних горизонтах месторождения намечается некоторое преобладание касситерита.

Касситерит — главный рудный минерал — представлен тремя разновидностями. Основная масса его (первая разновидность), входящая в состав руд турмалинового типа, имеет короткопризматическую форму и характеризуется весьма совершенной структурой. Для второй разновидности, развитой в скарноидах и в виде редкой вкрапленности вне рудных тел, свойственно преобладание резко удлиненных кристаллов (до игольчатых). Касситерит третьей разновидности образует вместе с кальцитом псевдоморфозы по норденшельдину: он имеет своеобразную веретенообразную форму зерен и желтовато-коричневую окраску.

По набору элементов-примесей касситериты Учкошконского месторождения объединяют особенности касситеритов разных формаций: кварцевой (цирконий, бериллий, тантал, ниобий, скандий) и сульфидной (индий, медь и др.). Характерной особенностью является постоянное присутствие в касситерите кальция, титана, железа, ванадия, вольфрама, свинца и галлия.

Распространение промышленного оруденения на глубину ограничивается зоной ближнего экзоконтакта, что связано с физическими и химическими свойствами пород этой зоны, в которой фиксируются только швы рудных трещин и многочисленные жилы кварц-полевошпатовых метасоматитов. Вверх от зоны ближнего экзоконтакта, составляющей толщу в 100—250 м, мощность рудных тел и степень их оруденения возрастают, но через 350—400 м вновь снижаются. В связи с этим происходит склонение продуктивного рудовмещающего блока параллельно поверхности контакта гранитного массива, в результате чего рудные тела юго-восточной окраины месторождения в основном глубоко эродированы, а на северо-западе носят скрытый или «полускрытый» характер.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАДЫНТРУЗИВНОЙ ЗОНЫ

Оловорудные месторождения силикатно-сульфидной группы, образующие надынтрузивную зону формирования оловянного оруденения, по практической значимости занимают в СССР господствующее положение. Они характерны для

областей мезозойской складчатости, известны также в более древних (герциниды Тянь-Шаня и Восточного Казахстана) и более молодых (Корякское нагорье) складчатых областях. Районы развития этих месторождений обычно сложены толщами терригенных осадков флишоидного типа иногда перекрытыми с резким несогласием покровами наземных эффузивов среднего и кислого состава. Чаще всего они располагаются во внутренних частях крупных синклинориев, образуя металлогенические зоны, примерно согласные с генеральным простиранием складчатых структур и региональных разломов типа структурных швов. Однако размещение месторождений и интрузивных проявлений, с которыми ассоциировано оруденение, контролируется, как правило, поперечными разломами или неясно выраженными зонами трещиноватости, возможно отражающими структуры фундамента. Нередко месторождения данной группы располагаются в пределах наложенных впадин как в областях завершенной складчатости, так и в зонах активизации на платформах.

Связь месторождений с интрузивами, обнажающимися на поверхности, может рассматриваться только как парагенетическая. Эти интрузивы обычно имеют малые размеры и трещинный характер, в связи с чем их породам свойственны резко выраженные порфировые структуры; иногда это пояса даек малой и средней мощности. В составе интрузивных комплексов участвуют породы весьма разнообразного петрографического состава: от габбро-диоритов и монцонитов до аляскитовых гранитов. Для жильной серии особенно характерны лампрофиры, диабазовые и диоритовые порфириты, гранит-порфиры и фельзиты, причем эти породы обычно образуют антидромный ряд, внедряясь последовательно от кислых к более основным. Интрузивным комплексам присуща повышенная основность пород и свойственны признаки гибридного происхождения, что резко отличает их от гранитоидов месторождений интрузивной зоны формирования.

Для малых интрузий характерны широкие ореолы метаморфизма, который в основном имеет гидротермальный характер, с новообразованиями биотита, турмалина, хлорита, актинолита, альбита, кварца и сульфидов. Нередко встречаются изолированные поля измененных пород при отсутствии интрузивных выходов на дневной поверхности. В некоторых случаях наблюдается ассоциация оруденения с диоритами, габброидами и даже с субвулканическими андезито-базальтами (месторождения Тернистое, Лысогорское и другие в Приморье, район Икуно-Акенобе в Японии). Наиболее постоянна связь месторождений надынтрузивного типа как в пространстве, так и во времени с дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и меланократовых пород. Эта особенность месторождений позволяет выделять их и в тех случаях, когда такое оруденение пространственно приурочено к достаточно крупным массивам гранитоидов, но отделено во времени от их формирования внедрением даек меланократового состава (месторождения Карнаб в Узбекистане, Юбилейный Октябрь в Западной Калбе, Валькумей на Чукотке, Депутатское в Якутии и др.).

Силикатно-сульфидная группа оловорудных месторождений делится на две формации: касситерит-силикатную, частично включающую и месторождения околоинтрузивной зоны, и касситерит-сульфидную, иногда сменяющуюся полиметаллическими месторождениями, практически безоловянными. В крайних членах месторождения этих формаций резко различны, но нередко их руды тесно связаны между собой и распространены в единых рудных полях, сменяя друг друга как в плане, так и в вертикальном разрезе. Рудные тела обычно контролируются крутопадающими трещинами скалывания значительной протяженности по простиранию и глубине. В основном они представлены минера-

лизованными зонами дробления, простыми и сложными жилами, изредка штокверками. Для месторождений турмалиновых и хлоритовых типов характерны различного рода метасоматические зоны с интенсивным изменением вмещающих пород. Специфически сульфидные жильные тела часто характеризуются резкими зальбандами с развитием в боковых породах только прожилков и рудных вкрапленников. Однако морфологические особенности их нередко свидетельствуют о важной роли процессов замещения в формировании и этих так называемых трещинных жил выполнения.

Среди месторождений надынтрузивной зоны довольно обычны комплексные объекты, чаще всего оловянно-свинцово-цинковые, реже оловянно-медные, очень редко оловянно-вольфрамовые; однако за редкими исключениями их главным полезным компонентом является олово, обычно ведущая роль принадлежит собственно оловянным месторождениям с практически мономинеральными рудами.

Из рассеянных элементов для многих месторождений данной группы особенно специфичен индий. Часто в оловянно-полиметаллических рудах содержится серебро и местами намечается тесная связь оловянного оруденения с собственно серебряным, что, как известно, характерно для ряда оловоносных провинций и, в частности, для Боливии. Значительно реже в оловянных рудах отмечается присутствие золота, хотя близкое соседство оловоносных районов с золотоносными проявляется еще чаще, чем с сереброносными, и может считаться закономерным. Столь же обычна ассоциация оловоносных площадей с зонами сурьмяно-ртутного оруденения.

Оловорудные месторождения турмалинового и хлоритового типов имеются во всех главных оловоносных районах страны и представлены такими известными объектами как Валькумей, Илинтас, Алыс-Хая, Эге-Хая, Улахан-Эгелях и др. на Северо-Востоке; Солнечное, Фестивальное, Дубровское, Хрустальное, Арсеньевское, Тернистое в южной части Дальнего Востока; Хапчерангинское и Шерловогорское в Забайкалье. Не менее широко распространены и месторождения сульфидной формации, но изучались они главным образом в Приморье и Приамурье (месторождения Смирновское, Дальнее, Дальнетаежное и др.), причем в ряде случаев на глубине была установлена смена специфически сульфидных руд малосульфидными, что, однако, не является общим правилом.

За рубежом месторождения рассматриваемой группы наиболее специфичны для Боливии. К их числу, возможно, относятся и главные месторождения Корнуэлла в Великобритании, где широко развито совмещение разнотипного оруденения разного возраста в единых рудных полях.

Депутатский рудный узел

Район Депутатского месторождения расположен в западной части Полоусного мегасинклинория, характеризующегося почти горизонтальным зеркалом складчатости и широким распространением блоков пологих дислокаций, которые ограничиваются разрывными тектоническими нарушениями сбросо- и взбросо-сдвигового характера, а также зонами линейной складчатости. Его территория сложена юрскими терригенными толщами суммарной мощностью около 5 км, которые на юге согласно налегают на отложения верхнего триаса. Известные в районе месторождения и рудопроявления олова силикатно-сульфидной группы в основном располагаются в блоках пологих дислокаций, где приурочены к экзоконтактовым зонам небольших штоков гранит-порфиров и гранитов или к полям ороговикования над скрытыми интрузивами.

На поверхности в пределах рудного района обнажается лишь один небольшой массив гранитоидов; другой выступ интрузии вскрыт структурной скважиной на глубине 377 м под центральной частью Депутатского месторождения. Еще одна скважина, пробуренная на западном фланге месторождения, вошла в биотитизированные породы зоны ближнего экзоконтакта на глубине 700 м. Площадь подземного гранитного выступа в пределах рудного узла определяется по геофизическим данным примерно в 50 км². Глубина его залегания изменяется от 300 до 800—1200 м (данные ВЭЗ). Многочисленные косвенные данные свидетельствуют о наличии на глубине крупного массива гранитов площадью в сотни квадратных километров (Геология и генезис..., 1971). Абсолютный возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, равен, по К. Яблокову и И. Иванову, 143 и 138 млн. лет, что соответствует верхам юры (определения по валовым пробам дают несколько меньшие, вероятно заниженные значения, соответствующие нижнему мелу).

Кроме гранитов осадочную толщу прорывают многочисленные дайки основного, среднего и кислого состава. Они представлены диабазами, диабазовыми и диоритовыми порфиритами, андезито-дацитами, липаритами, фельзолипаритами и лампрофирами. Дайки более основных пород образуют свиты широтного простирания, протяженность которых достигает 15 км. Кислые породы меньше распространены, для их даек характерно субширотное — северо-восточное простирание.

Непосредственных взаимоотношений даек с гранитами не наблюдалось, но по ряду косвенных признаков жильные породы можно считать в основном послегранитными. Определения их абсолютного возраста дают большой разброс — от 128 до 70 млн. лет, но преимущественно указывают на верхний мел. Многие дайки диабазов, порфиритов и особенно лампрофиров содержат вынесенные с глубины ксенолиты гранит-порфиров, кварца и метаморфических пород.

По взаимоотношениям с оруденением и между собою отмечается разновозрастность даек. Так, на Западном участке Депутатского месторождения более ранняя дайка порфиритов пересекает касситерит-кварцевые руды и сама пересекается пирротиновыми, хлорит-сфалеритовыми и манганосидеритовыми прожилками, а поздняя дайка сечет все эти минеральные ассоциации. Дайки кислых пород, являясь дорудными, пересекают порфириты (наблюдение единичное).

Депутатское месторождение, расположенное на пологом крыле крупной складки, тяготеет к скрытому выступу гранитного массива. Верхнеюрская толща песчаников с подчиненными алевролитами, слагающая рудное поле, под углами 4—20° (реже до 30° и более) погружается на юг, где складчатую структуру срезает сбросо-сдвиг широтного простирания. Простирание осадочных пластов изменяется с востока на запад от восток-северо-восточного через широтное до северо-западного.

В центральной части месторождения осадочные породы подверглись интенсивному контактовому метаморфизму с образованием главным образом двуслюдяных и андалузитсодержащих биотит-кварцевых роговиков. По дайкам-апофизам гранитов и роговикам в зонах трещиноватости развиты кварц-мусковитовые, а также кварц-топазовые и кварц-турмалиновые грейзены с касситеритом, арсенопиритом, вольфрамитом и флюоритом. Площадь интенсивного метаморфизма окружена зоной менее измененных пород, которые, однако, заметно окварцованы, хлоритизированы и серицитизированы, местами обладают узловатой текстурой с новообразованиями андалузита, кордиерита и акси-

нита. Такие породы занимают до 65% всей площади рудного поля и наиболее распространены на западном фланге месторождения. Периферические части рудного поля характеризуются слабым окварцеванием, серицитизацией и локальной пиритизацией. В жильных породах на площади месторождения контактовых изменений не отмечается.

Границы рудного поля примерно совпадают с границами слабо метаморфизованных пород. Они вытягиваются в близширотном направлении согласно

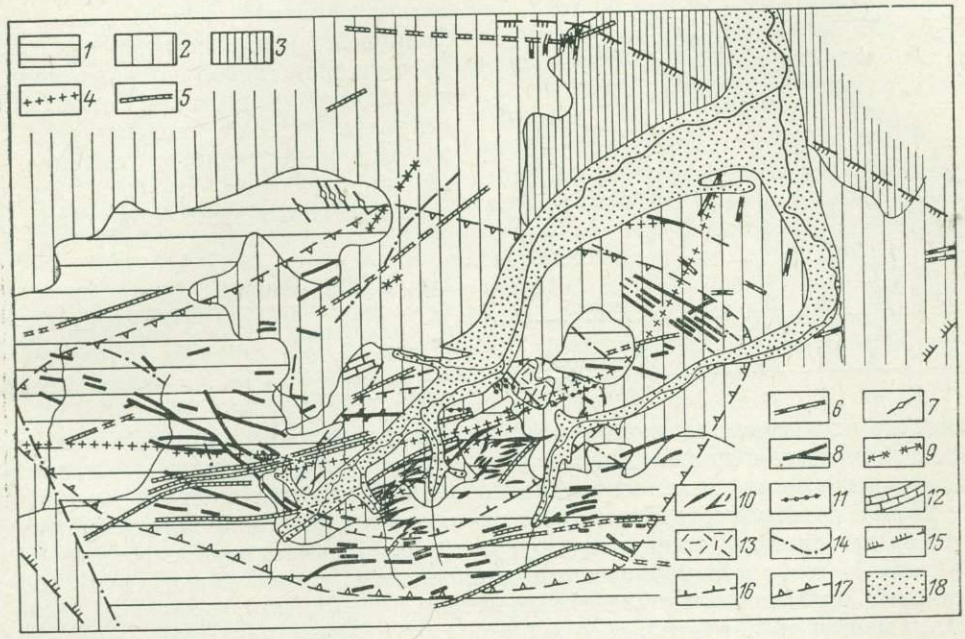


Рис. 88. Схема структуры Депутатского месторождения. По *И. Некрасову*, *И. Ерофееву* и *И. Иванову* (с дополнениями Б. Флерова).

1—3 — отложения верхней юры: *1* — верхняя свита — переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, *2* — средняя свита — преобладание полимиктовых и известковистых песчаников, *3*— нижняя свита— чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов; *4—12* — жильные породы и рудные образования: *4* — кварцевые порфиры, *5* — диоритовые порфириты, андезиты, диабазы и лампрофиры, *6* — кварц-карбонатные жилы со сфалеритом и галенитом, *7* — кальцитовые жилы с бедной вкрапленностью сульфидов, *8* — касситерит-хлорит-сульфидные жилы, *9* — касситерит-хлорит-кварцевые жилы, *10* — касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевые жилы с флюоритом и штокверковые зоны, *11* — кварц-турмалиновые жилы с касситеритом, *12* — аксинитовые скарноиды; *13* — площадь распространения грейзенов; *14* — разрывные нарушения; *15* — граница зоны распространения кварц-карбонатных жил со сфалеритом и галенитом; *16* — то же для касситерит-хлорит-сульфидных и касситерит-хлорит-кварцевых жил; *17* — то же для касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых и кварц-турмалиновых жил с касситеритом; *18* — оловоосные россыпи

с простиранием осадочных пород, главных дайковых свит и основных рудных трещин (рис. 88). Последние несут следы неоднократных приоткрываний и подвижек, часто сопровождаются мощными зонами дробления. Послерудные смещения развиты незначительно, и амплитуды их обычно измеряются сантиметрами и несколькими метрами, редко превышая 10 м. Они относятся к типу сбросов и сбросо-сдвигов.

Всего на месторождении насчитывается около 150 рудных тел. По морфологическим особенностям они делятся на три типа: жилы, линейно-вытянутые штокверкоподобные зоны, минерализованные зоны дробления, прослеживаемые

на многие сотни метров при мощности до 10 м и более; обычны комбинации двух или всех трех типов. Большинство рудных тел представлено мощными и протяженными оруденелыми зонами скалывания, в пределах которых обычно выделяется центральная трещинная жила, наиболее выдержанная по простиранию и падению, которая сопровождается серией параллельных прожилков, зонами дробленых и минерализованных вмещающих пород, оперяющими трещинами отрыва и скалывания, также выполненными рудным веществом.

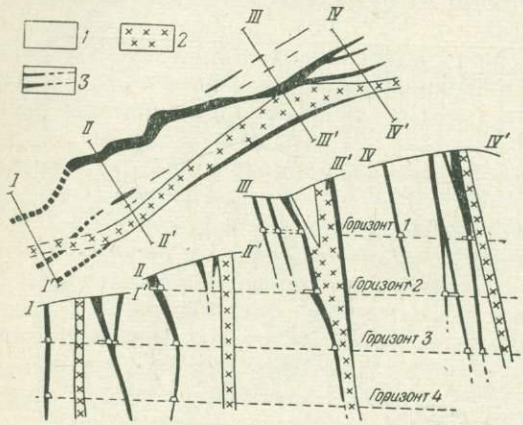


Рис. 89. Морфология рудных тел и контроль их дайками лампрофиров (разрезы и план жилы 34 на горизонте 2). По *Б. Флерову*.

1 — вмещающие породы; *2* — дайки лампрофиров; *3* — рудные тела

Минерализованные зоны дробления характеризуются сложной морфологией, разнообразием минерального состава, довольно равномерным и высоким содержанием олова; простирание их от северо-западного до северо-восточного, падение на юг под углами 75—85°. Рудные тела жильного типа при таком же южном крутом падении, субширотном и северо-восточном простирании отличаются значительно меньшей мощностью (от нескольких десятков сантиметров до 1 м и реже более) и относительно небольшой протяженностью, измеряемой десятками и первыми сотнями метров: наблюдаются разветвления жил и переход их из одной системы трещин в другую (рис. 89). Штокверкоподобные зоны, характерные для восточной части месторождения, также невелики по длине, но ширина их измеряется десятками метров.

Для наиболее значительного оловянного оруденения намечается вертикальная структурная зональность, выражающаяся в резком уменьшении количества и мощности рудных тел с глубиной. Часть жил и прожилков при этом выклинивается или же причленяется к главным жилам. Массивные руды и руды брекчиевой структуры с глубиной сменяются сериями прожилков, но штокверковые зоны встречаются лишь на верхних горизонтах рудных тел. В надрудной зоне мощность отдельных жил также уменьшается. Во многих жилах обогащенными оказываются средние участки, характеризующиеся бóльшей степенью дробления пород и бóльшей мощностью рудных тел: к флангам, по падению и восстанию жил или кулис, постепенно падают и содержания олова, а руды становятся существенно сульфидными (сульфидный состав характерен и для пережимов жил). Структурными причинами объясняется и столбовое распределение олова, намечающееся в крупных рудных телах в местах изменения их простираний и в зонах причленения широтных более пологих апофиз к рудным телам северо-восточного и северо-западного простирания.

Характер вмещающих пород на распределении оруденения, по Б. Флерову, не отражается, однако в песчаниках по сравнению со сланцами отмечаются более мощные зоны дробления и, по-видимому, полнее происходят явления замещения. В известковистых песчаниках образуются руды аксинитового типа с подчиненными аксиниту кварцем, эпидотом, железистым хлоритом и примесями касситерита, ортита, рутила, апатита, сфена и форстерита.

В составе руд из числа первичных минералов преобладают кварц, пирротин и локально распространенные турмалин, хлорит и пирит, характерные в основном для околорудных измененных пород. Повсеместно развиты такие второстепенные минералы как касситерит, халькопирит, сфалерит, манганосидерит, сидерит, анкерит; местами в значительных количествах присутствуют марказит, флюорит, кальцит. К числу редких относятся арсенопирит, галенит, серицит, аксинит, топаз, вольфрамит, альбит, буланжерит, джемсонит, франкеит, пруститит, пираргирит, блеклые руды, висмутин и др. Наиболее распространенные супергенные минералы: лимонит, ярозит, фиброферрит, мелантерит, скородит, пизанит, мельниковит, каолинит, гипс. Околорудные изменения вмещающих пород носят многостадийный характер. Наиболее развиты окварцевание, турмалинизация и хлоритизация, менее интенсивно проявлены серицитизация, сульфидизация и карбонатизация.

В формировании Депутатского месторождения выделяется четыре этапа минерализации, проявленные в зональном размещении рудных тел специфического минерального состава. Центральное положение занимает мало затронутая эрозией зона оловоносных грейзенов первого этапа, сменяющаяся у поверхности зоной касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых жил второго этапа с флюоритом и карбонатами. Последнюю окружает зона касситерит-хлорит-сульфидного оруденения третьего этапа. На далекой периферии рудного поля расположены разобщенные, практически безоловянные галенит-сфалеритовые месторождения, представляющие минерализацию четвертого этапа.

Рудные тела каждой зоны самостоятельны и не переходят друг в друга ни по простиранию, ни по падению. Они существенно различаются по отношению к магматическим проявлениям, структуре рудных тел, плану раскрытия трещин и минеральному составу, а также по примесям и характеру типоморфных минералов. При этом оловоносные грейзены пространственно и генетически связаны с гранитами скрытого массива, рудные тела второго и третьего этапов ассоциированы с поздними дайками кварцевых порфиров и лампрофиров, а полиметаллические месторождения периферической зоны — с дайками основных пород и лампрофиров. Согласно определениям абсолютного возраста околорудных пород, выполненным Н. Ненашевым, существует значительный разрыв во времени между оруденением второго и третьего этапов (110 и 89 млн. лет). Неодновозрастны и дайки однотипных жильных пород.

Если не считать слабо оловоносных грейзеновых образований, а также повсеместно распространенных, но не имеющих практического значения поздних прожилков кальцита, с которыми часто ассоциирует гипс, то по особенностям минерального состава можно выделить четыре типа рудных тел: 1) кварц-турмалиновые жилы с касситеритом; 2) касситерит-сульфидно-кварцевые жилы с турмалином и флюоритом; 3) касситерит-хлорит-сульфидные минерализованные зоны дробления и жилы; 4) кварц-карбонатные жилы со сфалеритом и галенитом. Главное практическое значение имеют рудные тела второго и третьего типов, сформированные в несколько стадий. Локально распространены, кроме того, кварц-карбонатно-сульфоантимонитовые прожилки, сфалерит-карбонатные жилы, кварц-хлоритовые жилы с касситеритом и кальцитом.

Положение Депутатского месторождения в полого залегающей толще осадочных пород, относящейся к верхам стратиграфической колонки, позволило Б. Флерову и Л. Леонову достаточно надежно определить геологическим методом глубину его формирования (рис. 90). Согласно проведенным построениям, становление гранитного массива происходило на глубине 2100 м, а апофизы его протягивались до 1750 м от палеоповерхности. Верхняя граница

оруденения у касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых жил отстояла от палеоповерхности на 1400—1500 м, у касситерит-хлорит-сульфидных — на 1300—1500 м и только у галенит-сфалеритовых — на 1800—1900 м; вертикальный интервал оруденения был соответственно 600, 700 и 500 м. Нижняя граница оловянного и свинцово-цинкового оруденения всех типов (кроме грейзенов) располагается примерно на одинаковых гипсометрических отметках, но расстояние ее от контакта гранитного массива увеличивается от центральной зоны (около 100 м) к средней (700—800 м) и периферийной.

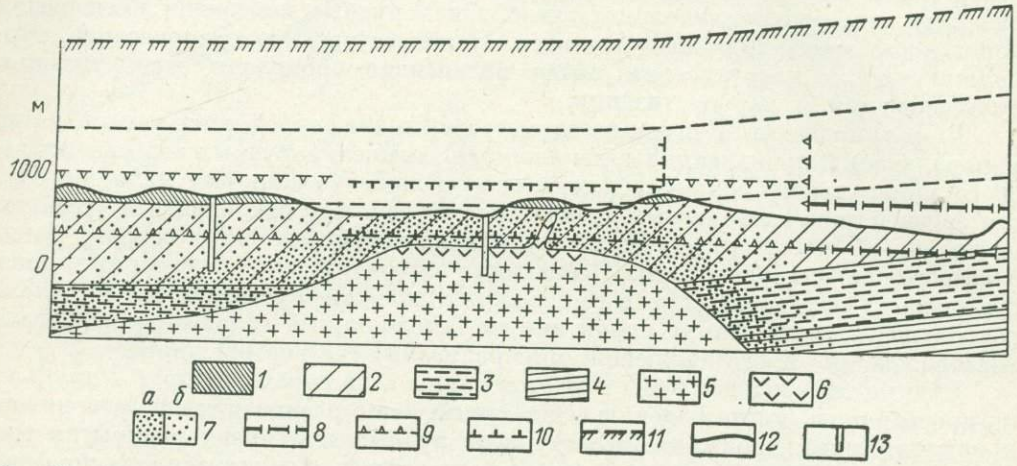


Рис. 90. Схема расположения оруденения относительно гранитоидного массива и палеоповерхности. По *Б. Флерову* и *Л. Леонову*.

1—3 — верхнеюрские отложения: *1* — третья свита (нижневолжский ярус), *2* — вторая свита (кимеридж, верхний оксфорд), *3* — первая свита (нижний оксфорд, келловей); *4* — песчаники, чередование песчаников и алевролитов средней юры; *5* — граниты; *6* — грейзены; *7* — контактовый ореол: *а* — зона биотитизированных пород, *б* — зона слабого метаморфизма; *8* — границы распространения кварц-карбонатных жил с галенитом и сфалеритом; *9* — то же для касситерит-хлорит-кварцевых жил; *10* — то же для касситерит-сульфидно-кварцевых жил с турмалином; *11* — палеоповерхность нижне-верхнемелового периода; *12* — современная поверхность; *13* — структурные скважины

Преобладающая часть запасов Депутатского месторождения заключена в окисленных рудах, содержащих реликты первичных. Общая глубина зоны окисления на месторождении 400 м и более. Верхняя часть зоны окисления сложена ярозит-лимонитовыми рудами, связанными с современным приповерхностным деятельным слоем. Ниже, в области многолетней мерзлоты, выделяются следующие специфичные для арктических условий подзоны (сверху вниз): 1) фиброферритовая; 2) мелантеритовая; 3) дисульфидная (марказит-мельниковитая).

Месторождения Дербеке-Нельгехинской рудной зоны

Эти месторождения Якутии представляют собой примерно те же типы оловянного оруденения, которые сконцентрированы и в пределах Депутатского рудного поля, но здесь они проявляются обособленно друг от друга.

Дербеке-Нельгехинская зона, имеющая северо-восточное простирание, почти под прямым углом пересекает складчатые структуры, сложенные триас-юрскими породами верхоянского песчано-сланцевого комплекса. Она прослеживается на протяжении свыше 150 км как пояс повышенной трещиноватости,

сопровождаемый многочисленными дайками разнообразного состава, небольшими трещинными интрузивами гранитоидов повышенной основности, роговиковыми полями, месторождениями и рудопроявлениями олова и полиметаллов, которые локализуются в узкой полосе шириной 4—6 км (рис. 91). Глубинный разлом, контролирующий Дербеке-Нельгехинскую зону, заложен в фундаменте до формирования складчатых структур и, по А. Вихерту, оказал свое влияние на осадконакопление: вдоль него образовалась сланцевая полоса с повышенной

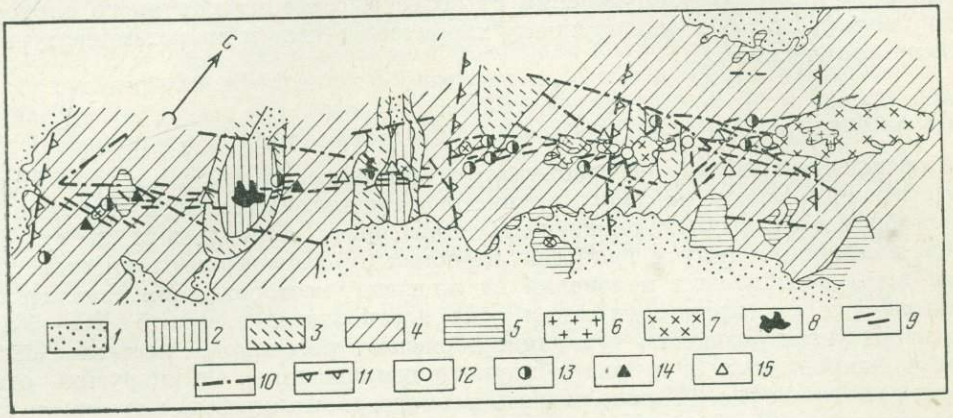


Рис. 91. Схема Дербеке-Нельгехинской зоны. Составлена Б. Флеровым с использованием данных В. Еловских и Ю. Крежевских.

1 — современные и древнечетвертичные отложения; *2* — средняя и нижняя юра; *3* — верхний триас, норийский ярус; *4* — то же, карнийский ярус; *5* — средний триас; *6* — мелкозернистые аплитовидные граниты; *7* — андезиновые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты; *8* — диоритовые и кварц-диоритовые порфириты; *9* — дайки различного состава; *10* — разрывные нарушения; *11* — оси антиклиналей; *12—14* — типы оловорудной минерализации: *12* — турмалиновый, *13* — хлоритовый, *14* — галенит-сфалеритовый; *15* — свинцово-цинковые рудопроявления (без олова)

мощностью отложений триаса, а юго-восточнее устанавливается уменьшение суммарной мощности осадков и повышение их песчанистости.

Гранитоидные интрузивы вытянуты вдоль зоны и иногда расщепляются на серии даек-апофиз. Размеры интрузивных выходов на поверхности уменьшаются в направлении с северо-востока на юго-запад от 190 до 2 км^2 и менее. При этом в том же направлении увеличивается основность состава интрузивных пород от биотитовых андезиновых гранитов с подчиненными гранодиоритами до кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов. Однако дополнительные инъекции во всех случаях представлены аплитовидными гранитами. Абсолютный возраст гранитов, гранодиоритов и гранит-аплитов первой фазы изменяется, по данным Н. Ненашева, от 162 до 125 млн. лет, что соответствует юре — нижнему мелу. Лишь в одном из массивов абсолютный возраст гранодиоритов и гранит-аплитов определен как верхнемеловой (79—70 млн. лет).

Среди жильных пород различаются три группы: 1) доинтрузивные дайки диоритовых порфиритов и андезито-дацитов; 2) сингенетичные с массивами гранитоидов дайки-апофизы, преимущественно представленные кварцевыми диоритовыми порфиритами, реже гранодиорит-порфирами и еще реже гранит-порфирами, а также дайки аплитов; 3) послегранитные дайки лампрофиров и диоритовых порфиритов винтлитового типа. Наблюдается отчетливое пересечение гранитоидов предрудными дайками третьей группы. Возраст их определяется как верхнемеловой и даже позднепалеогеновый (98—65 млн. лет). Абсолютный

возраст серицита из сульфидной руды месторождения Илинтас определен Н. Ненашевым в 64 млн. лет.

Несмотря на близкую связь по времени оруденения с жильными породами верхнемелового возраста, месторождения и рудопроявления группируются возле более древних гранитоидных массивов, проявляя при этом зональность в своем размещении по отношению к последним. Вместе с тем подобно изменению характера интрузий гранитоидов в направлении с северо-востока на юго-запад изменяется и характер оруденения от более высокотемпературного оловорудного с вольфрамитом к оловорудному хлоритового типа и низкотемпературному полиметаллическому.

Месторождение Илинтас

Месторождение Илинтас, расположенное в северо-восточной части зоны в непосредственной близости от самого крупного гранитного массива и частично охватывающее юго-западную оконечность последнего, принадлежит к сульфидно-турмалиновому типу и является комплексным вольфрам-оловянным. Ширина зоны контактовых изменений на площади месторождения значительно превышает 1 км, причем ближняя зона экзоконтакта шириной 200—300 м характеризуется развитием турмалинсодержащих роговиков, местами сильно сульфидизированных (в основном пирротинизированных). От интрузии ответвляется много апофиз. Широко развиты разновозрастные дайки, в том числе порфиритовые и лампрофировые, которые секут граниты и тесно связанные с ними аплиты, а сами пересекаются рудными прожилками. На юге площадь месторождения ограничивается крупным, по-видимому, дорудным разрывным нарушением.

Оловорудные жилы преимущественно залегают в кровле интрузива и выклиниваются с приближением к его контакту, переходя в зоны прожилкования, но единичные встречаются и среди гранитов (рис. 92). Наибольшая их

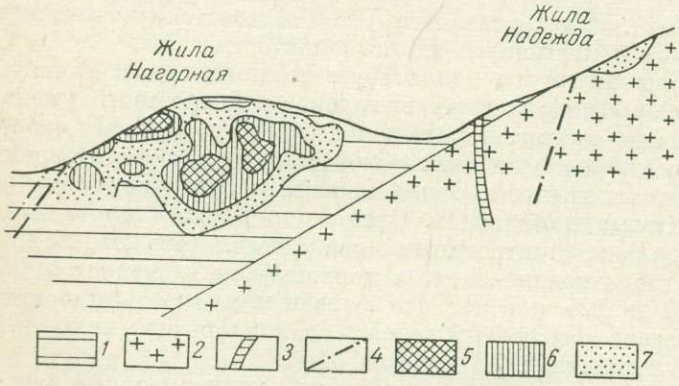


Рис. 92. Продольный разрез (проекция) месторождения Илинтас. По *Б. Флерову* и *И. Яковлеву*.

1 — осадочная тоща; *2* — гранитоиды; *3* — дайки лампрофиров; *4* — разрывные нарушения; *5—7* — оловянные руды: *5* — богатые, *6* — средние, *7* — бедные

концентрация наблюдается в 500—1000 м от контакта, причем наиболее крупные жилы, по данным бурения, выклиниваются вниз по падению в 100—200 м от контакта гранитов. Общий вертикальный интервал оруденения по месторождению составляет около 400 м.

Основными компонентами руд являются олово и вольфрам; сопутствующими — медь, кобальт, индий и др. Характерно полное отсутствие хлорита в жильном выполнении, обилие станнина, присутствие в рудах самородного

золота, серебра и висмута, теллуридов золота и серебра, небольшого количества сульфосолей. Для околорудных изменений наиболее характерен привнос бора при незначительном привносе фтора.

Типичны для месторождения Илинтас оловоносные брекчии кварц-турмалиновых пород (метасоматитов), массивные касситерит-кварцевые и сульфидные руды. По В. Еловских (1959), они формировались в четыре последовательные стадии, представленные следующими минеральными ассоциациями:

1) кварц-турмалиновые метасоматиты с касситеритом, арсенопиритом и вольфрамитом (рудные минералы главным образом сопровождают кварцевые прожилки и гнезда, завершающие образование метасоматитов);

2) существенно кварцевая с турмалином, в основном развивающимся во вмещающих породах, касситеритом, вольфрамитом, золото- и кобальтсодержащим арсенопиритом, с небольшим количеством других сульфидов, в том числе со станнином, некоторыми сульфосолями и др.;

2) халькопирит-пирротиновая, следующая непосредственно за предыдущей; кварца в этой ассоциации мало, отмечаются арсенопирит, вольфрамит, станнин, сфалерит, галенит, висмутовые минералы, красная серебряная руда, джемсонит и др.;

3) сульфидно-карбонатная, подчиненная более ранним ассоциациям и чаще наблюдаемая на флангах жил, в особенности на юго-западных.

Месторождение Алыс-Хая

Месторождение Алыс-Хая, так же, как и месторождение Илинтас, относится к сульфидно-турмалиновому типу, но заметно отличается характером оруденения. Оно находится во внешней зоне экзоконтакта, в 2 км к северо-востоку от небольшого массива гранодиоритов с подчиненными им андезиновыми гранитами и кварцевыми диоритами эндоконтакта. Вмещающие породы — песчано-сланцевые отложения верхнего триаса, заключающие межпластовые залежи андезитов, рассечены дайками диоритовых порфиритов и лампрофировидных пород, которые многими исследователями считаются метасоматически переработанными милонитами. Рудные тела, часто приуроченные к висячему боку даек, представляют собой минерализованные зоны дробления.

В составе руд, как и на Илинтасе, выделяются те же четыре минеральные ассоциации, однако они не всегда столь отчетливы и некоторые важные минералы (арсенопирит, вольфрамит, хлорит, отчасти халькопирит и турмалин) иногда занимают неясное положение. По сравнению с рудами Илинтаса здесь резко уменьшаются содержания вольфрамита и халькопирита, но заметно возрастает роль арсенопирита, пирротина, сфалерита и галенита, причем в арсенопирите содержание кобальта повышается до 2—6% (вместо 0,34—0,81% на Илинтасе). Наряду с турмалином появляется довольно много хлорита, определенного как афросидерит. Размер зерен основной массы касситерита уменьшается в 2—3 раза и лишь в единичных жилах достигает 1—1,5 мм. Содержание сульфидного олова в рудах Алыс-Хая относительно снижается.

Месторождение Бургочан

Месторождение Бургочан является ярким представителем хлоритового типа. Оно залегает в той же толще верхнего триаса, в 3 км от расположенного юго-западнее небольшого интрузивного массива, сложенного кварц-диоритовыми порфиритами и гранодиорит-порфирами. Контактовый метаморфизм в осадоч-

ных породах отмечается на крайнем юго-западном фланге рудного поля, вблизи этой интрузии, а также на северо-восточном фланге, где в 6 км от месторождения известен еще один интрузивный выход. Среди многочисленных даек на площади рудного поля имеются представители всех трех возрастных групп, характерных для Дербеке-Нельгехинской зоны.

Рудные тела часто контролируются дайками, но трещинная структура месторождения отличается особой сложностью, связанной с комбинацией разноориентированных рудных трещин, в том числе пологопадающих (до 5—10°), к которым приурочены раздувы и обогащенные участки. С глубиной строение рудных тел становится проще, но уменьшается их мощность и сокращается число апофиз. По падению рудные тела прослеживаются более чем на 400 м, но некоторые из них теряют промышленное оруденение на глубине 100—150 м, правда с тенденцией в отдельных случаях к повторному появлению кондиционных параметров. На всю вскрытую глубину рудных тел распространяется зона окисления.

От месторождений Алыс-Хая и Илинтас месторождение Бургочан отличается почти полным отсутствием турмалина. На месторождении преобладает касситерит-кварц-хлоритовая минеральная ассоциация, представленная кварцевыми жилами и метасоматическими зонами мощностью в несколько метров. Состав хлорита меняется, но преимущественно относится к тюрингиту. Касситерит образует мелкозернистые или криптокристаллические агрегаты, реже одиночные короткопризматические кристаллы, рассеянные в кварце или хлорите; размер его зерен 0,04—0,1 мм. Кроме кварца и хлорита вместе с касситеритом в этих рудах содержатся пирит, арсенопирит, местами развиваются магнетит и гематит. Из более редких минералов данной ассоциации отмечаются апатит, вольфрамит, ксенотим, глаукодот, кобальтин и несколько более поздний халькопирит.

Сульфидная и сульфидно-карбонатная ассоциации развиты на месторождении Бургочан менее интенсивно, чем на ранее рассмотренных. Они приурочены к крутопадающим жилам, в то время как мощные пологопадающие жилы характеризуются преимущественно касситерит-кварц-хлоритовой минерализацией. На западном фланге рудного поля, в стороне от оси Дербеке-Нельгехинской рудной зоны, встречены кварцевые жилы с галенитом, сидеритом и кальцитом.

Комсомольский (Мяо-Чанский) рудный район

Этот рудный район Приамурья расположен в узле пересекающихся региональных разломов и приурочен к наложенному меловому прогибу, испытавшему последующее воздымание. Нижний структурный ярус сложен терригенными отложениями юры при незначительном участии диабазов, ассоциированных с кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами; изредка встречаются подчиненные этому ярусу силлообразные интрузии диабазов и габбро-диабазов, относящиеся к этапу геосинклинального развития. Юрские толщи смяты в линейные складки северо-восточного простирания, которые на рудоносной площади под влиянием глубинного сдвига изгибаются, отклоняясь ближе к меридиану.

Верхний ярус, с резким несогласием перекрывающий размытые складки юры, состоит из вулканогенно-осадочных слабо деформированных образований мелового возраста. В низах этого яруса залегает прерывистая холдаминская свита верхов нижнего мела, представленная чередованием конгломератов, кис-

лых эффузивов и их туфов (мощность до 700 м). Верхняя часть яруса сложена андезитами, дацитами и их пирокластами, принадлежащими к верхнемеловой амутской свите (мощность в отдельных местах превышает 1200 м).

Осадочные и вулканогенные образования юры и мела прорываются многочисленными интрузиями гранитоидов различного, весьма пестрого состава, абсолютный возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, изменяется от 113 до 73 млн. лет. Средние значения, вычисленные для разных групп пород, равны 93 и 85 млн. лет, что соответствует верхнему мелу. Вскрытые эрозией выходы интрузий, а также и рудоносных зон перекрываются покровами миоценовых и нижнечетвертичных основных эффузивов (базальтов и долеритов). Излиянию последних предшествовало формирование коры выветривания с образованием оловоносных россыпей, сохранившихся от последующей эрозии только лишь под покровами.

В целом интрузивный комплекс района характеризуется повышенной основностью, явными признаками гибридизма и напоминает оловоносные комплексы Якутии. Взаимоотношения различных изверженных пород вызывают противоречивые мнения. Бесспорно лишь предрудное внедрение даек диоритовых порфиритов, пересекающих все другие интрузивные образования. Ороговикование осадочных пород на площади 90 × 40 км^2, как и в других районах подобного типа, свидетельствует о наличии скрытого на глубине крупного интрузивного массива.

В размещении основных видов изверженных пород и сопутствующей им рудной минерализации выявлены некоторые закономерности. Наиболее крупный интрузивный массив (площадь выхода около 200 км^2), сложенный в основном гранитами, расположен на западной окраине района и вытянут в северо-восточном направлении, будучи подчинен структурному шву, в общем согласному с простиранием складок осадочных пород. В пространственной и, вероятно, генетической связи с гранитами находятся слабооловоносные грейзены, кварц-полевошпатовые и кварц-турмалиновые жилы приконтактовой зоны.

В центральной части рудного района, где находятся все промышленные месторождения, распространены мелкие, очень неправильные штокообразные тела гранитоидов повышенной основности. Они в основном подчиняются скрытым структурам субширотного простирания, поперечного по отношению к складкам, однако их апофизы часто контролируются субмеридиональными и северо-западными трещинами. Те же направления (меридиональные и реже северо-западные) характерны для даек и минерализованных зон, к которым приурочены оловорудные месторождения.

Минерализованные зоны, связанные с зонами повышенной трещиноватости и дробления, имеют крутое падение и прослеживаются на многие километры по простиранию при ширине 100 м и более (Минерализованные зоны..., 1967). Рельефом, горными выработками и скважинами они вскрываются на глубины свыше 1000 м. Анализ разреза рудовмещающих толщ позволяет заключить, что минерализация распространялась вплоть до близповерхностных горизонтов, и верхние части минерализованных зон соответственно формировались на глубинах, не превышающих 200—300 м, в то время как корни их опускаются до глубины 1,5—2,0 км от палеоповерхности (Геология, минералогия..., 1971).

В составе минерализованных зон центральное положение занимают мощные тела кварц-турмалиновых метасоматитов, сопровождаемых внешними зонами («чехлами») серицитизации и окварцевания (в песчаниках, алевролитах, туфах кварцевых порфиров) или же пропилитизации (в породах среднего и основного

состава). Иногда намечается переход вверх по восстанию кварц-турмалиновых метасоматитов в кварц-хлоритовые, обогащенные сульфидами.

На разрозненных интервалах минерализованных зон кварц-турмалиновые метасоматиты рассечены продольно ориентированными кварцевыми жилами и прожилками с касситеритом, а также более поздними кварц-колчеданными жилами с пирротином или халькопиритом и следующими за ними кварц-карбонатными и карбонатными жилами с полиметаллическим оруденением

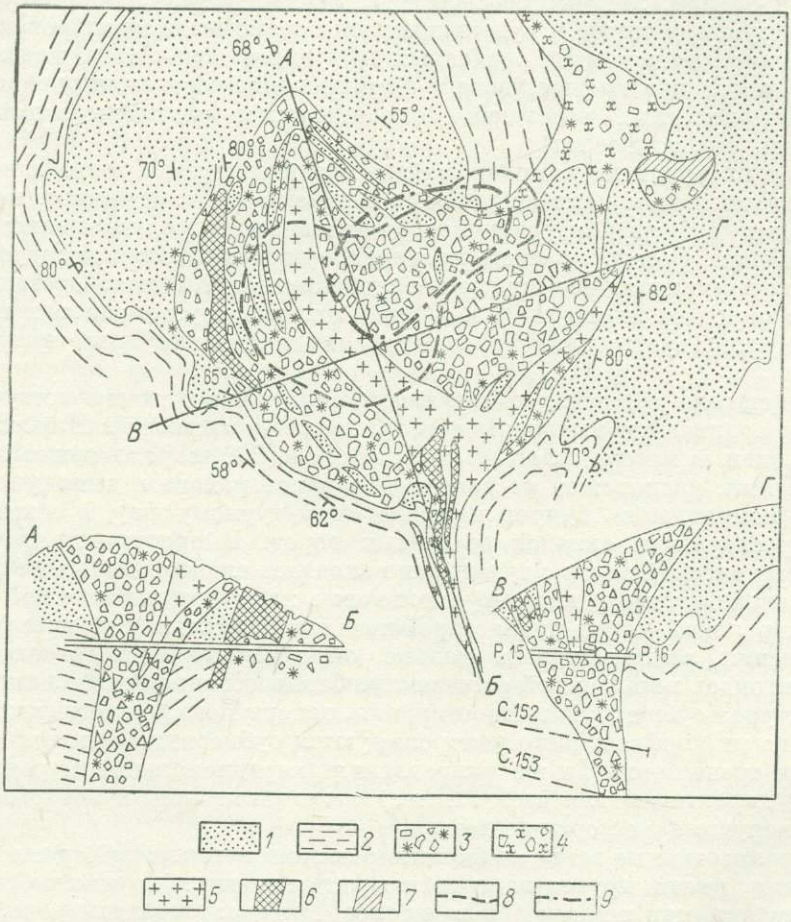


Рис. 93. Схема геологического строения месторождения Марсового. По *В. Кравцову*.

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — брекчия кварц-турмалинового состава; *4* — брекчия кварц-хлоритового состава; *5*—турмалинизированные и калишпатизированные диоритовые порфириты; *6* — оловорудные тела; *7* — участки, обогащенные вольфрамом; *8* — контур брекчиевой трубки на горизонте 920 м; *9* — то же на горизонте 820 м

(галенит, сфалерит, сульфоантимониты свинца). Все наложенные рудные образования обычно не выходят за пределы зон кварц-турмалиновых метасоматитов и лишь среди верхнемеловых андезитов распространяются в область пропилитизации.

Характер оруденения во многом зависит от положения рудных тел в геологическом разрезе, что определяет как вертикальную, так и горизонтальную

зональность размещения минерализации. В юрской осадочной толще полностью господствует оловянное оруденение малосульфидного турмалинового типа. С переходом рудных зон в вулканогенные толщи появляется медно-оловянное или оловянно-свинцово-цинковое оруденение, вплоть до собственно полиметаллического (безоловянного) в самых верхних частях разреза. Однако вблизи поперечных (широтных) зон развития гранитоидов повышенной основности сульфидная минерализация иногда опускается до корневых частей месторождений, находящихся в нижнем структурном ярусе. Промышленное оловянное оруденение в пределах гранитоидных тел, как правило, исчезает. На далекой северной окраине района, где выходы гранитоидов отсутствуют, на смену оловянному оруденению приходит сурьмяно-ртутное.

В заключение следует заметить, что при характерных для района весьма выдержанных линейных зонах минерализации там встречаются рудные структуры и центрального типа, возможно связанные с вулканическими жерлами. Примером служит месторождение Марсовое, приуроченное к воронкообразной трубке минерализованных брекчий с неправильным телом турмалинизированных и калишпатизированных диоритовых порфиритов, выклинивающимся на глубине 100 м (рис. 93).

Солнечное месторождение

Месторождение Солнечное, локализованное в крупной зоне субмеридиональных разрывов близ ее пересечения с субширотной зоной развития гранитоидных интрузий, представляет собой пример залегания рудных тел в нижнем структурном ярусе, в удалении от поверхности несогласия юрских и меловых пород. Его главная зона минерализации вскрыта глубокой долиной реки и, по-видимому, в значительной степени срезана эрозией (рис. 94). Она имеет общую протяженность около 8 км при мощности, изменяющейся от единиц до 115 м (включая блоки слабо измененных пород), и при глубине распространения оруденения в несколько сотен метров.

Безрудные интервалы делят зону по простиранию на ряд разобщенных рудных тел. Местами рудные выходы перекрыты базальтами. Верхние горизонты рудных тел в значительной степени затронуты окислением, глубина распространения которого достигает 100—110 км от поверхности.

В песчаниках и алевролитах юры минерализованные зоны представлены мощными метасоматическими телами (рис. 95). На участках раздвоения или еще более сложного расщепления такие зоны как правило сохраняют свою монолитность. В отличие от этого в интрузивных породах — кварцевых диоритах и гранодиоритах, а также в окружающих их роговиках — они часто расщепляются на многочисленные маломощные ветви с усложнением морфологии и резким возрастанием общей ширины полосы минерализации.

Кварцевые жилы и прожилки с касситеритом в минерализованных зонах, определяющие промышленную ценность последних, сложены метасоматическими мелкозернистыми массами и длиннопризматическими, нередко зонарными кристаллами кварца, образующими гребенчатые агрегаты и друзы. Температурный диапазон роста кристаллов определен в 382—320° С. Кроме касситерита, в кварце содержится вкрапленность вольфрамита, арсенопирита и шеелита, но в меньших количествах. В призальбандовых частях кварцевых жил и прожилков обычно наблюдается почти бесцветный игольчатый турмалин.

Касситерит представлен зернами размером от 0,01 до 2—3 мм, которые обычно группируются в агрегатные скопления. В гнездах и пустотах с друзовидным кварцем он образует хорошо выраженные удлиненные кристаллы

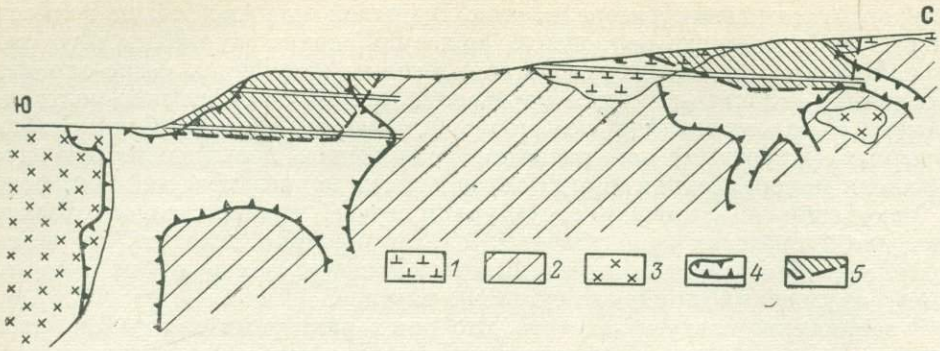


Рис. 94. Продольная проекция зоны Главной месторождения Солнечного. По *В. Онихимовскому*.

1 — базальты; *2* — юрские терригенные отложения; *3* — гранодиориты; *4* — границы промышленного оруденения; *5* — карьеры

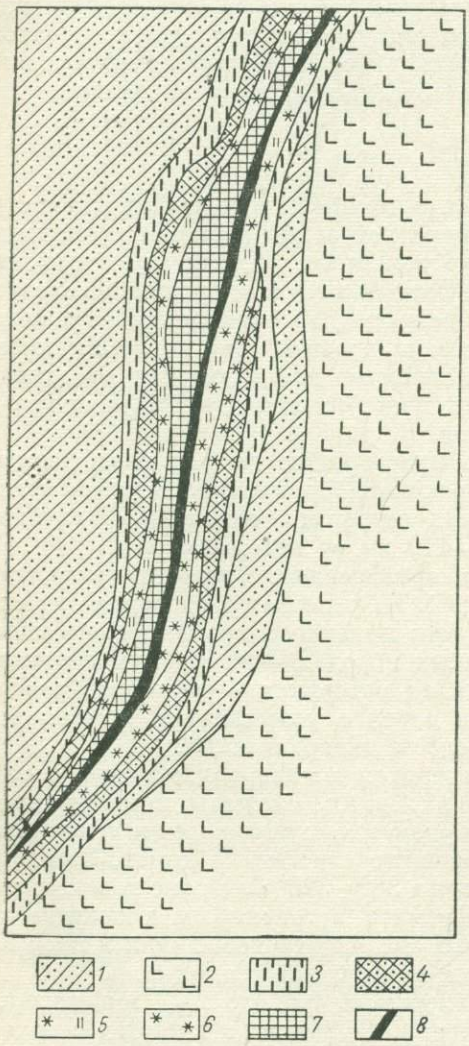


Рис. 95. Схематический вертикальный разрез минерализованной зоны месторождения Солнечного. По *Е. Радкевич* и др.

1 — песчаники; *2* — диоритовые порфириты; *3* — кварц-серицитовые метасоматиты; *4* — кварцевые метасоматиты; *5* — кварцевые турмалиниты; *6* — турмалиниты; *7* — кварц с касситеритом; *8* — кварц с сульфидами и карбонатами

с размером по длинной оси до 5 мм. Окраска касситерита преимущественно коричневая разной интенсивности, иногда зональная. Детальные исследования показывают, что с глубиной, а также по направлению с севера на юг (с приближением к гранитоидному массиву) облик кристаллов касситерита несколько изменяется (игольчатый тип уступает место более изометричному), в минерале снижается содержание примесей индия и скандия, а содержание вольфрама возрастает. Касситерит месторождения Солнечного по сравнению с другими месторождениями района беден элементами-примесями и выделяется несколько повышенным содержанием тантала.

Кварц-карбонатно-сульфидные жилы и прожилки главным образом пирротинового состава проявляются на месторождении Солнечном далеко не повсеместно. Поэтому свинец, цинк, медь, серебро, а также индий, хотя и принадлежат к числу сопутствующих полезных компонентов, но присутствуют в несущественных количествах и в основном лишь на южном фланге зоны Главной, в области контакта осадочных пород с гранитоидами.

Фестивальное месторождение

Месторождение Фестивальное отличается от Солнечного своим положением близ поверхности структурного несогласия юрских и меловых пород. Его главные рудные зоны переходят вверх по восстанию из юрских песчаников и алевролитов в осадочно-вулканогенную толщу нижнего мела, представленную переслаивающимися конгломератами, туфоконгломератами и туфами кварцевых порфиров. На южном фланге месторождения, где развиты верхнемеловые эффузивы, выявлены зоны скрытого оруденения. В отличие от месторождения Солнечного на месторождении Фестивальном контрастно проявлена вертикальная зональность со сменой вверх по разрезу оловянных руд медно-оловянными (рис. 96).

Минерализованные зоны этого месторождения характеризуются более сложной морфологией: имея общую форму линейных крутопадающих тел, они как в плане, так и в поперечном разрезе осложнены раздувами, пережимами, изгибами и частыми апофизами. Наиболее мощные рудные тела тяготеют к контакту нижнемеловой толщи с юрой. Вниз по падению среди юрских осадочных пород мощность зон уменьшается, они расщепляются на субпараллельные ветви и выклиниваются. В меловой толще наблюдается чередование раздувов и пережимов. Зоны увеличенной мощности нередко приурочены к горизонтам туфоконгломератов, в то время как в более плотных и однородных туфах кварцевых порфиров мощность зон уменьшается. Иногда при переходе кварц-турмалиновых жилообразных тел из туфоконгломератов в туфы происходит их тупое выклинивание. Осложнение морфологии минерализованных зон наблюдается и возле их пересечений с субширотными дорудными нарушениями.

В толще нижнемеловых пород наряду с крутопадающими жилами встречаются пологие, которые соединяют близко расположенные субпараллельные зоны крутого падения. Мощность таких жил изменяется от нескольких сантиметров до первых метров (см. рис. 96). По составу они не отличаются от крутопадающих и чаще всего сложены кварцем с арсенопиритом и касситеритом; местами наблюдается чередование кварцевых и турмалиновых полос.

Нижние части рудных зон, залегающие в юрских породах, по составу близки к зонам Солнечного месторождения, но имеют и некоторые особенности. Прежде всего здесь резко ослаблена интенсивность кварц-серицитового метасоматоза, столь характерного для месторождения Солнечного. В кварц-касситери-

товых жилах и прожилках обилен арсенопирит. Касситерит чаще всего наблюдается в промежутках между кристаллами кварца и иногда нарастает на поверхности последних, реже включен в кварце, где располагается по зонам роста кристаллов. Наряду с этим относительно поздним касситеритом в той же ассоциации имеется и более ранний, концентрирующийся вокруг ксенолитов в кварцевых жилах и образующий мономинеральные прожилки в кварц-турмалиновых метасоматитах.

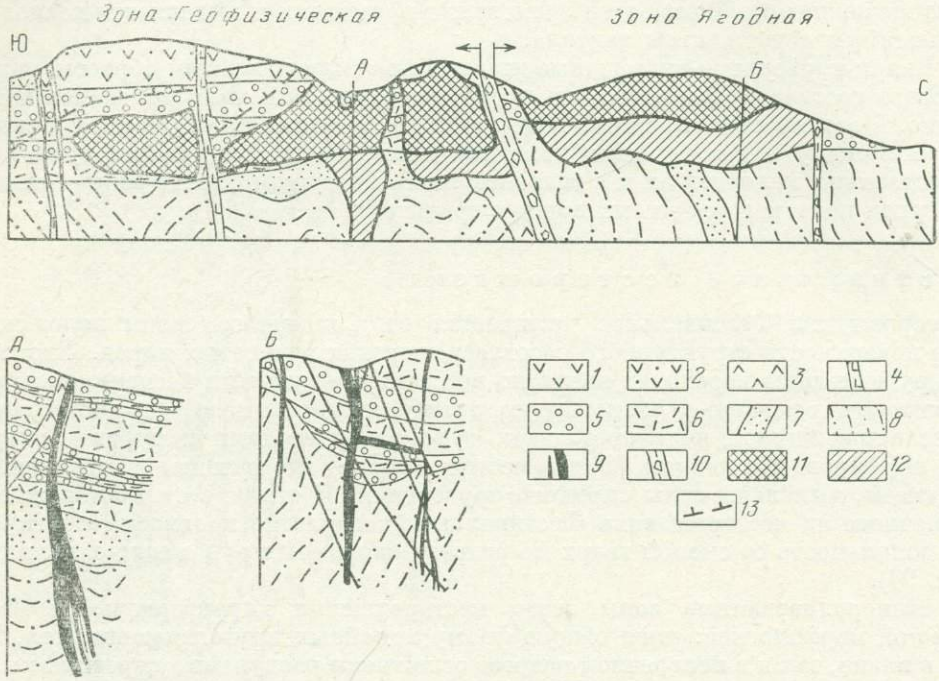


Рис. 96. Вертикальная проекция и поперечные разрезы месторождения Фестивального. По *П. Селезневу*, *П. Рабчевскому*, *В. Асманову* и *Н. Кореневу*.

1 — лавы андезитов; *2* — туфы андезитов; *3* — экструзии андезитов; *4* — дайки диоритовых порфиритов; *5* — туфоконгломераты; *6* — липаритовые туфы спекшиеся; *7* — юрские песчаники; *8* — юрские алевропесчаники; *9* — рудные тела; *10* — тектонические нарушения; *11* — медно-оловянные руды; *12* — оловянные руды; *13* — верхняя граница турмалинизации

Выше границы структурного несогласия состав минерализованных зон изменяется. При этом уменьшается мощность кварц-турмалиновых метасоматитов, вплоть до их полного выклинивания на самых верхних горизонтах. В то же время по восстанию зон все большее значение приобретает жильный кварц (с касситеритом и сульфидами), замещающий и вытесняющий более ранние метасоматиты. Значительно возрастает количество сульфидов (в особенности халькопирита), которые в ассоциации с касситеритом присутствуют как в кварцевых жилах, так и в кварц-турмалиновых метасоматитах, где образуют крупные гнезда, мощные ветвящиеся жилы и линзы сложной формы, а также густую сеть тонких прожилков и мелкую вкрапленность. Представлены сульфиды халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, станнином, а также пирротином, пиритом и марказитом; при микроскопическом изучении обнаруживаются блеклая руда, джемсонит, буланжерит, висмутин, самородный висмут, валлериит, кобальтин и франкеит.

В составе кварцевых жил верхних горизонтов участвуют минералы разновозрастных ассоциаций: ранней кварц-касситеритовой (с крупнозернистым кварцем, касситеритом и арсенопиритом) и несколько более поздней кварц-касситерит-сульфидной (с мелкозернистыми кварцем и касситеритом). Тип кристаллов касситерита, принадлежащего к ранней ассоциации, заметно изменяется по вертикали от изометричных и слабо удлиненных разностей на нижних горизонтах к сильно удлиненным и игольчатым — на верхних. Образование этого касситерита на самых нижних горизонтах (ниже поверхности структурного несогласия) происходило при температуре 317—290° С (кварц, ассоциированный с касситеритом, образован в температурном интервале 360— 291° С), в средних и верхних частях зон — при температуре 294—285° С. Температура отложения минералов более поздней кварц-касситерит-сульфидной ассоциации 268—230° С.

Мелкозернистый касситерит поздней ассоциации, тесно связанный с сульфидами, местами количественно преобладает над ранним. Он образует прожилки и гнезда в сульфидах — арсенопирите, халькопирите и сфалерите, но иногда и сам сечется халькопиритовыми прожилками. Ассоциируя с халькопиритом, этот касситерит в отличие от раннего не всегда сопровождается реакционными оторочками станнина, который в данной ассоциации чаще всего возникает на контактах сульфидов с кварцем и карбонатами. Внутри агрегатных скоплений халькопирита встречается франкеит, включающий, в свою очередь, мелкие зерна касситерита. Иногда в кварцевых жилах с обильными сульфидами отмечаются хлорит (тюрингит), сидерит и флюорит.

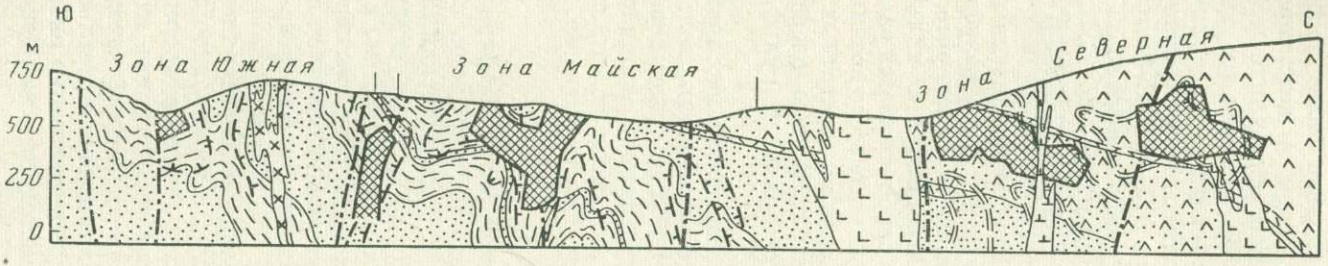
В отличие от месторождения Солнечного касситериты месторождения Фестивального значительно более обогащены примесями индия, вольфрама, железа, но в то же время содержат меньше скандия. Более существенные количества элементов-примесей содержат и минералы сульфидной ассоциации, причем вблизи поверхности структурного несогласия намечаются значительные отклонения их содержаний от средних, чаще всего в сторону повышения.

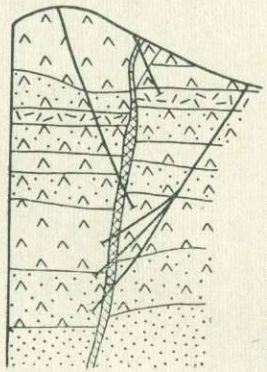
Перевальное месторождение

Месторождение Перевальное в отличие от Солнечного и Фестивального расположено в области распространения верхнемеловых эффузивов среднего состава, выполняющих широкую Амутскую мульду. Холдаминская свита вулканогенно-осадочных пород нижнего мела здесь имеет небольшую мощность, не превышающую 100—110 м, и местами полностью выклинивается, в результате чего эффузивы амутской свиты ложатся непосредственно на юрские песчаники (рис.97). Интрузивные породы представлены дайками и небольшими штокообразными телами дорудных диоритов и габбро-диоритов; реже встречаются послерудные жильные базальты.

Находясь на продолжении той же субмеридиональной зоны разломов, к которой приурочено месторождение Фестивальное, минерализованные зоны месторождения Перевального приобретают северо-западное простирание, характерное для этой части района. Вертикальная протяженность их 1—1,5 км, они охватывают почти всю толщу эффузивов с прилегающей частью нижнего структурного яруса. При этом проявляется отчетливая вертикальная зональность, выражающаяся в смене вверх по восстанию существенно оловянных руд оловянно-полиметаллическими и затем — полиметаллическими (свинцово-цинковыми).

Характер околорудных изменений вмещающих пород в вертикальном разрезе также меняется. В осадочных породах юры развиты обычные для всего





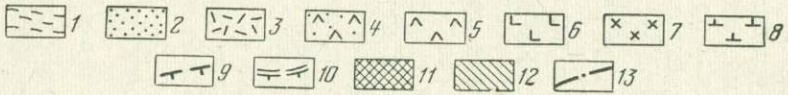


Рис. 97. Вертикальная проекция и поперечный разрез месторождения Перевального. По *Ю. Бакулину* и *Н. Житиневу*.

1—2 — юрские терригенные отложения: *1* — тонкое переслаивание алевролитов с песчаниками, *2* — преимущественно песчаники; *3—5* — верхнемеловые вулканиты: *3* — кислого состава, *4* — туфы андезитов, *5* — лавы андезитов; *6* — экструзивные андезиты и андезито-дациты; *7* — позднемеловые диориты, диоритовые порфириты и гранодиориты; *8* — кайнозойские базальты; *9—10* — границы распространения на глубине: *9* — кварцевых турмалинитов, *10* — кварц-касситеритовых жил; *11* — рудные тела; *12* — безрудные интервалы минерализованных зон, сложенные кварц-серицитовыми метасоматитами и пропилитами; *13* — разрывные нарушения

района кварц-турмалиновые метасоматиты с мощными чехлами кварц-серицитового состава. С переходом в толщу средних эффузивов мощность их постепенно уменьшается, вплоть до редких тонких прожилков в верхних частях разреза, причем происходит интенсивное замещение брекчированных турмалиновых пород более поздним кварцем с образованием кварцевых метасоматитов. Резко сокращается в вулканитах мощность и внешней зоны кварц-серицитового изменения с одновременным развитием пропилитов, представленных в поперечном разрезе следующим рядом фаций (от осевых частей рудных зон к слабо измененным породам): кварц-серицитовая → карбонат-хлорит-серицитовая → → эпидот-актинолит-биотитовая → альбит-эпидот-хлоритовая.

Наиболее благоприятными для замещения и развития оруденения были вулканогенные образования нижней части эффузивной толщи, представленные переслаивающимися грубообломочными туфами и лавобрекчиями. Граница между оловянным и полиметаллическим оруденением в ряде случаев проходит вдоль маломощного горизонта туфов кварцевых порфиров в средней части амутской свиты. Выше этого горизонта, в пределах которого отмечаются пережимы руды, интенсивность трещиноватости снижается, и зоны разломов расщепляются на серии маломощных трещин; кварц-турмалиновые метасоматиты выклиниваются, кварцевые жилы сменяются сетью прожилков, сопровождаемых вкрапленным и гнездовым сульфидным оруденением. Местами на дневной поверхности рудные зоны проявляются лишь убогой свинцово-цинковой минерализацией с примесью сурьмы и ртути или же только слабым изменением вмещающих пород. Формирование рудной части минерализованных зон было многостадийным. Более ранние кварцевые жилы и прожилки с касситеритом, значительно более редким вольфрамитом и незначительным количеством сульфидов господствуют на нижних горизонтах, где они редко выходят за пределы кварц-турмалиновых тел. Касситерит иногда концентрируется в центральных частях кварцевых жил, но чаще тяготеет к их зальбандам. Сульфиды представлены главным образом арсенопиритом и реже пирротином, пиритом и халькопиритом, которые иногда сопровождаются станнином и образуют прожилковидные выделения, пересекающие скопления касситерита и арсенопирита.

В средней части разреза в составе кварцевых жил с брекчией кварц-турмалиновых метасоматитов и переотложенным зеленым турмалином количество сульфидов увеличивается за счет галенита, сфалерита и халькопирита. Последние вместе с более поздним кварцем, сидеритом и олигонитом образуют неправильные жилообразные тела и ветвящиеся прожилки в центральных частях рудных зон. Касситерит, часто вместе с вольфрамитом, располагается в призальбандовых частях кварцевых жил и образует оторочки вокруг обломков андезитов и кварц-турмалиновых пород. Иногда на этих горизонтах касситерит-кварцевые прожилки отмечаются и в удалении от рудной зоны среди слабоизмененных андезитов, где более ранние кварц-турмалиновые прожилки сменяются кварц-хлорит-карбонатными с аксинитом.

На верхних горизонтах, среди пропилитизированных андезитов и их туфов, где кварц-турмалиновые метасоматиты отмечаются уже крайне редко и рудные зоны приобретают прожилково-сетчатое строение, кварц-карбонатно-сульфидные, а также кварц-хлорит-сульфидные жилы и прожилки становятся преобладающими. Среди рудных минералов господствующее место здесь принадлежит галениту и подчиненному ему сфалериту; значительно реже встречаются бурнонит, пирит и сульфоантимониты свинца, еще реже — халькопирит и арсенопирит. Наиболее поздние проявления рудной минерализации представлены на месторождении пиритом, марказитом и мельниковитом.

Кавалеровский рудный район

Территория Кавалеровского рудного района Приморья в основном сложена песчан о-алевролитовыми отложениями верхнего палеозоя и мезозоя. Она находится в южной, суженой части Сихотэ-Алиньского синклинория и частично захватывает прилегающее с востока Прибрежное антиклинальное поднятие. На западе граничит с поясом позднемеловых гранитоидных массивов Центрального разлома («структурного шва») Сихотэ-Алиня, а с других сторон окружена вулкано-тектоническими впадинами и покровами мезо-кайнозойских эффузивов. Вулканогенные образования, слагающие верхний структурный ярус, имеются и внутри района, но распространены на относительно небольших площадях, соответствующих древним кальдерам и экструзивно-купольным структурам.

По особенностям геологического строения территория района делится на два блока: восточный и западный, граница между которыми проходит по зоне разлома, имеющей рудоконтролирующий характер. Восточный, более глубоко эродированный блок в основном сложен интенсивно дислоцированными толщами верхнего палеозоя, позднего триаса и юры, в составе которых кроме преобладающих алевролитов и песчаников встречаются известняки, кремнистые породы, спилиты и пепловые туфы, а также пластовые залежи габбро-диабазов. Для западного блока характерно господство нижнемеловых отложений с более спокойной складчатостью, интенсивность которой нарастает к краевым, приразломным частям блока; в составе этих отложений местами широко распространены грубозернистые фации — конгломераты, песчаники, гравелиты.

Для района характерна складчато-блоковая тектоническая структура, обусловленная сочетанием линейных складок с системой пересекающихся дизъюнктивов. Все складчатые структуры нижнего яруса имеют северо-восточное простирание, но в центральной части рудоносной площади отклоняются под воздействием субмеридиональных левосторонних сдвигов к меридиану, что характерно и для Комсомольского рудного района. Вулканогенные толщи верхнего структурного яруса (верхний мел — палеоген) дислоцированы относительно слабо и лежат на размытых более древних складчатых сооружениях с резким угловым несогласием. Имеющие первостепенное рудоконтролирующее значение северо-восточные зоны смятия в осадочных толщах, связанные со взбросо-сдвиговыми перемещениями, перекрываются этими эффузивами. Однако дизъюнктивы, поперечные к складчатости, рассекают эффузивные покровы и местами сопровождаются оруденением, перекрываясь лишь послерудными поздне-палеогеновыми андезитами и базальтами.

Многофазные интрузивные образования района считаются комагматами эффузивов и составляют сложные комплексы пород кислого, среднего и основного состава. Довольно крупные интрузивные массивы гранитоидов — в основном гранодиоритов с более кислыми и более основными субщелочными дериватами — имеются лишь на западной границе района в зоне Центрального разлома Сихотэ-Алиня. Возраст их по единичным определениям калий-аргоновым методом равен 92—81 млн. лет, что соответствует середине верхнего мела.

В пределах рудного района интрузивные породы слагают мелкие штоки неправильной формы, субвулканические трубо- и жилообразные тела, многочисленные дайки. При общем возрастном диапазоне 83—40 млн. лет они подразделяются на две главные группы: верхнемеловую и палеогеновую. Петрографический состав этих сложных комплексов варьирует от базальтоидов до гранит-порфиров и калиевых липаритов при преобладании пород повышенной

основности типа диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. Геологические и геофизические данные позволяют предполагать, что под оловорудными полями на глубине 1,5—2,0 км находится криптобатолит гранитов. Вынесенные с глубины крупные обломки биотитовых гранитов присутствуют в эксплозивных брекчиях дорудных вулканитов на месторождении Арсеньевском, а на месторождениях Левицком, Хрустальном, Верхнем и Дубровском ксенолиты калиевых гранитов зарегистрированы в дайках диабазовых порфиритов.

Весьма характерна пространственно-временная связь месторождений с дайковыми сериями среднего состава при отсутствии каких-либо закономерных связей с кислыми магматитами. Однако, отмечая тесную связь оруденения с меланократовыми дайками, необходимо подчеркнуть, что эти дайки, почти не отличимые друг от друга в полевых условиях, имеют разное происхождение. Среди них выделяются дорудные, внутрирудные и явно послерудные, причем каждая из этих групп также неоднородна. По В. Косенко, детально изучавшему взаимоотношение магматических пород района с оруденением, наиболее близки к последнему во времени палеогеновые дайки роговообманковых и диабазовых порфиритов. Первые из них являются предрудными, а вторые, составляющие большинство в массе третичных даек, отчасти также предшествуют оруденению, но чаще занимают внутриминерализационное положение: пересекают ранние (продуктивные) рудные образования и несут наложенную минерализацию самых поздних стадий (рис. 98). Породы этих даек характеризуются

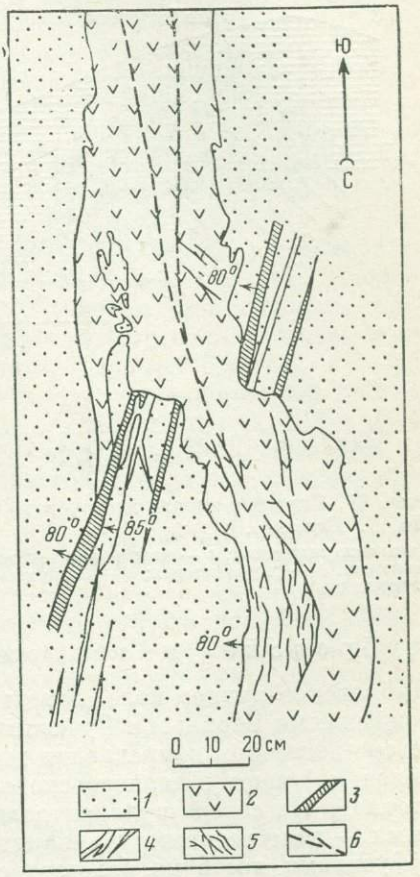


Рис. 98. Пересечение рудной жилы дайкой диабазового порфирита (план). По *И. Кигаю.*

1 — песчаники; *2* — диабазовые порфириты; *3* — арсенопирит-халькопиритовые жилы; *4* — кварцевые жилки с просечками и вкрапленностью арсенопирита и халькопирита; *5* — поздние кварц-пиритовые и кварц-серицитовые жилки в дайке; *6* — серицитовые прожилки в дайке

большой изменчивостью состава, а в пределах рудных полей подверглись интенсивным вторичным изменениям, вследствие чего они трудно диагностируются и фигурируют в литературе под различными названиями.

Промышленные оловорудные месторождения района принадлежат к типичным представителям силикатно-сульфидной группы с широко развитыми в рудах сульфидами железа, цинка, свинца, меди и других металлов. В ряде случаев свинцово-цинковое или относительно бедное оловянно-полиметаллическое оруденение верхних горизонтов с глубиной сменяется собственно оловянным (рис. 99).

Локализация месторождений в основном определяется разрывными нарушениями, и в особенности узлами пересечения различно ориентированных тектонических зон. Структурный, а также литологический контроль оказывают

большое влияние и на распределение оруденения внутри рудных тел, характеризующихся обычно концентрацией основной массы олова в рудных столбах. В частности, наблюдается преимущественное развитие оруденения в горизонтах флишоидного переслаивания вмещающих пород и на участках усложнения складчатости с образованием флексур, перегибов и замыканий складок. Важное рудоконтролирующее значение имеют купола и массивы интенсивно биотитизированных осадочных пород.

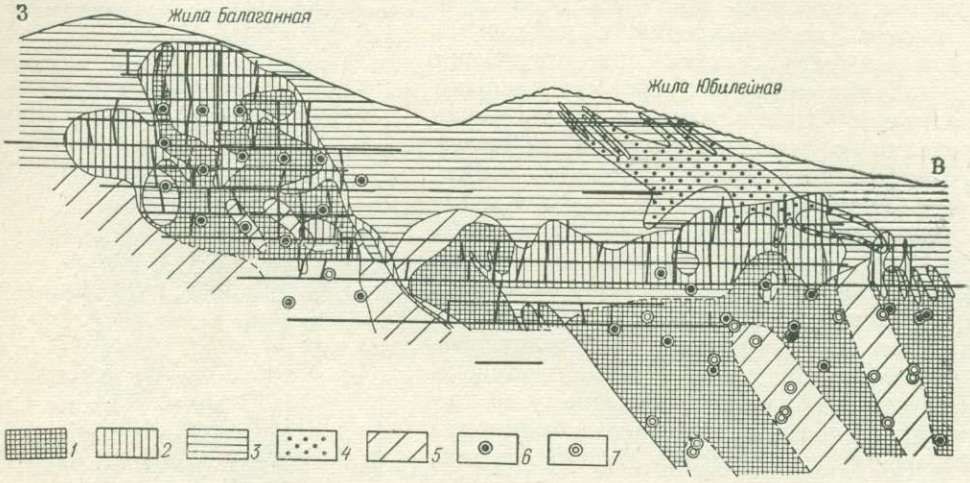


Рис. 99. Скрытые оловянные руды на месторождении Силинском (вертикальная проекция). По *Б. Березову*.

Типы минерализации: *1* — кварц-касситеритовая, *2* — кварц-касситерит-свинцово-цинковая, *3* — свинцово-цинковая, *4* — пирротиновая; *5* — безрудные участки; *6* — пересечения руды скважинами; *7* — безрудные пересечения

Дубровское месторождение

Дубровское рудное поле, объединяющее одноименное месторождение с месторождениями Верхним и Рубежным, протягивается более чем на 10 км в северо-восточном направлении вдоль разлома, отделяющего западную («нижнемеловую») часть Кавалеровского района от более глубоко эродированной восточной. На севере рудоконтролирующий разлом скрывается под верхнемеловыми — палеогеновыми вулканитами Угловской кальдеры. В частности, под эффузивами частично залегает скрытый штокверк месторождения Верхнего, а в прошлом эффузивы покрывали и более южные участки рудного поля, возможно играя роль экрана в рудную эпоху. Диагональными сбросо-сдвиговыми нарушениями северо-западного простирания рудное поле разбито на серию блоков, различающихся особенностями геологического строения и условиями локализации оруденения.

Под названием Дубровского месторождения объединены три срединных блока рудного поля, отделенные от расположенного севернее месторождения Верхнего опущенным на 160 м по вертикали блоком Елочным. В пределах последнего руды промышленного характера подсечены единичными скважинами лишь на глубинах около 500 м от поверхности.

Сложная рудоконцентрирующая система зон рассланцевания, будинажа, секущих и межпластовых трещин рассекает на площади месторождения ядро

и юго-восточное крыло антиклинальной складки (рис. 100), падая на юго-восток под углами 30—70°, несколько круче вмещающих пород. В ядре антиклинали обнажаются условно юрские алевролиты с прослоями песчаников, подвергшиеся интенсивному будинажу. На них без видимого несогласия залегают плитчатые алевролиты нижнего мела, которые на площади месторождения фациально сменяются к северу нижними горизонтами подсвиты аритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Вверх по разрезу эта подсвита постепенно переходит в грубослоистые средне- и крупнозернистые песчаники. Рудные жилы и зоны в основном приурочены к горизонту переслаивания.

Ядро складки прорвано продольными ветвящимися телами дацитовых порфиров. Внедрение их не было одноактным, севернее месторождения наблюдаются переходы этих тел к эффузивам, а также секущие контакты между ними. В зоне развития рудных жил, сопровождая тектонический контакт будинитов с вышележащими толщами, залегают менее мощные, но также крайне неправильные жилообразные тела сильно измененных пород, почти нацело превращенных в кварц-серицитовые метасоматиты и называемых фельзитами. На месторождении Верхнем они перекрыты эффузивами. В тесном переплетении с фельзитами, а главным образом восточнее, в висячем боку разлома, распространены менее измененные андезито-дацитовые порфириты. Они рассекают дайки фельзитов и цементируют их обломки. На глубине встречены не выходящие на поверхность небольшие штокообразные тела эруптивных брекчий, классифицированные В. Анаховым как трубки взрыва. Андезито-дацитовый цемент этих брекчий рассекается мелкими инъекциями дацитового порфира, который и сам местами цементирует обломки фельзита и порфирита. Осадочные породы в обрамлении трубок интенсивно смяты и уплотнены с образованием плойчатости даже в хрупких песчаниках.

Определения абсолютного возраста всех этих изверженных пород дают значения 65—50 млн. лет, которые, вероятно, являются несколько заниженными в связи с наложением рудных процессов. Возраст наименее затронутых изменениями гранодиорит-порфиров, принадлежащих к той же дорудной серии, но несколько обособленных от участков развития рудных жил, определен в 77 ± ± 5 млн. лет. По составу эти полнокристаллические породы аналогичны дацитовым порфирам и, вероятно, близки к ним по времени внедрения.

Кроме субэффузивных пород, отмеченных выше, в пределах рудного поля вблизи месторождения Верхнего известен небольшой по размерам (70 × 70 м) шток кварцевых диоритов, окруженный ореолом кварц-биотитовых роговиков, что не свойственно субвулканическим порфиритоидам, хотя мощность их даек в осевой части антиклинали 100 м. На глубине около 900 м от поверхности скважиной встречены аплито-граниты, состоящие почти на 70% из калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Они включают большое количество частично переработанных ксенолитов вмещающих кварц-биотитовых роговиков. В экзоконтакте интрузива наблюдается молибденитовая минерализация, а в одном из кварцевых прожилков, рассекающих граниты, установлены арсенопирит и единичные зерна касситерита.

Предрудные роговообманковые (диоритовые) порфириты, иногда относимые к лампрофирам, залегают на месторождении Дубровском в характерных формах изломанных даек с субмеридиональным, северо-западным и северо-восточным простиранием отдельных колен, что, по-видимому, отражает условия общего растяжения в период их внедрения. Как и все более ранние жильные породы, эти порфириты затронуты биотитизацией и рассекаются кварц-касситеритовыми жилами.

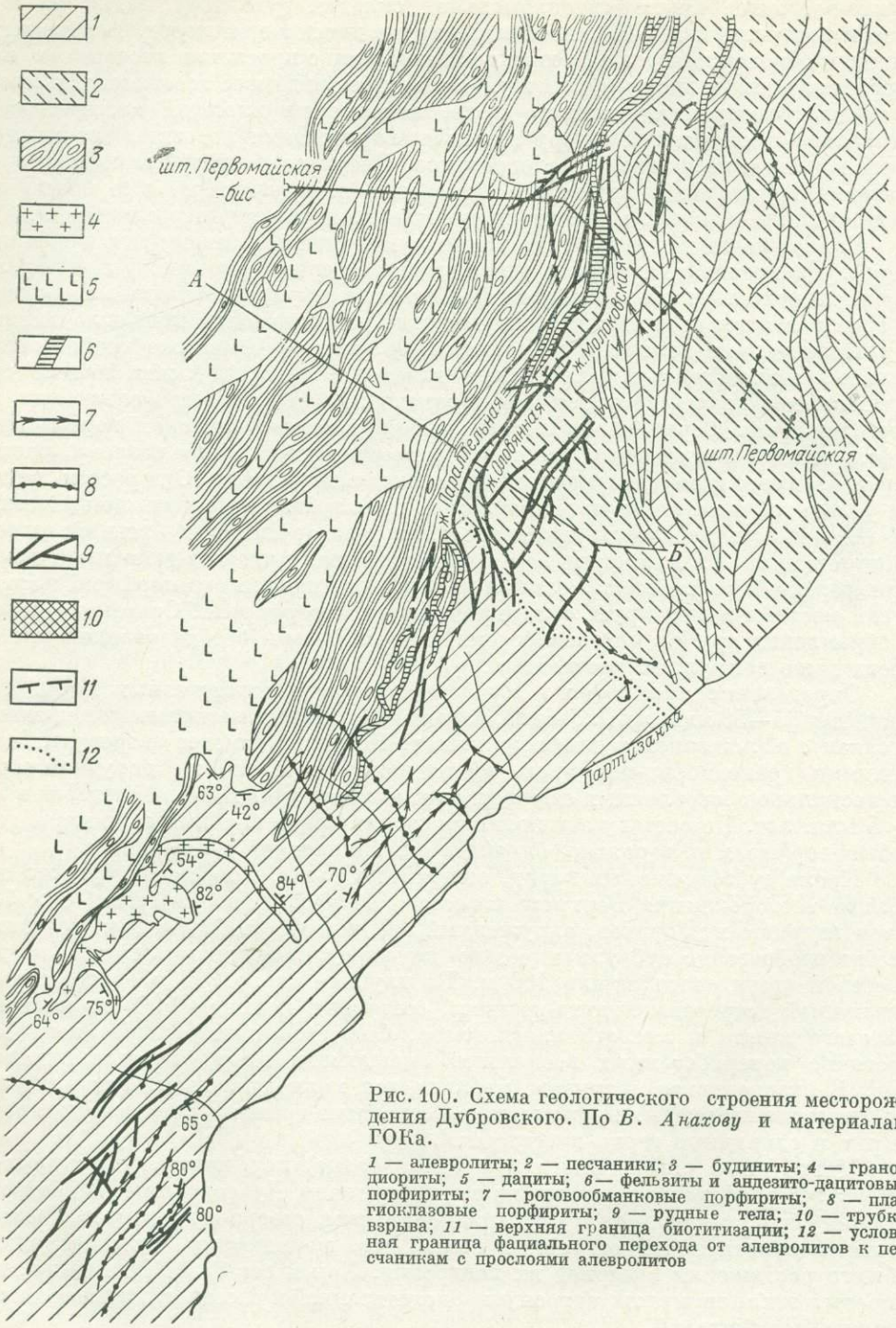
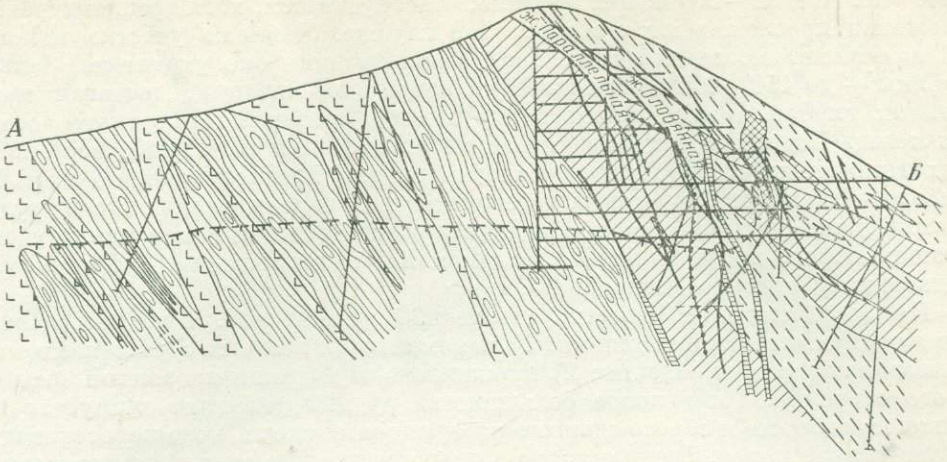


Рис. 100. Схема геологического строения месторождения Дубровского. По *В. Анахову* и материалам ГОКа.

1 — алевролиты; *2* — песчаники; *3* — будиниты; *4* — гранодиориты; *5* — дациты; *6* — фельзиты и андезито-дацитовые порфириты; *7* — роговообманковые порфириты; *8* — плагиоклазовые порфириты; *9* — рудные тела; *10* — трубка взрыва; *11* — верхняя граница биотитизации; *12* — условная граница фациального перехода от алевролитов к песчаникам с прослоями алевролитов



Самые поздние жильные породы на месторождении представлены плагиоклазовыми (диабазовыми, реже базальтовыми) порфиритами. Возраст их 40 ± ± 4 млн. лет. Маломощные дайки этих порфиритов имеют преимущественно северо-западное простирание и отчетливо пересекают касситерит-сульфидные руды, сами же секутся только поздними кварц-карбонатными прожилками. На месторождении Верхнем диабазовые порфириты транспортируют с глубины обломки гранодиорит-порфира и ксенолиты калиевого гранита.

Характерной особенностью развития магматизма в пределах рудного поля является, по В. Анахову, рост общей щелочности дорудных изверженных пород во времени с заметным последующим уменьшением ее в послерудный этап. При этом для кислых пород характерно преобладание калия над натрием, для дацитов и более основных пород свойственны обратные соотношения.

Осадочные породы всей площади рудного поля еще в процессе складкообразования претерпели, по-видимому, существенный метаморфизм, выразившийся в частичной перекристаллизации цемента и широком развитии новообразований хлорита и серицита. В связи с вулканической деятельностью произошла интенсивная пропилитизация пород по периферии Угловской кальдеры, особенно ярко проявившаяся в покровных образованиях и в дацитовых экструзиях ядра антиклинали. Наиболее глубокие преобразования всех дорудных пород связаны с биотитизацией, которая привела к возникновению на глубоких горизонтах месторождения кварц-полевошпат-биотитовых роговиков. Верхняя граница биотитизации в среднем по месторождению проходит на глубине 300—400 м от поверхности, но по отдельным пластам алевролитов, а также в связи с трубками взрыва и дайкой гранодиорит-порфира она образует высокие гребневидные и пальцеобразные выступы. На биотитизацию наложена относительно низкотемпературная серицитизация, приуроченная к участкам пород с повышенной трещиноватостью. Если для биотитов характерны в поперечном разрезе куполовидные выступы, то контуры серицитизированных пород имеют грибообразную форму, сужающуюся вниз.

Основные запасы руды с высоким содержанием олова располагаются непосредственно над внешним контуром биотитизированных пород или в их верхней части. Вверх и вниз от этого интервала качество и количество оловянной руды снижается. В кварц-биотитовые метасоматиты промышленное оруденение

более чем на 80—100 м, как правило, не опускается, хотя трещины раннего заложения прослеживаются значительно глубже. Лишь на участке наложенной на эти метасоматиты интенсивной серицитизации оно уходит на большие глубины — до 150—200 м от верхней границы биотитизации, достигая максимальных глубин в зоне главного нарушения, срезающего контакты осадочных толщ. Подобные закономерности наблюдаются и на других месторождениях Приморья, что послужило основанием для предположений о мобилизации олова из кварц-биотитовых метасоматитов и переотложении его в рудных телах. Однако специальное опробование в разной степени измененных рудовмещающих пород, проведенное Б. Хиликом на месторождении Дубровском, не подтверждает этих предположений.

На месторождении известно свыше 100 рудных тел. Они представлены двумя морфологическими типами: 1) маломощными жилами с участками минерализованных зон дробления; 2) прожилково-вкрапленными зонами штокверкового строения. Размещение большинства рудных тел контролируется продольными взбросо- и сбросо-сдвиговыми трещинами скола, косо пересекающими напластование пород. Рудные жилы в этих трещинах имеют протяженность по простиранию от 700 до 1800 м, а по падению — до 500 м и более, но горизонтальный размах оруденения не превышает 500—1300 м, характеризуясь наибольшей величиной на средних и верхних горизонтах (320—120 м от поверхности). В трещинах оперения этих сдвигов жилы того же простирания развиваются по межпластовым срывам и контактам даек, обычно не достигая дневной поверхности; горизонты с максимальной протяженностью и продуктивностью в таких жилах-апофизах совпадают с таковыми для ведущих жил, а наибольшие концентрации оруденения тяготеют к линиям их сочленения. К числу продольных относятся также жилы, залегающие в кливажных трещинах со встречным падением по отношению к слоистости.

В диагональных сколовых трещинах северо-западного простирания локализованы многочисленные жилы-перемычки, на пересечениях которых с основными продольными жилами нередко образуются рудные столбы; наиболее богатые руды в этих жилах приурочены к участкам с крутыми углами падения. В типичных трещинах отрыва размещаются рубцовые жилы субширотной ориентации с гнездовым оруденением, характерные только для верхних горизонтов месторождения.

Для рудных жил свойственно мозаичное внутреннее строение: минерализованные зоны дробления, сложенные рудами брекчиевой, крустификационной и прожилковой текстур, и участки выполнения открытых полостей с характерными друзовыми или колломорфными текстурами руд чередуются в них с интервалами метасоматических массивных, брекчиевидных, несимметрично-полосчатых и сетчато-прожилковых текстур, переходящими иногда в неминерализованный тектонический шов. Наиболее богатое оруденение метасоматического характера развивается на участках косого пересечения жильной трещиной напластования вмещающих пород и в брекчированных контактах дорудных даек. Роль метасоматического и прожилково-вкрапленного оруденения существенно возрастает с глубиной, где жильные тела при подходе к ореолам интенсивного ороговикования выклиниваются. По восстанию и на флангах жилы выклиниваются в полях мощного окварцевания вмещающих пород, разветвляясь на сеть тонких прожилков задолго до ограничивающих поперечных нарушений.

Прожилково-вкрапленные зоны обычно располагаются на участках сближенных жильных тел и их сопряжений в породах с повышенной пористостью и хрупкостью — песчаниках и фельзитах, а на глубоких горизонтах — в кварц-

турмалиновых роговиках, развитых по любым биотитизированным породам. Часто они возникают во флексурообразных изгибах пластов песчаника и при переходе рудных жил, залегающих среди песчаников, из межпластовых трещин в секущие. По отношению к дорудным экструзиям штокверковые зоны локализуются обычно в над- и реже в подэкранной позиции. В. Анаховым отмечается их склонение на глубине в сторону трубок взрыва. В целом ориентировка зон и их внешняя конфигурация определяются стержневыми жилами первой

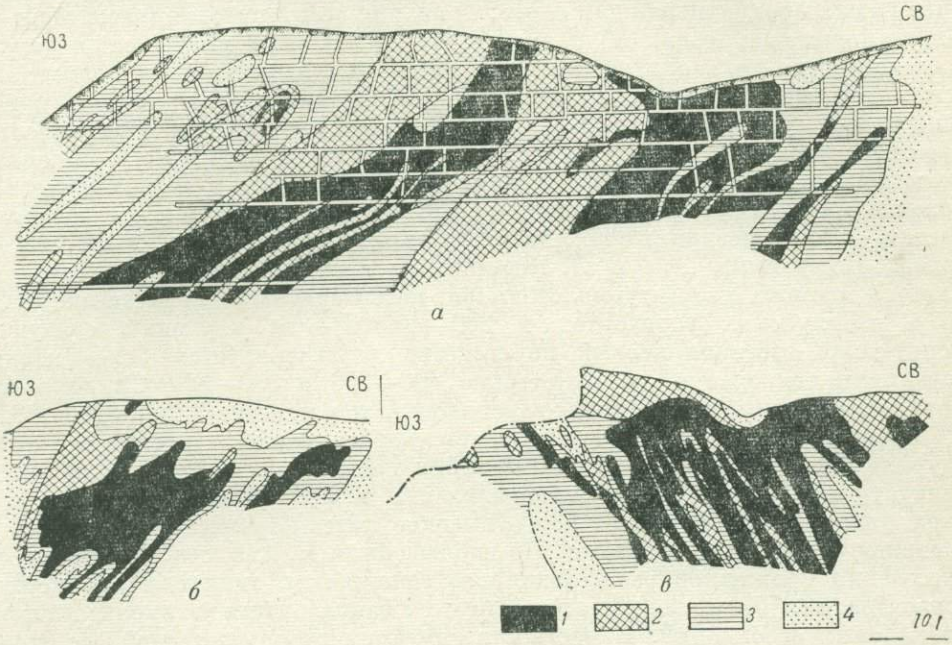


Рис. 101. Различное склонение рудных столбов в смежных жилах: в жилах Оловянная (*а*) и Параллельная (*б*), отклоняющихся к северу от простирания вмещающих пород; в жиле Молоковская (*в*), отклоняющейся к востоку. По *М. Николаеву*.

Содержания олова: *1* — высокое, *2* — среднее, *3* — низкое, *4* — очень низкое

группы, которые уходят далеко за пределы штокверкового оруденения во всех направлениях. Размеры их по простиранию изменяются от 80 до 360 м, а прослеженная глубина не превышает 80—200 м; мощность зон несколько десятков метров.

Распределение оловянной минерализации внутри рудных тел носит столбовой характер. Положение рудных столбов определяется рядом факторов: морфологическими особенностями рудных трещин и характером предрудных подвижек по ним, физическими и химическими свойствами вмещающих пород, сопряжением рудных трещин и пересечением последних дорудными нарушениями. Замечено, что на основном участке месторождения (Крутом-Оловянном) в жилах, отклоняющихся к северу от простирания вмещающих пород, намечается южное склонение рудных столбов, а в смежных жилах, отклоняющихся к востоку — южное (рис. 101).

По минеральному типу Дубровское месторождение является переходным от турмалинового к хлоритовому. На его верхних горизонтах преобладала околорудная хлоритизация и встречались собственно хлоритовые оловорудные

зоны метасоматического характера. С глубиной господствующим жильным минералом руд, не считая кварца, становится турмалин. Минеральный состав оловянных руд при всем их разнообразии относительно несложен. Главные минералы — кварц, турмалин, касситерит, хлорит, серицит, а из сульфидов — арсенопирит, халькопирит, пирротин, пирит, в меньшей мере — сфалерит, галенит и др.

Выделяется четыре основные стадии минерализации, из которых только первая была продуктивной для олова: 1) кварц-касситеритовая (касситерит-турмалин-хлорит-кварцевая); 2) ранняя сульфидная, или колчеданная (арсенопирит-пирротин-халькопиритовая); 3) поздняя сульфидная — полиметаллическая (сфалерит-галенитовая); 4) кварц-карбонатная с флюоритом и пиритом. Минеральные ассоциации первой, а также четвертой стадии в значительной мере отлагались в открытых полостях, в то время как сульфидные ассоциации — почти исключительно метасоматическим путем. Раздувы в жилах чаще всего сложены минералами ранней кварц-касситеритовой ассоциации, а пережатые участки — более поздними с подчиненным количеством раннего кварца и касситерита. По данным А. и Д. Кокориных, наиболее высокотемпературным является ранний кварц-турмалин-хлорит-касситеритовый парагенезис (400—460° С на глубоких горизонтах и 360—400° С — на верхних); следующий хлорит-кварц-арсенопиритовый парагенезис характеризуется более низкими значениями температур (соответственно 400—350 и 350—320° С); далее идет хлорит-кварц-пирротин-сфалерит-галенитовый парагенезис (350—320 и 320—290° С) и, наконец, кварц-пирит-флюорит-карбонатный парагенезис с температурами 290—100 и 220—100° С. Верхняя граница распространения высокотемпературной продуктивной минерализации в жилах не выдержана, и на одних участках она занимает более высокое гипсометрическое положение по сравнению с другими участками. По наблюдениям В. Анахова, четкие взаимопересечения прожилков разностадийного заполнения, типичные для верхних горизонтов, с глубиной все чаще дополняются фациальными взаимоотношениями минеральных ассоциаций. В частности, имеются примеры тесной ассоциации касситерита с арсенопиритом, халькопиритом и флюоритом.

Касситерит, единственный промышленно-ценный минерал месторождения, представлен, по И. Кигаю, тремя генерациями, относящимися к одной стадии минерализации. Касситерит I первоначально отлагался в виде геля двуокиси олова с последующим выделением кристаллов и зернистых скоплений, а также в различной степени раскристаллизованных почковидных и фестончатых колломорфных агрегатов, в которых нередко содержатся реликтовые участки и концентры скрытокристаллического строения. Касситерит II представлен почковидными и фестончатыми агрегатами, крустифицирующими стенки пустот среди более ранних минералов и постепенно превращающимися в радиально-лучистые; характерен молочно-белый цвет и фарфоровидный облик скрытокристаллических разностей этого касситерита. Касситерит III встречается только в виде кристаллов бипирамидального и призматического габитуса, а также в виде зернистых масс, в которых отсутствуют какие-либо признаки колломорфного строения. Постоянными элементами-примесями в касситеритах являются железо и вольфрам (первые десятые доли %), индий, титан и марганец (первые сотые доли %), медь и ниобий (тысячные доли %). Содержания последнего элемента достигают наибольших значений в нижних частях рудных жил.

Для арсенопиритов характерно некоторое возрастание с глубиной примесей кобальта, никеля, висмута, сурьмы, серно-мышьякового и железо-мышья-

кового отношений, а для халькопирита — примеси цинка, причем максимальные перепады содержаний примесей приходятся на границу биотитизации. Во всех пробах арсенопирита устанавливается примесь золота (до 1 г/т).

В размещении оруденения на площади Дубровского месторождения наблюдается отчетливая горизонтальная и вертикальная зональность, предопределяемая, в первую очередь, структурно-литологическими условиями и ранними (дорудными) метасоматическими изменениями вмещающих пород, на фоне которых развивалась температурная зональность рудоотложения, проявленная в рудных телах, околорудных метасоматитах и эндогенных ореолах рассеяния. Основная масса рудных жил и прожилково-вкрапленных зон штокверкового типа, заключающая 98% запасов олова всего месторождения, сосредоточена на его северо-восточном фланге (участок Крутой-Оловянный). На поверхность здесь выходят лишь наиболее крупные жилы северо-восточного простирания, большинство же жил появляется лишь на средних горизонтах. Ниже границы интенсивной биотитизации количество рудных апофиз и зон-сателлитов вновь резко падает. При этом в крайней северной части участка, где прожилково-вкрапленное оруденение полностью преобладает над жильным, горизонт наибольшей рудоносности по существу совпадает с этой границей. В направлении на юго-запад происходит смена прожилково-вкрапленного оруденения жильным. Одновременно наблюдается усиление роли более поздней сульфидной минерализации, а также хлоритизации и серицитизации при ослаблении турмалинизации.

На фоне этой общей закономерности отмечается чередование бедных и богатых участков, связанное с горизонтальной зональностью отдельных жил и рудных столбов. Эта зональность находит объяснение в прогрессивном развитии трещинных структур и не может связываться с различиями в глубине эрозионного среза, так как более эродированным скорее является юго-западный фланг месторождения с выходами на поверхность биотитизированных пород при одновременном развитии на этом участке повышенной сульфидной минерализации (участок Алексей).

Вертикальная зональность, устанавливаемая по интенсивности оловянного оруденения, в значительной мере связана с зональностью отложения, зависящей в первую очередь от внешнего контура биотитизации. Наиболее оптимальными являются IV—VI горизонты месторождения (160—250 м от поверхности), по которым суммарные запасы олова в 10 раз превышают запасы первого горизонта и в 1,5—2 раза — запасы VII—IX горизонтов. Зональность отложения отражена и в смене турмалина хлоритом по восстанию рудных тел. Наряду с этим, так же как и в горизонтальном направлении, проявляется по вертикали и зональность тектонического раскрывания. Так, например, жила Параллельная (см. рис. 101) в верхней части сложена поздним кальцитом, ниже приобретает сульфидный состав и с глубиной становится касситерит-сульфидной. Отмечаются примеры и обратной зональности того же рода, но они требуют осторожного подхода к своей интерпретации, так как при наклонном положении рудных столбов за вертикальную зональность может быть принята горизонтальная.

По новейшим данным В. Анахова, прямая вертикальная зональность отложения характеризует сульфидный «чехол» оловорудных ядер. На глубине почти весь сульфидный парагенезис представлен халькопиритом и арсенопиритом, на средних горизонтах максимально развит пирротин, а в верхней части рудных тел — преимущественно галенит и сфалерит.

Краснореченский рудный район

Этот район, расположенный северо-восточнее Кавалеровского, со всех сторон окружен вулкано-тектоническими депрессиями с верхнемеловыми и палеогеновыми эффузивами. С востока к нему примыкает Дальнегорский рудный район, известный своими свинцово-цинковыми месторождениями, а на севере за полосой вулканитов — Октябрьский оловоносный район.

По геологическому строению Краснореченский район подобен Кавалеровскому, но, возможно, менее глубоко эродирован, вследствие чего домеловые осадочные толщи вскрываются на его поверхности в пределах лишь одной антиклинальной структуры; меньшее площадное распространение имеют и выходы интрузивов. Для месторождений района характерно преобладание сложных оловянно-полиметаллических руд, в которых олово занимает подчиненное положение. Однако на месторождении Смирновском, главном в районе, имеются рудные столбы, обогащенные оловом, а на его северном фланге с глубиной появляются и существенно оловянные руды. На месторождении Южном, расположенном вблизи от Смирновского и пока разрабатываемом только на свинец и цинк, также обнаружено скрытое оловянное оруденение, начинающееся примерно с 200-метровой глубины.

Смирновское месторождение

Месторождение сложено песчано-алевритовыми отложениями верхнего триаса, юры и нижнего мела, собранными в опрокинутую на юго-восток крупную антиклинальную структуру, осложненную многочисленными разрывными нарушениями (рис. 102). В ядре этой структуры, ближе к ее лежачему крылу, выделяется мощная зона будинажа и интенсивного рассланцевания, принадлежащая к той же системе взбросо-сдвиговых рудоконтролирующих разломов северо-восточного простирания, которые отмечались при характеристике Кавалеровского района. На месторождении данная зона проходит среди алевролитов и флишоидных отложений верхнего триаса, но в пределах ее встречаются глыбы или линзы кремнистых сланцев и известняков возможно верхнепалеозойского возраста. Прослеженная протяженность зоны, носящей название Дождевого разлома, превышает 10 км. Кроме Смирновского месторождения данный разлом контролирует оловянно-полиметаллическое месторождение Встречное, расположенное в 6 км к северо-востоку от Смирновского, и несколько рудопроявлений того же типа.

Интрузивные породы на площади месторождения представлены лишь двумя небольшими штоками кварцевых диоритов и гранодиорит-порфиров и единичными дайками диоритовых и диабазовых порфиров. В нескольких километрах севернее месторождения известен шток диоритов и небольшой массив интенсивно измененных кварц-порфировых пород, окруженный ореолом кварц-турмалиновых метасоматитов с флюоритом и касситеритом. В северо-западной части Смирновского месторождения осадочные породы подверглись метаморфизму с образованием биотитовых метасоматитов и с локальными проявлениями высокотемпературной (пневматолитовой) минерализации. Свита промышленных жил располагается за пределами этого метаморфического ореола.

Все рудные жилы залегают в висячем крыле Дождевого разлома, который простирается согласно с осадочной толщей и падает на северо-запад, так же, как и все вмещающие осадочные породы (рис. 103). В качестве рудовмещающих выделяются трещины северо-восточного и субмеридионального простираний,

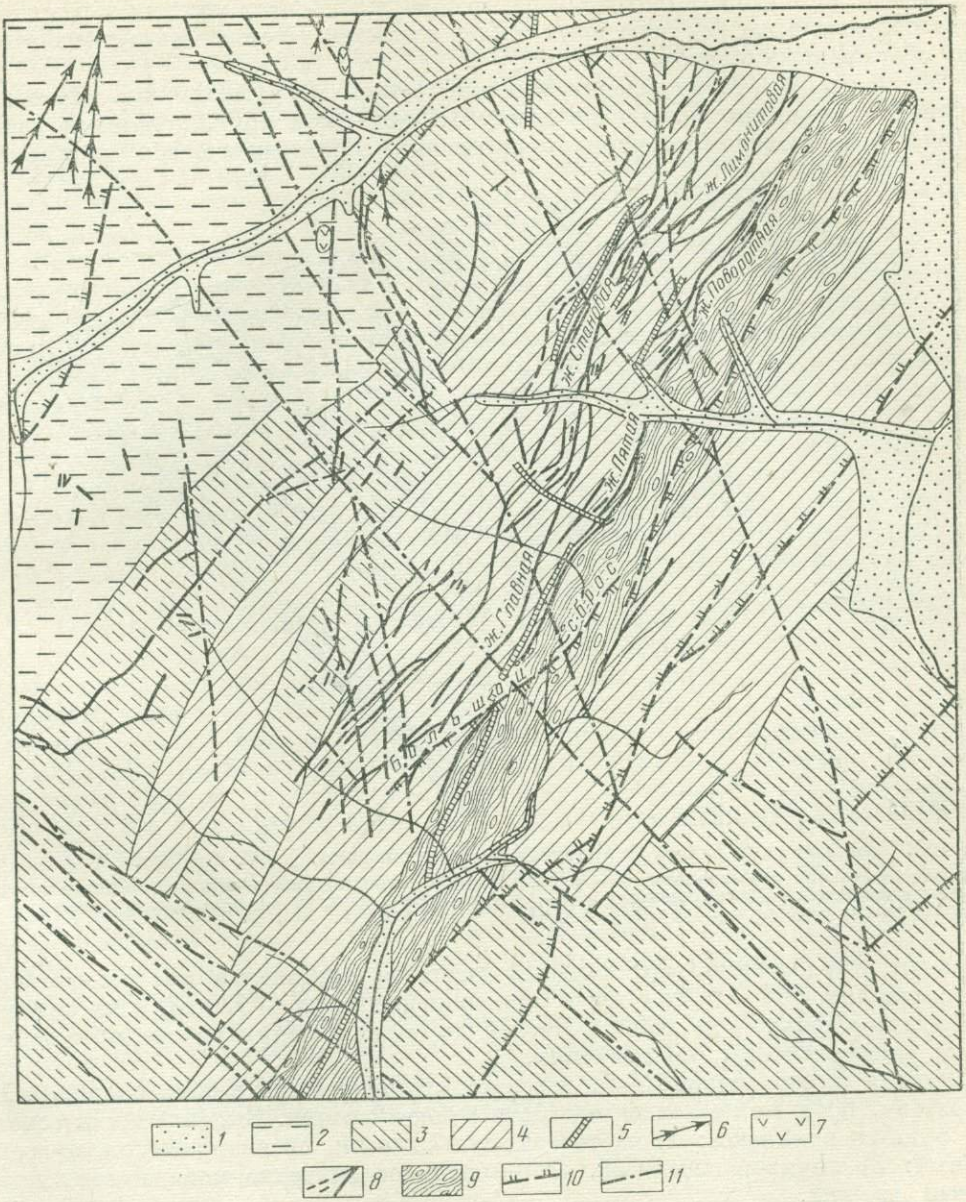


Рис. 102. Схематическая геологическая карта Смирновского месторождения. По материалам рудника.

1 — аллювий; *2* — песчаники и алевролиты нижнего мела; *3* — песчаники, алевролиты и горизонты флишоидного переслаивания, относимые к средней и нижней юре; *4* — алевролиты, песчаники и тонкие флишоидные переслаивания этих пород условно верхнего триаса; *5* — диабазовые порфириты; *6* — диоритовые порфириты; *7* — кварцевые диориты; *8* — рудные жилы и зоны; *9* — зоны интенсивного рассланцевания и будинажа; *10* — взбросы; *11* — сбросы, сбросо-сдвиги и разрывные нарушения неустановленного характера

причем первые из них отчетливо пересекаются крутыми субмеридиональными трещинами, по которым проходили левые сдвиги. При этом местами образуются зигзагообразные изгибы некоторых жил и отмечается появление рудных столбов, обогащенных оловом.

На площади месторождения известно свыше 70 рудных жил. Наиболее крупные из них прослежены на длину 1,1—2,8 км и группируются в узкой полосе (зоне) северо-восточного простирания, протягивающейся на 3,5 км.

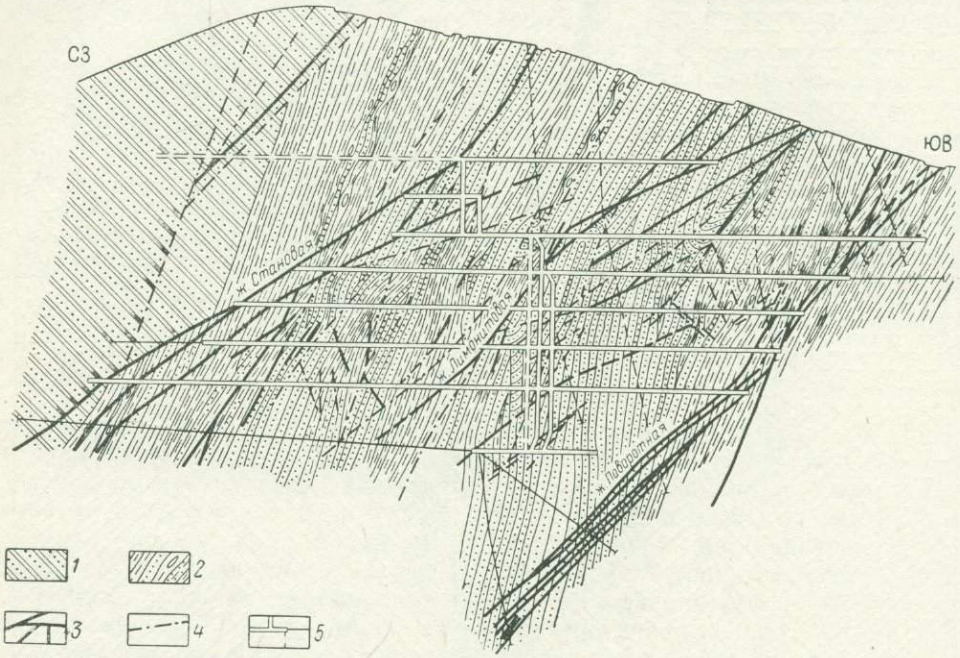


Рис. 103. Геологический разрез Смирновского месторождения. По *С. Гробову*.

1 — юрские песчаники и алевролиты; *2* — алевролиты и песчаники условно верхнего триаса с зонами будинажа и интенсивного рассланцевания; *3* — рудные жилы и зоны; *4* — разрывные нарушения; *5* — подземные горные выработки и буровые скважины

Вскрытый выработками вертикальный диапазон оруденения по месторождению составляет 900 м (в том числе промышленных руд — 750 м), а по отдельным рудным телам — до 600 м. Послерудные нарушения на месторождении весьма многочисленны, но невелики.

Рудная минерализация Смирновского месторождения весьма сложна как по составу, так и по последовательности рудоотложения. Выделяют три основных рудных комплекса: 1) касситерит-сульфидный; 2) кварцевожильно-грейзеновый; 3) пирит-кальцитовый. Промышленное значение пока имеет лишь первый из них.

Касситерит-сульфидные руды в основном сложены пирротином, сфалеритом, галенитом и жильными минералами, среди которых наиболее развиты кварц, карбонаты, хлорит и эпидот. Отдельные типы руд обогащены арсенопиритом, пиритом и тонковкрапленным касситеритом. Главные минералы, в том числе и касситерит, представлены несколькими генерациями, образуя пеструю смесь различных типов руд: от малосульфидных (существенно кварцевых или карбонатных) до сплошных сульфидных полиметаллических или почти моно-

минеральных. Г. Василенко выделяет три стадии образования касситерит-сульфидных руд: 1) кварц-арсенопиритовая; 2) пирротин-галенит-сфалеритовая; 3) карбонатно-сульфидная. Первая из них продуктивна на олово, вторая — на свинец и цинк, третья — на олово, свинец, цинк и частично висмут. Установлено, что ассоциации кварц-арсенопиритовых руд отлагались в интервале 420—310°, пирротин-галенит-сфалеритовых — 380—190°, а карбонатно-сульфидных — 330—90° С.

Текстуры руд преимущественно грубополосчатые; тонкая ритмичная полосчатость присуща только пирротин-сфалеритовым и отчасти пирротин-галенитовым рудам.

Касситерит-сульфидные жилы месторождения обладают резкими зальбандами, часто сопровождаемыми глинистыми примазками. В узкой полосе непосредственно у зальбандов жил местами наблюдаются слабое окварцевание, хлоритизация и серицитизация. Зона окисления на месторождении имеет глубину до 30 м, но начальная стадия изменения (развитие по пирротину марказита и вторичного пирита) наблюдается в самых глубоких выработках. Переход от окисленных руд к сульфидным обычно резкий. Руды в зоне окисления обогащаются оловом, серебром и, вероятно, свинцом.

Зональность выражается в переходе галенит-сфалеритовых руд от поверхности на глубину и отчасти от флангов к срединной части к сфалеритовым, а затем к существенно пирротиновым (подобная же тенденция в изменении состава рудных жил намечается и вкрест жильной свиты — в направлении с юго-востока на северо-запад).

Олово не обнаруживает ни прямой, ни обратной зависимости от содержания других металлов. На одних участках в специфически сульфидных рудах можно наблюдать прямую частичную корреляцию между содержанием олова, свинца и цинка, на других — развиты богатые оловом, но бедные свинцом и цинком малосульфидные руды. Основной причиной общей несогласованности в содержании олова по отношению к другим металлам является, очевидно, наложение друг на друга различных типов руд. Станнин и сульфосоли олова присутствуют в касситерит-сульфидных рудах месторождения в незначительных количествах.

На северо-восточном фланге жильной свиты, где в настоящее время проводятся горные работы, в пределах давно известных и вновь выявляемых жил, обнаруживаются скрытые на глубине существенно оловянные руды. Так, приповерхностная часть жилы Становой, вскрытой по вертикали на 600 м, сложена специфически сульфидными рудами с содержанием олова всего лишь 0,15—0,30%. С глубины 80 м содержание олова возрастает до 0,6—0,7% при одновременном обогащении свинцом и цинком, а с 300 м начались существенно оловянные руды, содержащие около 3% олова. Подобная же вертикальная зональность установлена по жилам Поворотной, Пятой и Лимонитовой.

Хингано-Олонойский рудный район

Этот район является лучшим примером оловоносности вулкано-плутонических комплексов в их «чистом» виде, поскольку абсолютно лишен каких-либо доэффузивных рудных образований. Он расположен на окраине Буреинского массива поздних байкалид и приурочен к вулкано-тектоническому прогибу, в основании которого лежат гнейсы, гранито-гнейсы, гранитоиды и метаморфизованные терригенно-карбонатные толщи рифея и нижнего палеозоя (рис. 104). Прогиб заполнен меловыми вулканитами липаритовой формации мощностью до 1000—

1200 м. В процессе формирования вулканического комплекса происходило повышение кислотности и газоносности магмы, обусловившее развитие игнимбритов в заключении периода активного вулканизма. Извержение огромного количества пирокластического материала сопровождалось опусканием больших участков фундамента и завершилось, по Б. Бурде, внедрением остаточной магмы в виде интрузивных залежей гранит-порфиров. Известен, однако, шток так называемых обманийских микрографических гранит-порфиров,

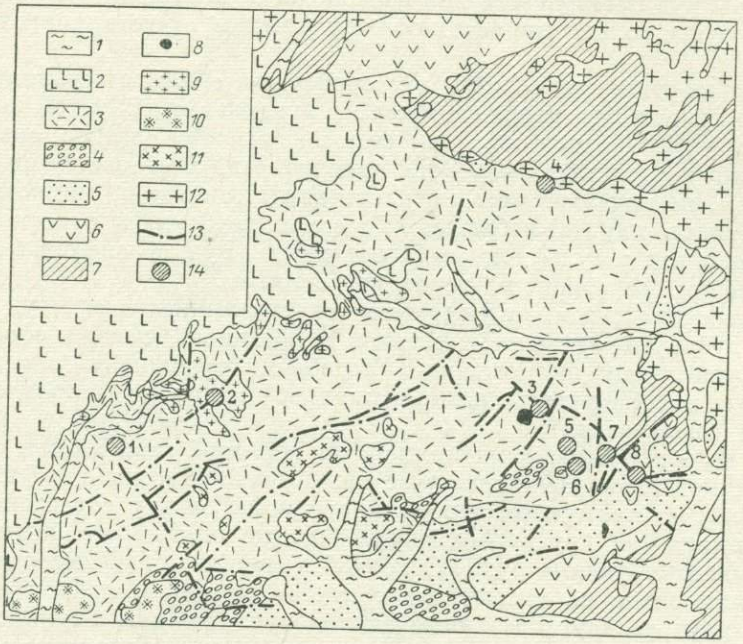


Рис. 104. Схематическая геологическая карта северной части Хингано-Олонойского рудного района. По *М. Ициксону, В. Кузьмичеву, П. Кошману* и др.

1 — четвертичные отложения; *2* — базальты; *3—6* — вулканиты: *3* — кислого состава обманийской свиты; *4* — кислого и среднего состава лиственичной свиты, *5* — кислого состава солонечной свиты, *6* — среднего состава станолирской свиты; *7* — метаморфизованные породы; *8* — гранит-порфиры обманийского типа; *9* — гранит-порфиры хинганского типа; *10* — крупновкрапленниковые липариты; *11* — гранит-порфиры кимканского типа; *12* — граниты; *13* — разрывные нарушения; *14* — месторождения: *1* — Березовское, 2 — Хинганское, 3 — Олонойское, 4 — Джалиндинское, 5 — Обещающее, 6 — Лесное, 7 — Верхнее, 8 — Нижнее

внедрившийся в поствулканический период, после начала дайкообразования. В отличие от других гранит-порфировых интрузивов он характеризуется интенсивным контактовым воздействием на вмещающие породы и сопровождается оруденением. Одним из последних проявлений вулканизма являются небольшие экструзии липаритов, с которыми, по М. Ициксону, генетически связаны рудопроявления деревянистого олова, выделяемые в так называемую риолитовую формацию.

В поствулканический период происходило внедрение даек, развитие объемных (площадных) метасоматитов и локальных проявлений рудной минерализации. Все эти новообразования контролируются региональной субширотной структурой, представляющей пояс повышенной трещиноватости, влияние которой сказывалось еще в период активного вулканизма. Поперечные (субмеридиональные) расколы фундамента разделяют данный пояс на четыре блока,

различающиеся по степени нарушенности, насыщенности дайками, а также по интенсивности и фациальным особенностям проявлений площадной и локальной оловоносной минерализации.

Непосредственно после завершения вулканических излияний и в основном до проявления процессов минерализации произошло внедрение кислых даек, представленных жильными липаритами и гранит-порфирами, близкими по составу к самым поздним вулканитам. Затем внедрились дайки среднего и основного состава, преимущественно также дорудные, но отчасти и послерудные. Оруденение пространственно связано с обеими группами даек, однако чаще ассоциирует с дайками второй группы.

Несколько позже этапа дайкообразования вулканогенная толща подверглась объемному метасоматозу с образованием комплекса фаций щелочных метасоматитов, пропилитизации и аргиллизации. Все поле площадной минерализации, подчиненное субширотной структуре, выделяется на общем геохимическом фоне района как положительная аномалия рудогенных элементов. При этом интенсивность метасоматоза контролируется в первую очередь линейными вулкано-тектоническими структурами и в меньшей мере — отдельными телами интрузивов и некков, обозначающих эти структуры. Теми же структурами контролируется и размещение локальной оловорудной минерализации.

По данным Г. Грушкина, Г. Ковальчука и П. Кошмана, магматическая деятельность в рудном районе охватила весь нижний мел (от 136 до 100 млн. лет), но максимум ее приходится на относительно короткий промежуток времени, соответствующий верхам нижнего мела (109—105 млн. лет). Внедрение интрузивных кварцевых порфиров и гранит-порфиров произошло в период 110—102 млн. лет, а последующих жильных порфиритов и фельзит-порфиров — в течение 105—100 млн. лет. Формирование оловорудных месторождений — Хинганского, Березовского, Карадуба, Красавчика — датируется по возрасту слюд 97—91 млн. лет. Близкий к ним возраст (100—75 млн. лет) имеют верхнемеловые эффузивы и субвулканические интрузии, известные за пределами рудного района.

Все без исключения оловорудные месторождения Хингано-Олонойского рудного района сосредоточены в пределах комплекса кислых эффузивов мелового возраста, т. е. в верхнем структурном этаже. Однако они различаются между собой целым рядом признаков и, в частности, минеральными ассоциациями, присущими разным типам месторождений. Г. Ициксон подразделяет их на три формации (Оловорудные месторождения Малого Хингана, 1959):

1) месторождения риолитовой формации (Джалиндинское), генетически связанные с экструзиями липаритов и представленные зонами кварц-серицитовых и существенно кварцевых метасоматитов с гнездо- или жилообразными скоплениями деревянистого олова [1];

2) месторождения переходной формации (Олонойское и группа Карадуба), связанные с интрузией обманийских гранит-порфиров и представленные сочетанием двух формаций — касситерит-кварцевой (топаз, мусковит, кварц) и касситерит-силикатной (турмалин, сидерофиллит, магнетит, гематит);

3) месторождения касситерит-сульфидной формации (Хинганское, Березовское, Центральное), удаленные от источников оруденения и находящиеся в парагенетической связи с дайками порфиритов.

---

[1] По новейшим данным Г. Грушкина и П. Ведерникова (1977 г.) Джалиндинское месторождение образовано после внедрения даек порфиритов и может рассматриваться как наиболее позднее в общем генетическом ряду месторождений.

Промышленное значение пока имеют месторождения только последней группы, которые, однако, сильно отличаются по характеру минерализации от типовых месторождений касситерит-сульфидной формации.

Хинганское месторождение

Рудное поле сложено кварцевыми порфирами, прорванными интрузией гранит-порфиров хинганского типа, которые в отличие от обманийских оказывают слабое контактовое воздействие на вмещающие породы. Наличие в них ксенолитов кристаллических сланцев нижнего структурного яруса свидетельствует о зарождении магматического очага на значительных глубинах, за пределами толщи эффузивов.

На участке месторождения гранит-порфиры слагают пологопадающую плитообразную залежь с вертикальной мощностью до 250 м (рис. 105). Рудные

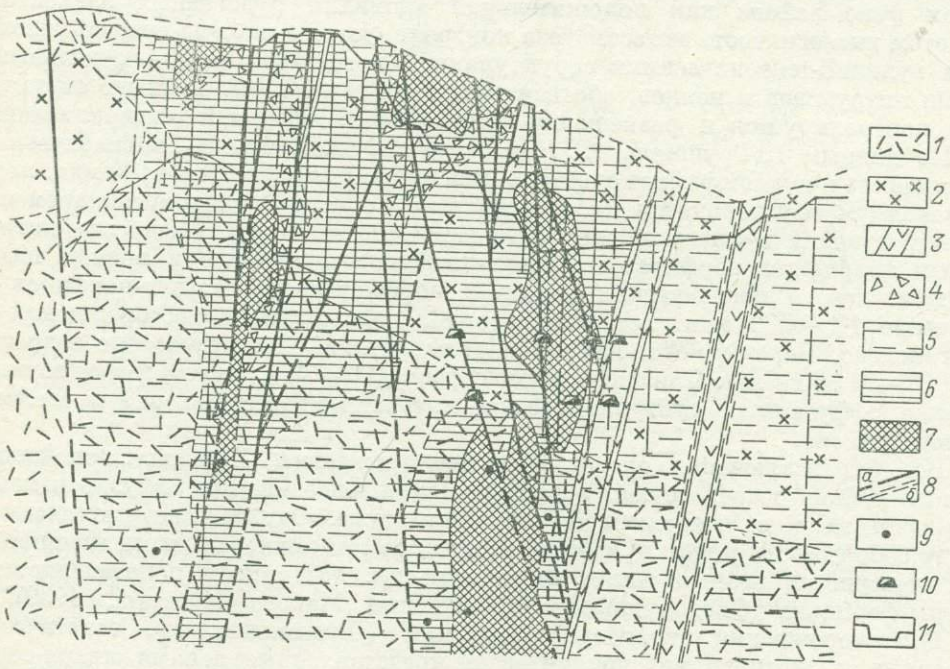


Рис. 105. Схематический разрез Хинганского месторождения. По материалам рудника
1 — липариты; *2* — гранит-порфиры; *3* — порфириты; *4* — эруптивные брекчии; *5* — серицитизация в липаритах, хлоритизация и серицитизация в гранит-порфирах; *6* — метасоматиты (серицит-кварцевые по липаритам, серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые по гранит-порфирам); *7* — оловорудные тела; *8* — разрывные нарушения (*а*) и зоны дробления (*б*); *9* — места пересечения скважин с плоскостью разреза; *10* — подземные горные выработки; *11* —эксплуатационный карьер

тела, рассекая ее, на глубине уходят в нижележащую толщу эффузивов. Положение месторождения контролируется серией разрывных нарушений северо-северо-западного простирания, пересекающихся с северо-восточными (субширотными). По Ю. Афонину, восточной границей месторождения является основной рудоподводящий разлом, сопровождаемый мощной дайкой порфиритов, который имеет субмеридиональное простирание и падает на запад под углом 85°. Со стороны висячего бока он оперяется менее значительными рудоконтро-

лирующими разрывами с простиранием, несколько отклоняющимся к северо-западу, и с падением, направленным на северо-восток, т. е. навстречу основному разлому.

В сочетании с субширотными нарушениями эти разрывы разбивают всю площадь месторождения на ряд блоков, испытавших дифференциальные вертикальные перемещения, отчетливо фиксируемые по контактам гранит-порфиров. К опущенным блокам приурочены воронкообразные тела эруптивных (взрывных) брекчий, к которым, в свою очередь, тяготеет бóльшая часть оруденения. Рудные тела в таких блоках группируются кулисообразно друг над другом с интервалами по вертикали от 40 до 200 м, причем концентрации олова в них увеличиваются вместе с увеличением амплитуды провалов.

Хинганское месторождение представляет собой единый шток-верк с густой сетью ветвящихся, беспорядочно распределенных прожилков, сложенных касситеритом, кварцем, хлоритом, флюоритом и сульфидами. Однако его рудные тела, контуры которых определяются только опробованием, характеризуются относительно небольшими поперечными размерами. Они имеют более или менее правильную трубообразную форму, реже — уплощенную полого наклоненную, и тяготеют к телам эруптивных брекчий или к трещиноватым кварцевым порфирам. Располагаются рудные тела на разных гипсометрических уровнях и в ряде случаев не достигают дневной поверхности (рис. 106).

Гранит-порфиры, кварцевые порфиры и эруптивные брекчии

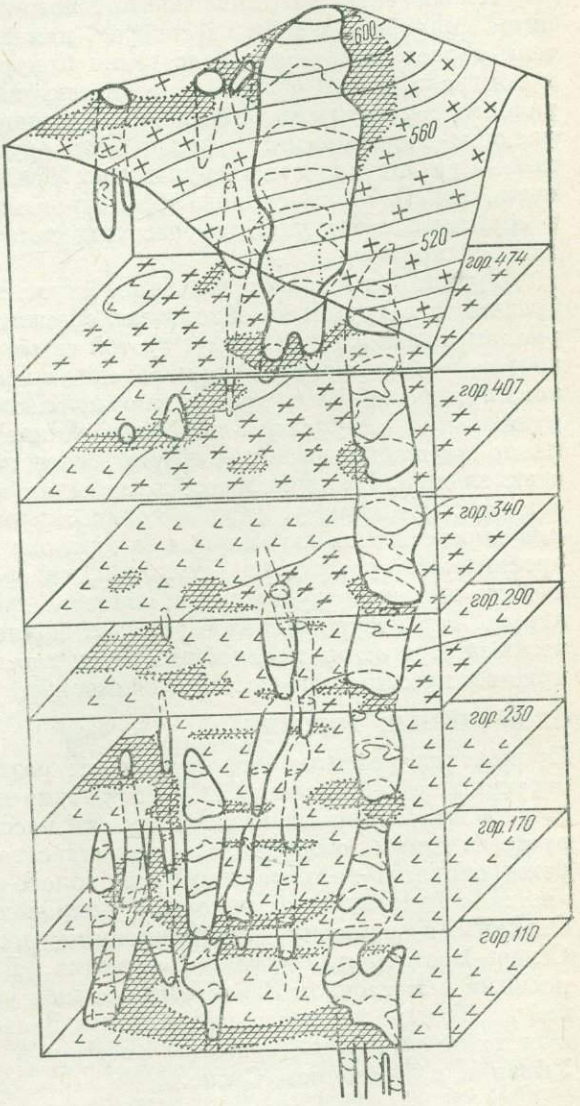


Рис. 106. Рудные трубы Хинганского месторождения. По *Ю. Афонину* и *Е. Синякову*.

1 — кварцевые порфиры; *2* — гранит-порфиры; *3* — брекчии; *4* — рудные тела; *5* — горизонтали поверхности

в пределах штокверка подверглись предрудному дроблению и интенсивной гидротермальной переработке с превращением в серицит-хлорит-кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты, окруженные широким ореолом серицитизации

и хлоритизации вмещающих пород. Жильные порфириты, состоящие в основном из плагиоклазов (альбит, альбит-олигоклаз) и замещенного хлоритом биотита, в зоне месторождения в значительной части превращены в аплитоподобные или серицит-хлорит-кварцевые породы. Они являются дорудными, но остаются в недостаточно выясненных взаимоотношениях с эруптивными брекчиями.

По особенностям геологической позиции и главным минеральным ассоциациям, сопровождающим касситерит, намечаются два типа рудных тел. Рудные тела первого типа пространственно приурочены к зонам эруптивных брекчий и контролируются общими с ними тектоническими зонами. По главным минеральным ассоциациям они являются хлоритовыми малосульфидными и отчасти флюорит-хлоритовыми. Другой тип оруденения — хлорит-флюорит-сульфидный — развит вне зоны эруптивных брекчий и контролируется столбообразными зонами интенсивного брекчирования, более позднего по отношению к эруптивным брекчиям, образование которых, по М. Ициксону, связано с газовыми прорывами.

Рудные тела имеют зональное строение. Их центральные части сложены брекчиями с крупными обломками, сцементированными гидротермальным материалом; далее следует зона с густой сетью ветвящихся прожилков, которая во внешней части рудного тела переходит в зону с сериями параллельных прожилков, приуроченных к трещинам отдельности. При этом к центральным частям рудных тел приурочены наиболее ранние минеральные парагенезисы, постепенно сменяющиеся к периферии более поздними без каких-либо перерывов и наложений. Различие в составе минеральных ассоциаций состоит, по Г. Ициксон и Д. Рундквисту, лишь в количественном соотношении отдельных минералов, представленных кварцем, хлоритом, касситеритом, флюоритом, сульфоарсенидами, сульфидами, адуляром, сидерофиллитом, гидромусковитом и др. Общим для всех рудных тел является парагенезис касситерит — хлорит — кварц. Характерно широкое развитие колломорфноподобных текстур со сферическими агрегатами мельчайших зерен касситерита и арсенопирита, со скрытокристаллическими агрегатами сфалерита, хлорита и др.

ОЛОВОНОСНЫЕ РОССЫПИ

Проявления россыпной оловоносности различных генетических типов распространены на территории СССР достаточно широко, но вследствие незначительных масштабов или низких содержаний касситерита редко принадлежат к числу промышленных объектов. В большинстве они монометальные оловянные; реже оловянно-вольфрамовые или золото-оловянные; иногда касситерит является сопутствующим полезным компонентом в россыпях редких металлов. Основными районами промышленных россыпных месторождений являются Северо-Восточная Якутия и Чукотка. Длительное время разрабатывались россыпи в Восточном Забайкалье; велись успешные разработки мелких россыпей на Колыме и в некоторых районах Дальнего Востока. За пределами восточных районов страны известны россыпи в Казахстане, Западной Сибири, на Украине и Восточном Саяне.

Современные (позднечетвертичные) россыпи Пыркакайского рудного узла

Россыпи Пыркакайского рудного узла (Чукотка) в основном связаны с оловянными штокверками, приуроченными к узлам пересечения разнонаправленных разломов среди триасовых терригенных отложений, интрудированных много-

численными дайками позднемеловых жильных пород, преимущественно лампрофиров (С. Ф.Лугов и др., 1972 г.). Эти штокверки принято относить к касситерит-кварцевой формации, но по взаимоотношениям оруденения с изверженными породами, характеру околорудных изменений и самой рудной минерализации с ее существенно сульфидными ассоциациями они скорее принадлежат к силикатно-сульфидной группе оловорудных месторождений.

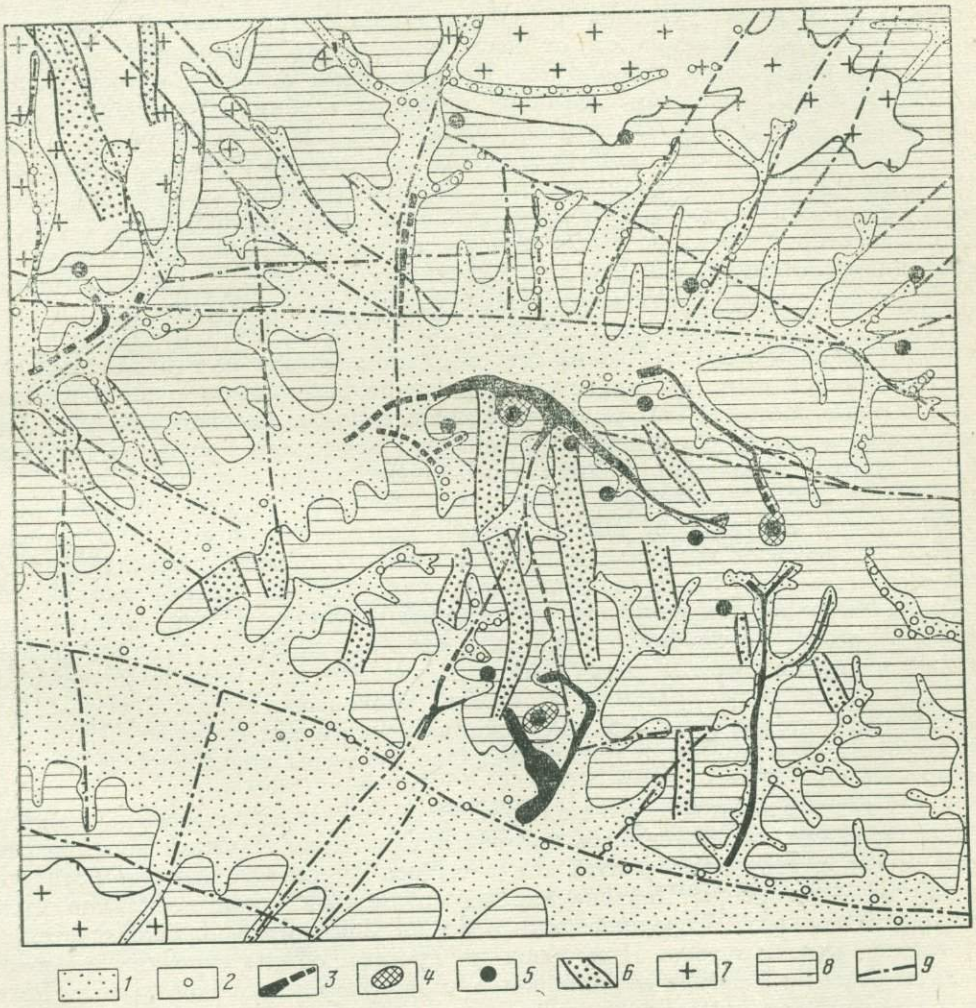


Рис. 107. Россыпи Пыркакайского рудного узла. По *Л. Спорыхиной* и *В. Терентьеву*.

1 — аллювиальные отложения пойм и речных террас вместе с нерасчлененными склоновыми и делювиально-аллювиальными отложениями; *2* — весовые содержания касситерита в поисковых шлихах; *3* — промышленные россыпи в долинах; *4* — склоновые россыпи; *5* — коренные источники касситерита; *6* — зоны развития поздне- и послегранитных даек; *7* — гранитоиды мелового возраста; *8* — осадочные толщи триаса; *9* — разрывные нарушения

Элювиальные россыпи установлены в коренных ложах долин р. Пыркакайваям и руч. Крутого, дренирующих штокверки Первоначальный и Крутой (рис. 107). Они погребены под продуктивными делювиально-

аллювиальными отложениями, но в настоящее время в связи со значительной отработкой последних выведены на дневную поверхность и эксплуатируются до глубины 15—20 м. Рудный материал благодаря окислению обычно превращен в «тестовидную» каолинизированную массу с обильным скородитом и мелантеритом.

Элювиально-делювиальные и делювиальные россыпи отмечаются над всеми штокверками, но имеют прерывистый характер. Площади отдельных участков с повышенными содержаниями касситерита (до 500—600 г/м^3) изменяются от нескольких сотен квадратных метров до нескольких квадратных километров. Продуктивные отложения представлены щебнем, дресвой, мелкими глыбами метаморфизованных осадочных пород и жильного кварца, сцементированными песчано-илистым материалом. Мощность этих отложений обычно 3—4 м и лишь на некоторых участках она сокращается до 0,5 м. В вертикальном разрезе максимальные содержания касситерита повсеместно отмечаются в приплотиковой части, резко убывая к поверхности. Касситерит в этих россыпях присутствует в виде неокатанных зерен как в свободном состоянии, так и в виде сростков с кварцем. Кроме касситерита, на некоторых участках отмечаются вольфрамит, шеелит, знаки золота.

Делювиально-аллювиальные россыпи большинства боковых притоков основных долин относительно невелики по запасам, но водотоки, сформировавшие их, транспортировали большие массы руды в главные аллювиальные россыпи. Так, количество касситерита, вынесенного по руч. Крутому, размывающему одноименный штокверк, исчисляется многими тысячами тонн. Глубоко врезанная долина этого ручья имеет ширину около 250 м. Мощность рыхлых отложений в верховьях 12 м, в среднем течении 16,5 м, в приустьевой части 20 м. Максимальные мощности отмечаются в древнем тальвеге. В россыпи выделяются два оловоносных пласта, разделенных торфами мощностью до 5,2 м (на отдельных участках оба пласта смыкаются). Наиболее высокие концентрации касситерита отмечались при эксплуатации в низах разреза — в галечниках, сцементированных иловатой глиной и песком, а также в верхних частях разрушенных пород плотика, представляющих по существу элювиальную россыпь. Мощность оловоносного пласта 0,4—11,8 м при мощности торфов 0,4—15 м. Содержания касситерита изменяются в широких пределах. Из других рудных минералов отмечены вольфрамит и арсенопирит.

Аллювиальные россыпи. Наиболее известна россыпь в долине р. Пыркакайваям, протяженность которой около 15 км. Началом россыпи считается, с одной стороны, богатый конус выноса ручьев Оленьего и Рогатого, а с другой — штокверк Первоначальный, размытый рекой несколько ниже устья руч. Оленьего. В средней части россыпь дополнительно обогащается за счет выноса руч. Крутого. При довольно простом общем строении основной долинной россыпи в местах ее сопряжения с россыпями притоков (ручьев Рогатый и Крутой) возникают сложные участки с высоким содержанием касситерита и увеличенной мощностью пласта. Наиболее высокие содержания касситерита локализованы на участках размыва штокверков (свыше 6 кг/м^3) и в конусе выноса руч. Крутого (до 17,3 кг/м^3). В отдельных проходках содержание здесь превышало 100 кг/м^3.

Коренное ложе сложено ороговикованными глинистыми сланцами и песчаниками, частично оловоносными породами штокверка. Осадочные породы простираются под некоторым углом к общему направлению долины, определяя щеточный характер плотика, благоприятный для аккумуляции кассите-

рита. В плотике отмечаются западины глубиной до 1,5 м, террасообразные уступы и корытообразные углубления древних русел. Просадка касситерита в плотик по трещинам иногда превышает 1,2—1,5 м. На участках пересекаемых штокверков аллювиальная россыпь непосредственно связывается через элювиальную с коренными источниками.

Россыпь состоит преимущественно из одного оловоносного пласта и только в левом борту долины, среди делювиально-коллювиальных отложений, иногда наблюдается до трех пластов, образованных за счет сноса со штокверка Первоначального. Оловоносный пласт характеризуется более или менее постоянной мощностью, но резким колебанием содержания в нем касситерита. Наиболее обогащенный участок россыпи отмечен в левой ее части, прилегающей к коренным источникам. Протяженность его около 3,5 км. В пределах данного участка выделяются богатые струи шириной 20—140 м.

Мощность торфов 0—5 м. В участках, где имеется три пласта, суммарная мощность торфов достигает 20 м; мощность пласта 2—7 м. В среднем отношение торфов к пескам составляет 1 : 1,4 м.

Тяжелая фракция россыпей состоит из касситерита, вольфрамита, магнетита, лимонита, пирита, арсенопирита, гематита, граната, топаза, циркона, флюорита, анатаза и др. Промышленное значение имеет касситерит.

Многоярусные россыпи тектонических впадин в Якутии

Среди промышленных россыпей Северо-Восточной Якутии выделяются своим своеобразием сложные многоярусные россыпи, формировавшиеся в зоне сочленения длительно развивавшихся блоков с различным знаком неотектонических движений. К числу их принадлежит россыпь Тенкели, расположенная в северных предгорьях хр. Полоусного.

Россыпь Тенкели размещается в краевой части долины крупной реки, протекающей по широкому днищу неотектонического грабена. Последний граничит по системе разломов с валообразным поднятием, на котором находится серия оловорудных проявлений — минерализованных зон дробления и брекчирования, участков грейзенизации и кварцевых жил, связанных со слабоэродированным штоком гранит-порфиров. Наиболее крупный штокверк, вытянутый в поперечном направлении по отношению к долине, почти под прямым углом пересекается зоной тектонического разлома и в опущенном блоке прослеживается на некотором расстоянии в днище грабена. Такое взаиморасположение штокверка и основной долины обусловило характерную форму россыпи в плане: она имеет вид широкой и короткой линзы, осложненной боковыми выступами в связи с причленением ложковых россыпей, спускающихся со склонов останцевых возвышенностей.

Россыпь залегает в отложениях различных генетических типов и широкого возрастного диапазона (рис. 108). Суммарная мощность рыхлых образований изменяется от 3—10 м на площади штокверка до 70—80 м и более в удалении от борта грабена, где проходят тальвеги погребенных долин. Непостоянен и их разрез, обусловленный сложными фациальными переходами различных типов осадков и многократным изменением мощности отдельных горизонтов, вплоть до полного выпадения их из разреза. Неоднородность строения россыпи подчеркивается сложным рельефом плотика, расчлененного сетью древних эрозионных понижений и деформированного неотектоническими движениями. При этом в рельефе плотика устанавливаются многочисленные перепады высот амплитудой 5—15 м, обусловленные погружениями поверхности скальных пород

по зонам линейных кор выветривания, что вместе с неровностями поверхностного рельефа вызывает резкие скачкообразные изменения суммарной мощности рыхлых отложений.

На неровной поверхности коры выветривания в центральной зоне россыпи залегает толща пестрых, плохо сортированных щебнисто-песчано-глинистых образований, выполняющих понижения с четко выраженными бортами. Эти образования условно датируются миоценом на основании их нахождения в по-

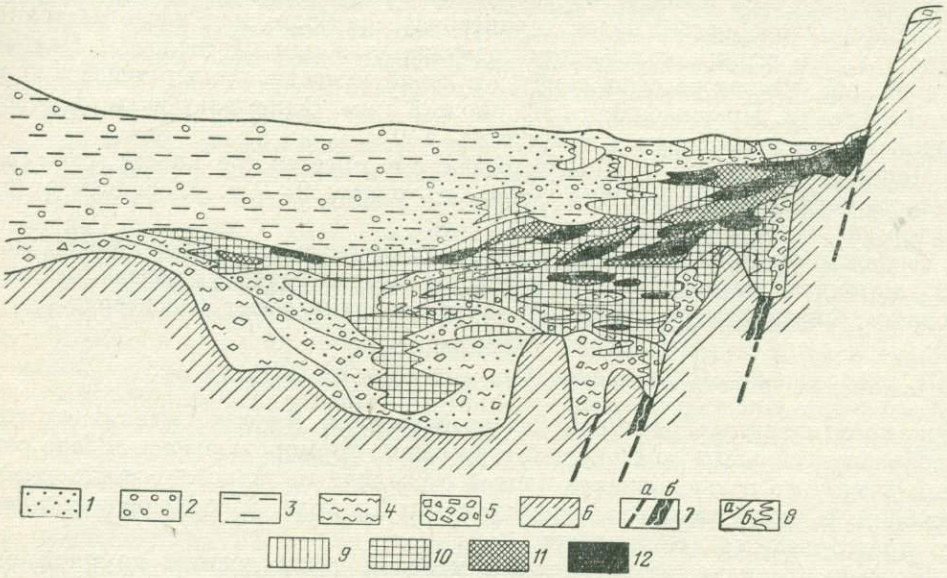


Рис. 108. Строение оловянной россыпи Тенкели в зоне тектонических уступов. По *Н. Патык-Кара, А. Никонову* и *И. Плахту*.

1 — пески; *2* — галечники; *3* — илы и алевриты; *4* — глины; *5* — щебень и выветрелые глыбы; *6* — коренные породы; *7* — зоны дробления неминерализованные (*а*) и минерализованные (*б*); *8* — границы стратиграфические (*а*) и фациальные (*б*); *9—12* — концентрации олова: *9* — малые, *10* — средние, *11* — выше среднего, *12* — значительные

дошве главного продуктивного горизонта, имеющего, по И. Евтеевой, плиоцен-раннеплейстоценовый возраст. Главную продуктивную часть россыпи представляет толща аллювиальных и пролювиальных галечников, гравийников, песков, а также песчано-гравийно-галечно-щебнистых отложений. Их характерная черта — обилие глинистого заполнителя каолинит-гидрослюдистого состава и растительных остатков. Вдоль борта грабена аллювиальные отложения фациально замещаются грубослоистой толщей глинистых песков с гравием и галькой, средне- и плохоокатанных галечников с песчаным заполнителем, прослоев глин и алевролитов, переслаивающихся с грубощебнистыми и глыбовыми отложениями, что свидетельствует о пролювиально-склоновом происхождении этих образований. Стратиграфически выше продуктивных отложений залегают галечники с илисто-льдистым заполнителем.

В удалении от борта грабена развиты отложения иного генетического типа — озерно-аллювиальные льдистые суглинки, слагающие обращенный к долине склон аккумулятивной равнины. В строении продуктивной толщи они непосредственного участия не принимают, образуя торфа глубокопогребенной части россыпи.

Таким образом, россыпь Тенкели имеет сложную и длительную историю развития. Коллектором металлоносных отложений на протяжении всей ее истории служила долина крупной транзитной реки, заложенной вдоль борта грабена. Приуроченность к этому борту источников питания россыпи, вступивших в сферу денудации по крайней мере в палеогене, способствовала образованию мощной линзы оловоносных осадков. По мере удаления от коренного источника оловоносная линза выклинивается, не доходя до противоположного борта долины. Это объясняется незначительным продольным перемещением касситерита в условиях меандрирующего русла. Борт долины, прилегающий к штокверку и расположенный в зоне разлома, ступенчато деформирован и на поверхность выведены древние части оловоносного пласта.

Погребенные палеоген-неогеновые россыпи Вознесенского рудного узла

Погребенные россыпи, известные в пределах древнего Ханкайского массива в Приморском крае, интересны в генетическом отношении, но еще не получили окончательной промышленной оценки в связи с трудностями их освоения. По А. Крамчанину, среди этих россыпей выделяются связанные с остаточными корами выветривания, аллювиально-делювиальные и аллювиальные.

К россыпям остаточных кор выветривания относится Озерная россыпь. Площадь месторождения сложена хлоритовыми и хлорит-серицитовыми сланцами рифея с прослоями мраморизованных известняков и кремнистых сланцев, которые прорваны палеозойскими гранитами. На породах древнего основания развиты наложенные мульды, выполненные угленосными палеоген-неогеновыми отложениями мощностью до 80 м. Среди последних залегают два пласта бурых углей мощностью от 2 до 27 м. В основании разреза повсеместно прослеживается пласт, состоящий из переотложенных продуктов выветривания пород фундамента, представленных разрушенным щебнем сланцев и многочисленными неокатанными обломками кварца и кварц-турмалиновых пород (рис. 109).

Оловоносная россыпь приурочена как к переотложенным продуктам химического выветривания, слагающим основание разреза, так и к остаточной коре, развитой на породах фундамента и состоящей из интенсивно каолинизированных хлорит-серицитовых и серицитовых сланцев, превращенных в глинистую массу, сохранившую первичную текстуру и содержащую жилы и прожилки кварц-тумалиновых образований. Мощность оловоносного пласта 0,6—32 м, в среднем 13,3 м. Около 65% его объема составляет остаточная кора фундамента. Примерно 60% олова приходится на тонкозернистый материал (менее 0,1 мм).

Аллювиально-делювиальная россыпь палеогена известна в районе Первомайского оловорудного месторождения. Оловоносный пласт этой россыпи также залегает в основании угленосной палеоген-неогеновой толщи, которая выполняет желобообразное понижение, представляющее палеодолину, унаследованную современным водотоком. В полугленосной части разреза, на плотике, сложенном рифейскими известняками и сланцами, залегают плохо отсортированные и слабо окатанные песчано-галечниковые отложения, сменяющиеся вверх по разлому голубовато-серыми песчанистыми глинами. Касситерит главным образом концентрируется непосредственно под последними в песчано-галечниковых отложениях.

Аллювиально-делювиальные россыпи плиоценового эрозионно-аккумулятивного цикла изучались на Осиновском месторождении. Залегающие в палеодолинах богатые по содержанию олова, но небольшие россыпи заключены в так называемых «голубых щебнях», лежащих на рифейских известняках со скарнами и непромышленными касситерит-турмалиновыми образованиями, и перекрываются поздне-

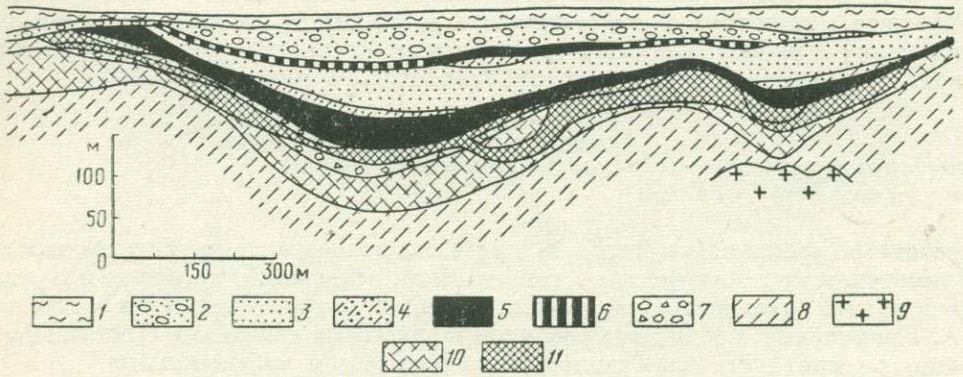


Рис. 109. Погребенная под угленосными отложениями россыпь Озерная. По *А. Крамчанину.*

1 — бурые глины и суглинки; *2* — песчано-галечниковые отложения; *3* — песчано-глинистые породы; *4* — алеврито-глинистые породы; *5* — бурые угли; *6* — углисто-глинистые породы; *7* — оловоносные брекчии; *8* — метаморфические сланцы; *9* — граниты; *10* — кора выветривания пород фундамента; *11* — оловоносная россыпь

плиоценовыми базальтами (россыпи ключей Клары, Крутого, Меридионального). Глубина их залегания 50 м. Над базальтами иногда расположены более бедные современные россыпи, питаемые из тех же источников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1971. 315 с. (Якут. фил. СО АН СССР). Авт.: Б. Л. Флеров, Л. Н. Индолев, Я. В. Яковлев, Б. Я. Бичус.

Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М., «Наука», 1971. 334 с. Авт.: Е. А. Радкевич, В. Я. Асманов, Н. И. Бакулин и др.

Еловских В. В. Геология и полезные ископаемые Дербеке-Нельгехинской рудной зоны. — В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-восточных районов ЯАССР. — «Труды ЯФАН СССР», 1959, вып. 3, с. 93—105.

Иванов Ю. Г. Металлогения олова Приморья. М., «Недра», 1971. 272 с.

Ициксон М. И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях.— «Советская геология», 1958, № 1, с. 86—113.

Ициксон М. И., Матвеенко В. Т. Олово.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 4. М., «Недра», 1968, с. 371—381.

Левицкий О. Д. Генетическая классификация оловорудных месторождений. — В кн.: Геология олова. М.—Л., 1947, с. 27—38. (ИГН. Труды. Вып. 82, серия рудных м-ний, № 8).

Лугов С. Ф., Макеев Б. В. К принципам построения генетической классификации оловорудных месторождений. — В кн.: Новые данные по геологии оловянных месторождений СССР. — «Минеральное сырье», 1975, вып. 24, с. 5—17.

Матвеенко В. Т. Классификация месторождений олова С. С. Смирнова и ее роль в развитии оловянной промышленности СССР. — В кн.: Годичная сессия учен. совета ВСЕГЕИ (13—15 апреля 1966 г.). Тезисы докладов. Л., 1966, с. 42—45.

Материков А. П. Закономерности размещения и геолого-генетические группы оловянных месторождений СССР. М., «Недра», 1974. 144 с.

Минерализованные зоны Комсомольского района. М., «Наука», 1967. 116 с. Авт.: Е. А. Радкевич, А. М. Кокорин, П. Г. Коростелев и др.

Оловорудные месторождения Малого Хингана. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1959, т. 27. 344 с. Авт.: Г. В. Ициксон, Д. В. Рундквист, И. Г. Павлова и др.

Радкевич Е. А. Формации месторождений олова и вольфрама и условия их образования. — В кн.: Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 3—16.

Смирнов В. И. Систематика рудных месторождений для поисковых целей. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 135—145.

Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1937, № 5, с. 853—862.

Хазов Р. А. Новое проявление оловянного оруденения в Северном Приладожье (Кительское месторождение). — «Советская геология», 1967, № 8, с. 119—125.

Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963. 120 с. (ИГЕМ. Труды. Вып. 100). Авт.: О. Д. Левицкий, В. В. Аристов, Р. М. Константинов, Е. А. Станкеев.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАНТАЛА И НИОБИЯ

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В природе тантал и ниобий всегда встречаются совместно, но вследствие более широкого распространения ниобия в земной коре он обычно превалирует над танталом, и концентрации его в месторождениях бывают, как правило, на порядок выше.

Все тантало-ниобиевые месторождения могут быть разделены по соотношению в них тантала и ниобия на три группы (Гинзбург, 1962).

Собственно танталовые месторождения, из руд которых рентабельно извлекать тантал без учета стоимости заключенного в них ниобия. К этой группе относятся месторождения, связанные с редкометальными гранитами и пегматитами, а также с гатчеттолитовыми карбонатитами. В их рудах отношение пятиокисей Та и Nb изменяется от 3 : 1—1 : 1 до 1 : 5. Концентраты содержат соответственно от 5—8 до 60—65% Ta_2O_5. Главнейшие рудные минералы этих месторождений — колумбит-танталит, танталит, манганотанталит, иксиолит, воджинит (оловотанталит), микролит, гатчеттолит, стрюверит (танталовый рутил) и др.

Тантало-ниобиевые месторождения, в рудах которых ниобий хотя и превалирует над танталом, но последний технологически и экономически еще целесообразно извлекать наряду с ниобием. К этой группе принадлежат месторождения, связанные с субщелочными гранитоидами, зонами приразломных щелочных метасоматитов и расслоенными плутонами агпаитовых нефелиновых сиенитов; в их рудах отношение пятиокисей тантала и ниобия составляет 1 : 5—1 : 20, а концентраты содержат от 0,5 до 5% Ta_2O_5. Основными рудными минералами являются колумбит, танталсодержащий редкоземельный пирохлор или плюмбопирохлор, лопарит.

Собственно ниобиевые месторождения, в рудах которых ниобий настолько доминирует над танталом (отношение пятиокисей Та и Nb менее 1 : 20), что извлекать из них тантал становится нецелесообразным. Такие руды почти всегда имеют пирохлоровый состав, а месторождения связаны с карбонатитами и отчасти с альбититами нефелиновых сиенитов.

Помимо собственно танталовых и тантало-ниобиевых месторождений тантал может быть извлечен попутно из руд некоторых типов оловянных и вольфрамовых месторождений (грейзеновой и касситерит-кварцевой формаций, см. раздел «Месторождения олова»). В мировой экономике важную роль играет производство тантала из шлаков оловоплавильных заводов, получаемых в большом количестве при выплавке чернового олова из касситеритовых и колумбит-касситеритовых концентратов россыпных месторождений республики Заир, Нигерии, а в последние годы — также Таиланда и Малайзии.

Промышленные концентрации тантала и ниобия выявлены во многих генетических группах эндогенных месторождений, связанных с различными по составу интрузивными комплексами кислого и щелочного ряда, располагающихся в разных типах структур земной коры (Кузьменко, Еськова, 1968; Гинзбург, Апельцин, 1970).

При этом наблюдаются следующие закономерности.

1. Месторождения тантала и ниобия могут быть приурочены к гранитам, субщелочным и щелочным гранитоидам (граносиенитам, кварцевым сиенитам, щелочным гранитам), щелочным и нефелиновым сиенитам гранитоидного ряда, а также к дифференциатам габброидно-щелочных и ультраосновных-щелочных комплексов. Кроме того, некоторые месторождения вообще не обнаруживают какой-либо генетической связи с интрузивными породами, но приурочены к региональным глубинным разломам и сопряжены с метасоматическими процессами, протекающими вдоль этих разломов.

2. Месторождения, связанные с гранитными интрузивными комплексами палингенного типа, характеризуются отношением в них Ta : Nb = 5 : 1—1 : 2, т. е. являются собственно танталовыми. Геохимически они отличаются резко повышенными содержаниями F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, иногда W.

Месторождения, ассоциированные с субщелочными и щелочными гранитоидами, всегда характеризуются отношением Ta: Nb = 1 : 8—1 : 12 (в среднем 1 : 10), т. е. являются комплексными, тантало-ниобиевыми. Они содержат в повышенных количествах наряду с Nb и Ta также F, Zr, TR_{Ce}, TR_{Y}, U, Th, Li, Be, Mo, в меньшей степени W, иногда Sn. Таковы же особенности месторождений, приуроченных к зонам щелочного метасоматоза.

Месторождения, обнаруживающие связь с массивами щелочных и нефелиновых сиенитов, обычно являются существенно ниобиевыми. В них отношение Ta : Nb = 1 : 50— 1 : 250. Ниобиевое оруденение постоянно сопровождается Zr, TR_{Ce}, Th, иногда также Ti, U, Mo. Исключением являются лопаритовые месторождения, появляющиеся в связи с массивами агпаитовых нефелиновых сиенитов, в них отношение $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 14$.

Месторождения, связанные с габброидно-щелочными и ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами, характеризуются появлением как тантало-ниобиевых, так и чисто ниобиевых руд, обычно сопровождаемых повышенными концентрациями Ti, Zr, P, TR_{Ce}, Th, U, Mo, Fe, Sr, Ba.

3. На древних щитах и платформах, в шовных прогибах — протогеосинклиналях, или геосинклинальных трогах, так же как в подвижных фанерозойских складчатых областях и зонах резонансной активизации, в связи с кислыми гранитными магмами в посторогенный период возникают преимущественно танталовые месторождения, представленные пегматитами и редкометальными гранитами. В зонах автономной активизации консолидированных складчатых структур формируются тантало-ниобиевые месторождения, приуроченные к субщелочным гранитоидам или приразломным зонам щелочного метасоматоза. Наконец, для зон активизации древних платформ и срединных массивов характерны главным образом ниобиевые (реже тантало-ниобиевые) месторождения, связанные с габброидно-щелочными и ультраосновными-щелочными комплексами.

Той же самой закономерности подчиняются и весьма редкие плутоны миаскитовых нефелиновых сиенитов с чисто пирохлоровой минерализацией, генетически связанные с магмами гранитоидного ряда, которые возникают в особых условиях на заключительных этапах формирования складчатых областей в пределах их активизированных срединных массивов.

Рудные минералы месторождений тантала и ниобия в экзогенных условиях устойчивы; вследствие своей значительной плотности они накапливаются в корах выветривания и россыпях. Поэтому наряду с эндогенными месторождениями значительную роль в мировой экономике тантала и ниобия играют и экзогенные месторождения, в частности россыпи.

Таблица 15

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАНТАЛА И НИОБИЯ

Группа месторождений	Минеральный тип	Основной рудный минерал	Попутные компоненты	Содержание Ta_2O_5, %	Ta_2O_5 : Nb_2O_5
Эндогенные месторождения					
Месторождения, генетически связанные с гранитами					
Редкометальные пегматиты	Колумбит-берилловый (альбит-микроклиновый)	Берилл, микроклин	Колумбит	0,005—0,010	1 : 2—1 : 4
	Сподуменовый (микроклин-сподумен-альбитовый, сподумен-альбитовый)	Сподумен	Колумбит, танталит, берилл, касситерит	0,005—0,009	1 : 1
	Сподумен-берилл-танталитовый (микроклин-альбитовый, сподумен-микроклин-альбитовый)	Колумбит-танталит	Сподумен, берилл, монтебразит, поллуцит, касситерит	0,015—0,025	1 : 1—2 : 1
	Лепидолит-сподумен (петалит)-танталитовый (сподумен-микроклин-альбитовый, петалит-микроклин-альбитовый)	Танталит, манганотанталит, воджинит, микролит, петалит, сподумен, поллуцит	Касситерит, берилл, амблигонит, лепидолит, Rb-мусковит	0,020—0,040 (до 0,25)	2 : 1—6 : 1
Редкометальные танталоносные граниты («апограниты»)	Танталит-микролитовые граниты	Колумбит-танталит, микролит	Касситерит, литиевые слюды (амблигонит)	0,012—0,015	1,5 : 1—1 : 1,5
	Стрюверит-колумбитовые граниты	Стрюверит, колумбит	Касситерит, вольфрамит, литиевые слюды	0,012—0,015	1 : 1
Месторождения, генетически связанные с субщелочными гранитоидами					
Редкометальные криолит-литионитовые гранитоиды	Пирохлор-колумбитовые рибекит-арфведсонитовые гранитоиды	Колумбит, танталсодержащий пирохлор	Циркон, малакон, гагаринит, криолит, литиевые слюды	0,018—0,040	1 : 5—1 : 10
Месторождения, генетически связанные с зонами щелочного метасоматоза в древних толщах					
Полевошпатовые приразломные метасоматиты	Пирохлоровые арфведсонит-рибекит-альбит-микроклиновые метасоматиты	Танталсодержащий пирохлор или плюмбопирохлор	Циркон, малакон, криолит, гагаринит	0,02—0,05	1 : 10—1 : 12
Месторождения, генетически связанные с миаскитовыми нефелиновыми сиенитами					
Альбититы нефелиновых сиенитов	Пирохлор-цирконовые альбититы	Пирохлор	Циркон	—	1 : 50—1 : 100 и менее
Месторождения, генетически связанные с габброидно-щелочными и ультраосновными-щелочными комплексами					
Магматические (стратифицированные массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов)	Лопаритовые луявриты, фойяиты, уртиты	Лопарит	Апатит	—	1 : 12—1 : 14
Карбонатиты	Гатчеттолитовые форстерит-кальцитовые карбонатиты	Гатчеттолит	Циркелит, апатит, бадделеит, флогопит, магнетит	0,012—0,025	1 : 5—1 : 8
	Гатчеттолитовые форстерит-апатит-магнетитовые породы (камафориты, фоскориты, нельсониты)	Гатчеттолит, циркелит, магнетит	Апатит, бадделеит	0,010—0,025	1 : 3—1 : 8
	Пирохлоровые кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты	Пирохлор, колумбитизированный пирохлор	Апатит	0,002—0,010	1 : 50—1 : 100
	Гатчеттолитовые альбититы	Гатчеттолит		0,015—0,025	1 : 2—1 : 5
Экзогенные месторождения					
Коры выветривания	Коры выветривания на редкометальных пегматитах	Колумбит-танталит, воджинит	Касситерит		3 : 1—1 : 1
	Коры выветривания на редкометальных гранитах и субщелочных гранитоидах	Колумбит, пирохлор	Касситерит		1:1—1:10
	Коры выветривания на карбонатитах	Пирохлор, колумбитизированный пирохлор, апатит	Монацит, магнетит		1 : 50—1 : 100
Делювиально-аллювиальные и аллювиальные россыпи	Россыпи, связанные с размывом редкометальных пегматитов и гранитов	Колумбит-танталит, касситерит, микролит	Ильменит, гранат, монацит, циркон		3 : 1—1 : 1
	Россыпи, связанные с размывом редкометальных альбититов	Пирохлор, циркон			
	Россыпи, связанные с размывом карбонатитов	Пирохлор, колумбитизированный пирохлор	Циркелит, бадделеит, апатит, магнетит, монацит		1 : 50—1 : 100
Прибрежно-озерные, озерно-ледниковые и флювиогляциальные россыпи	Россыпи лопарита вблизи стратифицированных массивов щелочных пород	Лопарит			

В основу группировки главнейших тантало-ниобиевых месторождений СССР (Гинзбург и др., 1970) положено, с одной стороны, разделение их на генетические группы, принятые В. Смирновым, а с другой — связь с различными интрузивными комплексами (табл. 15). В пределах групп месторождений выделены отдельные минеральные типы [1].

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Редкометальные гранитные пегматиты являются основным сырьевым источником тантала в мире; в них достигаются максимальные концентрации тантала, известные в природе, и появляются существенно танталовые минералы, в которых тантал резко превалирует над ниобием. Отдельные типы пегматитов характеризуются большим разнообразием танталовой минерализации; наряду с танталитом и микролитом в них могут приобретать промышленное значение скопления оловосодержащих танталатов (воджинит, иксиолит), манганотанталита, бисмутотанталита (угандита), тапиолита и других минералов, присущих исключительно пегматитам.

Все танталсодержащие пегматиты относятся к натро-литиевому типу пегматитов по классификации А. Ферсмана. Фактически натро-литиевые пегматиты представляют собой особую пегматитовую формацию, объединяющую группу минеральных типов, несколько различающихся по вещественному составу и содержанию в них тантала. В этой формации редкометальных (натро-литиевых) пегматитов целесообразно выделять следующие минеральные типы.

Колумбит-берилловые (альбит-микроклиновые) пегматиты, в которых литиевые минералы практически отсутствуют. Главные рудные минералы — берилл и отчасти колумбит-танталит; важную роль как электрокерамическое сырье играет также блоковый микроклин. Тантал в них нередко является попутным компонентом при разработке месторождений на берилл. Содержание Ta_2O_5 не выше 0,010%, а в получаемых концентратах не более 20—25%. Отношение пятиокисей Ta и Nb = 1 : 2—1 : 4. Запасы пятиокиси тантала в отдельных месторождениях исчисляются несколькими сотнями тонн, редко до 1000 т.

Сподуменовые (микроклин-сподумен-альбитовые, сподумен-альбитовые) пегматиты содержат обычно 0,005—0,009% Ta_2O_5 при отношении пятиокисей Ta и Nb, близком к 1 : 1. Это ведущий тип литиевых месторождений, характеристика их дана в разделе «Месторождения лития». Тантал в них присутствует в основном в форме колумбит-танталита, извлекаемого попутно со сподуменом. Поскольку масштабы месторождений весьма значительны, то и запасы заключенной в них пятиокиси тантала могут измеряться несколькими тысячами тонн. Однако получение тантала из таких пегматитов рентабельно только при условии разработки месторождений на литий.

Сподумен-берилл-танталитовые (микроклин-альбитовые, сподумен-микроклин-альбитовые) пегматиты содержат до 0,015—0,025% Ta_2O_5; запасы исчисляются многими сотнями или первыми тысячами тонн (до 5—8 тыс. т). Тантал становится ведущим компонентом, при этом отношение пятиокисей Ta и Nb обычно близко к 1 : 1, но в отдельных случаях достигает 2 : 1. Главными рудными минералами являются колумбит-танталит, отчасти танта-

[1] Выполненное в соответствии с этой группировкой месторождений описание главнейших типов руд и рудных минералов тантала и ниобия (а также лития, цезия и бериллия) дано в специальном атласе (Атлас минералов . . ., 1977), где приведены и их наглядные цветные изображения.

лит и танталсодержащий касситерит; реже появляется микролит. Попутно извлекаются щелочной берилл, сподумен, амблигонит-монтебразит, редко поллуцит, лепидолит. Танталовые концентраты содержат до 35—40% Ta_2O_5.

Лепидолит-сподумен (петалит)-танталитовые (сподумен-микроклин-альбитовые или петалит-микроклин-альбитовые) пегматиты характеризуются присутствием сподумена и (или) петалита. Последний часто изменен и превращен в агрегат сподумена и кварца, в ряде месторождений замещен тонкозернистым фарфоровидным агрегатом альбита, микроклина и кварца. Иногда появляются блоки эвкриптита и поллуцита. Обычно интенсивно развит лепидолитовый замещающий комплекс, представленный ассоциацией лепидолита, амблигонита, воробьевита, иногда топаза, цветных и полихромных турмалинов. Наряду с лепидолитом встречаются розовые и зеленоватые, богатые рубидием мусковиты. Наиболее богатые месторождения тантала содержат 0,02—0,04% Ta_2O_5, в отдельных зонах (Берник-Лейк, Канада) до 0,20—0,25% при тантало-ниобиевом отношении от 2 : 1 до 6 : 1. Концентраты содержат не менее 50% Ta_2O_5. Пегматиты отличаются большим разнообразием танталовых минералов. Запасы пятиокиси тантала составляют от первых тысяч тонн до (редко) 10—15 тыс. т. Тантал является большей частью основным полезным компонентом, а литий, рубидий, бериллий, олово — попутными. Между сподумен-берилл-танталитовыми и сподумен(петалит)-лепидолит-танталитовыми пегматитами существуют переходные разности.

Пегматиты, в которых тантал является основным полезным компонентом, характеризуются следующими особенностями.

1. Геологические условия их нахождения аналогичны сподуменовым пегматитам, с которыми они нередко встречаются в пределах единых пегматитовых полей (см. разделы «Месторождения лития» и «Месторождения цезия»). Наиболее крупные в мире танталовые пегматитовые месторождения нижне- и среднепротерозойские, локализуются они в пределах геосинклинальных трогов на древних щитах и платформах, причем пегматиты приурочены чаще всего к метаморфизованным основным породам, представленным ортоамфиболитами.

2. Главными породообразующими минералами в них являются микроклин и альбит, в отдельных участках сподумен или петалит. Последний часто нацело превращен в агрегат сподумена и кварца. Пегматиты интенсивно альбитизированы, от выделений микроклина в них нередко сохраняются лишь отдельные реликты; петалит замещен альбитом и кварцем, а сподумен — альбитом и мусковитом (циматолитом).

Литиевые минералы представлены помимо сподумена или петалита также монтебразитом, эвкриптитом, трифилином — литиофилитом, лепидолитом. Они распространены локально, преимущественно в раздувах, апикальных частях и зонах висячего эндоконтакта жил; в этих же участках пегматиты бывают интенсивно грейзенизированы.

3. В пределах пегматитовых полей наблюдается определенная зональность. Сподуменовые пегматиты по простиранию иногда переходят в сподумен-берилл-танталитовые (рис. 110), с глубиной танталоносные пегматиты сменяются литиевыми. В частности, в сериях пологозалегающих пегматитов верхние тела бывают резко обогащены танталом, а в нижних содержание тантала и величина тантало-ниобиевого отношения падают, но возрастает содержание лития. Последний начинает играть роль ведущего компонента, тантал же становится попутным. Еще ниже (со стороны лежачего бока таких полей) могут появляться слабо альбитизированные, практически безрудные пегматиты.

4. Танталовое оруденение возникает на разных стадиях пегматитового процесса. Первые выделения колумбита появляются в блоковых зонах совместно с крупными кристаллами берилла, колумбит-танталита и ассоциируют с ранними кристаллами сподумена и монтебразита. Однако основная часть танталового оруденения связана с более поздними процессами альбитизации, грейзенизации и лепидолитизации. Как правило, чем позже образуются тантало-ниобиевые минералы в пегматитах, тем более они обогащены танталом. Нормальная последовательность выделения главнейших тантало-ниобатов в пегматитах следующая (Гинзбург, 1956): колумбит → колумбит-танталит → манганотанталит → воджинит → → микролит.

5. В распределении танталового оруденения устанавливается ряд закономерностей:

а) наблюдается четко выраженная тенденция к локализации оруденения в апикальных участках пегматитов. В крутопадающих телах танталовая минерализация тяготеет к самым верхним участкам. В сериях параллельных наклонных жил, падающих под углами 20—60°, оруденение приурочено к телам, располагающимся со стороны висячего бока пегматитового поля (серии, пучка), и часто локализуется в местах пологих флексурообразных перегибов тел по падению. Наконец, в весьма пологих и горизонтальных залежах богатое оруденение сосредоточивается в антиклинальных (сводообразных) изгибах кровли наиболее апикальных тел, где концентрация тантала достигает максимального уровня (Гинзбург, 1976). Таким образом, больше обогащены танталом самые верхние тела в сериях пологозалегающих пегматитов;

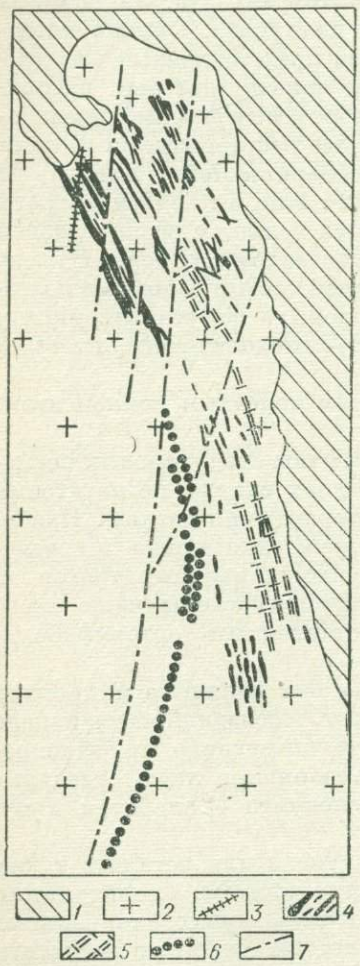


Рис. 110. Схема зональности распределения оруденения в редкометальном пегматитовом поле линейного типа. По *В. Кузнецову*.

1 — песчаники и сланцы; *2* — биотитовые граниты; *3* — жильные аплитовидные граниты; *4* — танталит-берилловые пегматиты; *5* — колумбит-берилловые пегматиты; *6* — сподуменовые пегматиты; *7* — разрывные нарушения

б) оруденение локализуется в местах раздувов жил, концентрируясь вокруг кварцевых ядер и под ними;

в) в отдельных случаях высокие содержания тантала появляются в маломощных апофизах, отходящих от пегматитов, в местах изгибов и перегибов рудных тел по простиранию и падению.

В качестве характерного примера ниже приводится описание одного из типичных пегматитовых месторождений лепидолит-петалит-танталитового типа.

Пегматитовое поле, включающее месторождение, располагается в северо-западной части протяженного пояса редкометальных пегматитов среднепроте-

розойского возраста (1750—1800 млн. лет, по данным калий-аргонового метода); пояс приурочен к крупной линейной структуре типа геосинклинального трога на окраине платформы. Терригенно-эффузивные породы, выполняющие этот трог, прорваны гранитоидами двухфазного магматического комплекса того же возраста. Само пегматитовое поле протягивается на многие километры при ширине 1—3 км. Месторождение находится в центральной части поля. Пегматиты залегают в массивных ортоплагиоамфиболитах, представляющих собой метаморфизованные эффузивы спилито-диабазовой формации и отчасти их туфы, прорванные субвулканическими телами (экструзиями) диабазового и габбро-диабазового состава. Среди амфиболитов появляются отдельные крутопадающие тела более кислых субвулканических пород — метафельзитов, самое крупное из которых имеет мощность от 150 до 500 м. Эти секущие тела имеют дайкообразный характер. Породы участка метаморфизованы в условиях начала амфиболитовой фации.

Массив амфиболитов выполняет мульду синклинальной структуры типа вулканической кальдеры, маркированной выходами подстилающих сланцеватых амфиболитов. Между сланцеватыми и массивными амфиболитами наблюдаются плавные переходы. Массивные амфиболиты перекрываются пачкой двуслюдяных и андалузит-слюдистых сланцев, многочисленные останцы которых сохранились в северо-западной части поля. От приподнятого южного тектонического блока, вмещающего месторождение, северный блок отделен северо-восточным разрывным нарушением, трассированным речной долиной. Ось синклинальной складки в пределах южного блока имеет северо-западное простирание, вблизи поперечного разлома она претерпевает изгиб и в северном блоке приобретает субмеридиональную ориентировку. Западное крыло складки наклонено к востоку (∠53—65°), восточное несколько круче (∠65—70°) падает на юго-запад. Оно сохранилось лишь частично, так как его место занято крупным гранитоидным плутоном первой фазы магматического комплекса, сложенным роговообманково-биотитовыми гранитоидами повышенной основности. Участок поля, охватывающий основную часть месторождения, располагается к югу от поперечного (северо-восточного) разлома и заключен между ним и двумя сопряженными северо-западными нарушениями.

На севере пегматитовые тела выклиниваются на расстоянии 0,8—1,0 км от контакта гранитоидного плутона, причем по мере приближения к нему постепенно уменьшается и число пегматитовых тел. Северной границей месторождения следует считать субширотное тело метафельзитов, играющее роль своего рода «барьерной структуры»: большинство пегматитов располагается среди амфиболитов южнее этого тела, со стороны его лежачего бока.

Все крупные разрывные нарушения имеют допегматитовый возраст и не смещают границ пегматитового поля. Тела пегматитов претерпевают ступенчатые вертикальные смещения по системе более мелких разрывов северо-западной, северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, амплитуды которых измеряются несколькими метрами (до десятков метров). Иногда вдоль зон дробления на пегматитах формируются небольшие линейные коры выветривания.

Жильное поле представлено субширотной полосой, в пределах которой располагаются три свиты субпараллельных пологозалегающих пегматитовых тел с этажным распределением по вертикали (рис. 111, 112), охватывающие вертикальный интервал более 500 м. Мощность отдельных свит изменяется от 20 до 100 м, расстояние между соседними пегматитовыми телами свиты — от 5 до 40 м, расстояние между свитами — от 40 до 120 м (по вертикали). Местами

свиты вследствие расщепления более мощных пегматитовых тел вплотную сближаются между собой, так что разграничение их в известной мере условно. Сверху вниз свиты нумеруются I, II, III.

Господствующее простирание пегматитовых тел и свит субширотное с отклонениями в диапазоне 55—310°; падение преимущественно в южных румбах под углами 10—25°. Свиты насчитывают от трех до семи пегматитовых тел, причем в свите I выделяется одно главное, «стволовое» тело (жила 1), в свитах II и III — по два таких тела. Они отличаются максимальной мощностью и протяженностью, сопровождающие тела меньшей мощности располагаются субпараллельно главным, нередко, по-видимому, представляя собой их ветви или апофизы.

Лучше всего изучена жила 1 — главное рудное тело месторождения. Она представляет собой асимметричный пологий свод, шарнир которого смещен к восточному флангу жилы (см. рис. 111). Более короткое восточное крыло свода наклонено к востоку, более протяженное западное — к юго-юго-западу. Мощность восточного фланга жилы быстро возрастает в направлении шарнира свода, достигая 12 м. В сводовой части жила нарушена послепегматитовыми смещениями. Центральное нарушение северо-восточного простирания разбивает участок на два блока, соответствующих восточному и западному крыльям свода; вертикальное смещение по этому разлому около 65 м.

Пегматиты восточного блока представлены немногими мощными жилами, в западном блоке число их возрастает, а мощность уменьшается. Та же тенденция к расщеплению жил в западном блоке с образованием структуры типа конского хвоста сохраняется и для свит II и III; всего на западном фланге месторождения фиксируется до 20 отдельных тел, преимущественно маломощных (см. рис. 111, 112, *в*).

Несмотря на значительную длину по простиранию и выдержанную

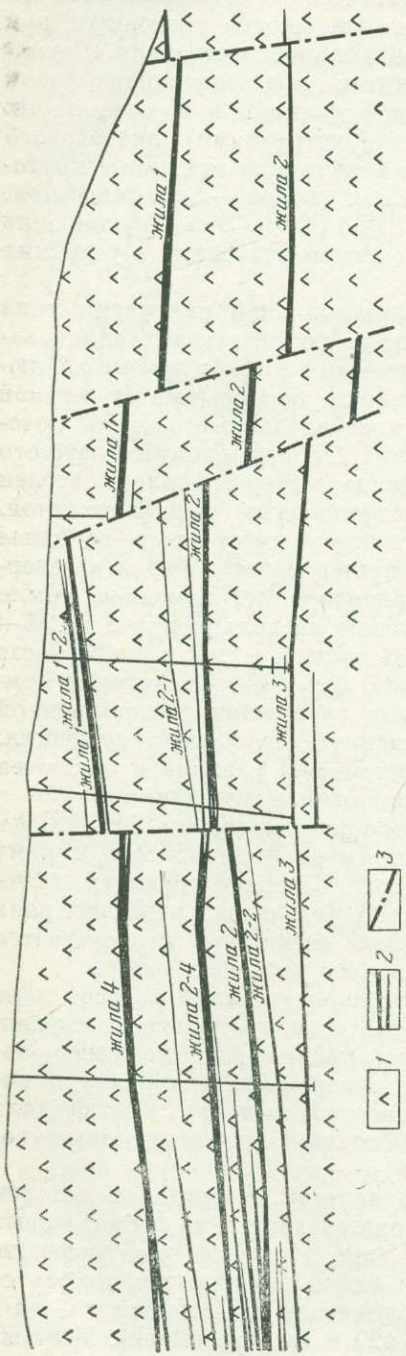


Рис. 111. Схематизированный продольный геологический разрез месторождения петалит-лепидолит-танталитовых пегматитов. По *Н. Вишнякову*.
1 — ортоплагиоамфиболиты; *2* — пегматитовые тела; *3* — разрывные нарушения

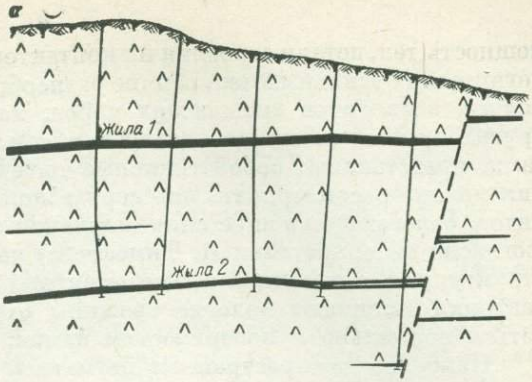
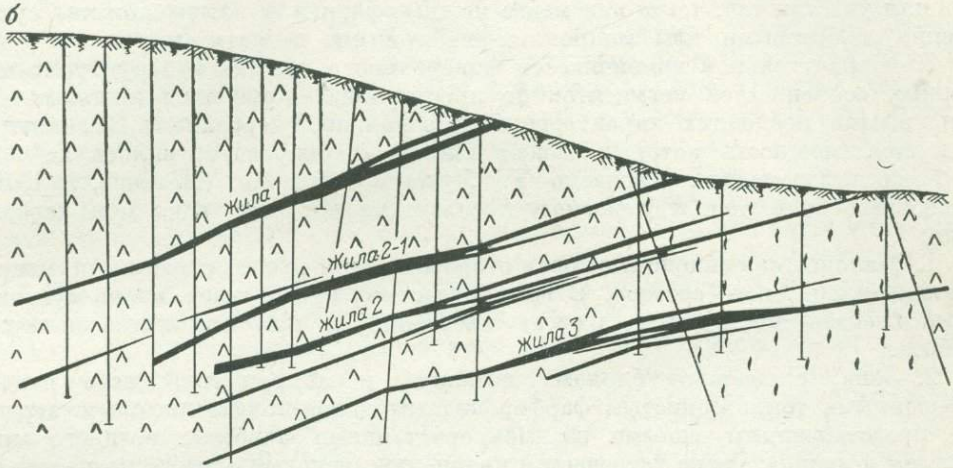
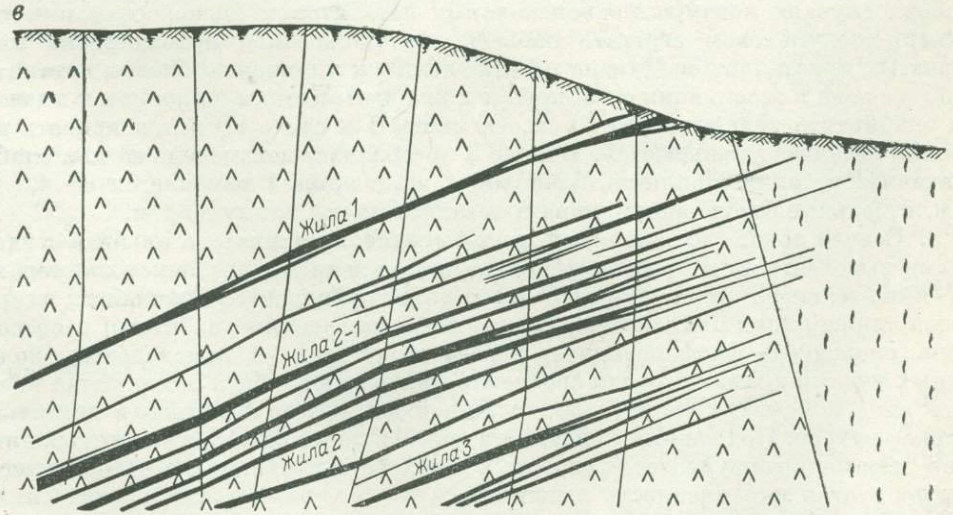


Рис. 112. Схематизированные поперечные геологические разрезы месторождения петалит-лепидолит-танталитовых пегматитов. По *Н. Вишнякову*.

а — восточный фланг месторождения, *б* — центральный участок месторождения, *в* — западный фланг месторождения. *1* — ортоплагиоамфиболиты; *2* — метафельзиты; *3* — пегматитовые тела; *4* — разрывные нарушения; *5* — почвенный слой





мощность тел, детали строения их контактовых поверхностей, особенности морфологии самих жильных тел, обилие разнообразных по величине угловатых и удлиненных ксенолитов вмещающих пород, характер выклинивания апофиз и ряд других признаков свидетельствуют о том, что полости, выполненные пегматитами, представляют собой типичные трещины разрыва. Структуру месторождения можно рассматривать как серию жил лестничного типа в массиве амфиболитов, залегающем в ядре синклинальной складки, которая представляет собой (согласно интерпретации И. Тимофеева) как бы открытую кверху клиновидную структуру. В слагающих ее компетентных породах под воздействием бокового давления возникают пологие трещины отрыва, которые стремятся ориентироваться нормально к поверхностям клина.

Наиболее распространены пегматиты петалит-микроклин-альбитового состава, в которых петалит интенсивно изменен. Они образуют самые мощные тела или участки тел, тогда как менее мощные фланги и ветви сложены существенно альбитовыми или микроклин-альбитовыми пегматитами.

При значительной изменчивости минерального состава и структурно-текстурных особенностей пегматитов по простиранию и падению жильных тел большинство последних характеризуется зональным строением. Выделяются пять зон, мощность которых может широко варьировать, вплоть до полного их исчезновения. Согласно Г. Луговскому и др. (Новое в..., 1976), от висячего бока тел к лежачему прослеживаются следующие зоны (сверху вниз):

1. Маломощная эндоконтактовая оторочка кварц-мусковитового или кварц-мусковит-альбитового состава. В одних участках преобладает кварц-мусковитовый грейзен, в других — агрегат клевеландита или среднепластинчатого альбита.

2. Зона, сложенная блоками петалита и микроклина, часто нацело замещенными тонкозернистым фарфоровидным кварц-полевошпатовым агрегатом, представленным тесными взаимопрорастаниями альбита, позднего микроклина и кварца; реже встречается кварц-сподуменовый агрегат по петалиту. В обоих случаях контуры первоначальных петалитовых блоков сохраняются; в кварц-сподуменовом агрегате наблюдается поперечная ориентировка пластинчатых кристаллов сподумена по отношению к удлинению блоков петалита. В той же зоне в ассоциации с петалитом и кварцем местами появляются выделения эвкриптита величиной до 20 см. От свиты I к свите III интенсивность изменения петалита уменьшается. В жиле 3 преобладает неизмененный или слабоизмененный петалит. Мощность блоковой зоны в жиле 1 изменяется от 4,5 до 0,5 м, отдельные блоки микроклина и петалита имеют длину до 1 м.

3. Осевая зона, сложенная агрегатом среднепластинчатого альбита с гнездовыми выделениями и вростками кварца и скоплениями листочков желтовато- или ярко-зеленого либо розовато-сиреневого рубидиевого мусковита; встречаются также блоки микроклина, уцелевшие от замещения альбитом, и обособления, сложенные фарфоровидным агрегатом. Иногда в присводовых, более мощных участках жилы 1 среди среднепластинчатого альбита появляются кварцевые ядра в форме плоских линз толщиной до 1—2 м и длиной в несколько десятков метров. Под такими линзами кварца в жиле 1 локализуются скопления тонко- или мелкочешуйчатого розового рубидиевого мусковита, с которым ассоциирует густая вкрапленность воджинита.

В апикальных участках жилы, где она имеет максимальную мощность и наиболее пологое залегание, под кварцевыми ядрами наблюдаются гнезда лепидолита и кварца в ассоциации с голубоватым топазом, цезиевым бериллом

и ярко-голубым апатитом; подобные гнездовые выделения обычно окаймляются клевеландитом.

Нередко осевая зона бывает проявлена слабо или почти совсем выпадает.

4. Нижняя зона, представленная блоковым пегматитом, состоящим из калиевого полевого шпата и кварца, а также измененного петалита, нацело замещенного фарфоровидным (жила 1) или кварц-сподуменовым (жилы 2 и 3) агрегатом; местами блоки измененного петалита преобладают, но чаще главную роль играет кварц-калишпатовый пегматит. Эта зона отличается меньшей выдержанностью, чем верхняя.

5. Вдоль лежачего бока прослеживается непрерывная зона мелкопластинчатого альбита, в котором наблюдаются мелкие гнезда кварц-мусковитового, мусковитового, иногда кварцевого, микроклинового или кварц-сподуменового состава, в большинстве представляющие собой реликтовые образования.

От свиты I к свите III происходит закономерное изменение некоторых деталей строения тел. Так, в жилах нижних свит отчетливо повышается роль зоны мелкопластинчатого альбита и понижается роль блоковых зон, менее интенсивно развиты среднепластинчатый альбит и сопровождающие его минералы осевой зоны, реже встречаются кварцевые «ядра» с тяготеющими к ним гнездами рубидиевого мусковита или лепидолита. По простиранию отмечаются некоторые различия в строении тел: более мощные жилы восточного блока полнее дифференцированы и отличаются большей изменчивостью внутреннего строения и состава по сравнению с телами западной части месторождения.

Блоковый микроклин и слюды обогащены рубидием: в микроклине окиси рубидия содержится 3,8% (окиси цезия — 0,38%), в мусковите — 3,4%. Мусковиты резко обогащены также таллием. Пегматиты характеризуются (при высоких содержаниях пятиокиси тантала и большой величине отношения Ta к Nb) присутствием сложной и разнообразной гаммы существенно танталовых минералов: колумбит-танталита и манганотанталита (35—65% Ta_2O_5 и 0,8—3% SnO_2), воджинита (57—80% Ta_2O_5 и 6—17% SnO_2), иксиолита и микролита. Касситерит из этих тел содержит от 1,8 до 3,3% Ta_2O_5.

Обеднены танталом блоковые зоны пегматитов, обогащены осевая зона, а также эндоконтактные оторочки лежачего и иногда висячего бока. Среднее значение отношения Ta : Nb по свите I составляет 3,5; в свите II оно снижается до 2,0—2,5, в свите III — до 1,5. В участках пегматитов с Ta/Nb-отношением порядка 4—6 и выше развит преимущественно воджинит. Среднее содержание тантала несколько понижается от свиты I к свите II и особенно к свите III. Параллельно с уменьшением содержания тантала и отношения пятиокисей Ta и Nb отмечается повышение содержания лития, что обусловлено уменьшением интенсивности изменения петалита. Нижние свиты представлены уже существенно литиевыми (петалитовыми) рудами, в которых тантал является попутным компонентом.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ТАНТАЛОНОСНЫЕ ГРАНИТЫ («АПОГРАНИТЫ»)

Впервые в Советском Союзе более 15 лет назад были открыты своеобразные массивы, штоки и купола альбит-микроклиновых (часто амазонитовых) гранитов, обогащенные в апикальных частях топазом, литиевыми слюдами и танталониобатами (Беус, Ситнин, 1960).

В последние годы советскими геологами обнаружены подобные граниты в МНР (Редкометальные гранитоиды Монголии, 1971), где с ними ассоциируют дайки специфических жильных пород типа кварцевых кератофиров, обогащенных литием и фтором, в основной массе которых сохранились нераскристаллизо-

ванные стекловатые участки — своего рода субвулканические аналоги топаз литионитовых гранитов, названные онгонитами (В. Коваленко, Н. Коваленко, 1976). Редкометальные граниты этого типа открыты помимо Советского Союза также во Франции (массивы Монтебра и Эшасьер, Центральное плато Франции) и в ряде других стран. Особенно интересны недавно открытые богатые танталом и оловом массивы, отличающиеся относительно пониженным содержанием лития и фтора (Новый тип танталоносных..., 1975).

Рассматриваемая группа месторождений характеризуется следующими специфическими особенностями (Альбитизированные и грейзенизированные..., 1962; Беус, Залашкова, 1965; Амазонитизация гранитов..., 1967; Геологические особенности..., 1967; Беус, 1968; Геохимические поиски..., 1968; Минералого-геохимические..., 1969; Редкометальные гранитоиды Монголии, 1971; Коваль, 1975).

1. Танталоносные граниты имеют преимущественно молодой возраст (от каледонского до мезозойского) и встречаются в областях завершенной складчатости, в пределах складчатых поясов полициклического развития. Особенно характерно расположение их в зонах сопряжения палеозойских или каледонских консолидированных глыб и более молодых складчатых зон. Приурочены они к послескладчатым тектоническим нарушениям и располагаются обычно в местах сопряжения нескольких разломов.

2. Вмещающими породами этих гранитов являются чаще всего песчано-сланцевые толщи, иногда метаморфизованные до фации зеленых сланцев, реже слабо скарнированные известняки. Большинство массивов формировалось, по-видимому, на глубинах от 1,0—1,5 до 2,5—3 км.

3. Редкометальные граниты представляют собой поздние, заключительные фазы дифференцированных магматических комплексов гранитного ряда. Это малых размеров (от нескольких десятых долей до нескольких квадратных километров) трещинные интрузивы, обычно изометричной и округлой в плане формы, иногда куполовидные выступы более крупных интрузивных тел. Их кровля часто бывает осложнена гребневидными выступами и апофизами.

4. В строении массивов наблюдается вертикальная зональность, которая изучена по данным глубоких структурных скважин, пройденных на некоторых массивах до глубины 550—1200 м (Гинзбург, Фельдман, 1972). По мере продвижения от глубоких горизонтов гранитов к апикальным участкам происходят следующие изменения:

1) увеличивается количество альбита в гранитах;

2) изменяется состав слюд; в них увеличивается содержание лития и фтора, литиевый биотит, или протолитионит, присутствующий на глубоких горизонтах, сменяется циннвальдитом, а последний в свою очередь криофиллитом и затем лепидолитом;

3) в апикальных частях массивов появляется топаз, количество которого в некоторых массивах достигает на отдельных участках 20%;

4) увеличивается степень упорядоченности калиевых полевых шпатов, а также возрастает содержание в них рубидия. В некоторых массивах калиевый полевой шпат приобретает зеленую окраску, и тогда апикальные части массива представлены амазонит-альбитовыми фациями гранитов;

5) в апикальных частях изменяется структура гранита вследствие развития явлений перекристаллизации — появления порфиробластов «горошковидного» кварца, а также изменения форм выделений альбита (развития агрегата мелких табличек лейстовидного альбита). Одновременно возрастает пористость гранитов;

6) изменяется состав акцессорных минералов — исчезают ильменит и монацит, циркон сменяется малаконом, фергусонит или эвксенит — колумбитом, появляются флюоцерит, касситерит, сфалерит; апатит в некоторых массивах сменяется амблигонитом. В тантало-ниобатах по мере приближения к кровле массивов увеличивается содержание тантала по сравнению с ниобием, т. е. закономерно возрастает отношение пятиокисей Ta и Nb (от 1 : 2—1 : 5 и менее на глубине до 1 : 1 или 1,5 : 1 у кровли массива);

7) появляются многочисленные кварц-полевошпатовые (амазонитовые) прожилки и жилы.

Основными рудными минералами в гранитах являются колумбит-танталит, пирохлор-микролит, стрюверит. Различные месторождения отличаются друг от друга по соотношению этих трех минералов, содержащих разное количество тантала. Так, выделяются колумбит-микролитовые, микролит-танталитовые и колумбит-стрюверитовые граниты. Попутные компоненты всегда представлены касситеритом и литиевыми слюдами типа криофиллита (железистый лепидолит) — лепидолита. За счет появления танталовых минералов содержание Ta_2O_5 в апикальных частях гранитов возрастает до 0,011—0,020%; иногда непосредственно под кровлей вмещающих пород оно доходит до 0,03% и более, но быстро падает с глубиной.

6. Оруденение не имеет геологических границ и оконтуривается по принятым в соответствии с экономическими расчетами бортовым содержаниям. В зависимости от последних находятся и запасы этих месторождений. Они могут быть очень крупными, измеряться десятками тысяч тонн при низких бортовых содержаниях и менее значительными — при повышении последних. Оруденение часто локализуется в гребневидных выступах и апофизах, участках перегибов кровли массива, местах более пологого контакта висячего бока интрузива и зонах наиболее неоднородного строения массива.

7. Танталовые месторождения характеризуются, как правило, высоким содержанием в гранитах фтора и лития.

Фтор фиксируется обычно в топазе, лепидолите, микролите, реже флюорите, амблигоните. Только в единственном пока известном массиве не наблюдается столь резко повышенных содержаний фтора и лития (Новый тип..., 1975). Танталоносные граниты всегда содержат также повышенные количества олова (в виде акцессорного касситерита) и располагаются в оловорудных провинциях, причем сами эти граниты принадлежат к типичным оловоносным интрузивам.

8. Вмещающие породы вокруг массивов редкометальных гранитов и сопровождающих такие массивы кварц-полевошпатовых (часто амазонитовых) жил превращены в экзоконтактовые грейзены, обогащенные литием, рубидием и иногда бериллием (Геохимические поиски..., 1968).

9. Массивы редкометальных гранитов располагаются в пределах рудных полей с оловянно-вольфрамовой минерализацией. Над ними и вокруг них локализуются жилы касситерит-кварцевой формации, так что в подобных рудных полях прослеживается четко выраженная геохимическая зональность — в гранитах концентрируются тантал, в меньшей степени олово, литий, над массивами и вокруг них — вольфрам, бериллий, олово, а в еще большем от них удалении — олово, свинец, цинк.

Ниже приводится описание одного из типичных танталоносных гранитных массивов (Геологические особенности..., 1967). Он располагается в мезозойской складчатой области, в пределах обширного синклинального прогиба, характеризующегося развитием мощных (5—7 км) толщ нижней и средней юры

(аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже конгломератов). В пределах этого прогиба выделяются две широкие синклинальные складки, разделенные относительно узкой антиклиналью северо-восточного простирания. Эти складки в свою очередь осложнены мелкой складчатостью более высокого порядка, разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями и прорваны гранитоидами послесреднеюрского многофазного интрузивного комплекса.

Первая фаза комплекса, возраст которой по данным калий-аргонового метода датируется в 150—155 млн. лет, представлена массивами биотитовых и роговообманковых гранодиоритов и плагиогранитов. Эти породы прорываются порфировидными биотитовыми гранитами второй фазы, слагающими самостоятельные крупные интрузивы, возраст которых 135—142 млн. лет. С порфировидными гранитами связываются жильные и штокверковые месторождения вольфрамит-кварцевой формации.

Заключительная, третья фаза интрузивного комплекса представлена небольшими массивами танталоносных амазонитовых гранитов, возраст которых определен по циннвальдиту 135 ± 5 млн. лет, а по амазониту 130 ± 5 млн. лет (рубидий-стронциевый метод). Массивы располагаются в узлах пересечения или сопряжения нескольких зон дизъюнктивных нарушений.

Размеры основного танталоносного массива $1{,}0 \times 1{,}3$ км. Он приурочен к участку пересечения субмеридионального глубинного разлома, маркированного серией догранитных даек гранофировых порфиров и диоритовых порфиритов, — субширотной зоной, трассированной эруптивными брекчиями с гранитным цементом. Такое положение массива определило субмеридиональную его вытянутость и некоторые особенности морфологии контактов.

Массив представляет собой апикальную часть дискордантного асимметричного штокообразного интрузива трещинного типа, эродированного примерно на 100—150 м. Крутые южный ($\angle 60$—$75°$) и восточный ($\angle 60$—$80°$) контакты, весьма неровные и ступенчатые, секущие слоистость вмещающих пород, контролируются догранитными ослабленными зонами: южный контакт — субширотной зоной дробления, восточный — меридионально вытянутой зоной кварц-вольфрамитового штокверка (рис. 113). Отдельные кварц-вольфрамитовые прожилки этого штокверка четко пересекаются гранитным массивом, что несомненно свидетельствует об их более раннем образовании; они связаны, по-видимому, с гранитами второй интрузивной фазы. Западный контакт массива более пологий (углы наклона от 20° до 55—60°), согласный или кососекущий. Северный контакт полого (под углами 20—30°) погружается на северо-северо-запад, так что массив в целом, учитывая его склонение на север, представляет собой гребневидный выступ кровли более крупного интрузива.

Гипсометрически выше этого выступа располагается серия оловорудных кварц-амазонитовых и кварц-топазовых жил, пространственно и генетически связанных с рассматриваемым массивом амазонитовых гранитов. Оловорудные жилы группируются в две зоны, одна из которых имеет субширотное, а другая — субмеридиональное простирание. Жилы протягиваются на расстояние от 30—40 до 500 м, имея мощность от 0,1 до 1 м. Субмеридиональные жилы падают круто на запад, в сторону массива, субширотные — полого на север.

Жилы состоят из кварца, пластинчатого топаза (пикнита), амазонита, альбита, флюорита, касситерита, вольфрамита и сульфидов. В зальбандах обычен циннвальдит. Своими «корнями» эти жилы уходят в гранитный массив, где становятся безрудными и постепенно выклиниваются. Таким образом, наблюдается определенная зональность — сам массив рудоносный и содержит танталовую минерализацию, в то время как над ним (и частично вокруг него) рас-

полагаются жилы с оловянной и в меньшей степени вольфрам-оловянной минерализацией.

Внутреннее строение массива отражает его неоднородность как магматического тела, усложненную вследствие автометасоматических процессов — альбитизации и грейзенизации. По данным структурной скважины глубиной 558 м и многочисленных разведочных скважин удалось проследить изменение со-

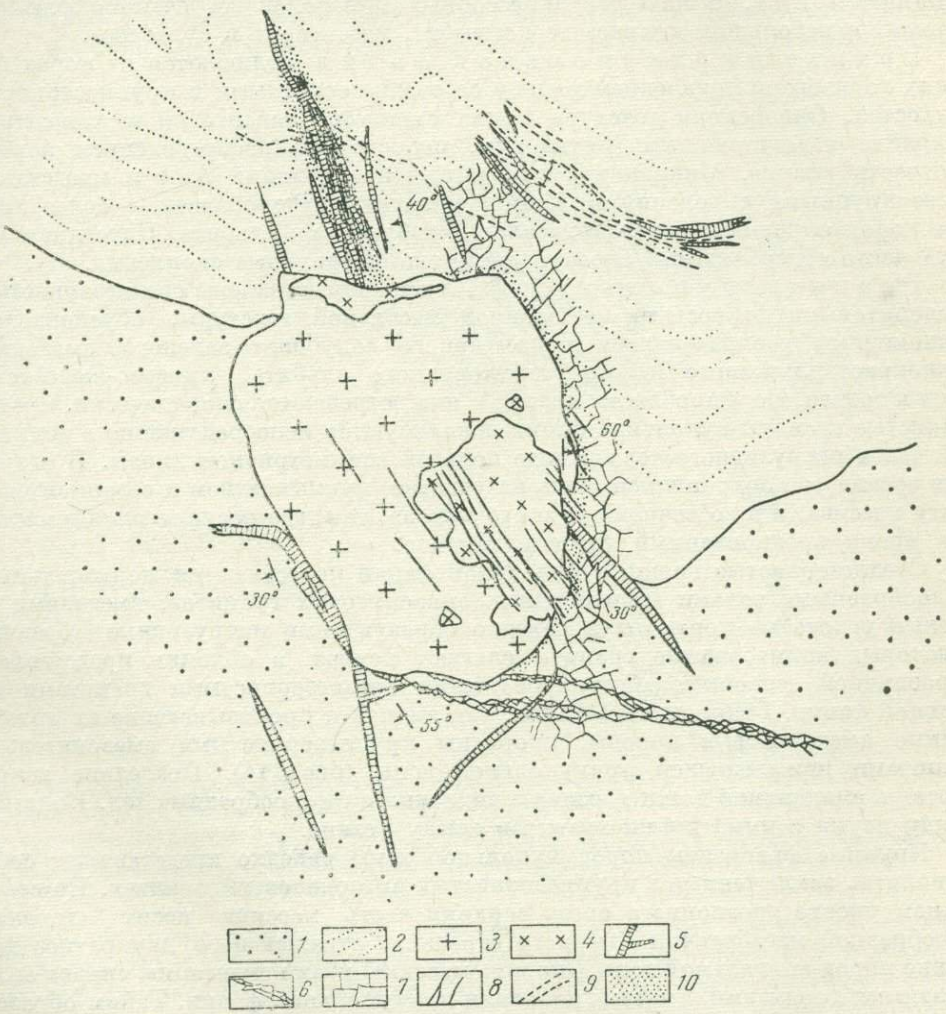


Рис. 113. Схема геологического строения танталового месторождения, связанного с массивом топаз-литионитовых амазонитовых гранитов. По *И. Тимофееву* и др.

1 — песчаники; *2* — алевролиты и аргиллиты; *3* — крупнозернистые амазонитовые граниты прикупольной фации; *4* — среднезернистые амазонитовые граниты купольной фации; *5* — дайки диорит-порфиритов и сферолито-гранофировых порфиров; *6* — зона дробления; *7* — вольфрамит-кварцевый штокверк; *8* — кварц-амазонитовые жилы; *9* — топаз-кварцевые оловорудные жилы; *10* — экзоконтактовые топаз-циннвальдитовые грейзены

става пород и строения массива в вертикальном разрезе. Снизу вверх выделяются граниты следующих фаций (зон): глубоких горизонтов, прикупольной части массива и купольной (апикальной) зоны. Почти по всему разрезу,

особенно в верхней части массива, в гранитах встречаются ксенолиты различных пород, имеющие разнообразные размеры, форму и ориентировку.

Граниты глубоких горизонтов (ниже отметки 500 м от реконструированной кровли массива) представлены однородными среднезернистыми кварц-альбит-микроклиновыми породами массивной текстуры, с весьма бледной амазонитовой окраской микроклин-пертита, с шахматным альбитом и циннвальдитом. В качестве акцессорных минералов встречаются флюорит, циркон, в небольшом количестве колумбит, касситерит и сульфиды.

Граниты прикупольной фации отличаются от пород глубоких горизонтов появлением наряду со среднезернистыми и крупнозернистых разностей. Однородная текстура в них сменяется такситовой и атакситовой с крайне неравномерным (пятнистым, полосчатым) распределением альбита и отчасти кварца. Микроклин ярко окрашен в зеленый цвет и представлен более крупными выделениями, кварц образует порфиробласты — более крупные короткопризматические кристаллы с табличками альбита. Пластинки альбита часто обособляются, образуя анхимономинеральные скопления.

Граниты купольной фации представлены среднезернистыми амазонитовыми разностями однородной массивной текстуры, обусловленной равномерным распределением менее яркого голубовато-зеленого амазонита, мелкокристаллического кварца, лейстовидного альбита, литиево-железистых слюд и топаза. Порфиробласты кварца в них встречаются спорадически. Среднезернистые граниты купольной фации локализуются непосредственно в апикальной части интрузивного тела в виде пологой асимметричной линзы. В результате эрозии они сохранились лишь на участке, примыкающем к северному контакту массива, и в восточной части его выхода, там, где располагался в настоящее время эродированный гребень массива.

Среднезернистые граниты купольной фации пересекаются вертикальными жилообразными телами аплитовидных амазонитовых гранитов, имеющими неровные угловатые контакты и нередко образующими интрузивные брекчии, в которых аплитовидные граниты слагают цемент, а обломки представлены в различной степени альбитизированными среднезернистыми гранитами купольной фации. Граниты этой фации, так же как и пронизывающие их аплитовидные амазонитовые породы, прорваны крупнозернистыми амазонитовыми гранитами нижележащей прикупольной зоны (рис. 114). Последние вскрываются в апикальной части массива в виде жил и штокообразных тел. Контакты между двумя этими типами гранитов всюду резкие.

Крупные фрагменты пород купольной зоны нередко представляют собой ксенолиты, заключенные в крупнозернистых амазонитовых гранитах. На современном уровне эрозионного среза верхняя часть массива носит характер своеобразной мегабрекчии сложного строения, отражающего двукратное дробление пород апикальной зоны («корки» массива) и их цементацию сперва аплитовидными гранитами, а затем гранитами прикупольной фации. Таким образом, граниты купольной фации можно рассматривать как своего рода верхнюю «корку», образовавшуюся в наиболее узкой гребневидной части массива, которая была «взломана» и сцементирована гранитным расплавом, находящимся под этой коркой.

В гранитах всех типов широко распространены ксенолиты, представленные чаще всего альбитизированными и грейзенизированными микрогранитами и микрограносиенитами, отличающимися тонкозернистой структурой и почти полным отсутствием амазонита. Они, возможно, представляют собой остатки даек, прорванных массивом, или — вернее — фрагменты коры закалки. В меньшем

количестве встречаются ксенолиты интенсивно грейзенизированных вмещающих пород.

В зоне висячего эндоконтакта массива залегает тело «краевого пегматита», или «штокшайдера», мощностью 1—3 м, кварц-амазонитового состава и гигантокристаллической структуры. Аналогичные тела меньшей мощности располагаются вдоль лежачих контактов ксенолитов.

Широкое развитие постмагматических процессов изменило первоначальный состав и облик пород и частично завуалировало взаимоотношения между ними.

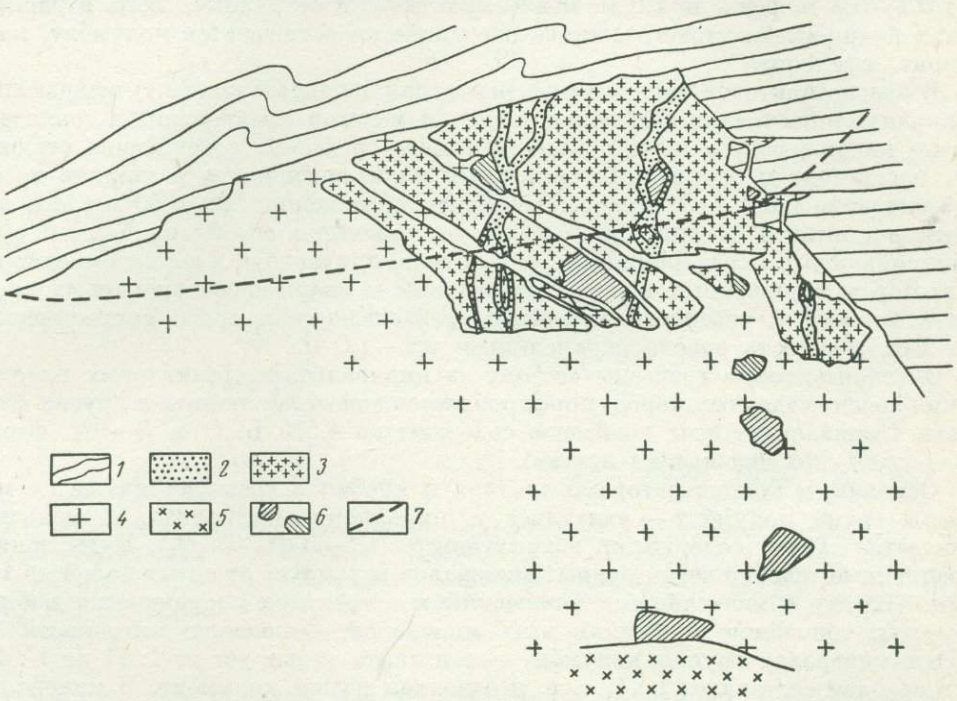


Рис. 114. Схема внутреннего строения верхней части массива топаз-литионитовых амазонитовых гранитов (реставрированный вертикальный разрез). По *И. Тимофееву*.

1 — песчаники, алевролиты и аргиллиты; *2* — аплитовидные амазонитовые граниты; *3* — среднезернистые амазонитовые граниты купольной фации; *4* — крупнозернистые амазонитовые граниты прикупольной фации; *5* — бледноокрашенные амазонитовые граниты глубинной фации; *6* — ксенолиты микрогранитов; *7* — приблизительное положение современной денудационной поверхности

Однако различия в структуре и физико-механических свойствах исходных пород определяют неравномерное распределение этих процессов и связанной с ними танталовой минерализации. Как правило, чем больше первичная неоднородность строения того или иного участка массива (которая резко падает с глубиной уже при переходе в прикупольную зону), тем более интенсивно и неравномерно развиты в гранитах метасоматические процессы. Они сопровождаются собирательной перекристаллизацией и выражены в образовании порфиробластов микроклина (амазонита) и кварца, широком развитии тонкотаблитчатого лейстовидного альбита, слюд ряда циннвальдит — лепидолит, топаза, флюорита. С глубиной значение этих минералов снижается, в слюдах падает содержание лития и фтора, повышается их железистость. Топаз, широко распространенный в породах купольной фации, в нижних частях прикупольной зоны исчезает, интенсивность амазонитовой окраски микроклина с глубиной резко падает.

Последовательность развития метасоматических процессов в целом увязывается со схемой, предложенной А. Беусом (1968).

Заключительные стадии формирования массива характеризуются образованием многочисленных разновременных жил кварц-амазонитового и кварц-микроклинового состава, нередко с циннвальдитовыми оторочками в зальбандах. Эти жилы большей частью группируются в пределах линейно ориентированных зон; некоторые из них выходят в зону экзоконтакта, где сопровождаются ореолами грейзенизации, реже амазонитизации вмещающих пород. Мощность жил 0,1—0,5 м, реже до 1,0 м. Жилы практически безрудные, лишь в ранних жилах кварц-амазонитового состава спорадически встречаются колумбит, касситерит, сфалерит.

В экзоконтактовой зоне массива (исключая западный контакт) вмещающие алевролиты и песчаники грейзенизированы и местами превращены в тонкозернистые кварц-флюорит-топаз-циннвальдитовые грейзены, содержащие стрюверит, касситерит и берилл. Максимальный по интенсивности и ширине ореол грейзенизации (до 15—20 м) фиксируется на протяжении 500—600 м вдоль восточного контакта массива, в пределах тектонически ослабленной зоны субмеридионального простирания. К этой же зоне приурочена и серия выходящих из гранитов сближенных кварц-амазонитовых и кварц-клевеландитовых жил. Вдоль южного и северного контактов грейзенизация развита спорадически, при этом мощность ореола не превышает 0,1—1,0 м.

Экзоконтактовые грейзены состоят из циннвальдита, реликтовых кластических зерен осадочных пород, порфиробластов топаза, флюорита и других фторидов. Циннвальдит этих грейзенов содержит до 4,5% Li_2O и 8—9% фтора (см. раздел «Месторождения лития»).

Основными концентраторами тантала и ниобия в гранитах являются минералы групп колумбит — танталита и пирохлор — микролита, в меньшем количестве тантал содержится в касситерите (1,5—3,8% Ta_2O_5). Руды тонковкрапленные, размер зерен рудных минералов варьирует от сотых долей до 1—2 мм. Наряду с мельчайшими включениями в гранитах спорадически наблюдаются и тончайшие прожилки этих минералов. Отношение пятиокисей Ta и Nb в минералах группы колумбит — танталита варьирует от 1: 11 до 1 : 12, но в среднем составляет 1 : 4, т. е. в основном развит колумбит. В минералах группы пирохлор — микролита это отношение изменяется от 1 : 6 до 4 : 1, в среднем составляя 2 : 1. Вследствие такого различного содержания тантала в колумбите и микролите и отношение Ta : Nb в массиве резко изменяется на разных участках в зависимости от распределения рудных минералов. С глубиной микролит быстро исчезает, уменьшается и количество колумбита, при этом в нем падает содержание тантала.

Колумбит и микролит распределены по массиву крайне неравномерно, закономерности их локализации различны (рис. 115). Колумбит, распределенный равномернее, чем микролит, концентрируется в центральной части массива и в меридионально вытянутых полосах. Микролит локализуется преимущественно вблизи восточного контакта. Между содержаниями колумбита и микролита наблюдается обратная зависимость. Колумбит тесно ассоциирует с альбитом, пластинками циннвальдита и касситеритом; в участках с интенсивным развитием топаза и лепидолита количество его резко уменьшается. Микролит, наоборот, встречается там, где широко проявлены топаз и лепидолит, иногда микролит развивается по колумбиту, облекая его пластинки. В небольшом количестве встречается поздний танталит, замещающий зерна микролита.

Размеры рудных тел, их морфология и распределение в массиве определяются принимаемыми бортовыми содержаниями. При низких бортовых содержаниях почти вся восточная часть массива становится рудой. При повышении бортовых содержаний месторождение преобразуется в серию пологих залежей, линз и «струй», локализующихся в восточной части массива, в области наибольшей его неоднородности. Фактически рудные тела охватывают сохранившиеся от эрозии участки купольных гранитов и непосредственно находя-

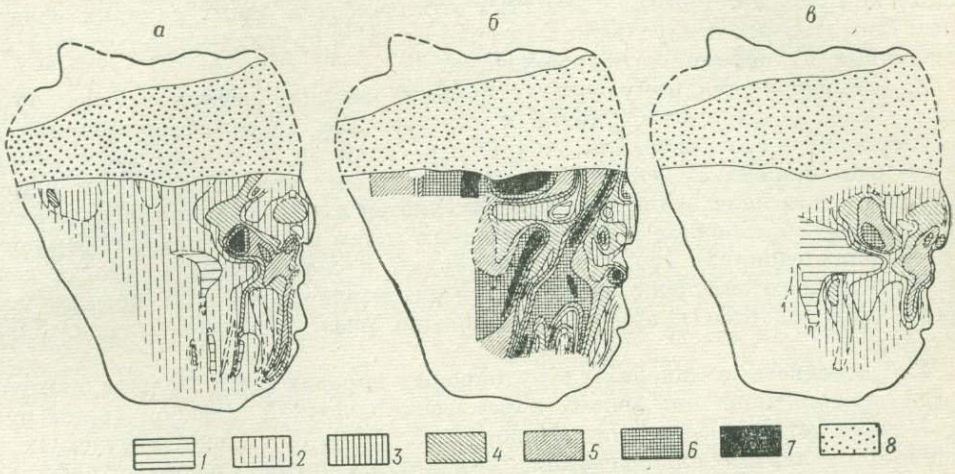


Рис. 115. Распределение микролита (*а*), колумбита (*б*) и пятиокиси тантала (*в*) в массиве топаз-литионитовых амазонитовых гранитов. По *В. Матиасу*.

1 — отсутствие минерала (содержание тантала ниже порога чувствительности анализа); *2—7* — содержание минерала (тантала): *2* — весьма низкое, *3* — низкое, *4* — среднее, *5* — повышенное, *6* — высокое, *7* — максимальное; *8* — аллювий

щиеся под ними крупнозернистые прикупольные граниты. Конфигурация рудных тел в целом совпадает с контурами максимального развития в гранитах топаза. Среднее отношение пятиокисей Ta и Nb в рудных телах изменяется от 0,8 : 1 до 1 : 1. В контурах рудных тел коэффициент вариации содержаний тантала опускается до 11%, в целом по массиву он составляет 67,7%.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ КРИОЛИТ-ЛИТИОНИТОВЫЕ СУБЩЕЛОЧНЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ С ТАНТАЛО-НИОБИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Важным типом ниобиевых месторождений являются колумбитоносные граниты плато Джос в Северной Нигерии. В различных регионах СССР, в частности в Сибири и Казахстане, выявлены массивы гранитоидов подобного типа со специфической тантало-ниобиевой минерализацией, которые одни исследователи (Альбитизированные и грейзенизированные..., 1962; Кудрин и др., 1965; Беус, 1968; Минеев, 1968) рассматривают как типичные метасоматические образования, в то время как другие (Кузьменко, Акелин, 1965; Редкометальные гранитоиды Монголии, 1971) считают магматическими породами. А. Беус и др. (Альбитизированные и грейзенизированные..., 1962) выделили их в особый тип рибекит-альбитовых апогранитов.

Главнейшие особенности таких месторождений заключаются в следующем.

1. Субщелочные и щелочные гранитоиды с редкометальной минерализацией возникают, как правило, в областях автономной активизации консолидированных складчатых структур.

2. Они представлены трещинными интрузивами небольшого размера (от 0,2—0,3 до 5—20 км²), локализующимися в местах сопряжения нескольких региональных тектонических зон. Обычно это поздние дополнительные интрузивные фазы, завершающие развитие сложных дифференцированных магматических комплексов. Ранние фазы этих комплексов в одних случаях представлены биотитовыми и двуслюдяными гранитами, в других — гранитами и прорывающими их нефелиновыми сиенитами.

3. По первоначальному составу породы, несущие редкометальное оруденение, были, по-видимому, близки к аляскитовым, существенно микроклиновым породам — граносиенитам, кварцевым сиенитам, а в некоторых случаях и к щелочным гранитам. Основным дискуссионным вопросом является природа в них калиевого полевого шпата: представляется ли он первичномагматическим или частично образовался метасоматическим путем по ранее находившемуся на его месте плагиоклазу гранитов. Микроклин в свою очередь всегда в той или иной степени замещен альбитом. При интенсивном развитии этого процесса порода приближается к альбититу. Нередко развито также позднее окварцевание.

4. Темноцветные минералы в рудоносных породах представлены биотитом, иногда протолитионитом; весьма характерен щелочной амфибол серии рибекит — железистый арфведсонит (Новое в ..., 1976). Локально, в участках интенсивного развития альбитизации, появляются эгирин, редко астрофиллит. На поздних этапах процесса возникают литиевые слюды — циннвальдит, полилитионит и тайниолит.

5. Месторождения комплексные, тантало-ниобиевые. Оруденение представлено мельчайшей вкрапленностью пирохлора и колумбита, в меньшей мере фергусонита, значительно реже появляются приорит или самарскит. Основные рудные минералы — колумбит или пирохлор; по преобладанию одного из них выделяют два ведущих типа месторождений. Для всех месторождений этого типа характерно отношение Ta : Nb, близкое в среднем к 1 : 10. Вкрапленность тантало-ниобатов распределена чаще всего равномерно на большой площади и с глубиной затухает не так быстро, как в танталоносных топаз-литионитовых гранитах; нередко оруденение прослеживается на глубину, измеряемую сотнями метров, так что запасы ниобия и тантала становятся весьма значительными.

В связи с отсутствием естественных геологических границ оконтуривание рудных тел проводится по экономически вычисляемому бортовому содержанию. В зависимости от принимаемых кондиций средние содержания могут сильно варьировать (например, от 0,018 до 0,04% Ta_2O_5), соответственно будут изменяться и запасы.

6. Геохимически месторождения характеризуются высокой концентрацией фтора, циркония, редких земель как цериевой, так и иттриевой подгрупп, титана, отчасти тория, при несколько повышенной концентрации урана, лития, олова, свинца, цинка и молибдена. Наиболее характерный акцессорный минерал (помимо колумбита и пирохлора, отчасти фергусонита) — циркон, представленный обычно метамиктными разновидностями (малакон, циртолит); в некоторых массивах появляется эльпидит. Встречаются также ильменит, пирофанит, сфен, ксенотим, гагаринит, монацит, бастнезит, синхизит, реже сили-

каты редких земель (гадолинит, таленит, иттриалит), ферриторит, ураноториа-нит, касситерит и сульфиды.

7. По богатству фтором эти месторождения не уступают топаз-литионитовым гранитам; они содержат много флюорита (в том числе иттрофлюорита), а вместо топаза в них появляется криолит, по которому развивается многочисленная гамма более поздних фторидов. Кроме криолита и томсенолита в этих породах широко развит гагаринит, занимающий место флюоцерита.

8. Наряду с вкрапленным оруденением широко развиты и кварц-полевошпатовые прожилки, содержащие акцессорную тантало-ниобиевую, циркониевую и редкоземельную минерализацию; иногда появляются прожилки и с криолитом. Прожилки распределены неравномерно, в отдельных участках число их возрастает и они приобретают характер штокверка.

9. Намечается характерная геохимическая зональность в распределении различных минеральных ассоциаций по мере перехода от центральных частей массива к приконтактовым и апикальным. Это проявляется в усилении процесса альбитизации гранитов, смене в них арфведсонита-рибекита на эгирин, повышении концентрации фтора и закономерном увеличении содержания редких земель иттриевой группы по сравнению с редкими землями цериевой группы (Минеев, 1968). Одновременно увеличивается содержание Ta_2O_5 и изменяется отношение Ta : Nb от 1 : 12—1 : 10 в глубоких частях массива до 1 : 3—1 : 5 в прикровельных участках. В трещинных интрузивах зональность четко выражена по мере перехода от лежачего бока к висячему.

10. Вмещающие породы вблизи массивов арфведсонит-рибекитовых гранитов обычно интенсивно изменены. В тех случаях, когда они представлены контактовыми роговиками, вокруг некоторых массивов возникает полоса рибекит-эгирин-биотит-полевошпатовых метасоматитов; к последним приурочены максимальные концентрации всех редкометальных минералов. Характерно также появление в этой зоне астрофиллита, бафертисита и бериллиевых минералов (фенакита, гельвина, бертрандита). В тех случаях, когда такие массивы залегают в известняках, вокруг них наблюдается мощный ореол флюоритизации с бериллиевым оруденением.

Ниже приводится краткое описание одного из массивов данного типа (Кудрин и др., 1965).

Район месторождения представляет собой зону сочленения древнего (верхнепротерозойского) поднятия с областью развития каледонид, активизированную в герцинское время. Глубокометаморфизованные породы докембрия — графитовые мраморы и кристаллические сланцы, метаморфизм которых соответствует амфиболитовой фации, — располагаются в виде выступа среди палеозойских пород, представленных осадочно-метаморфическими толщами кембрия — девона, и многочисленных каледонских интрузивных пород. Состав последних закономерно изменяется во времени от основных разностей до гранодиоритов и гранитов. В совокупности интрузивные породы слагают до 70—80% всей площади района.

В герцинское время вдоль глубинного разлома, проходящего в субширотном направлении на стыке протерозойских мраморов и каледонских гранодиоритов, внедрялись граниты наиболее молодого интрузивного комплекса. Формирование его, по данным В. Кудрина, протекало в три фазы: в первую фазу возникли лейкократовые биотитовые граниты, образующие сравнительно крупные плутоны площадью в десятки и первые сотни квадратных километров, во вторую — небольшие интрузивы щелочных и нефелиновых сиенитов

площадью от 1 до 60 км² и, наконец, в третью — мелкие штоки щелочных и субщелочных гранитов площадью 1—2 км².

Непосредственно в районе месторождения залегает массив нефелиновых сиенитов площадью 5—6 км², по периферии которого располагаются несколько более мелких штокообразных тел субщелочных диопсидовых кварцевых сиенитов. Одно из этих тел приурочено к узлу сопряжения регионального субширотного разлома и оперяющего его северо-западного нарушения. Площадь мас-

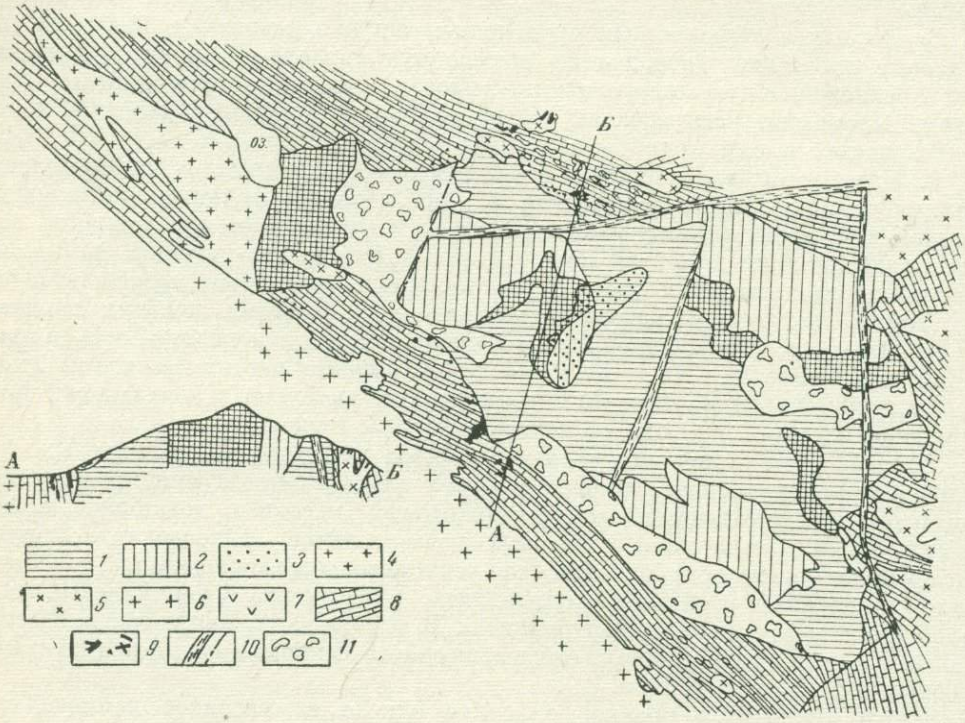


Рис. 116. Схема геологического строения массива криолит-литионитовых и рибекитовых гранитов. По *В. Кудрину, П. Крайнюкову* и др.

1 — криолит-литионитовые колумбитоносные граниты; *2* — рибекитовые пирохлороносные граниты; *3* — биотитовые и протолитионитовые разности колумбитоносных гранитов; *4* — аляскитовые граниты; *5* — субщелочные пироксеновые сиениты и кварцевые сиениты; *6* — порфировидные лейкократовые граниты, биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты; *7* — габбро-диориты; *8* — графитовые мраморы; *9* — флюоритовые тела и участки флюоритизации; *10* — зоны тектонических нарушений и альбитизации; *11* — глыбовый делювий гранитов

сива 1,5 км², он характеризуется клиновидной формой выхода и выделяется в рельефе в виде острого пика. Морфология массива определяется ориентировкой контролирующих его разломов (рис. 116). Северный, восточный и в отдельных участках юго-западный контакты массива тектонические. Юго-западный контакт имеет извилистые очертания с многочисленными мелкими выступами во вмещающие породы. Последние почти на всей площади района представлены кристаллическими известняками. Массив сильно изменен метасоматическими процессами. Неизмененные кварцевые сиениты наблюдаются лишь на северо-западном фланге, в мелких апофизах и у восточного контакта. Они состоят из микроклин-пертита, небольшого количества альбит-олигоклаза, кварца

и диопсида. Структура пород крупно- и среднезернистая. В отдельных участках породы окварцованы и содержат до 30% кварца.

Преобладающая часть пород массива имеет облик лейкократовых гранитов. Они состоят из кварца (20—35%), альбита (30—40%) и микроклина (25—40%), но в различных участках массива в них появляются арфведсонит-рибекит и литиево-железистые слюды, состав которых изменяется от литиевого биотита, протолитионита до циннвальдита и железистого полилитионита. В небольшом количестве развивается бесцветный эгирин, замещающий арфведсонит-рибекит. Типоморфными минералами, местами приобретающими значение породообразующих, являются фториды (содержание их достигает 10%) — флюорит, криолит, томсенолит, гагаринит. В распределении темноцветных минералов наблюдается четкая закономерность — по периферии массива развивается арфведсонит-рибекит, дальше от контактов он исчезает и появляется биотит, содержащий 0,8—0,9% окиси лития.

В центральной части массива, наиболее гипсометрически приподнятой, развиты циннвальдит и железистый полилитионит, в которых содержание окиси лития увеличивается до 2—5%. Структура этой породы весьма напоминает структуру вышеописанных топаз-литионитовых танталоносных амазонитовых гранитов: на фоне среднезернистого полевошпатового агрегата выделяются порфиробласты кварца с концентрическими вростками мелкотаблитчатого альбита. В массиве наряду с равномерно распределенной альбитизацией появляются и узкие крутопадающие зоны анхимономинеральных альбититов, прослеживающиеся вкрест вытянутости массива на десятки метров. В отдельных случаях эти зоны протягиваются через весь массив. Кроме того, в массиве развиты многочисленные кварц-микроклиновые и поздние кварцевые жилы мощностью до 1 м и длиной 20—30 м.

Акцессорные минералы исключительно разнообразны. Наряду с магнетитом здесь встречен иоцит (вюстит), широко развиты минералы циркония (циркон, малакон), тантала и ниобия (фергусонит, пирохлор, колумбит, самарскит), редких земель (ксенотим, монацит, гагаринит, иттрофлюорит, бастнезит), тория (торит, ферриторит), титана (ильменит, ильменорутил, рутил), олова (касситерит). С поздними гидротермальными процессами связано образование сидерита, позднего криолита, гематита, сульфидов (молибденит, пирит, сфалерит, халькопирит).

Основные рудные минералы представлены колумбитом двух генераций и пирохлором. Фергусонит распространен незначительно, встречается совместно с ранним цирконом и микроклином. Пирохлор тесно ассоциирует с альбитом и появляется главным образом среди арфведсонит-рибекитовых разностей пород. Пирохлор содержит (в вес. %): Ta_2O_5 5—6, Nb_2O_5 48—53, TR_2O_3 12, U_3O_8 7,7 и ThO_2 3. Он образует мелкую вкрапленность размером от 0,1 до 2—3 мм. На более поздней стадии процесса, когда рибекит замещается литиевыми слюдами, пирохлор подвергается колумбитизации вплоть до образования полных псевдоморфоз колумбита по пирохлору. Колумбит I встречается постоянно в ассоциации с криофиллитом в виде хорошо образованных пластинчатых и толстотаблитчатых кристаллов размером от 0,3 до 5 мм; содержит 2,5% Ta_2O_5. Колумбит II встречается в парагенезисе с наиболее поздними литиевыми слюдами, ферриторитом, малаконом и касситеритом. Образует самостоятельные выделения, интенсивно замещает пирохлор и образует колумбит I; содержит 6,5—7,5% Ta_2O_5.

В среднем отношение Ta : Nb на месторождении порядка 10 : 1. Попутными компонентами могут служить малакон, содержащий 3—4% редких

земель, с отношением $HfO_2 : ZrO_2 = 1 : 4—1 : 50$ (в среднем по месторождению 1 : 27), возможно также криолит и литиевые слюды. Распределение основных и попутных компонентов на месторождении весьма равномерное — коэффициент вариации по ниобию и танталу 16—34%, по цирконию 51%.

В зоне экзоконтакта вмещающие массив кристаллические известняки сильно изменены и в отдельных участках нацело флюоритизированы, замещены темно-фиолетовым, почти черным флюоритом, пронизанным многочисленными прожилками фенакита с образованием характерной сетчатой структуры. Эти экзоконтактовые зоны отличаются высоким содержанием бериллия и могут служить примером связи флюорит-фенакитовых месторождений с редкометальными субщелочными гранитоидами (см. раздел «Месторождения бериллия»).

ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПРИРАЗЛОМНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

В различных регионах Советского Союза выявлены существенно полевошпатовые и кварц-полевошпатовые метасоматические породы гранито- или сиенитоподобного облика, несущие комплексное редкометальное оруденение (Апельцин и др., 1967; Особенности методики ..., 1972; Гинзбург и др., 1973). По составу и минералого-геохимическим особенностям эти породы весьма напоминают охарактеризованные выше криолит-литионитовые щелочные гранитоиды, однако геологическая обстановка их нахождения весьма специфическая, а главное — они не обнаруживают пространственной и генетической связи с какими-либо интрузивными комплексами.

Месторождения данного типа локализуются в зонах региональных разломов длительного развития в пределах фундамента платформ, реже в областях завершенной складчатости. Рудные метасоматиты формируются, как правило, позже заложения таких зон, в связи с последующей активизацией. Ранние этапы активизации выражены в локальном прогрессивном метаморфизме пород, попавших в зону активизации. В участках развития наиболее глубокометаморфизованных пород иногда появляются селективные выплавки анатектоидных гранитов. Протяженность таких региональных зон активизации может достигать 50—200 км при ширине до 10 км. В некоторых регионах к этим зонам приурочены также пояса даек гранитов, аплит-пегматитов, диоритовых порфиритов и диабазов.

Месторождения, представленные полевошпатовыми метасоматитами, чаще всего связаны с верхнепротерозойской активизацией архейских или нижнепротерозойских толщ, реже они являются продуктами герцинской активизации докембрийского фундамента. Метасоматические процессы развиваются вдоль зон активизации и накладываются на прогрессивно метаморфизованные породы, но проявляются крайне неравномерно, локализуясь только в отдельных их участках, в благоприятных структурных условиях (узлы сопряжения тектонических нарушений, флексуроподобные перегибы, периклинальные замыкания складок). Кроме того, на характер конечных продуктов метасоматоза существенным образом влияет и состав пород субстрата. Наиболее интенсивно перерабатываются кислые алюмосиликатные породы, гнейсы, кристаллические сланцы, дайки гранитов и пегматитов. В конечном итоге наблюдается тенденция к нивелированию первичного состава субстрата и образованию на его месте однородных существенно полевошпатовых или кварц-полевошпатовых пород, состав которых близок к щелочным гранитам и сиенитам.

В зонах развития этих гранито- и сиенитоподобных пород нередко сохраняются реликтовые теневые текстуры неполностью замещенных пород суб-

страта. Кроме того, возникающие темноцветные компоненты (биотит, рибекит-арфведсонит, эгирин) сохраняют ориентировку минералов субстрата, вследствие чего образующиеся метасоматиты часто приобретают гнейсовидность.

Процесс образования полевошпатовых метасоматитов длительный и проходит через ряд стадий, повторяющих ход эволюции постмагматических явлений в танталоносных гранитах и субщелочных гранитоидах. Для месторождений данного типа характерна поперечная зональность: наиболее полно и интенсивно метасоматические процессы проявляются в центральной, осевой части зоны разлома, а в периферических частях зоны сохраняются реликты субстрата и широко развиты только ранние стадии процесса. Наконец, формируется и внешний ореол изменения вокруг собственно метасоматических тел, в пределах которого часто наблюдаются прожилки с бериллиевым оруденением.

Геохимически приразломные полевошпатовые метасоматиты характеризуются в первую очередь значительной ролью фтора, который фиксируется в слюдах, флюорите, флюоцерите, криолите, гагарините, нейборите, многочисленных фторидах, развивающихся по криолиту и гагариниту. В отдельных участках содержание криолита достигает 10%, и он может являться ценным попутным компонентом (Архангельская и др., 1976). Типичны также высокие концентрации ниобия, тантала, циркония, редких земель, иногда бериллия. Содержания пятиокиси ниобия в месторождениях этой группы варьируют от 0,15 до 0,6% при отношении Ta и Nb порядка 1 : 10—1 : 12.

Рудные тела отличаются также несколько повышенными содержаниями лития, тория, урана, цинка, свинца, молибдена и иногда олова.

Морфологически месторождения представляют собой неправильной формы вытянутые залежи, не имеющие четких геологических контуров. Рудные тела выделяются по принимаемому бортовому содержанию. В пределах рудных тел наблюдается тонкая вкрапленность рудных минералов, реже оруденение носит прожилково-вкрапленный характер. Главный рудный минерал пирохлор характеризуется рядом специфических особенностей. Это преимущественно танталсодержащий пирохлор, обогащенный редкими землями и свинцом (близкий к мариньякиту), нередко плюмбопирохлор. Значительные масштабы рудных полей и тел, распространение оруденения на большую глубину, появление богатых руд — все это заставляет считать данную группу месторождений ниобия и тантала весьма перспективной.

Ниже приводится краткая характеристика одного из месторождений этой генетической группы (Архангельская, 1968, 1974; Архангельская и др., 1976).

Месторождение располагается в зоне активизации, отделяющей архейские образования древней платформы от конформных ее краю более молодых складчатых структур, и приурочено к пологому тектоническому нарушению — одному из серии нарушений, составляющих эту зону разломов. Активизация рудовмещающей подвижной зоны происходила неоднократно (в нижнем и верхнем протерозое, верхнем палеозое, кайнозое). Время формирования метасоматических тел геологически устанавливается как постнижнепротерозойское; по данным определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом оно составляет 1600—1800 млн. лет.

Нижнепротерозойская толща сложена биотитовыми гнейсами, разнообразными кристаллическими сланцами (биотитовыми, двуслюдяными, биотит-гранат-амфиболовыми, ставролит-кианитовыми и др.), кварцитами и в небольшом количестве дайками гранит-аплитов, диорит-порфиритов и др. Метасоматические образования развились по тектоническому нарушению, которое рассекает

южное крыло крупной широтной синклинальной складки и ее восточное периклинальное замыкание.

Месторождение представлено метасоматическими породами, образующими плитообразное, вытянутое на многие километры в широтном направлении тело мощностью 500—600 м, полого падающее на север. В пределах всего этого тела отмечается вкрапленность тантало-ниобатов, однако содержания их относительно невысокие. Значительно большие их концентрации наблюдаются

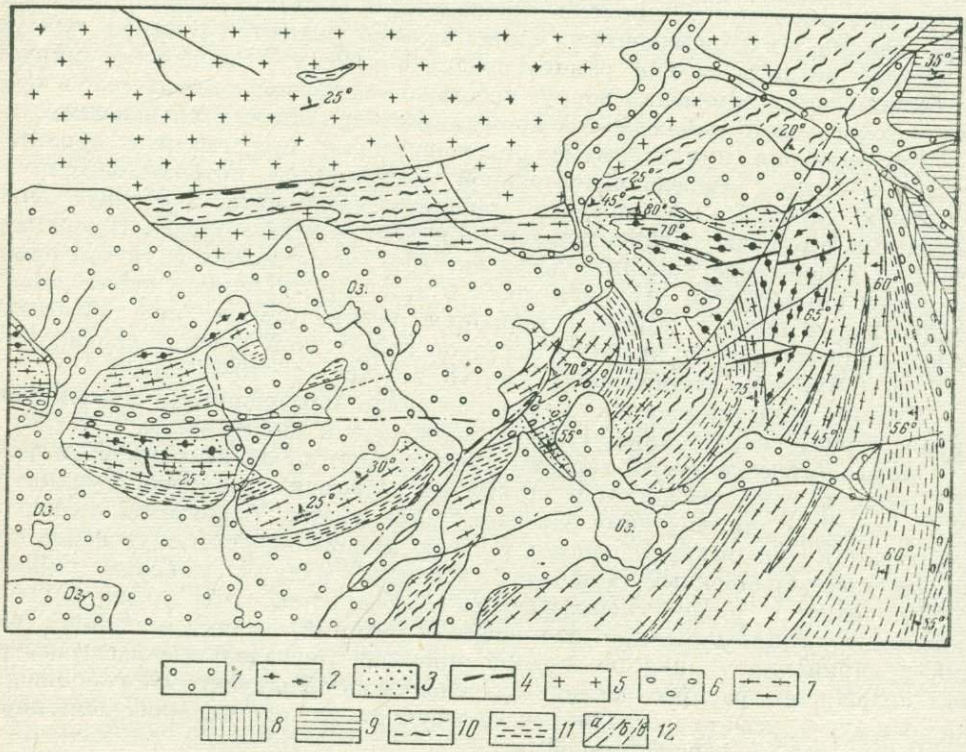


Рис. 117. Схема геологического строения части рудного поля тантало-ниобиевого месторождения, связанного с субщелочными полевошпатовыми метасоматитами. По *В. Архангельской*.

1 — аллювиальные, ледниковые и озерные отложения; *2* — гранитоподобные щелочные и субщелочные метасоматические породы; *3* — метасоматически измененные гнейсы внешних ореолов зон полевошпатовых метасоматитов; *4* — дайки порфиритов; *5* — биотитовые граниты; *6* — метасоматические кварциты; *7* — биотитовые гранито-гнейсы; *8* — эписланцевые диафториты; *9—11* — кристаллические сланцы и гнейсы: *9* — мезократовые, *10* — лейкократовые, *11* — меланократовые; *12* — разрывы прослеженные (*а*), «просвечивающие» под чехлом рыхлых отложений (*б*) и предполагаемые (*в*)

в восточной части зоны, в области периклинального замыкания синклинальной структуры (рис. 117, 118). Здесь тело метасоматических пород имеет сложную, в общем чашеобразную форму. Площадь его несколько квадратных километров, оно прослежено на глубину, измеряемую сотнями метров. Контакты тела с вмещающими породами во многих местах тектонические. Крутым сбросо-сдвигом с амплитудами перемещения в сотни метров тело разорвано на два блока: относительно опущенный Западный и приподнятый Восточный (см. рис. 118). Вокруг тела метасоматитов наблюдается значительный ореол изменения прилегающих пород.

Породы, непосредственно вмещающие оруденение, отличаются рядом специфических черт: наличием своеобразных текстур (полосчатых, псевдослоистых, псевдогнейсовидных, пятнистых и сетчатых), широким развитием коррозионных, симплектитовых и других структур замещения, проявлением характерной зональности, непосредственным переходом их по простиранию в неполнозамещенные вмещающие породы, наличием внутри рудных тел многочисленных останцов этих пород. Перечисленные особенности не оставляют сомнений в том, что рудоносные породы образовались метасоматическим путем по метаморфической толще субстрата.

Зональность месторождения выражается в том, что тыловые зоны тел метасоматитов (смещенные к их лежачему боку) представлены эгириновыми и эгирин-амфиболовыми породами состава щелочных граносиенитов, промежуточные — амфиболовыми метасоматитами состава щелочных гранитов, передовые (периферические) зоны — гранитоподобными биотитовыми метасоматитами. Каждой зоне присущ свой комплекс темноцветных и акцессорных минералов. В тыловых зонах развиты железистый арфведсонит, эгирин, редкоземельный свинецсодержащий пирохлор, циркон, алюмофториды — продукты замещения криолита, гематитизированный ильменит. В промежуточных зонах распространены рибекит и амфиболы переходного состава от рибекита к железистому арфведсониту, пирохлор, криолит, ильменит, циркон, ближе к границе периферической зоны — гагаринит. Для периферических зон типичны железистый биотит, магнетит, монацит, редкоземельный флюорит, торит, малакон, гагаринит, фергусонит, колумбитизированный пирохлор; в узкой полосе вблизи границы с промежуточной зоной (в самом начале стадии альбитизации) появляется флюоцерит.

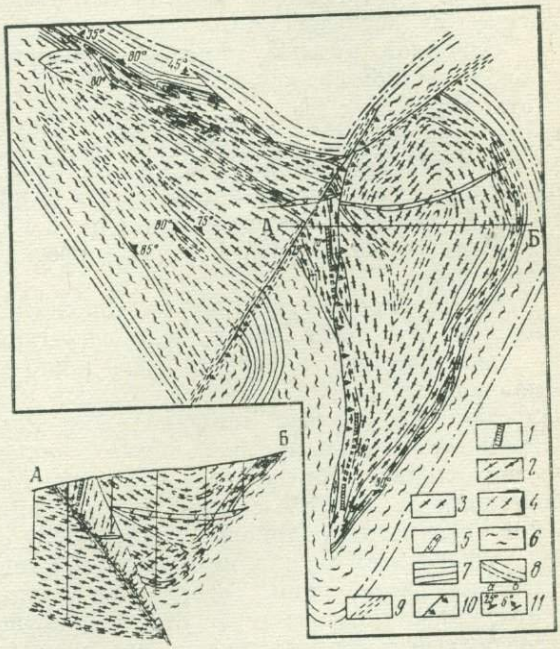


Рис. 118. Геологическая схема одного из участков рудоносной зоны полевошпатовых метасоматитов. По *В. Архангельской.*

1 — жилообразное тело кварц-полевошпатовых метасоматитов с пирохлором; *2* — эгирин-амфиболовые метасоматиты состава щелочных гранитов и граносиенитов; *3* — амфиболовые метасоматиты состава щелочных гранитов; *4* — биотит-амфиболовые и биотитовые метасоматиты; *5* — дайки амфиболовых порфиритов; *6* — очковые гранито-гнейсы; *7* — биотитовые и биотит-гранатовые кристаллические сланцы; *8* — нерасчлененные гнейсы и кристаллические сланцы; *9* — зоны развальцевания и катаклаза; *10* — разрывы; *11* — элементы залегания псевдогнейсовидности метасоматитов (*а*) и сланцеватости метаморфических пород (*б*)

Весьма характерны для биотитовых метасоматитов редкоземельные флюориты, представленные как иттрофлюоритом (обычно в срастаниях с гагаринитом), так и церфлюоритом. Последний был распространен во внешних частях зоны биотитовых метасоматитов, вблизи контакта с вмещающими породами, но в настоящее время представлен взаимопрорастаниями флюоцерита и иттрофлюорита с типичной структурой распада твердого раствора.

Во внешних ореолах метасоматитов развиты гастингсит, биотит, флюорит, берилл, гадолинит, даналит, торит, малакон, ортит, чевкинит, сфен, апатит, т. е. в эти ореолы выносятся главным образом кальций, магний, титан, бериллий, торий, частично редкие земли цериевой группы. Переходы между различными зонами, по данным В. Архангельской и А. Гинзбурга, знаменуются полным замещением одного темноцветного минерала другим в последовательности: биотит → железистый рибекит → промежуточный член ряда рибекит-железистый арфведсонит → железистый арфведсонит → эгирин (Новое в минералогических исследованиях, 1976).

Основной рудный минерал — редкоземельный свинецсодержащий пирохлор, в котором содержится 4—5% Ta_2O_5, 15—20% TR_2O_3 и до 2,5—2,7% PbO, а отношение Ta : Nb = 1 : 13. Пирохлор в виде тонкой вкрапленности равномерно распределен в метасоматитах, но в наибольшем количестве концентрируется в тыловой амфибол-эгириновой зоне. В промежуточной амфиболовой зоне пирохлор имеет более обычный состав (с низким содержанием свинца и редких земель). Пирохлор тесно ассоциирует с цирконом, криолитом и гагаринитом. В биотитовых метасоматитах периферических зон он практически нацело колумбитизирован.

На отдельных участках месторождения среди тонковкрапленных пирохлоровых руд были обнаружены сегрегации зерен пирохлора, приуроченные к специфическим лейкократовым жило- и гнездообразным обособлениям. Минеральный состав последних близок к составу пород, среди которых они залегают, но обеднен темноцветными компонентами. В этих обособлениях встречаются анхимономинеральные скопления (желваки) пирохлора объемом до нескольких кубических метров, приуроченные к зальбандам. Гигантские скопления на 70—98% состоят из зерен пирохлора и фактически представляют собой готовые пирохлоровые концентраты с содержанием до 2,5—3,5% Ta_2O_5, не нуждающиеся в дополнительном обогащении. Жилообразные кварц-полевошпатовые обособления, содержащие анхимономинеральные скопления пирохлора, пространственно тяготеют к вышеупомянутой тектонической зоне, рассекающей месторождение на два смещенных блока (Анхимономинеральные скопления...., 1973).

АЛЬБИТИТЫ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

В связи с постмагматическими процессами, развитыми в массивах нефелиновых сиенитов, возникает специфический тип цирконий-ниобиевых месторождений, представленный альбитизированными нефелиновыми сиенитами и отчасти вмещающими их толщами, нередко превращенными в анхимономинеральные альбитовые породы — альбититы.

Альбититовые месторождения характеризуются следующими специфическими особенностями.

1. Альбитизация интенсивно проявлена во всех массивах нефелиновых сиенитов, но пирохлоровое и циркониевое оруденение в промышленных масштабах развивается преимущественно в породах миаскитового ряда. Таковыми являются нефелиновые сиениты, комагматичные с гранитоидами (гранитоидно-щелочные комплексы). В нефелиновых сиенитах других щелочных формаций, в частности широко распространенной габброидно-щелочной, вследствие высокого содержания титана и повышенной агпаитности ниобий чаще всего рассеивается в титансодержащих минералах (лопарит и др.), а цирконий входит в состав обширной группы цирконосиликатов. В этой связи геологическая

позиция рассматриваемых месторождений определяется условиями возникновения нефелиновых сиенитов миаскитового ряда, связанных с гранитоидно-щелочными комплексами.

2. Процессы альбитизации наиболее интенсивно развиваются в апикальных участках и контактных зонах массивов. Поэтому альбититы возникают главным образом в периферических частях, в зонах эндо- и экзоконтакта массивов, иногда кольцеобразно их обрамляют. Поскольку осадочно-метаморфические породы, вмещающие щелочные интрузивы, бывают, как правило, изменены процессами высокотемпературного метасоматоза и превращены в фениты, то альбитизация нередко развивается и по фенитам. В таких случаях альбитизированные миаскиты и фениты оказываются пространственно совмещенными в пределах одного рудного поля, месторождения и даже единой рудной зоны.

Большую роль в локализации процессов альбитизации играют также тектонические зоны, нередко проходящие вдоль контактов массивов.

3. К нефелиновым сиенитам часто приурочены и щелочные пегматиты, которые также локализуются в областях эндо- и экзоконтакта щелочных интрузивов. В этих пегматитах нередко появляется редкометальное оруденение, связанное с процессами автометасоматоза. Но поскольку в контактовых ореолах миаскитовых массивов широко проявлена постмагматическая альбитизация, то она может накладываться и на эти пегматиты, еще более их изменяя.

Наряду с пегматитами в нефелиновых сиенитах широко проявлены и крупнозернистые метасоматические (или возникшие при процессах перекристаллизации) образования, которые по своему облику сходны с пегматитами, отличить их друг от друга не всегда легко.

4. Постмагматические процессы, связанные с массивами нефелиновых сиенитов, выражены в интенсивном развитии альбитизации, за которой следует более локально проявленная карбонатизация. Завершаются эти процессы появлением поздних низкотемпературных гидротермальных прожилков карбонатного, цеолитового и иногда даже кварцевого состава. С каждым из этих процессов связано различное оруденение: с альбитизацией — циркониевое и ниобиевое, с карбонатизацией — ниобиевое, значительно реже редкоземельное, с поздними гидротермальными образованиями — редкоземельное.

5. Геохимически альбититовый тип месторождений характеризуется высокой концентрацией ниобия, циркония, в значительно меньшей степени редких земель цериевой группы, появлением небольших количеств тория и иногда, в экзоконтактовых ореолах — бериллия в форме барилита (Сил-Лейк, Канада).

Классическим примером рассматриваемых образований являются альбититы Урала, связанные с миаскитами ильмено-вишневогорского комплекса. Этот давно известный комплекс детально закартирован большой группой геологов под руководством Б. Роненсона. Не останавливаясь на характеристике геологического строения района и самого щелочного массива (Роненсон, 1966), укажем только, что образование плутона миаскитов относится к среднему этапу герцинского тектоно-магматического цикла.

Щелочные массивы располагаются в ядре Сысертско-Ильменогорского антиклинория. В строении последнего участвуют две толщи: нижняя (вишневогорская), породы которой превращены в биотитовые гнейсы и различные кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма, и верхняя, представленная менее метаморфизованными графитовыми микрокварцитами с прослоями гравелитов, амфиболитов и мраморов. Породы вишневогорской толщи, возраст которых считается архейским, мигматизированы под влиянием внедрения герцинских биотитовых гранитов, сопровождаемых

полями пегматитов. Они прорываются более молодой (260—270 млн. лет) интрузией щелочных пород миаскитового состава. Завершается магматизм появлением небольших тел эгириновых кварцевых сиенитов.

Миаскитовый массив представлен группой сближенных выходов щелочных пород, протягивающихся в субмеридиональном направлении на расстояние 30 км. Крупнейший из этих выходов — Центральный массив площадью 25 × × 4 км — залегает конформно с вмещающими породами в ядре узкой антиклинали, опрокинутой к востоку и нарушенной надвигом. Шарнир складки погружается к северу под углом примерно 15°, благодаря чему эрозионным срезом вскрыты участки массива различной глубины, и сам массив можно проследить от его апикальной зоны (на севере) до корневых частей (на юге), при этом разница в глубинах составляет примерно 7 км. Минимальная глубина формирования верхней части массива, по данным Б. Роненсона, не менее 4,5 км. С севера и северо-запада Центральный массив дугообразно огибается пластовым седловидным телом миаскитов, приуроченным к замку антиклинали. В эндоконтактовых зонах массивов проходят кососекущие дизъюнктивные нарушения типа краевых надвигов и сбросо-сдвигов.

Основная масса пород, слагающих массив (более 95%), представлена миаскитами с плоскопараллельной ориентировкой листочков слюды. Подчиненное значение имеют породы эндоконтактовой фации: меланократовые миаскиты, биотитовые плагиосиениты, амфиболовые, биотитовые, двуслюдяные и корундовые сиениты. Жильная фация щелочных пород представлена миаскитовыми и сиенитовыми пегматитами, реже миаскит-аплитами и тингуаитами. Породы вишневогорской свиты вокруг массива миаскитов интенсивно фенитизированы. Ширина ореола экзоконтактовых изменений значительно больше в корневой области интрузии (южная часть массива) и меньше вдоль западного, восточного и северного контактов. Состав фенитов приближается к щелочным сиенитам. Наиболее интенсивно фенитизируются биотитовые гнейсы, менее — амфиболиты и кианит-гранатовые сланцы, которые остаются почти неизмененными. Поскольку вишневогорская свита насыщена гранитными пегматитами, связанными с более ранней интрузией биотитовых гранитов, то в случае, когда эти пегматиты попадают в зону экзоконтакта миаскитового массива, они также подвергаются фенитизации.

Постмагматические процессы, связанные с формированием миаскитов, проявились весьма интенсивно как в пределах массива, так и в экзоконтактном его ореоле. Они протекали в несколько последовательных стадий, разделенных во времени тектоническими движениями. Наиболее развиты альбитизация и карбонатизация. Поздние стадии представлены прожилками выполнения.

Альбитизация миаскитов распространена повсеместно, но резко усиливается вблизи экранирующих контактов северной части массива и вдоль краевых разломов, где все породы превращены в альбититы. Процессы карбонатизации также развиваются в самом массиве, но наиболее интенсивно проявлены в зонах брекчий и милонитов, тяготеющих непосредственно к контактовым поверхностям массива и краевым разломам. Брекчии миаскитов и фенитов, часто интенсивно альбитизированных, нередко цементируются биотит-кальцитовой или амфибол-кальцитовой породой. Эти альбититы и цементирующие их иногда кальцитовые породы и представляют собой рудную массу, содержащую циркон-пирохлоровую (альбититы) и пирохлоровую (карбонатные породы) минерализацию (Еськова и др., 1964). Стадия карбонатизации завершается образованием биотит-кальцитовых и кальцитовых прожилков (мощностью 1—10 см), нередко крустификационной структуры, состав которых зависит от

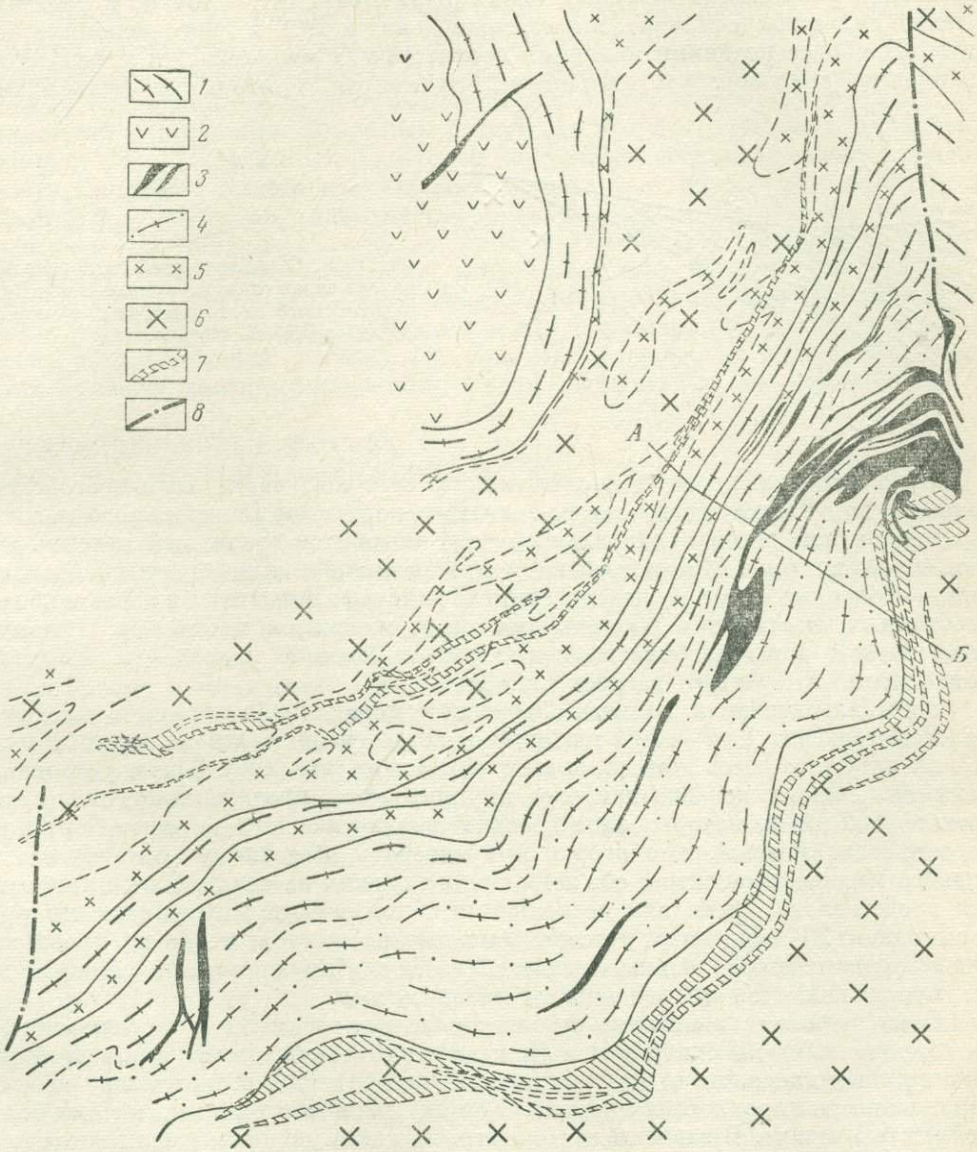


Рис. 119. Схематическая геологическая карта одного из участков Вишневогорского месторождения. По *Н. Климову* и *Б. Роненсону*.

1 — гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, кианит-гранатовые, амфиболиты, кварциты; *2* — серпентиниты; *3* — фенитизированные гранитные пегматиты; *4* — пироксеновые фениты; *5* — эндоконтактовые биотитовые и двуслюдяные сиениты; *6* — миаскиты; *7* — рудные зоны; *8* — разрывные нарушения

состава пород, в которых они залегают. В этих прожилках наряду с кальцитом, биотитом, амфиболом, флюоритом появляются акцессорные минералы титана (ильменит, сфен, рутил, анатаз, брукит), редких земель (ортит, чевкинит, бастнезит), циркония (катаплеит), бария (барит, барилит — только в фенитах), а также сульфиды (сфалерит, пирит, молибденит и др.) и многочисленные цеолиты. Наиболее поздними являются цеолитовые (в миаскитах) и арфведсонит-кварцевые (с флюоритом, кальцитом, чевкинитом, бритолитом, сульфидами) прожилки.

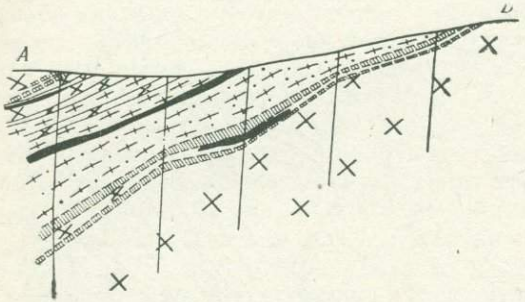


Рис. 120. Схематический геологический разрез через главные рудные зоны Вишневогорского месторождения. Условные обозначения см. на рис. 119

Само месторождение располагается в северной части Вишневогорского массива, на участке между северо-западным контактом Центрального массива и юго-западной ветвью седловидного тела миаскитов (Западный массив). На этой площади (рис. 119) встречаются два различных типа рудных образований — щелочные, а также «ощелоченные» гранитные пегматиты и зоны альбитизированных, частично карбонатизированных миаскитов и фенитов. Главную роль играют зоны альбититов и кальцит-альбитовых пород — на их долю приходится 95% всех запасов ниобия.

Зоны альбититов и кальцит-альбитовых пород локализуются в пределах пологопадающих (∠25—30°) тектонических нарушений, проходящих обычно по контакту миаскитов и окружающих их фенитов (рис. 120). В пределах месторождения выделяются две наиболее крупные зоны, протягивающиеся на расстояние до 2 км, из которых одна проходит вдоль западного контакта Центрального массива миаскитов, а вторая приурочена к восточному контакту седловидного массива миаскитов; обе зоны полого падают на запад. Каждая из этих зон представлена одним или несколькими сближенными плитообразными рудными телами. В отдельных участках они выклиниваются, но на их продолжении появляются параллельные слепые тела. На глубину зоны таких сближенных тел прослеживаются по падению на сотни метров.

Сами рудные тела сложены сильно альбитизированными и частично карбонатизированными миаскитами или фенитами, в отдельных участках превращены в анхимономинеральные тонкозернистые альбититы, содержащие мелкую вкрапленность пирохлора и циркона. Контакты альбититов с миаскитами большей частью четкие. В зависимости от того, по каким породам развиваются альбититы и к каким структурам они приурочены, рудные тела (зоны) имеют несколько различное внутреннее строение. В большинстве случаев альбититы и альбитизированные породы раздроблены, сцементированы и пронизаны кальцитовым, биотит-кальцитовым или пироксен-кальцитовым материалом. В среднем силикатно-карбонатные породы составляют 20—25% от объема рудных тел.

Основной рудный минерал — пирохлор образует вкрапленность размером от 0,1 до 2 мм. На его долю приходится примерно 85—90% всей заключенной

в рудах пятиокиси ниобия, остальное ее количество рассеяно в ферсмите, ильменорутиле (12% Nb_2O_5), сфене (2,1%), ильмените (1,2%), цирконе (0,16%), пироксене (0,14%), биотите (0,07%). Отношение Ta : Nb в пирохлоре варьирует от 1 : 100 до 1 : 250. Распределен пирохлор весьма равномерно, коэффициент вариации для различных тел изменяется от 23 до 55%.

На поздних гидротермальных стадиях пирохлор нередко замещается ферсмитом, а последний — колумбитом. Пирохлор в альбититовых участках тесно ассоциирует с цирконом. В среднем отношение в рудах циркона и пирохлора варьирует от 1 : 1 до 2,5 : 1. Пирохлор выделяется несколько позже циркона и часто нарастает на его гранях. Помимо циркона, пирохлор в альбититах ассоциирует с биотитом, ильменитом, ильменорутилом, эшинитом, ортитом, чевкинитом. В кальцитовых рудах пирохлор несколько крупнее и тесно ассоциирует с биотитом, апатитом, ильменитом или сфеном. В отдельных участках, при развитии вдоль тектонических зон линейной коры выветривания, рудные тела сильно дезинтегрированы и представлены желто-бурой рыхлой массой, рассыпающейся в руках («рухляки»). Содержание полезных компонентов в таких дезинтегрированных рудах существенно не меняется.

СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ МАССИВЫ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

К весьма специфическим тантало-ниобиевым месторождениям, не имеющим в мире прямых аналогов, относится Ловозерский расслоенный массив агпаитовых нефелиновых сиенитов (Буссен, Сахаров, 1967; Власов и др., 1959; Геохимия Ловозерского..., 1966; и др.). В пределах этого стратифицированного массива встречаются отдельные слои, содержащие повышенные количества акцессорного лопарита — основного рудного минерала массива. Ловозерское месторождение принадлежит к магматической группе рудных месторождений.

Ловозерский массив располагается в пределах древнего Балтийского кристаллического щита и прорывает гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы докембрийского фундамента, а также эффузивно-осадочные породы нижнего палеозоя (ловозерской свиты). В зоне экзоконтакта массива и в ксенолитах вмещающие породы фенитизированы. Абсолютный возраст, согласно последним определениям, сделанным по биотиту и нефелину калий-аргоновым методом, составляет 400 млн. лет, т. е. массив имеет каледонский возраст [1].

Форма массива в плане изометричная, близкая к округлой. На основании проведенных сейсмо-гравиметрических исследований (Г. Шаблинский) установлено, что на глубину 1,5—2 км массив представляет собой пластообразное тело, а ниже, до глубины 6—8 км и далее — более узкое трубообразное, диаметром примерно 20 км. Таким образом, в целом он имеет воронко- или грибообразную форму (рис. 121) с выпуклой, по-видимому, поверхностью кровли. Наиболее широкая часть массива приурочена (в вертикальном разрезе) к зоне контакта пород докембрия и осадочно-эффузивных толщ ловозерской свиты. Массив изучен, с учетом разницы в превышениях современного рельефа и по данным структурного бурения, на глубину более 2 км.

Плутон щелочных пород относится к многофазным интрузивам центрального типа. В процессе его становления различаются несколько последовательных

---

[1] В течение длительного времени Ловозерский массив, так же как Хибинский, считался герцинским, и на основании нескольких не вполне достоверных определений ему приписывался возраст 270—300 млн. лет.

фаз внедрения щелочной магмы, которым соответствуют интрузивные комплексы различного состава:

I фаза — комплекс пегматоидных пойкилитовых и порфировидных нефелиновых и гидросодалитовых сиенитов, составляющий примерно 9% всего объема изученной части массива.

II фаза — стратифицированный лопаритоносный комплекс пород ряда луявриты — фойяиты — уртиты. Составляет примерно 73% объема массива.

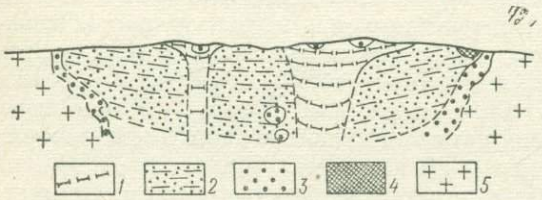


Рис. 121. Схема внутренней структуры Ловозерского плутона. По *И. Буссен* и *А. Сахарову*.

1 — эвдиалитовые луявриты (III фаза); *2* — стратифицированный комплекс луявритов — уртитов — ювитов — фойяитов (II фаза); *3* — пойкилитовые и порфировидные нефелиновые и содалитовые сиениты (I фаза); *4* — осадочно-вулканогенные породы ловозерской свиты; *5* — породы архейского фундамента.

III фаза — комплекс эвдиалитовых луявритов, который расчленяется на две субфазы — собственно эвдиалитовых луявритов и мурманитовых, ловозеритовых, лампрофиллитовых порфировидных луявритов. И. Буссен и А. Сахаров (1967) выделяют вторую субфазу мурманит-ловозеритовых порфировидных луявритов в самостоятельную фазу.

IV фаза — комплекс разнообразных по составу лампрофировых даек, прорывающих массив, представленных мончикитами, фурчитами, тингуаитами и щелочными базальтами.

Комплексы пород, относимых к последовательным интрузивным фазам (I, II, III), образуют как бы вложенные одно в другое гигантские воронкоподобные тела (рис. 122), контакты которых радиально наклонены к центру массива под пологими углами. Контактовая поверхность всех комплексов и всего массива в целом с глубиной (по геофизическим данным) становится отвесной.

Лопаритоносный комплекс (II фаза) состоит из многочисленных хорошо выдержанных, сравнительно маломощных ритмически чередующихся горизонтов — слоев, полого наклоненных (∠8—16°) к центру массива. У контактов залегание пород становится круче (∠20—60°), но уже на небольшом расстоянии от контакта (не более 150—200 м) слои выполаживаются (см. рис. 122). Среди пород этого комплекса встречаются эруптивные брекчии, в которых обломки представлены вмещающими массив породами — гнейсами и кристаллическими сланцами архея и протерозоя, а также осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами ловозерской свиты. Иногда встречаются двойные брекчии («брекчированные брекчии»); в них обломки пород ловозерской свиты заключены в пойкилитовых нефелиновых сиенитах I фазы, которые сами брекчированы и располагаются среди пород лопаритоносного комплекса. Последний четко прорывается и частично перекрывается эвдиалитовыми луявритами III фазы. Иногда гигантские ксенолиты расслоенных пород лопаритоносного комплекса (размером до 1 км) находятся среди эвдиалитовых луявритов.

В состав лопаритоносного комплекса входят следующие породы:

1) луявриты лейкократовые и меланократовые; 2) фойяиты массивные и трахитоидные, связанные взаимными переходами; 3) уртиты, в том числе полевошпатовые уртиты, ювиты, луяврит-ювиты; 4) ийолиты, ийолит-уртиты и малиньиты.

Основными породообразующими минералами (табл. 16) во всех этих породах являются: щелочные полевые шпаты (микроклин-пертит и альбит), фельдшпатоиды (нефелин, реже содалит и образующиеся по ним канкринит, натролит, анальцим), темноцветные компоненты (эгирин, щелочной амфибол, биотит, реже лампрофиллит). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, эвдиалитом, лопаритом. Суммарное содержание всех акцессорных минералов до 10%.

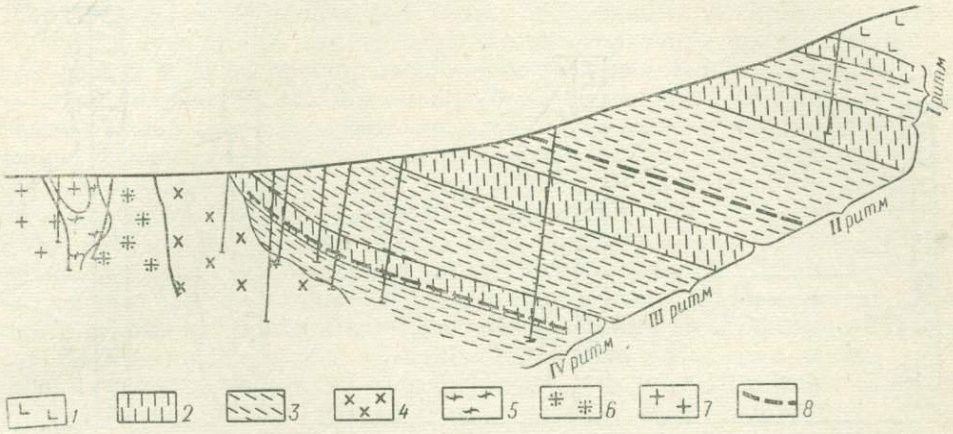


Рис. 122. Обобщенный вертикальный разрез лопаритоносного стратифицированного комплекса. По *Я. Фейгину*.

1 — эвдиалитовые луявриты; *2—3* — стратифицированный комплекс: *2* — породы верхних зон ритмов (с преобладанием лейкократовых разностей), *3* — породы нижних зон ритмов (с преобладанием меланократовых разностей); *4* — пойкилитовые и порфировидные нефелиновые и содалитовые сиениты; *5* — пегматоидные фойяиты; *6* — фениты; *7* — гнейсы, архей; *8* — пластовые залежи щелочных пегматитов

Таблица 16

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА (в %)

Порода	Породообразующие минералы			Порода	Породообразующие минералы		
	Полевые шпаты	Нефелин, содалит и продукты их изменения	Темноцветные минералы		Полевые шпаты	Нефелин, содалит и продукты их изменения	Темноцветные минералы
Фойяит	67	24	9	Луяврит	35	24	41
Ювит	51	36	13	Ийолит	—	52	48
Уртит	7	79	14	Малиньит	21	20	59

В лопаритоносном комплексе преобладают наиболее меланократовые луявриты и самые лейкократовые фойяиты; уртиты, ювиты, ийолиты и малиньиты играют подчиненную роль. Все указанные породы располагаются в виде закономерно чередующихся слоев, при этом до глубины 1650 м насчитывается 203 отдельных слоя, в том числе: луявритовых слоев 99, фойяитовых 63, ювитовых 28, уртитовых 11. Общая мощность этого комплекса пород превышает 2 км.

В разрезе комплекса слои различного состава чередуются в закономерной последовательности, так что устанавливаются определенные крупные структурные единицы — ритмы (рис. 123), в которых устойчиво повторяются сочетания

нескольких пачек пород. Каждый ритм подразделяется на верхнюю и нижнюю зоны, причем в составе верхних зон преобладают лейкократовые породы, а в составе нижних — меланократовые. Всего в пределах изученной части разреза выделяются пять таких ритмов (серий). Каждый из них состоит, в свою очередь, из ряда пачек, число которых достигает 65. Среди них преобладают двухслойные (26 пачек) и трехслойные (26 пачек), но встречаются также четырехслойные, пятислойные и в одном случае даже девятислойная. Мощность

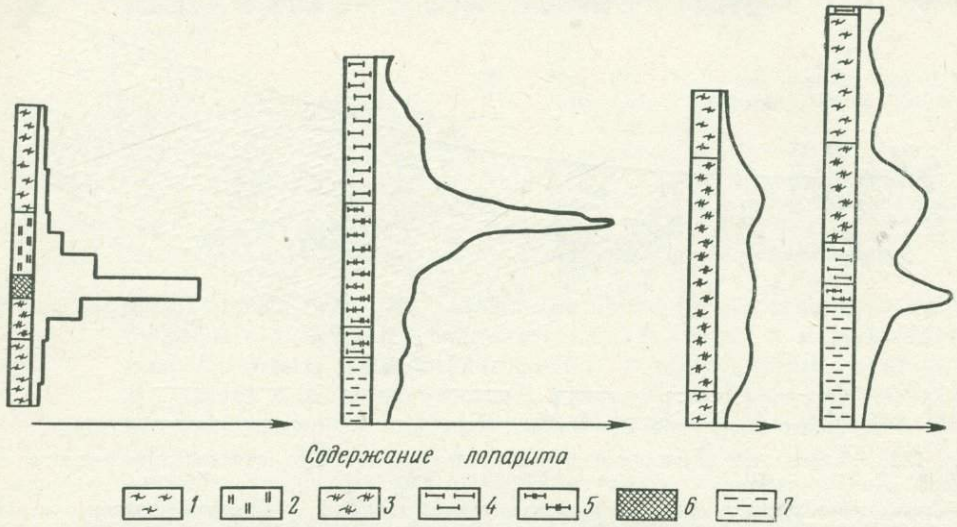


Рис. 123. Типы строения рудных горизонтов Ловозерского месторождения и распределения в них лопарита. По *Я. Фейгину*.

1 — фойяиты; *2* — уртиты; *3* — ювиты; *4* — лейкократовые луявриты; *5* — луяврит-ювиты; *6* — малиньиты *7* — мезо-меланократовые луявриты

отдельных пачек изменяется от 4 до 24 м. Никакой зависимости между мощностью пачек и количеством в них слоев не установлено.

В верхней пачке каждого ритма (серии) располагается относительно более мощный (3—10 м) «маркирующий» слой уртитов или ювитов. Верхние части пачек сложены лейкократовыми разностями пород; в двухслойных пачках — фойяитами или лейкократовыми луявритами (реже уртит-ювитами), в трехслойных пачках — фойяитами и уртит-ювитами. Нижние части всех пачек представлены слоями мелкозернистых меланократовых эгириновых или (на глубине) амфиболовых луявритов. Верхние слои сложены массивными породами, нижние — преимущественно трахитоидными.

Во всех ритмах мощности нижних (более меланократовых) зон превышают мощности верхних (более лейкократовых). Для того чтобы можно было прослеживать все слои, принята определенная номенклатура пачек, фиксирующая их геологическую позицию в разрезе комплекса. Она включает римскую цифру — номер ритма (серии), считая сверху вниз, и арабскую цифру — номер в составе серии (например, II-4 — четвертая пачка сверху в разрезе II ритма).

Разрез комплекса с повторяющимися многослойными пачками и ритмами выдерживается по всему массиву, но в то же время мощности отдельных слоев иногда несколько колеблются, и по простиранию наблюдаются постепенные изменения состава отдельных слоев: уртит переходит в ювит, луяврит —

в трахитоидный фойяит. Отдельные слои уртитов в некоторых участках массива выпадают из разреза.

Лопарит распределен в пределах разреза стратифицированного комплекса крайне неравномерно. Обогащение лопаритом фиксируется почти во всех пачках, как правило, в самых нижних их частях, близ границы нижнего слоя трахитоидных луявритов одной пачки и верхнего слоя массивных лейкократовых фойяитов нижележащей пачки (см. рис. 123).

Стратиграфическое положение пород, обогащенных лопаритом, выдерживается по всему массиву, так что лопаритовые горизонты имеют типично пластовую форму. В то же время далеко не все эти пластовые тела содержат лопарит в таком количестве, чтобы их можно было бы считать рудными. Все породы в составе каждой пачки содержат акцессорный лопарит, но количество его постепенно увеличивается сверху вниз, и максимальная концентрация наблюдается в основании каждой пачки, так что лопаритовый горизонт имеет чаще всего одну (нижнюю) геологическую границу, верхняя же определяется по данным опробования и по установленному бортовому содержанию. Горнотехнические условия отработки лопаритоносных горизонтов верхних ритмов (I и II) и нижних, глубоко залегающих, разные, в связи с чем для них устанавливаются и разные кондиции. Поэтому в конечном итоге из 65 лопаритовых горизонтов практический интерес представляет только небольшая часть.

Форма рудных тел весьма своеобразная — это маломощные (от 0,4—0,5 м в верхних ритмах до 1—2 м в нижних) пластовые тела — горизонты, которые протягиваются через весь массив на десятки километров, мало изменяя при этом свою мощность. Рудные горизонты «обтекают» ксенолиты вмещающих пород и пойкилитовых нефелиновых сиенитов I фазы без разрыва сплошности. В отдельных случаях наблюдаются местные расщепления лопаритоносных горизонтов на две ветви. Кроме того, отмечаются плавные волнообразные изгибы горизонтов по простиранию и падению, при этом длина отдельных изгибов («волн») от 0,5 до 1,5 км при амплитуде 10—50 м. К некоторым горизонтам приурочены пластовые тела щелочных пегматитов.

Все рудные, наиболее обогащенные лопаритом горизонты располагаются в самых дифференцированных трехслойных пачках умеренной мощности. В самых мощных пачках богатые рудные горизонты отсутствуют. Большинство лопаритовых горизонтов приурочено к дробно расчлененным слоям нижних ритмов. С глубиной растет число рудных горизонтов, увеличивается их мощность, а также повышается содержание в них лопарита.

Главные минералы лопаритовых горизонтов: нефелин (35—52%), калинатровый полевой шпат (13—33%), эгирин (12—19%), щелочной амфибол, содалит, цеолиты (8—15%), виллиомит, апатит (иногда до 4—7%), эвдиалит, лопарит, рамзаит, мурманит-ломоносовит, биотит, сфен, магнетит. На глубоких горизонтах нижних ритмов появляются ильменит, пирохлор, сульфиды (пирит, пирротин, сфалерит), уменьшается количество эгирина за счет возрастания содержания амфиболов, что явно свидетельствует об изменении окислительного потенциала. Появление в большом количестве закисного железа приводит к связыванию с ним титана в форме ильменита, вследствие чего наблюдается тенденция к замене лопарита пирохлором.

Лопарит образует вкрапленные зерна размером примерно 5 мм. В некоторых горизонтах при интенсивном развитии цеолитизации он несколько изменяется, гидратируется и переходит в металопарит. Иногда до 10% всего лопарита в верхних участках месторождения представлено металопаритом. В связи с относительно крупной вкрапленностью лопарита руды хорошо обогащаются,

но концентрат характеризуется низким содержанием пятиокиси тантала при тантало-ниобиевом отношении 1 : 13—1 : 14.

Подавляющее большинство исследователей Ловозерского массива приходят к выводу о его магматическом генезисе, однако по вопросу о механизме расслоения и образования столь выдержанных рудных горизонтов не существует единой точки зрения. В настоящее время большинство авторов склонны связывать формирование комплекса и его оруденения с особенностями дифференциации агпаитовой щелочной магмы в условиях богатства ее летучими компонентами, в частности фтором.

КАРБОНАТИТЫ

С карбонатитовой группой месторождений связаны наиболее крупные и высокие концентрации ниобия в земной коре.

Главнейшие особенности карбонатитовых месторождений сводятся к следующему (Геологическое строение..., 1962; Каледонский комплекс..., 1965; Гинзбург, Эпштейн, 1968; Жабин, 1971; Капустин, 1971; Геология, минерализация..., 1972; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Фролов, 1975).

1. Они встречаются в жестких, консолидированных участках земной коры и связаны с глубинными разломами на древних щитах и платформах, проходящими чаще всего по их краю, на стыках платформ и складчатого обрамления, а также в типичных рифтовых зонах. Образование этих месторождений происходит только после окончательной стабилизации платформ, поэтому возраст их сравнительно молодой: обычно кайнозойский, мезозойский или палеозойский, но не древнее 1800 млн. лет (Кононова, 1976).

2. Карбонатиты возникают на конечных стадиях становления ультраосновных-щелочных магматических комплексов, включающих серию ранних силикатных пород — гипербазитов, щелочных гипербазитов, ийолит-мельтейгитовых и мелилитовых пород, нефелиновых и щелочных сиенитов. Весь этот набор петрографических разностей пород или часть его обычно входит в состав единых массивов центрального типа с весьма сложным концентрически-зональным внутренним строением. Карбонатиты слагают либо «ядра» таких массивов, либо появляются по их периферии в виде кольцевых даек или линз.

3. Массивы ультраосновных-щелочных пород и связанных с ними карбонатитов приурочены к особому типу тектонических структур, возникающих в участках пересечения или сопряжения глубинных разломов. Это весьма длительно развивавшиеся, неоднократно приоткрывавшиеся вертикальные трубчатые каналы, уходящие на глубину десятков километров. Такие трубки могут располагаться линейно, вдоль глубинных разломов, либо группироваться в локальные «рои». Многие массивы представляют собой как бы вставленные одно в другое цилиндрические или конические трубчатые тела, сложенные различными силикатными породами и карбонатитами. В более редких случаях массивы линейно вытянуты согласно простиранию тектонических зон. Поскольку вдоль последних нередко проявляются процессы щелочного метасоматоза, приводящие к преобразованию древних гнейсов в зоны приразломных полевошпатовых метасоматитов (микроклинитов, альбититов), то карбонатиты могут быть наложены на них (Украина).

4. Карбонатитовые месторождения характеризуются большой вертикальной протяженностью при отсутствии заметных изменений в оруденении на глубину по крайней мере 1—1,5 км.

5. Трубчатые структуры могут достигать поверхности земной коры и проявляться в форме как древних, так и современных (действующих) вулканов, извергающих ультраосновные-щелочные и даже карбонатитовые лавы (вулканы Олдоиньо-Ленгаи и Керимаси в Кении), либо быть «слепыми» и вмещать массивы, апикальные части которых формировались на определенной глубине. Последняя для массивов из разных районов СССР оценивается в 1,5—4 км. В некоторых регионах (Маймеча-Котуйская провинция и др.) такие массивы прорывают вулканические покровы, сложенные излившимися аналогами ультраосновных-щелочных пород (анкаратриты, нефелиниты). Карбонатитовые лавы современных вулканов отличаются от карбонатитовых «слепых» массивов высоким содержанием натрия и отсутствием оруденения.

6. Сравнивая массивы, вскрытые эрозией на различном уровне, можно установить определенную вертикальную зональность: слабоэродированные массивы сложены в основном нефелиновыми сиенитами, а карбонатиты располагаются непосредственно среди них, нередко выходя в окружающие их фениты. На более глубоком срезе роль нефелиновых сиенитов в строении массивов резко снижается, увеличивается количество ультраосновных-щелочных пород, и карбонатиты залегают преимущественно среди мельтейгитов-ийолитов или гипербазитов.

7. В некоторых массивах появляются (Бородин и др., 1973) форстерит-апатит-магнетит-кальцитовые породы, для которых предложены особые названия (фоскориты, камафориты, нельсониты, «железорудный комплекс»). Эти породы отличаются от карбонатитов небольшим содержанием кальцита (менее 25%) и высоким — магнетита и апатита. Фактически это железные или фосфорные руды. Нередко они также содержат редкометальные минералы (гатчеттолит, пирохлор, циркелит, бадделеит), которые могут быть извлечены из руд попутно при разработке их на железо или фосфор. Соотношения между этими породами и собственно карбонатитами сложные. Одни исследователи рассматривают эти породы как предкарбонатитовые образования, другие считают их определенной фацией карбонатитов.

8. Карбонатиты представляют собой существенно карбонатные эндогенные породы, возникшие в ходе длительного многостадийного процесса формирования, на протяжении которого они закономерно изменяют свой состав. На разных этапах карбонатитового процесса возникает различное оруденение. С учетом этого все исследователи выделяют определенные типы карбонатитов, соответствующие разным стадиям эволюции карбонатитового процесса: ранние карбонатиты (I и II стадии) кальцитовые, поздние (III и IV стадии) доломит-кальцитовые, доломитовые, доломит-анкеритовые и сидеритовые. С первыми точнее, с II стадией) связано железорудное, тантало-ниобиевое, ниобиевое, циркониевое и фосфорное оруденение. С поздними карбонатитами ассоциирует редкоземельная, флюоритовая и полиметаллическая минерализация.

9. В пределах участков развития карбонатитов ранних стадий тантало-ниобиевая минерализация представлена гатчеттолитовыми (существенно танталовыми) и пирохлоровыми (ниобиевыми) рудами, в которых рудные минералы обычно присутствуют в виде тонкой вкрапленности. Для карбонатитовых массивов характерно содержание 0,1—0,15% Nb_2O_5 (на всю массу карбонатитов). На этом фоне по данным опробования выделяются обогащенные ниобием рудные тела. Содержание в них пятиокиси ниобия может увеличиваться до 0,3—0,5%, а в более редких случаях (Баррейру-ди-Араша, Бразилия) до 1% и более. В гатчеттолитовых рудах обычно содержится 0,01—0,03% Ta_2O_5 при отношениях пятиокисей тантала и ниобия от 1 : 1,5 до 1 : 10, чаще всего 1 : 5—1 : 8.

Поскольку оруденение в карбонатитах практически не изменяется на большую глубину, а рудные тела имеют значительные размеры, то все карбонатитовые месторождения отличаются крупными масштабами.

10. При залегании карбонатитов среди нефелиновых и щелочных сиенитов или среди фенитов формирование карбонатитов II стадии сопровождается интенсивным развитием альбитизации силикатных пород, которые при этом превращаются в эгириновые альбититы, также обогащенные гатчеттолитом.

Таким образом, с карбонатитовыми месторождениями связаны четыре различных минеральных типа руд:

1) гатчеттолитовые (танталоносные) кальцитовые карбонатиты;
2) пирохлоровые (ниобиеносные) кальцитовые карбонатиты;
3) гатчеттолитовые (танталоносные) апатит-магнетитовые руды;
4) гатчеттолитовые (танталоносные) альбититы, сопутствующие кальцитовым карбонатитам при залегании их в щелочных сиенитах или фенитах.

Гатчеттолитовые и пирохлоровые кальцитовые карбонатиты

Типичным примером подобных карбонатитов служит большой массив в Восточной Сибири (Геологическое строение..., 1962; Особенности петрологии..., 1966; Багдасаров, 1969; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Фролов, 1975). Массив расположен в зоне сочленения Сибирской платформы с ее складчатым обрамлением и контролируется региональным разломом северо-западного простирания, входящим в систему глубинных разломов, отделяющих складчатую область от края Сибирской платформы. Приурочен массив к узлу пересечения основного северо-западного разлома серией поперечных тектонических нарушений. Вмещающими породами служат верхнепротерозойские филлитовидные сланцы и конгломераты, смятые в линейные складки северо-западного простирания. Сам массив залегает в узкой антиклинальной складке с крутым падением пород на крыльях. В контакте с массивом, сложенным щелочно-ультраосновными, щелочными породами и карбонатитами, вмещающие породы изменены и превращены в фениты.

Возраст массива, по данным последних определений калий-аргоновым методом по амфиболам, биотиту и нефелину, 600—700 млн. лет (Кононова, 1976). Форма массива в плане овальная (рис. 124). На северо-западе и юго-востоке он обрезан тектоническими нарушениями; другие нарушения разбивают массив на несколько блоков. Массив является типичным интрузивом центрального типа с крутыми контактами и концентрически-зональным строением. Примерно 40—45% площади массива приходится на силикатные породы — мельтейгиты-ийолиты с реликтами пироксенитов, пикритовые порфириты, нефелиновые сиениты. Основную (центральную) часть массива слагают карбонатиты.

Силикатные породы характеризуются преобладанием ийолитов, в них спорадически встречаются локальные участки, сложенные мельтейгитами и уртитами; кроме того, наблюдаются мелкие останцы пироксенитов. Породы ряда мельтейгиты — ийолиты обрамляют массив по периферии в виде прерывистого незамкнутого кольца. Нефелиновые и щелочные сиениты появляются только в южной части массива, где они образуют серию кулисообразных дайкоподобных тел. В массиве встречено несколько десятков мелких трубчатых тел (диаметром 100—150 м) пикритовых порфиритов (альнёитов), несколько напоминающих кимберлиты. Породы нередко сильно брекчированы и пронизаны карбонатными прожилками.

Силикатные породы вблизи карбонатитов всегда изменены — карбонатизированы, флогопитизированы, канкринитизированы и обогащены апатитом. Спорадически встречаются нефелин-пироксеновые породы с мелилитом, нацело превращенным в гидромелилит; такие разности обычно обогащены шорломитом и перовскитом.

Карбонатиты слагают ядро массива овальной формы, несколько смещенное к северо-западу. Вокруг этого ядра развита кольцевая жильная зона карбона-

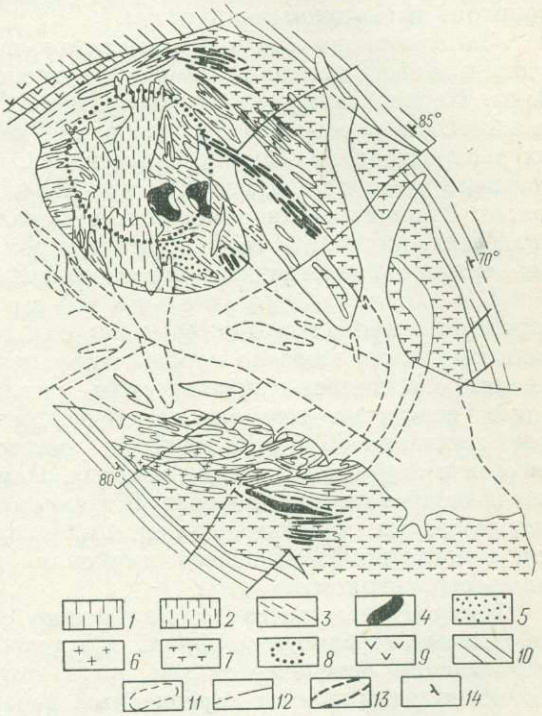


Рис. 124. Схематическая геолого-структурная карта массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. По *А. Фролову*.

1 — мелкозернистые анкеритовые карбонатиты (IV стадия); *2* — к упнозернистые кавернозные анкеритовые карбонатиты (IV стадия); *3* — мелкозернистые полосчатые амфибол-кальцитовые и мфибол-доломитовые карбонатиты (III стадия); *4* — форстерит-, пироксен-, флогопит-кальцитовые карбонатиты (II стадия); *5* — форстерит-, пироксен-, биотит-кальцитовые карбонатиты (I стадия); *6* — нефелиновые и щелочные сиениты; *7* — ийолит-мельтейгиты; *8* — контур развития останцов пикритовых порфиритов; *9* — габбро-диабазы; *10* — метаморфизованные песчаники и сланцы верхнего протерозоя; *11* — аллювиальные отложения и породы линейной коры выветривания; *12* — разрывные нарушения; *13* — контуры рудных зон; *14* — элементы залегания пород рамы

титов. Они весьма разнообразны по составу, структурным особенностям и представляют собой разновременные гетерогенные образования со сложными внутренними взаимоотношениями. В карбонатитах, особенно вблизи периферического кольца силикатных пород, появляются многочисленные блоки мельтейгитов — ийолитов, пронизанные сетью карбонатных прожилков. В северной части массива, в пределах округлой площади 2 км^2, в карбонатитах в большом количестве найдены останцы пикритовых пофиритов, часто брекчированные, сцементированные и замещенные карбонатитами.

Карбонатиты четко разделяются на ранние и поздние, отвечающие двум этапам их образования. Каждый этап подразделяется на две стадии.

Карбонатиты первой стадии — крупнозернистые кальцитовые, содержащие авгит-диопсид, форстерит и биотит. Текстура их массивная, иногда (особенно у биотитовых карбонатитов) полосчатая. Развиты преимущественно по периферии карбонатитового «ядра», а также образуют жильные тела среди силикатных пород и даже за пределами массива. По мере удаления от силикатных пород в карбонатитах первой стадии наблюдается закономерная смена авгит-диопсида форстеритом, а последнего — биотитом. Для авгит-

диопсидовых карбонатитов характерно появление шорломита, титаномагнетита, апатита и сфена, среди форстеритовых карбонатитов встречаются кальциртит, дизаналит. Карбонатиты первой стадии безрудны.

Карбонатиты второй стадии — крупно- и среднезернистые кальцитовые, более лейкократовые, содержащие диопсид, форстерит и флогопит. Текстура их атакситовая, пятнисто-полосчатая. В отдельных участках установлено пегматоидное строение; такие «пегматоидные» карбонатиты с таблитчатыми кристаллами кальцита часто обогащены диопсидом, форстеритом, флогопитом, магнетитом и апатитом.

Залегают они среди карбонатитов первой стадии и вдоль контакта их с силикатными породами, образуя дугообразные (секториальные) и кольцевые зоны. Первоначально карбонатиты второй стадии были, по-видимому, широко развиты, но в результате образования карбонатитов третьей стадии площадь их распространения сильно сократилась. С карбонатитами второй стадии связаны все рудные зоны, несущие тантало-ниобиевое и частично ниобиевое оруденение. Типичными акцессорными минералами в этих карбонатитах являются бадделеит, циркелит, гатчеттолит и пирохлор. Гатчеттолит особенно характерен для зон пегматоидных форстерит-кальцитовых карбонатитов.

Карбонатиты третьей стадии — средне-, мелко- и тонкозернистые амфибол-кальцитовые породы, иногда с примесью доломита, развивающиеся чаще всего по карбонатитам первой и второй стадий. Образование их сопровождалось тектоническим рассланцеванием и перекристаллизацией пород, вследствие чего они приобрели резко выраженную полосчатость. Слагают примерно 60% всей площади, занятой карбонатитами, преимущественно тяготея к внутренним частям массива. Помимо карбонатов содержат амфиболы (магнезиоарфведсонит, натриевый тремолит, эккерманит), тетраферрифлогопит, иногда эгирин, магнетит, апатит, пирохлор, циркон. На этой стадии кальциртит и циркелит замещаются цирконом, гатчеттолит — пирохлором, форстерит — серпентином.

Карбонатиты третьей стадии можно рассматривать как интенсивно переработанные карбонатиты первой и второй стадий. Соответственно с этим их рудоносность определяется тем, по какому субстрату они развивались. При образовании их за счет карбонатитов первой стадии они не содержат ниобиевого оруденения, а при развитии по карбонатитам второй стадии в них всегда наблюдается пирохлор. При незначительной амфиболизации карбонатитов второй стадии, не сопровождаемой их метаморфизмом и рассланцеванием, гатчеттолит в них может сохраняться, не подвергаясь растворению и пирохлоризации. Но при интенсивном развитии этого процесса гатчеттолит изменяется — превращается в пирохлор и далее в ферсмит, тантал из него выносится, так что наложение карбонатитов третьей стадии на зоны, обогащенные гатчеттолитом, приводит фактически к уничтожению рудных тел с танталовым оруденением.

Карбонатиты четвертой стадии — крупно- и мелкозернистые анкеритовые, реже доломит-анкеритовые карбонатиты, содержащие в отдельных участках многочисленные останцы карбонатитов предыдущих стадий, благодаря чему они иногда приобретают характер «метасоматических брекчий». Слагают крупное тело меридионального простирания с многочисленными апофизами. На южном участке они образуют более мелкие тела субширотного простирания. По периферии крупного тела развиты мелкозернистые анкеритовые или доломит-анкеритовые карбонатиты, возникшие главным образом по полосчатым карбонатитам третьей стадии. Внутренняя часть тела сложена

крупнозернистыми кавернозными анкеритовыми породами с прожилково-вкрапленным сульфидным и редкоземельным оруденением. В них широко распространены флюорит, барит, стронцианит, сфалерит, галенит, пирит, молибденит, халькопирит, присутствуют фторкарбонаты и фосфаты редких земель цериевой группы (паризит, бастнезит, монацит). Вокруг тела анкеритовых карбонатитов в окружающих более ранних карбонатитах фиксируется ореол анкеритизации, что выражается в появлении среди карбонатитов третьей стадии рассеянной вкрапленности анкерита, параанкерита, доломита. В процессе анкеритизации пирохлор и гатчеттолит интенсивно замещаются колумбитом, вплоть до образования по ним полных псевдоморфоз колумбита.

На посткарбонатитовом этапе появляется серия маломощных прожилков, выполненных крупнокристаллическим кальцитом, баритом, флюоритом, альбитом, серицитом и даже кварцем. Эти прожилки содержат в небольшом количестве циркон, ортит, поздний монацит, флоренсит.

С массивом связана тантало-ниобиевая, ниобиевая, полиметаллическая и редкоземельная минерализация.

Тантало-ниобиевые руды представлены преимущественно пегматоидными форстерит-кальцитовыми гатчеттолитсодержащими карбонатитами второй стадии, залегающими в карбонатитах первой стадии по периферии центрального карбонатитового штока («ядра»). Рудные тела располагаются непосредственно вблизи контакта с ийолитами. Наиболее крупные из них вытягиваются в зону, прослеженную параллельно контакту на несколько километров. Зона представлена отдельными кулисообразно расположенными рудными телами длиной в сотни метров при значительной мощности. Тела падают круто к центру массива. На юго-восточном фланге мощность рудных тел уменьшается, и они расщепляются на систему линейно-вытянутых прожилков. На глубоких горизонтах появляются участки богатых крупновкрапленных пирохлоровых руд и линз форстерит-магнетит-кальцитовых карбонатитов. В лежачем боку этой зоны такие линзы на глубине содержат 40—70% магнетита и по качеству представляют собой кондиционные железные руды.

Танталоносные рудные тела представлены лейкократовыми диопсид-флогопит-кальцитовыми и особенно форстерит-флогопит-кальцитовыми породами, содержащими гатчеттолит и составляющими примерно 80% объема рудных тел. Периферические их участки сложены флогопит-кальцитовыми карбонатитами с пирохлором. Гатчеттолиты из висячего бока рудных тел содержат 12—26% Ta_2O_5, в лежачем боку и особенно на флангах гатчеттолит беднее танталом (8—12% Ta_2O_5); в этих участках появляются пирохлор, циркелит, бадделеит. Распределение гатчеттолита в рудных телах неравномерное, они содержат 0,012—0,04% Ta_2O_5 при отношении пятиокисей тантала и ниобия от 1 : 1,5 до 1 : 10. В рудах висячего бока 80—90% тантала и 60—80% ниобия сосредоточено в гатчеттолите, остальное — в пирохлоре и циркелите. Наоборот, в рудах лежачего бока 90% ниобия содержится в пирохлоре.

Вследствие кулисообразного расположения рудных тел не только по простиранию, но и по падению на глубине появляются многочисленные слепые рудные тела, в которых удельный вес пирохлоровых руд возрастает по отношению к гатчеттолитовым, хотя характер последних с глубиной существенно не изменяется.

Несколько более мелкие зоны прослеживаются почти по всей периферии карбонатитового штока. Основным рудным минералом в тантало-ниобиевых рудах является гатчеттолит, попутные компоненты — пирохлор, циркелит, бадделеит, апатит.

Ниобиевые руды представлены в основном форстерит- и диопсид-кальцитовыми карбонатитами второй стадии с вкрапленностью пирохлора (в среднем размером 1—3 мм) и сопутствующих ему апатита, магнетита и пирротина. Рудные тела оконтуриваются по экономически обоснованным бортовым содержаниям. Всего на месторождении выявлено более 15 рудных зон мощностью от десятков до сотен метров. Структурные скважины показали, что оруденение протягивается без существенных изменений более чем на 500 м, а с учетом размаха рельефа прослежено по вертикали примерно на 750 м. На фоне рядовых ниобиевых руд с содержанием 0,2—0,3% Nb_2O_5 выделяются резко обогащенные пирохлором участки, прослеживающиеся на глубину и представляющие собой рудные столбы (рис. 125). В подобных рудных столбах содержится 1—2,5% Nb_2O_5. В участках развития анкеритизации ведущим минералом этих руд наряду с пирохлором становится колумбит. Типичными спутниками пирохлора являются апатит и магнетит. В пирохлоровых рудах содержится 4,1—4,7% P_2O_5, что делает фосфор важным попутным компонентом ниобиевых руд.

По вопросу о генезисе месторождения, как и вообще по проблеме генезиса карбонатитов, происходит оживленная дискуссия, касающаяся главным образом природы ранних карбонатитов. Одни исследователи рассматривают их как магматические образования, другие — как продукты послемагматического метасоматоза. Гидротермальный характер поздних карбонатитов признается большинством исследователей.

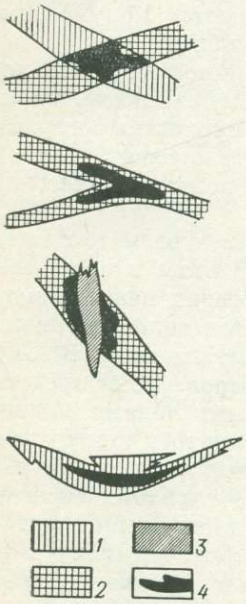


Рис. 125. Типы рудных столбов в редкометальных карбонатитах с тантало-ниобиевым оруденением. По *А. Фролову*.

1 — пегматоидные кальцитовые карбонатиты (II стадия); *2* — мелкозернистые кальцитовые карбонатиты (III стадия); *3* — анкеритовые карбонатиты (IV стадия); *4* — рудные столбы

Гатчеттолитовые апатит-магнетитовые руды

В качестве примера подобных месторождений может быть приведен сложный массив ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов с широко развитыми апатит-магнетитовыми рудами (форстерит-апатит-магнетитовыми и кальцит-магнетитовыми породами), среди которых выявлена гатчеттолитовая минерализация.

Массив площадью 40 км^2, расположенный среди глубокометаморфизованных толщ архея, формировался многоактно, с перерывами, по крайней мере на протяжении 200 млн. лет. Он представляет собой многофазный интрузив, в центральной части которого располагаются древние оливиниты, окруженные более молодыми породами мельтейгит-ийолитовой серии. Между оливинитами и ийолитами развит пестрый комплекс пород, содержащих мелилит, монтичеллит, форстерит, диопсид, флогопит. Среди ийолитов западной части массива в виде крутопадающего трубчатого тела овальной формы располагаются форстерит-апатит-магнетитовые породы (железорудный комплекс), прослеженные геофизическими методами на глубину до 2,5 км. В отдельных участках эти породы постепенно переходят в форстерит-кальцитовые карбонатиты, в то же

время они пересекаются прожилками более поздних карбонатитов, а сами рассекают ранние карбонатиты. Одни исследователи считают апатит-магнетитовые руды докарбонатитовыми образованиями, а другие — интракарбонатитовыми (фацией рудоносных карбонатитов второй стадии).

К центральной части трубчатого апатит-магнетитового тела приурочено вкрапленное гатчеттолитовое оруденение, явно наложенное на ранее образовавшиеся апатит-магнетитовые руды. Танталовое оруденение локализуется

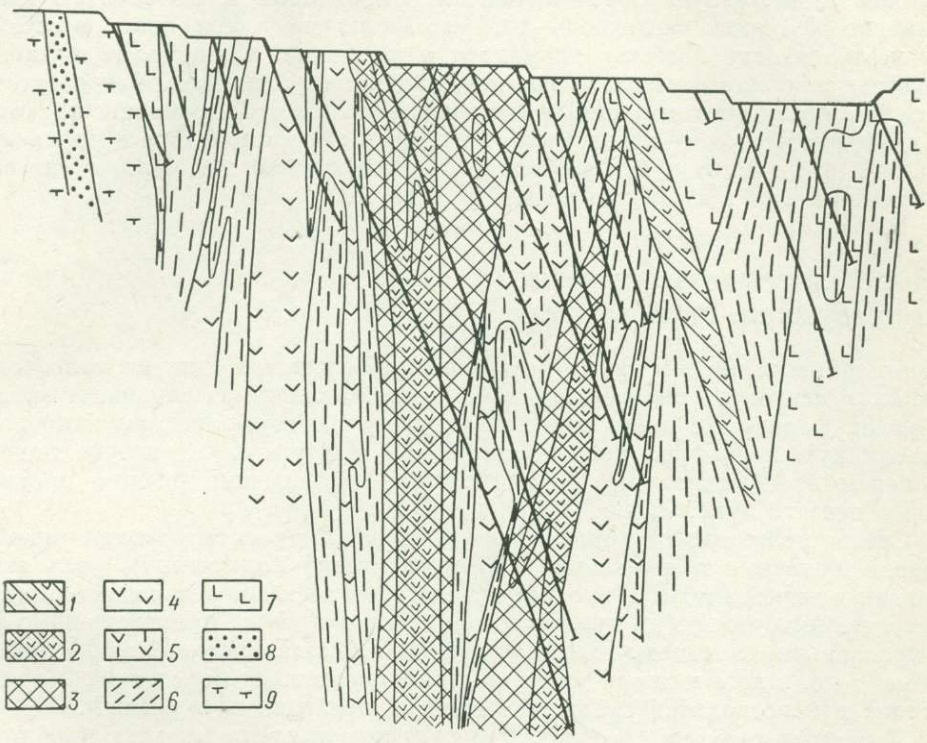


Рис. 126. Вертикальный разрез тела форстерит-апатит-магнетитовых пород. По *Е. Эпштейну* и *Л. Журавлевой*.

1 — доломитовые карбонатиты (пострудные); *2* — гумит-кальцитовые карбонатиты с гатчеттолитом; *3* — апатит-магнетитовые руды с гатчеттолитом; *4* — форстерит-кальцитовые карбонатиты; *5* — кальцит-форстерит-магнетитовые руды; *6* — форстерит-апатит-магнетитовые руды; *7* — апатит-форстеритовые руды; *8* — пироксен-кальцитовые карбонатиты (дорудные); *9* — ийолиты

в пределах двух крутопадающих столбообразных, изометричных в плане тел, уходящих на глубину более 1 км, т. е. образует как бы трубки, располагающиеся внутри крупного трубчатого тела, сложенного железными рудами (рис. 126).

Контакты танталоносных рудных тел постепенные, расплывчатые, извилистые и устанавливаются только по данным опробования. Внутри танталоносных тел присутствуют реликтовые участки апатит-магнетитовых руд и форстерит-кальцитовых карбонатитов, не содержащих гатчеттолита.

Танталоносные руды отличаются от рядовых апатит-магнетитовых и форстерит-кальцит-магнетитовых своим составом (в них помимо гатчеттолита и других редкометальных минералов появляются значительные количества гумита

и тетраферрифлогопита), а также четко выраженной крутопадающей полосча тостью. Гумит и тетраферрифлогопит замещают в магнетитовых рудах форстерит и флогопит. Вследствие возникновения линзовидных обособлений магнетита второй генерации и кальцита часто наблюдаются пятнистые, такситовые текстуры.

Главными рудными минералами, кроме магнетита, являются гатчеттолит, пирохлор, циркелит и бадделеит, причем циркелита обычно бывает вдвое больше, чем гатчеттолита. С гатчеттолитом, пирохлором и циркелитом связано примерно 80% всего тантала, 5—10% его заключено в бадделеите, и остальное количество входит в состав ильменита и магнетита. Гатчеттолит и циркелит встречаются в парагенезисе с ранним пирохлором и поздним бадделеитом II, а также с поздними генерациями магнетита и апатита. Соотношение пятиокисей Ta и Nb в гатчеттолите изменяется от 1 : 2 до 1 : 8, в пирохлоре и циркелите — от 1 : 10 до 1 : 32. В рудах постоянно присутствует апатит, P_2O_5 в них содержится примерно 6% (Журавлева и др., 1976).

Гатчеттолитовые альбититы, сопутствующие карбонатитам

Характерным примером таких месторождений является один из малоэродированных массивов закрытого типа в Сибири. В отличие от типичных массивов округлой формы, он имеет резко вытянутую в северо-западном направлении линзовидную конфигурацию, поэтому в его внутренней структуре линейные элементы преобладают над концентрически-кольцевыми, которые проявлены весьма нечетко (рис. 127).

Среди силикатных пород преимущественно распространены наиболее поздние щелочные и нефелиновые сиениты, резко подчиненную роль играют ийолиты и пироксениты. Широко развиты дайки нефелиновых сиенит-порфиров. В массиве присутствуют крупные останцы пород кровли, представленные фенитизированными сланцами. В плане площадь их составляет около 10% массива. Кроме того, в него вдаются узкие «заливы» вмещающих пород, которые вокруг массива и в ксенолитах сильно изменены и превращены в фениты.

Карбонатиты резко преобладают над силикатными породами и явно по ним развиваются. Иной первичный состав пород массива, резкое преобладание в них нефелиновых, канкринитовых и щелочных сиенитов с биотитом, а также останцов кровли, превращенных в фениты, — все это обусловило некоторые специфические особенности карбонатитовых образований.

Безрудные карбонатиты первой стадии представлены преимущественно мелкозернистыми биотит-кальцитовыми породами. Под их воздействием нефелиновые сиениты интенсивно изменены и превращены в канкринитовые сиениты. Карбонатиты второй стадии возникли в участках наибольшей неоднородности и трещиноватости массива — по его периферии. Эта стадия проявилась в замещении калиевого полевого шпата нефелиновых и щелочных сиенитов, а также фенитов альбитом наряду с образованием эгирина и появлением среди фенитов и сиенитов большого количества прожилков, состоящих из кальцита, эгирина, апатита, гатчеттолита и пирротина.

Вторая стадия формирования карбонатитов повсеместно сопровождается альбитизацией. Последняя не проявлена в виде самостоятельного процесса, столь характерного для массивов щелочных пород, а развивается по фенитам и сиенитам на фронте карбонатизации. Альбититы слагают как бы внешние

зоны метасоматических колонок, состав которых, согласно В. Самойлову и Г. Гормашевой (Особенности петрологии..., 1966), показан в табл. 17.

Таким образом, альбититы и карбонатиты второй стадии пространственно и генетически тесно между собой связаны. Они содержат танталовую (гатчеттолитовую) минерализацию; содержание тантала в гатчеттолите закономерно изменяется в разных зонах, образовавшихся по различным породам. Рудными являются как карбонатиты, так и альбититы, только последние, несмотря на высокие содержания тантала, вследствие весьма малых размеров рудной вкрапленности трудно обогатимы.

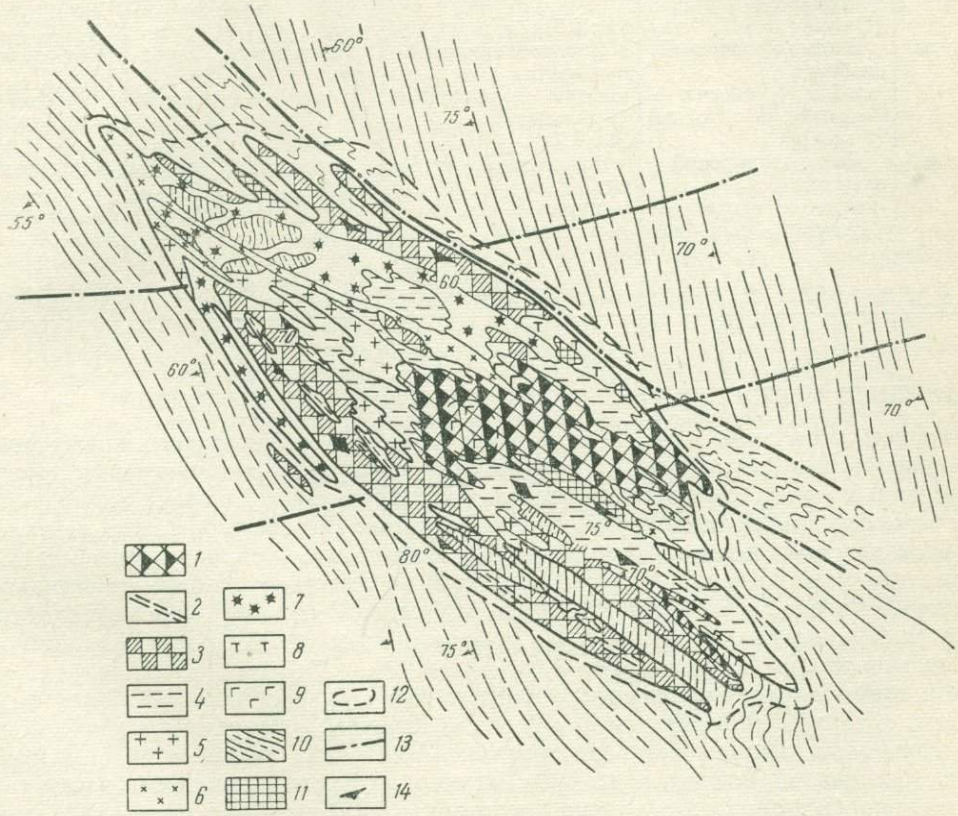


Рис. 127. Схема геологического строения массива ультраосновных-щелочных пород, карбонатитов и альбититов. По *А. Фролову* и *А. Волженковой*.

1 — доломитовые и анкеритовые карбонатиты (IV стадия); *2* — амфибол-кальцитовые карбонатиты (III стадия); *3* — эгирин-кальцитовые и эгирин-биотит-кальцитовые карбонатиты (II стадия); *4* — эгирин- и биотит-кальцитовые карбонатиты (I стадия); *5* — субщелочные сиениты; *6* — дайковая серия нефелиновых сиенитов; *7* — нефелиновые сиениты; *8* — ийолиты, мельтейгиты; *9* — пироксениты; *10* — сланцы слюдистые и песчаники; *11* — канкринитовые сиениты; *12* — ореол фенитизации пород рамы; *13* — тектонические нарушения; *14* — полосчатость карбонатитов

Наложение на гатчеттолитовые карбонатиты третьей (амфибол-кальцитовой и амфибол-доломитовой) и четвертой (доломит-анкеритовой и анкеритовой) стадий карбонатитового процесса приводит к замещению гатчеттолита сначала пирохлором, а затем последнего колумбитом.

Таблица 17

ТИПЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНОК С УЧАСТИЕМ АЛЬБИТИТОВЫХ ЗОН

Замещаемые породы	Зона метасоматической колонки			
	I (внешняя)	II (промежуточные)	III (промежуточные)	IV (тыловая)
Нефелиновые спениты	Канкринит-биотитовый альбитит (канкринит + альбит + + кальцит) [1 : 3,5]	Биотитовый альбитит (альбит + биотит + кальцит) [1 : 4,5]	Биотитовый карбонатит (биотит + кальцит) [1 : 5,1]	Карбонатит (кальцит) —
Фениты	Биотит-эгириновый альбитит (альбит + биотит + + эгирин + кальцит) [1 : 5,3]	Биотит-эгириновый карбонатит (биотит + эгирин + + кальцит) [1 : 4,7]	Эгириновый карбонатит (эгирин + кальцит) [1 : 4,6]	Карбонатит (кальцит) —
Сланцы	Кварц-эгириновый альбитит (кварц + эгирин + + альбит + кальцит)	Эгириновый альбитит (эгирин + альбит + + кальцит)	Эгириновый карбонатит (эгирин + кальцит)	Карбонатит (кальцит)

Примечание. В квадратных скобках приведено отношение $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$ в гатчеттолите.

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И РОССЫПИ)

В мировой экономике тантала и ниобия большую роль играют экзогенные месторождения — современные коры выветривания, зоны дезинтеграции пород, обогащенных тантало-ниобатами, и делювиально-аллювиальные, аллювиальные, реже флювиогляциальные и озерные россыпи. Высокая плотность тантало-ниобатов и значительная их устойчивость в гипергенных условиях способствуют накоплению этих минералов в россыпях. Однако вследствие своей относительно невысокой твердости и большой хрупкости тантало-ниобаты при транспортировке быстро истираются и в связи с этим далеко от коренных источников не переносятся.

Из широко распространенных тантало-ниобатов наиболее устойчив фергусонит, который перемещается на многие километры. За ним следует колумбит и в значительно меньшей степени танталит. Последний переносится от коренных источников не более чем на 1 км, ореолы его распространения в шлихах значительно у́же ореолов развития касситерита, с которым он постоянно ассоциирует. Лопарит относительно устойчив к переносу, если только он не был изменен в гидротермальных условиях и превращен в металопарит. Устойчивость минералов группы пирохлора в коре выветривания зависит в первую очередь от состава и степени дефектности структуры минералов, т. е. от того, насколько заполнены все вакансии в кристаллической решетке крупными катионами и насколько минералы гидратированы, а также от наличия или отсутствия в их составе легко окисляемых катионов, в частности четырехвалентного урана, окисление которого в гипергенных условиях до шестивалентного резко увеличивает хрупкость минералов. Наименее устойчив гатчеттолит, который в зоне гипергенеза быстро изменяется, переходя в рыхлые охристые продукты, легко рассыпающиеся в тончайший порошок, в то время как ассоциирующий с ним пирохлор остается без изменения. Таким образом, намечается следующий «ряд

убывающей устойчивости» тантало-ниобатов в гипергенных процессах: фергусонит → колумбит → танталит → пирохлор → гатчеттолит.

В Советском Союзе большинство месторождений ниобия и тантала располагается в районах, для которых развитие современного тропического выветривания не характерно. В таких районах нельзя, очевидно, ожидать нахождения экзогенных месторождений, аналогичных тем, которые разрабатываются в странах Африки, Бразилии и Малайзии. Но образование месторождений, связанных с древними корами выветривания и погребенными россыпями, вполне возможно, они уже выявлены и изучены. Среди них выделяются месторождения в древних корах выветривания на карбонатитах и на гранитных пегматитах, аллювиальные россыпи от размыва подобных выветрелых пегматитов, флювиогляциальные и озерно-ледниковые россыпи лопарита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 3—195. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин.

Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности. — «Геология месторождений редких элементов», 1967, вып. 31. 63 с. Авт.: Л. Г. Фельдман, А. Н. Бугаец, В. В. Матиас и др.

Анхимономинеральные скопления пирохлора — новый тип тантало-ниобиевых руд. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 3, с. 112—115. Авт.: В. В. Архангельская, А. С. Бабкин, А. И. Гинзбург, М. И. Тулохонов.

Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала. М., «Недра», 1967. 199 с. (ВИМС. Труды. Вып. 16).

Архангельская В. В. О тантало-ниобиевом оруденении в древних метасоматических образованиях Восточной Сибири. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 5, с. 29—40.

Архангельская В. В. Редкометальные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М., «Недра», 1974. 127 с.

Архангельская В. В., Гинзбург А. И., Кудрин В. С. Криолитсодержащие метасоматиты СССР. — В кн.: Флюорит. М., «Недра», 1976, с. 69—74.

Атлас минералов и руд редких элементов. М., «Недра», 1977. 264 с. Авт.: Т. Б. Здорик, С. А. Горжевская, И. И. Куприянова и др.

Багдасаров Ю. А. О распределении редкометальной минерализации в карбонатитах. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1969, вып. 4, с. 395—406.

Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—377.

Беус А. А., Залашкова Н. Е. О танталитовой минерализации в метасоматически измененных гранитах (апогранитах). — «Геология рудных месторождений», 1965, № 6, с. 23—33.

Беус А. А., Ситнин А. А. Микролитсодержащие граниты — новый перспективный тип месторождений тантала. — «Разведка и охрана недр», 1960, № 10, с. 1—4.

Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченков А. Г. Редкометальные камафориты. М., «Наука», 1973. 186 с.

Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. М., «Наука», 1967. 125 с.

Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959. 618 с.

Геологические особенности формирования танталоносных гранитных массивов и закономерности распределения в них редкометального оруденения. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии, методы поисков и оценки новых типов редкометального оруденения. Бюл. ОНТИ ВИЭМС, 1967, вып. 8, с. 35—45. Авт.: В. В. Матиас, И. Н. Тимофеев, Л. Г. Фельдман, А. С. Бабкин.

Геологическое строение и минералого-геохимические особенности редкометальных карбонатитов. — «Геология месторождений редких элементов», 1962, вып. 17. 154 с. Авт.: В. С. Гайдукова, Т. Б. Здорик, Ю. Б. Лавренев и др.

Геология, минерализация и генезис карбонатитов. — «Геология месторождений редких элементов», 1972, вып. 35. 182 с. Авт.: А. И. Гинзбург, А. А. Фролов, Ю. А. Багдасаров и др.

Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала). М., «Недра», 1968. 263 с. Авт.: А. А. Беус, В. В. Беренгилова, Л. И. Грабовская и др.

Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1966. 393 с. Авт.: В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко и др.

Гинзбург А. И. О некоторых особенностях геохимии тантала и типах танталового оруденения. — «Геохимия», 1956, № 3, с. 74—83.

Гинзбург А. И. Типы месторождений редких элементов. — «Геология месторождений редких элементов», 1962, вып. 14, с. 26—85.

Гинзбург А. И. Вертикальная зональность редкометальных месторождений, связанных с гранитоидами. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения. М., «Наука», 1976, с. 167—176.

Гинзбург А. И., Апельцин Ф. Р. Редкометальные месторождения, их связь с магматизмом и тектоническими структурами земной коры. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 2, с. 25—37.

Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шацкая В. Т. Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип редкометальных месторождений. — «Разведка и охрана недр», 1973, № 1, с. 11—17.

Гинзбург А. И., Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. Генетические типы месторождений тантала и их промышленное значение. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 4, с. 3—15.

Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометальных гранитов и пегматитов. — В кн.: I Междунар. геохим. конгресс. (Доклады). М., 1972. Т. 3, кн. 2, с. 261—274.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—129.

Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М., «Наука», 1964. 317 с.

Жабин А. Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. М., «Наука», 1971. 166 с.

Журавлева Л. Н., Березина Л. С., Гулин Е. Н. Особенности геохимии редких и радиоактивных элементов в апатит-магнетитовых рудах ультраосновных-щелочных комплексов. — «Геохимия», 1976, № 10, с. 1512—1532.

Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 768 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.

Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М., «Наука», 1971. 286 с.

Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты. М., «Наука», 1976. 125 с. (Труды Совместной советско-монгольской науч.-исслед. геол. экспедиции. Вып. 15).

Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, «Наука», 1975. 258 с.

Кононова В. А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М., «Наука», 1976. 214 с.

Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкометальные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. — «Геология месторождений редких элементов», 1965, вып. 25. 147 с.

Кузьменко М. В., Акелин Н. А. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М., «Наука», 1965. 120 с.

Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Тантал и ниобий. М., «Наука», 1968. 338 с.

Минеев Д. А. Геохимия апогранитов и редкометальных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая. М., «Наука», 1968. 183 с.

Минералого-геохимические и генетические особенности редкометальных апогранитов М., «Наука», 1969. 116 с.

Новое в минералогических исследованиях. М., ОНТИ ВИМС, 1976. 201 с.

Новый тип танталоносных апогранитов. — «Геология рудных месторождений», 1975, № 4, с. 98—102. Авт.: Э. А. Северов, Н. Е. Залашкова, Л. П. Сарин, И. А. Смирнов.

Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометальных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., ОНТИ ВИМС, 1972. 168 с.

Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1966. 147 с.

Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1972. 265 с.

Редкометальные гранитоиды Монголии. М., «Наука», 1971. 236 с. Авт.: В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Л. П. Зоненшайн и др.

Роненсон Б. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения. — «Геология месторождений редких элементов», 1966, вып. 28. 174 с.

Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., «Недра», 1975. 161 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Группировка месторождений бериллия основана на выделении бериллиеносных формаций, возникших в различных условиях глубинности, температур образования и разной геологической обстановке и характеризующихся определенными минералого-геохимическими особенностями (Бертрандит-фенакитовые месторождения..., 1965).

I. Формация бертрандитсодержащих гидротермально измененных вулканических и субвулканических пород (бертрандитовая).

II. Формация бертрандит-фенакит-флюоритовых метасоматитов (флюорит-бертрандит-фенакитовая).

III. Формация берилл-флюорит-слюдистых метасоматитов (флюорит-слюдисто-берилловая).

IV. Формация берилл-молибденит-касситерит-вольфрамитовых грейзенов и кварцевожильных образований (кварц-молибденит-вольфрамит-берилловая).

V. Формация бериллийсодержащих скарнов.

VI. Формация бериллиеносных (гентгельвиновых, фенакитовых, бертрандитовых) полевошпатовых метасоматитов.

VII. Формация бериллиеносных пегматитов.

Каждая формация охватывает несколько различных типов месторождений, отличающихся друг от друга второстепенными особенностями состава и строения при сохранении общих черт, свойственных данной формации (табл. 18).

В настоящем разделе приводится краткая характеристика выделенных формаций и большинства типов месторождений на примере отдельных хорошо изученных месторождений. Описание формаций и типов месторождений размещается в общепринятой последовательности от более глубинных и высокотемпературных месторождений — пегматитовых, скарновых, полевошпатовых и флюорит-слюдистых метасоматитов, грейзеновых и кварцевожильных месторождений, к гипабиссальным, близповерхностным, более низкотемпературным — флюорит-бертрандит-фенакитовым и бертрандитовым. (В классификационной таблице формации размещены в другой последовательности: от близповерхностных и низкотемпературных к более глубинным и высокотемпературным).

Размещение месторождений бериллия подчиняется планетарным и региональным геологическим структурам. Выделяется ряд металлогенических провинций с бериллиевой минерализацией. Вместе с бериллием в металлогенические комплексы этих областей входят с различной долей распространенности олово, молибден, фтор, тантал, ниобий, литий, редкие земли, уран, торий, полиметаллы, местами бор, золото, ртуть и др. Причем в одних случаях бериллий ассоциируется непосредственно с вольфрамом, оловом, молибденом, редкими землями или торием, косвенно с танталом, ниобием и ураном, в других — с флюоритом и полиметаллическими рудами и практически не входит в ассоциацию с ртутью и сурьмой.

Таблица 18

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕРИЛЛИЯ

Генетическая группа	Материнские породы					
	Граниты, обычно лейкократовые и повышенной щелочности			Субщелочные граниты (граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты)		
	Вмещающие породы					
	Кислые и повышенной щелочности силикатные	Карбонатные; переслаивание карбонатных и алюмосиликатных пород; силикатные породы с повышенным содержанием кальция	Основные и ультраосновные	Кислые и субщелочные силикатные	Карбонатные; переслаивание карбонатных и алюмосиликатных пород	Основные и ультраосновные
Гидротермальные	Формации и минеральные типы бериллиевых месторождений					
	I. Формация бертрандитсодержащих гидротермально измененных вулканических и субвулканических пород (бертрандитовая)					
	Акроабиссальные, реже гипабиссальные (0,5—1,5 км) низкотемпературные (150—200° С) гидротермальные образования					
				1. Тип кварц-адуляр-бертрандитовый (в эффузивах) 2. Тип кварц-бертрандитовый (в эффузивах)		
	II. Формация бертрандит-фенакит-флюоритовых метасоматитов (флюорит-бертрандит-фенакитовая)					
	Гипабиссальные (1—2 км), в основном среднетемпературные (200—350° С) гидротермальные образования					
	1. Тип сульфидно-фенакит-бертрандитовый (в дайках гранитов, доломитах) 2. Тип флюорит-фенакитовый (в известняках): а) подтип слюдисто-флюорит-фенакитовый; б) подтип слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловый;			4. Тип альбит-гематит-фенакит-бертрандитовый (в граносиенитах и щелочных гранитах)	5. Тип флюорит-фенакит-бертрандитовый (в известняках и скарнах) 6. Тип бритолит-торит-флюорит-фенакитовый (в известняках): а) подтип бритолит-хризоберилл-фенакитовый; б) подтип торит-флюорит-фенакитовый 7. Тип флюорит-лей-	8. Тип полевошпат-бавенит-фенакитовый (в эпидот-актинолитовых сланцах) 9. Тип полевошпат-фенакитовый (в андезитобазальтах)
	в) подтип турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовый 3. Тип топаз-флюорит-хризоберилловый (в доломитах и известняках)				кофановый (в известняках)	
	III. Формация берилл-флюорит-слюдистых метасоматитов (флюорит-слюдисто-берилловая)					
	Среднеглубинные (2—3 км) средне- и высокотемпературные (200—400° С) гидротермальные образования					
	1. Тип мусковит-флюорит-берилловый (в силикатно-известковистых породах) 2. Тип биотит-флюорит-берилловый (в гранодиоритах)	3. Тип флогопит-маргарит-берилловый (в серпентинитах и тальковых сланцах) 4. Тип биотит-флюорит-фенакит-берилловый (в амфиболитах)				
Гидротермальные	**IV. Формация берилл-молибденит-касситерит-вольфрамитовых грейзенов и кварцевожильных образований (кварц-молибденит-вольфрамит-берилловая)**					
	А. Подформация гипабиссальная, малоглубинная, средне-температурная					
	Малоглубинные гипабиссальные (1—3 км), средне- и высокотемпературные (200—300° С) гидротермальные образования					
	1. Тип молибденит-вольфрамит-касситерит-берилловый (в гранитах) 2. Тип мусковит-кварц-берилловый (в гранитах) 3. Тип турмалин-касситерит-берилловый (в кислых алюмосиликатных породах)					

Продолжение табл. 18

Генетическая группа	Материнские породы					
	Граниты, обычно лейкократовые и повышенной щелочности			Субщелочные граниты (граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты)		
	Вмещающие породы					
	Кислые и повышенной щелочности силикатные	Карбонатные; переслаивание карбонатных и алюмосиликатных пород; силикатные породы с повышенным содержанием кальция	Основные и ультраосновные	Кислые и субщелочные силикатные	Карбонатные; переслаивание карбонатных и алюмосиликатных пород	Основные и ультраосновные
Гидротермальные	1. Тип молибденит-вольфрамит-бериллов ый (в гранитах и роговиках) 2. Тип висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитовый (в гранитах) 3. Тип топаз-вольфрамит-бериллов ый (в гранитах)	Б. Подформация средних глубин, средне-высокотемпературная Среднеглубинные (3—4 км) пневматолито-гидротермальные (250—450° С) образования				
Пневматолито-гидротермальные		**V. Формация бериллийсодержащих скарнов** Среднеглубинные (3—4 км) пневматолито-гидротермальные (350—500° С) образования 1. Тип магнетит-флюорит-хризобериллов ых скарнов (в известняках) 2. Тип магнетит-флюорит-хризоберилл-гельвиновых скарнов (в доломитах) 3. Тип таффеит-хризоберилл-сянхуалинитовых скарнов (в доломитах)				
Пневматолито-гидротермальные	1. Тип слюдисто-полевошпат- бериллов ый (в кислых и повышенной щелочности силикатных породах)	**VI. Формация бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов** Среднеглубинные (3—4 км), реже глубинные (4—6 км) и малоглубинные (2—3 км) пневматолито-гидротермальные (300—500° С) образования		2. Тип слюдисто-полевошпат-гентгельвиновый (в кварц-микроклин-пертитовых гранитоподобных породах) 3. Тип полевошпат-гентгельвин-фенакит-бертрандитовый (в кварцевых эгириновых сиенитах)		4. Тип амфибол-альбит-бертрандит-лейкофановый (в габбро-диабазах)
Пегматитовые	1. Тип мусковит-полевошпат-бериллов ых пегматитов 2. Тип танталит-бериллов ых пегматитов 3. Тип берилл-сподуменовых пегматитов 4. Тип берилл-сподумен-лепидолитовых пегматитов	**VII. Формация бериллиеносных пегматитов** Глубинные (4—6 км) пегматитовые высокотемпературные (350—500° С) образования		5. Тип гадолинитовых пегматитов		

Процессы концентрации бериллия происходили в бериллиеносных провинциях в различные геологические эпохи, нередко на протяжении всей истории геологического развития территории. Месторождения бериллия возникали неоднократно, но интенсивность их образования в разное время была различной.

В общей схеме возникновения месторождений бериллия можно выделить укрупненные отрезки геологического времени с присущими им особенностями в интенсивности проявления минерализации.

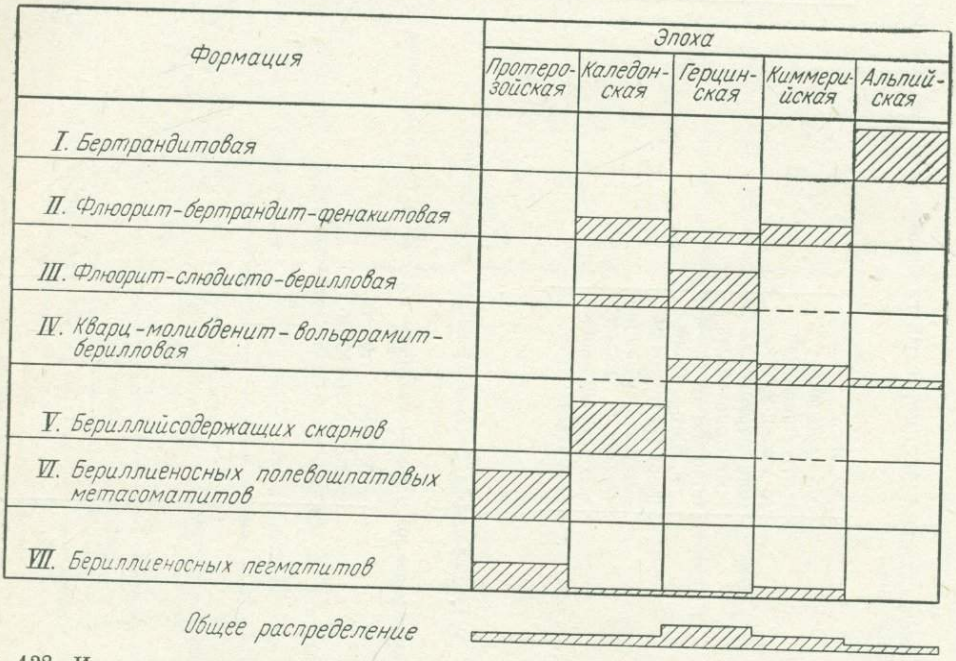


Рис. 128. Интенсивность развития бериллиевой минерализации различных формаций в связи с разновозрастными металлогеническими эпохами

Бериллиевое оруденение, приуроченное к окраинам и обрамлению кристаллических щитов, получило развитие в протерозое и связывается с верхнепротерозойским тектоно-магматическим циклом. Однако в каждой древней провинции известны проявления вулкано-плутонических образований периодов палеозойской и даже нижнемезозойской активизаций (Щеглов, 1968, 1971), с которыми, возможно, связана и бериллиевая минерализация.

На территории металлогенических областей и зон палеозойской и мезозойской складчатости и активизации бериллиевая минерализация развивается в связи с проявлениями магматических комплексов каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского этапов. При этом максимальная интенсивность развития бериллиевого оруденения по общим масштабам проявления относится к герцинскому тектоно-магматическому циклу; месторождения каледонского и киммерийского циклов содержат запасы металла примерно равные и, наконец, менее значительные концентрации бериллия известны в связи с альпийским тектогенезом. Однако есть все основания ожидать возможного изменения в соотношении бериллиевого оруденения в сторону увеличения значения минерализации кайнозойского периода.

Отмечается различная интенсивность развития бериллиевой минерализации каждой формации в связи с разновозрастными металлогеническими эпохами (рис. 128).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОРМАЦИИ БЕРИЛЛИЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Бериллиеносные пегматиты как носители берилла и его драгоценных разностей (аквамарина, изумруда и др.) известны с давних времен. Промышленное значение бериллиеносных пегматитов определяется легкостью извлечения берилла из жильной массы с преимущественно гнездовым распределением крупных кристаллов берилла, которое позволяет получать путем ручной рудоразборки почти мономинеральный берилловый концентрат. Несмотря на общее низкое среднее содержание окиси бериллия в пегматитах (обычно не более 0,05—0,10%), гранитные пегматиты до сих пор остаются в мировой добыче главным промышленным источником берилловых концентратов. В Советском Союзе бериллиеносные пегматиты представлены преимущественно комплексными сподумен-берилловыми или танталит-берилловыми месторождениями, в которых берилл содержится в незначительных количествах и может извлекаться при разработке месторождений на основные компоненты.

Обстоятельная характеристика редкометальных пегматитов (берилл-сподуменовых, берилл-сподумен-лепидолитовых) приведена в разделе «Месторождения лития». Собственно берилловые пегматиты (блоковые и замещенные полевошпат-мусковитовые пегматиты) — основные источники рудоразборных берилловых концентратов — известны давно и также достаточно хорошо освещены в литературе (Беус, 1960; К. Власов, 1960 г.; А. Гинзбург, 1957, 1960, 1964 гг.). Эти пегматиты широко распространены в Бразилии (штаты Риу-Гранди-ду-Норти, Параиба), Индии (Раджастхан и др.), Юго-Западной Африке, США (штаты Коннектикут, Техас и др.), Австралии (Воджина), КНР и др. Пегматиты линии скрещения, или так называемые десилицированные пегматиты (Беус, 1960; К. Власов, Е. Кутукова, 1960 г.), являются, очевидно, образованиями, аналогичными грейзеновым месторождениям, развившимся в специфических условиях — среди ультраосновных пород.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОРМАЦИИ БЕРИЛЛИЕНОСНЫХ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Месторождения формации полевошпатовых метасоматитов относятся к числу перспективных и важных для промышленного освоения, поскольку они отличаются сравнительно высокими содержаниями окиси бериллия в рудах с хорошей обогатимостью.

Формация полевошпатовых метасоматитов включает следующие типы месторождений, возникающих в различных по составу вмещающих породах:

1) слюдисто-полевошпат-берилловый (в кислых и повышенной щелочности силикатных породах);

2) слюдисто-полевошпат-гентгельвиновые месторождения (в кварц-микроклин-пертитовых гранитоподобных породах);

3) полевошпат-гентгельвин-фенакит-бертрандитовые месторождения (в кварцевых эгириновых сиенитах);

4) амфибол-альбит-бертрандит-лейкофановые месторождения (в габбро-диабазах).

Месторождения рассматриваемой формации характеризуются следующими особенностями.

1. Месторождения размещаются в пределах древних областей складчатости, в зонах активизации платформ и по периферии древних щитов. Возраст оруденения верхнепротерозойский.

2. Они контролируются крупными глубинными разломами древнего заложения, протягивающимися на десятки и сотни километров в зонах активизации. Вдоль этих нарушений происходит интенсивное развитие регионального метасоматоза (образование гранито- и сиенитоподобных пород), внедрение пород дайкового и эффузивного комплексов, образование микроклинитов, кварцитов.

3. Особенности месторождений полевошпатовых метасоматитов зависят от ряда факторов:

а) состава субстрата, по которому протекает метасоматоз;

б) характера рудоконтролирующих нарушений;

в) преимущественного развития щелочной или кислотной стадии метасоматического процесса;

г) глубинности формирования и степени эрозионного среза.

4. Оруденение четко связано с процессом локального метасоматоза — микроклинизацией, альбитизацией, в меньшей мере — грейзенизацией и амфиболитизацией. Направленность метасоматического изменения вмещающих пород большей частью сохраняется от ранних стадий регионального метасоматоза до собственно рудного процесса. Следовательно, и состав рудных тел в основном близок к составу вмещающих пород.

5. Рудные тела представлены метасоматическими образованиями преимущественно сложной морфологии, на глубине рудные тела приближаются по форме к жилообразным.

6. Роль вмещающих пород для этой группы месторождений проявляется отчетливо.

В гранитоподобных кварц-полевошпатовых породах слюдисто-полевошпат-гентгельвинового типа месторождений развивается преимущественно микроклинизация, в меньшей степени альбитизация, окварцевание и грейзенизация. Возникает ряд метасоматитов: кварц-полевошпатовые гранитоподобные породы → «граниты» со сливным кварцем → кварц-полевошпатовые метасоматиты → кварц-сидерофиллитовые метасоматиты (грейзены) → кварц-альбит-гентгельвиновые метасоматиты. Значительную роль в рудообразовании играет калиевый метасоматоз, подчиненную — натровый. Главный бериллиевый минерал представлен гентгельвином, реже фенакитом.

В габбро-диабазах амфибол-альбит-бертрандит-лейкофанового типа месторождений развит натровый метасоматоз, который приводит к интенсивной альбитизации и амфиболитизации пород, а наиболее нарушенные участки подвергаются сплошному метасоматическому замещению с образованием кварц-альбит-амфибол-слюдистых, кварц-слюдистых, кварц-амфибол-альбитовых, кварц-эденит-альбитовых метасоматитов. Рудная минерализация связана здесь с процессом альбитизации и окварцевания; бериллиевая минерализация представлена в основном лейкофаном, менее бертрандитом. Минералы группы гельвина и гадолинита распространены весьма ограниченно и тяготеют к кварцевым прожилкам.

Слюдисто-полевошпат-гентгельвиновый тип месторождений

Одно из таких месторождений приурочено к крупной тектонической зоне на окраинной части щита, в пределах древней зоны активизации. Оно сложено породами средне-верхнепротерозойского комплекса, представленными в раз-

личной степени метасоматически измененными гранитами и осадочно-эффузивными образованиями (рис. 129).

Месторождение располагается в центральной части тектонической зоны, простирающейся субпараллельно линии погружения щита. Разнообразные верхнепротерозойские интрузивные и эффузивные породы в пределах зоны претерпели динамометаморфические и метасоматические изменения, выразившиеся в разгнейсовании, рассланцевании и катаклазе вплоть до образования

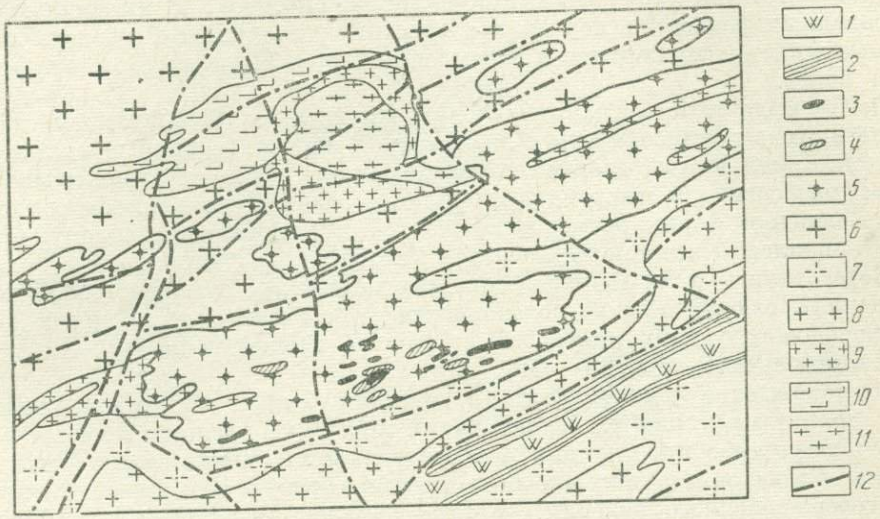


Рис. 129. Схематическая геологическая карта района полевошпат-гентгельвинового месторождения. По *В. Лабузному* и *Р. Слыш.*

1 — вторичные кварциты; *2* — грейзены (сланцы); *3* — метасоматиты редкометальные; *4—9* — «граниты»: *4* — с голубым кварцем, *5* — гнейсовидные, *6* — крупнозернистые, *7* — среднезернистые с лиловым кварцем, *8* — мелко-среднезернистые сиенитоподобные, *9* — мелкозернистые порфировидные; *10* — меланократовые «сиениты»; *11* — «сиениты» биотитовые, амфиболовые; *12* — тектонические нарушения

слюдитов, катаклазитов, милонитов, а также гранитоподобных пород. Абсолютный возраст пород 1250—1600 млн. лет.

Значительное развитие главных и оперяющих нарушений сбросо-сдвигового характера определило благоприятные условия для легкой проницаемости гидротермальных растворов, вызвавших метасоматические изменения пород и образование в них бериллиевой минерализации.

Участки концентраций рудной минерализации приурочены, как правило, к зонам тектонических нарушений, осложненным серией оперяющих их трещин в гнейсовидных порфировидных гранитоподобных породах (абсолютный возраст 1250—1350 млн. лет), которые, учитывая их состав и происхождение, могут быть определены как кварц-микроклин-пертитовая метасоматическая порода. Эта порода различной зернистости с преобладанием средне-, часто неравномернозернистой порфировидной разности буровато-серовато-розового до мясо-красного цвета, который создается большим количеством порфиробласт микроклин-пертита. Гнейсовидность обусловлена линзовидно-параллельным расположением мелколейстовых скоплений биотита и мелкозернистых сахаровидных скоплений кварца.

Структура породы от бластогранитной до бластоцементной и порфиробластической с гранобластовой, лепидогранобластовой и гетеробластовой структурой

основной массы. Основные породообразующие минералы — микроклин-пертит и кварц — присутствуют в переменных количествах; преобладает микроклин-пертит. Альбит и решетчатый микроклин наблюдаются в незначительных количествах (от 1—3 до 5—9%); биотита 2—5%, мусковит и хлорит — единичные листочки; присутствуют циртолит, флюорит, касситерит, реже гентгельвин, сфалерит, молибденит, пирит, магнетит. В микроклин-пертитах многочисленные трещины выполнены преимущественно мелкозернистым, редко сливным кварцем, альбитом, решетчатым микроклином, биотитом. В интенсивно альбитизированных разностях пертитовые вростки разрастаются, образуя сегрегационные и пятнистые пертиты и обрамления чисто альбитового состава по периферии зерен.

Особо выделяются «граниты» с характерным голубым кварцем, которые обычно вмещают метасоматиты с бериллиевой минерализацией и представляют собой околожильные образования. Переходы между ними и «гранитами» постепенные, гнейсовидная текстура замещается массивной, появляются выделения кварца овоидной формы размером 2—8 мм. Под микроскопом обнаруживается, что это скопления ксеноморфных зерен кварца.

Метасоматиты с бериллиевой минерализацией представляют собой породы переменного слюдисто-кварц-полевошпатового состава с вариациями количества породообразующих минералов от первых процентов до 50—60%, а для микроклин-пертита — до 90—95%.

Месторождение располагается в крупном блоке, сложенном гнейсовидными «гранитами», зажатом между двумя крупными разломами северо-восточного субширотного простирания и рассеченным многочисленными трещинами. Система сближенных кулисообразных трещин образует линейные субширотные зоны северо-западного падения, которые явились рудовмещающими структурами для развития рудных зон с бериллиевым оруденением (рис. 130, 131). Рудоносные зоны наследуют линейные тектонические структуры древнего (дометасоматического) заложения, что проявляется в виде реликтовых гнейсоватых текстур метасоматических образований.

Дорудные нарушения в большей мере имели характер трещин разрыва, кулисообразно расположенных в пределах разлома. Наряду с ними развиты дорудные и внутрирудные трещины скола. На общем фоне линейного простирания рудовмещающих структур по простиранию и падению наблюдаются перегибы, играющие важную роль в формировании рудных тел. В процессе тектонических движений здесь максимально развивались зоны трещиноватости и брекчирования пород, разветвление трещин. В таких местах образовались наиболее мощные и крупные рудные тела и сопровождающие их околорудные ореолы.

Рудные метасоматические образования контролируются относительно замкнутыми структурами, на отдельных участках образующими более проницаемые сводовые или линзообразные отслоения. Гентгельвинсодержащие метасоматиты развиты в большинстве случаев в «скрытых», зарубцованных тектонических нарушениях, в пределах широкого ореола метасоматически измененных пород на фоне относительно спокойной тектонической обстановки.

Часто на продолжении по восстанию или падению рудных тел на коротком расстоянии после их выклинивания не наблюдается следов тектонических нарушений. Более проницаемые многочисленные зоны за пределами метасоматически измененных пород обычно не содержат редкометального оруденения.

Рудоносные зоны имеют: протяженность от нескольких сотен метров до первых километров, по падению прослеживаются до первых сотен метров при

Рис. 130. Геологический план центральной части месторождения. По *С. Яковенко.*

1—5 — метасоматиты: *1* — альбит-полевошпатовые, *2* — кварц-сидерофилитовые, *3* — слюдисто-полевошпатовые, *4* — полевошпатовые, *5* — кварц-полевошпатовые; *6—8* — «граниты»: *6* — с голубым кварцем, *7* — гнейсовидные, *8* — мелкозернистые; *9* — проекции рудных тел на дневную поверхность

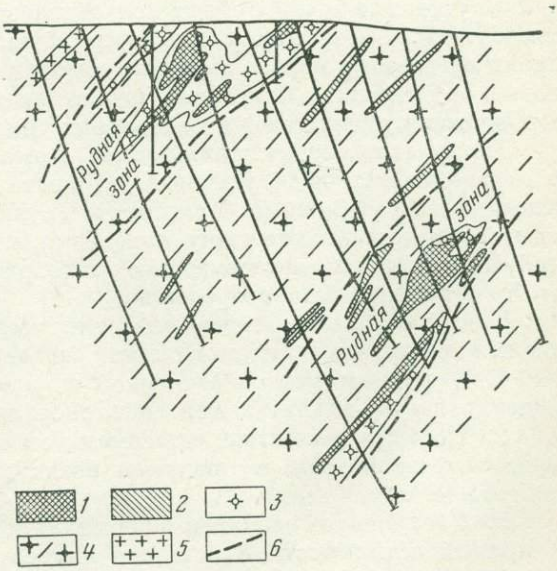


Рис. 131. Геологический разрез месторождения. По *П. Бильченко* и *С. Металиди.*

1 — гентгельвин-полевошпатовые метасоматиты; *2* — кварц-полевошпатовые метасоматиты; *3—5* — «граниты»: *3* — с голубым кварцем, *4* — гнейсовидные, *5* — мелкозернистые; *6* — границы рудной зоны

мощности несколько десятков метров. Для них характерно пологое склонение на юго-запад под углами 5—10° и крутое падение.

Выделяются рудные зоны, выходящие на поверхность, и скрытые, залегающие на глубинах от 20 до 300 м. Каждая рудная зона сложена отдельными сближенными кулисо- и цепочкообразно расположенными телами метасоматитов. В зоне установлено от 3 до 30 тел, характер расположения которых часто обеспечивает непрерывность оруденения на протяжении всей зоны. Рудные тела часто имеют в сечении грушевидную форму. Для верхних горизонтов рудных тел характерны раздувы, тупое выклинивание, усложнение морфологии; нижние части обычно более выдержанной, жилоподобной формы с постепенным выклиниванием, отличаются сравнительно бедным оруденением.

Рудные метасоматиты подразделяются на следующие типы:

1) метасоматиты кварц-полевошпатового состава;

2) метасоматиты полевошпатового состава (альбит-калишпатового, редко калишпат-альбитового);

3) метасоматиты кварц-слюдисто-полевошпатовые, слюдисто-кварц-полевошпатовые, редко слюдисто-полевошпатовые;

4) метасоматиты — грейзены от слюдисто-кварцевых до кварц-полевошпат-слюдяных.

Все эти разновидности метасоматических образований содержат гентгельвин — основной бериллиевый минерал, редко единичные зерна фенакита.

Различают также интенсивно оруденелые метасоматиты: от кварц-гентгельвин-полевошпатового (существенно альбитового) до кварц-полевошпат-гентгельвинового состава; кварц-гентгельвиновые и гентгельвин-кварцевые, образующие мелкие жильные тела.

Рудные зоны и тела отличаются зональным строением. Периферические части их сложены породами околорудной зоны изменения — «гранитами» с голубым кварцем мощностью 5—30 м. На флангах рудных зон, в полосе шириной 30—50 м, располагаются жилоподобные тела кварц-полевошпатовых метасоматитов мощностью 0,3—3 м, кварцевые жилы и прожилки, а также зоны в различной степени измененных гнейсовидных гранитоподобных пород.

Внутренние части рудных зон образованы различными рудоносными метасоматитами. В верхних частях рудных тел и рудоносных зон располагаются преимущественно полевошпатовые метасоматиты обычно с богатым гентгельвиновым оруденением. Слюдистые метасоматиты преимущественно развиты в нижних частях рудных тел и в наиболее опущенных частях рудных зон.

Повышенные содержания редких, рассеянных, щелочных элементов и фтора в метасоматитах подчеркивают редкометальную специализацию пород зоны. Увеличение содержаний бериллия и других редких элементов прямо зависит от степени метасоматического изменения и достигает максимальных концентраций в собственно метасоматических образованиях кварц-полевошпат-слюдистого и полевошпатового состава.

Таким образом, описываемый тип месторождений характеризуется следующими основными генетическими особенностями.

1. В рудном метасоматическом процессе преобладает микроклинизация, менее развиты альбитизация, окварцевание и грейзенизация.

2. По мере развития метасоматического изменения происходит сужение фронта метасоматоза, и продукты поздних стадий метасоматоза имеют более локальное нахождение.

3. Увеличение содержаний бериллия и других редких элементов находится в прямой зависимости от степени метасоматического изменения и достигает

максимальных концентраций в собственно метасоматических образованиях кварц-полевошпат-слюдистого и полевошпатового состава.

4. Образование рудных метасоматитов во времени протекает по схеме зональности Д. Коржинского. Вынос кремнезема и увеличение роли щелочей приводит к образованию полевошпатовых метасоматитов и выделению гентгельвина первой генерации. Полевошпатовые метасоматиты содержат около половины окиси бериллия. Затем происходит резкий вынос натрия, некоторое увеличение роли кремнезема, повышение роли калия (образование слюд — сидерофиллита, мусковита), сопровождающееся выделением гентгельвина второй генерации. Заканчивается процесс увеличением роли кремнезема и натрия, что приводит к образованию кварц-гентгельвиновых жил и выделению гентгельвина третьей генерации.

5. Основная масса окиси бериллия связана с гентгельвином, в меньшей степени с фенакитом. Гентгельвин — более ранний минерал по сравнению с фенакитом.

6. Повышенные содержания окиси бериллия в рудах при хорошей их обогатимости выдвигает этот тип месторождений как имеющий практическое значение.

7. Для этих месторождений характерна ассоциация Be, K, Na, S, Zn, TR и U и отсутствие зависимости между проявлением бериллиевой минерализации и концентрацией фтора.

Низкое содержание флюорита в рудах этих месторождений свидетельствует о возможном переносе бериллия в виде щелочных комплексов, не содержащих фтора — Na, K, (BeOH) и в значительно меньшей степени в форме фторбериллатов типа K_2BeF_4, Na_2BeF_4.

8. Месторождения полевошпатовых метасоматитов формируются на начальных стадиях в условиях высокотемпературного, а на поздних — низкотемпературного гидротермального процессов. По данным гомогенизации газовожидких включений, температура образования руд 500—280° С.

9. При общем разобщении максимумов концентрации бериллия и урана наблюдается непосредственная ассоциация бериллиевых минералов с ториевыми и урановыми, при некотором опережении в выделении гентгельвина по отношению к урановым минералам.

Амфибол-альбит-бертрандит-лейкофановый тип месторождений

Одно из таких месторождений располагается в зоне активизации, приуроченной к окраине платформы. В структурном плане это горст, ограниченный сбросами, с амплитудами от 200—300 до 2000—3000 м. Фундамент сложен эффузивно-метасоматической толщей протерозойских биотитовых гнейсов, амфиболитов, эффузивов кислого и среднего состава, слюдистых сланцев, кварцитов. Эти образования слагают крупную антиклинальную структуру, прорванную многочисленными интрузиями основного и кислого состава. Породы разбиты тектоническими нарушениями, в том числе глубинными разломами, прослеживающимися на десятки километров и сопровождающимися системой оперяющих трещин различного направления. Неоднократная разрядка напряжений глубинных разломов привела к образованию ослабленных зон на более жестких участках. Эти ослабленные зоны выполнялись многочисленными дайками аплитов, диабазов, габбро-диабазов. Мощность даек изменяется от первых метров до 200—300 м, протяженность варьирует от нескольких десятков метров до 6—7 км. Вдоль глубинных разломов развивался интенсивный метасоматоз,

преобразовавший осадочно-метаморфические и интрузивные породы фундамента в метасоматиты субщелочного ряда.

Месторождение приурочено к узлу пересечения тектонических зон северо-восточного и северо-западного простирания. В северо-восточной зоне залегает мощная крутопадающая диабазовая дайка протяженностью 7 км при мощности 250 м. Диабазовая дайка расположена среди метасоматических гранитоподобных пород (рис. 132). Системой поперечных северо-западных разломов дайка разбита на ряд отдельных блоков с небольшим смещением контактов. Разломы сопровождаются оперяющими трещинами различного направления. Редкоземельно-бериллиевое оруденение контролируется пологопадающими сдвиговыми нарушениями, диагональными по отношению к простиранию дайки. Вдоль этих трещин породы брекчированы и милонитизированы. Наиболее нарушенные участки подвергались сплошному метасоматическому замещению с образованиями пород переменного кварц-амфибол-альбитового состава. Пострудная тектоника проявилась в подновлении дорудных трещин и образовании взброс-сдвига, по которому рудные тела взброшены на несколько десятков метров.

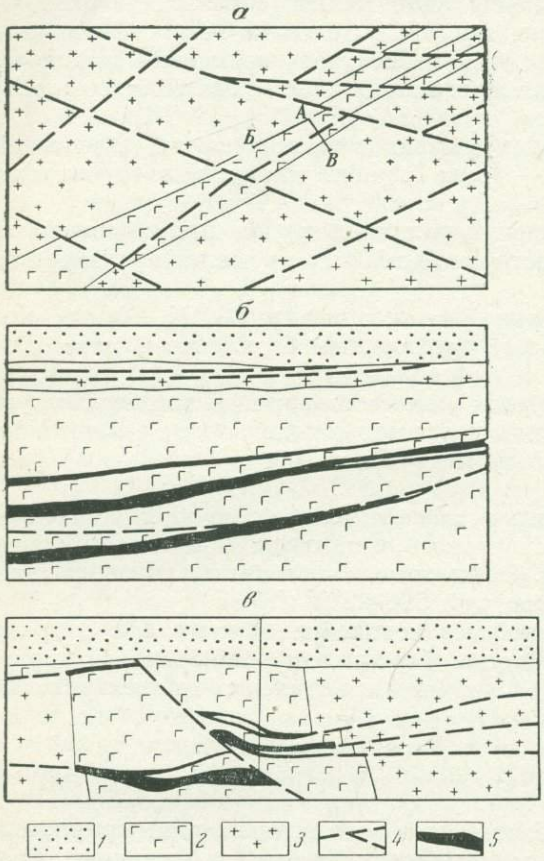


Рис. 132. Схема геологического строения амфибол-альбит-лейкофанового месторождения. По *В. Горбунову*.

а — план месторождения, *б* — разрез по линии А—Б, *в* — разрез по линии А—В.
1 — делювиальные отложения; *2* — оливиновые диабазы, габбро-диабазы; *3* — среднезернистые биотит-амфиболовые микроклиновые, метасоматически измененные граниты; *4* — тектонические нарушения; *5* — рудные тела

Вмещающие рудные тела оливиновые диабазы амфиболитизированы и альбитизированы. Неизмененные разности сложены идиоморфными лейстами плагиоклаза (№ 68—85) и ксеноморфными зернами оливина и авгита; из акцессорных присутствуют циркон, сфен, апатит. При амфиболитизации и альбитизации диабазов происходит деанартизация плагиоклаза, хлоритизация роговой обманки и замещение ее актинолитом.

Рудные тела, возникшие по пологим трещинам, представлены трещинно-жильными метасоматитами кварц-амфибол-альбитового, альбит-амфиболитового, амфибол-биотитового, кварц-альбит-биотитового состава. Они развиты в диабазовой дайке и за ее пределами быстро выклиниваются. Литологически более благоприятны для концентрации бериллия диабазы, отличающиеся повышенным содержанием кальция.

Выделяются два основных типа руд:

1) метасоматиты кварц-альбит-биотитовые;

2) метасоматиты кварц-амфибол-альбитовые.

Основной бериллиевый минерал — лейкофан, представлен таблитчатыми кристаллами и ксеноморфными зернами размером до 0,1 мм, реже 0,5—1 мм, которые находятся в тесном срастании с альбитом, амфиболом и биотитом, что наряду с мелкой и тонкой зернистостью руд обусловливает их трудную обогатимость. Менее распространены бертрандит и фенакит, представленные короткопризматическими кристаллами и ксеноморфными зернами размером 0,1—0,5 мм. В значительных количествах присутствует бастнезит, ассоциирующий с ортитом, сфеном, кальцитом и полевыми шпатами.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОРМАЦИИ БЕРИЛЛИЙСОДЕРЖАЩИХ СКАРНОВ

Бериллийсодержащие скарны известны давно и хорошо освещены в литературе (Беус, 1960). Бериллиеносные скарновые залежи нередко являются довольно крупными по размерам, но бериллий в них рассеян в виде мельчайшей вкрапленности хризоберилла, извлечение которого весьма затруднено и не приводит пока к получению кондиционных концентратов при экономически выгодном извлечении. Особенно неблагоприятным фактором является присутствие в составе скарнов больших количеств везувиана — минерала, в котором значительная часть бериллия рассеивается в качестве изморфной примеси. Эти месторождения, хотя и содержащие иногда значительные запасы руды, на современном уровне методов обогащения не являются промышленными.

Типичным примером бериллиеносных магнетитовых скарнов является известное месторождение Железная Гора (штат Нью-Мексико, США) и ряд месторождений и рудопроявлений Советского Союза, одно из которых характеризуется ниже.

Бериллиеносные магнетит-флюорит-хризобериллoвые скарновые месторождения

Рудные тела месторождения связаны со скарновыми залежами, приуроченными к контактовой зоне крупного каледонского гранитоидного массива, расположенного в осевой части антиклинали. Массив является трещинным интрузивом и сечет антиклиналь вкрест простирания, будучи приуроченным к длительно развивавшемуся разлому, поперечному к складчатым структурам. Массив имеет зональное строение, породы изменяются от центра к периферии от крупнозернистых порфировидных разностей через среднезернистые в промежуточной зоне к мелкозернистым гранитам, местами неравномернозернистым гранитам, включающим мелкие шлировые обособления пегматитов. Граниты массива лейкократовые, ультракислые, аляскитового облика, содержат акцессорные минералы: магнетит, циркон, флюорит, а также шеелит, ильменорутил, рутил, гранат, торит, монацит, топаз, фергусонит, флюоцерит, пирит, апатит, браннерит, ксенотим, колумбит, турмалин. Из автометасоматических изменений отмечаются альбитизация и грейзенизация. В альбитизированных гранитах содержатся 0,01—0,07% Nb и до 0,001—0,004% Ta; грейзенизированные граниты отличаются повышенным содержанием фтора, бериллия и лития.

В удалении от гранитного массива известны многочисленные месторождения и рудопроявления бериллия, лития, фтора, молибдена, вольфрама,

бора, мышьяка, полиметаллов, серебра и других элементов. В расположении минерализаций различного типа по отношению к гранитному массиву намечается зональность от центра к периферии: 1) приконтактовые редкометальные пегматиты, 2) экзоконтактовые редкометальные скарны, 3) сульфидные (пирротиновые) прожилки, 4) мышьяковые (арсенопиритовые) рудопроявления, 5) полиметаллические (свинцово-цинковые) рудопроявления.

Площадь месторождения бериллиеносных магнетитовых скарнов сложена осадочными породами, представленными отложениями, обогащенными известняковыми и мергелистыми прослоями. Породы образуют изоклинальную синклинальную складку широтного направления, которая совпадает с прогибом кровли массива; падение обоих крыльев к югу. Прогиб осложнен поперечными и продольными тектоническими нарушениями, которые расчленяют толщу на блоки, в разной степени приподнятые или опущенные. В результате контакт гранитов с осадочными породами приобрел сложную конфигурацию — участки пологого падения чередуются с участками крутых тектонических контактов. Оруденение не выходит за пределы зоны контактового метаморфизма, в которой значительная часть осадочных пород превращена в толщу полосчатых темно-бурых до черного цвета биотитовых и светло-зеленых диопсидовых роговиков — с прослоями метаморфизованных известняков мощностью 8—10 см, чередующихся с роговиками мощностью 1—2 см.

К вмещающим бериллиевое оруденение породам следует также отнести диопсид-гранатовые и везувиан-гранатовые скарны. Осадочно-метаморфические породы и скарны пересекаются дайками альбитизированных аплитов и гранит-аплитов.

Выделяют три главные разности скарнов: диопсид-гранатовые, везувиан-гранатовые с аксинитом и флюорит-гранат-везувиановые. Последняя разность отличается повышенным содержанием BeO, достигающим 0,1—0,2%.

Для скарнов характерны повышенные содержания бора, заключенного в аксините, турмалине, везувиане, и фтора, чем вызвано обилие в скарнах фторсодержащего везувиана, а также флюорита и бериллия, концентрирущегося в везувиане.

По скарнам развиты магнетитсодержащие породы, с которыми и связана основная масса бериллия.

Выделяется несколько разновидностей таких пород — везувиан-флюорит-магнетитовая, эпидот-флюорит-магнетитовая, протолитионит-флюорит-магнетитовая с хризобериллом, флюорит-магнетит-турмалиновая с маргаритом и, кроме того, существует большое количество смешанных по составу пород, переходных между всеми перечисленными разновидностями. Магнетит образует ритмично повторяющиеся полоски шириной 0,005—0,01 мм, нередко прерываемые крупными кристаллами граната или везувиана. В участках сгущения полос обычно увеличивается количество флюорита, который иногда целиком выполняет промежутки между полосками магнетита.

Наиболее распространены и имеют важное значение протолитионит-магнетитовые породы с хризобериллом. Эти породы нередко содержат также мусковит, турмалин, хлорит, сфен, альбит, калиевый полевой шпат.

Хризоберилл образует мелкие (0,05—0,01 мм и меньше), но часто встречающиеся выделения, обычно имеющие очертания, близкие к идиоморфным; весьма характерны типичные для хризоберилла тройники; отмечаются радиально-лучистые сростки в ассоциации с магнетитом. Сростки кристаллов и неправильных зерен нередко достигают 0,1 мм в поперечнике и 0,2—0,3 мм в длину.

Берриллиевая минерализация связана также с полевошпатовыми прожилками, образующими бедные линейные штокверки, располагающиеся в лежачем боку скарново-магнетитовых рудных тел; наибольшее количество их характерно для роговиков. Прожилки субширотного простирания под острыми углами пересекают вмещающие породы, мощность их от 0,5 до 5—8 см. В их составе преобладают калиевый полевой шпат и альбит, значительно развит протолитионит, образующий оторочки вдоль зальбандов, обычными минералами являются флюорит, эпидот, берилл, турмалин, кварц, топаз, кроме них встречаются гранат, пирит, аксинит, бавенит, бертрандит, миларит, фенакит, хризоберилл, скаполит, мусковит, везувиан, браннерит, амезит, маргарит, пренит. Наблюдается отчетливая пространственная зональность: по мере удаления от гранитного массива в составе прожилков уменьшается количество полевых шпатов, протолитионита, везувиана, граната, эпидота, аксинита и все большую роль приобретают кварц, топаз, берилл.

В скарнах наблюдаются гнезда линзовидной формы, сложенные флюоритом, калиевым полевым шпатом и эгирином, в них отмечаются бавенит, миларит, магнетит, сфен.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦ-МОЛИБДЕНИТ-ВОЛЬФРАМИТ-БЕРИЛЛОВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения молибденит-вольфрамит-берилловой формации, судя по ряду признаков, являются одними из наиболее высокотемпературных среди месторождений бериллия и образуются главным образом в условиях средних, реже малых глубин.

В соответствии с этим месторождения данной формации подразделяются на две подформации: первую — гипабиссальную — малоглубинную (1,5—2,5 км) среднетемпературную (300—200° С) и вторую — среднеглубинную (2—3 км) средне-высокотемпературную (400—250° С). Первая подформация включает большую группу мелких жильных месторождений и рудопроявлений. Вторая подформация объединяет группу более значительных месторождений.

Месторождения молибденит-вольфрамит-берилловой формации отличаются по сравнению с месторождениями других формаций исключительно большой распространенностью. Они связаны с герцинскими, киммерийскими и альпийскими магматическими комплексами и известны почти во всех бериллиеносных провинциях.

Для всех типов рассматриваемых месторождений характерна пространственная и часто генетическая связь их с куполами гранитных массивов. Месторождения локализуются как непосредственно в куполах, так и в апикальных частях гранитных массивов. К ним принадлежат месторождения Дальнего Востока, Западной Сибири, месторождения Рудных гор, гранитный массив Леслей во Франции, Блю-Тир и Лоде-Хил в Австралии, Циновец в ЧССР, Лост-Ривер в Америке и многие другие. В породах кровли размещены месторождения Сибири, Аберфойл в Австралии, Пяотан в Китае и др.

Особенности формирования месторождений первой группы — пространственная и генетическая связь с гранитными массивами малых глубин, приуроченных к сопряженным с крупными разломами тектоническим нарушениям, одноактные условия образования массивов без явлений дифференциации, бедность рудоносного очага летучими и минерализаторами — обусловили небольшие масштабы большинства месторождений.

Рудоносные интрузивы второй группы месторождений формировались на средних глубинах и имеют сложное строение, обусловленное многофазным

внедрением гранитной магмы. Большинство массивов образовалось в три последовательные интрузивные фазы. В I фазу формировались диориты и гранодиориты, слагающие небольшие массивы. Массивы II фазы сложены среднезернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами. В III фазу образовались лейкократовые граниты и гранит-порфиры, приближающиеся по составу к аляскитам. Граниты III фазы образуют небольшие штоки, жилы, пологие залежи.

По составу граниты четко укладываются в ряд аляскит — известковистый гранит (по Дэли), кристаллизация интрузивов завершается развитием раннещелочной стадии предрудного метасоматоза (альбитизация, калишпатизация). Рудоносные граниты отличаются повышенным содержанием молибдена, вольфрама, олова, бериллия, фтора, причем наиболее высокие содержания часто характерны для гранитов III фазы.

Рудоносные интрузивы сопровождаются широкими ореолами контактово-измененных пород, представленных внешней хлорит-биотитовой зоной мощностью до 1 км и внутренней — роговиковой биотитовой мощностью до 0,2—0,7 км.

Наиболее богатые и заслуживающие внимания по масштабам оруденения комплексные месторождения бериллия, вольфрама, олова и молибдена располагаются в надынтрузивной зоне. Для них характерно развитие серии дорудных даек и наблюдается как вертикальная, так и горизонтальная зональность. Вольфрамовая минерализация сменяется с глубиной вольфрам-бериллиевой, затем вольфрам-бериллиево-молибденовой, еще глубже исчезает вольфрам, сохраняется бериллий и увеличивается содержание молибдена. На месторождениях, где оруденение располагается в гранитных массивах, в некоторых случаях наблюдается увеличение содержания бериллия с глубиной.

Своеобразным индикатором масштабов месторождения бериллия, как отмечалось ранее, является фтор.

В крупных комплексных касситерит-молибденит-вольфрамит-берилловых месторождениях в основных рудах содержится 7—10% топаза и около 1—2% флюорита, в средних и мелких месторождениях количество этих минералов не превышает 1—2%.

Учитывая, что рассматриваемые месторождения широко освещены в существующей литературе (Заболотная и др., 1961, 1962; Рундквист, 1971; Щерба, 1960, 1968) и частично затронуты в разделах «Месторождения олова» и «Месторождения вольфрама», в данном разделе мы ограничимся кратким описанием одного из наиболее представительных молибденит-вольфрамит-берилловых месторождений.

Молибденит-вольфрамит-берилловый тип месторождений

Рассматриваемое месторождение приурочено к полосе развития крупных разломов зоны активизации области палеозойской складчатости, характеризующейся распространением каледонских и герцинских гранитов. Оно связано с гранитами позднегерцинского тектоно-магматического цикла. Месторождение сформировалось в экзо- и эндоконтактовой зоне гранитного массива, сложенного ультракислыми лейкократовыми гранитами и залегающего на глубине 150—200 м под песчано-сланцевой толщей верхнего силура. Массив посторогенный, внедрение его происходило в узле пересечения разнонаправленных нарушений и сопровождалось тектоническими подвижками, в результате которых были заложены рудоподводящие и рудовмещающие трещины. Граниты в апикальной части массива интенсивно изменены — альбитизированы, грейзе-

низированы, наиболее измененные участки их содержат в промышленных концентрациях бериллий и молибден.

В пределах месторождения широко распространены дайки, образующие в песчано-сланцевой толще серию секущих тел в основном северо-западного простирания и крутого падения. Дайки характеризуются большой протяженностью (до нескольких километров) при небольшой мощности (0,5—5 м) и представлены (от ранних к более поздним): микрогранитами, гранит-порфирами, диоритовыми порфиритами, фельзит-порфирами и кварцевыми микродиоритами; преобладают фельзит-порфиры. Все дайки отчетливо дорудные, они пересекаются кварц-вольфрамит-бериллевыми жилами и гидротермально изменены.

Комплексная (бериллий, вольфрам, молибден, висмут) минерализация месторождения связана с тремя различными типами рудных образований: 1) с кварцевыми жилами; 2) с прожилковыми зонами; 3) с метасоматически измененными гранитами. Жилы и прожилковые зоны локализуются в песчано-сланцевой толще в надынтрузивной зоне метасоматически измененных гранитов, вскрытых на глубине скважинами.

На месторождении известно более 100 жил, из которых бóльшая часть сконцентрирована в пределах Центрального участка (рис. 133). Преобладают жилы близмеридионального простирания, круто (под углами 70—85°) падающие на запад: часто встречаются жилы

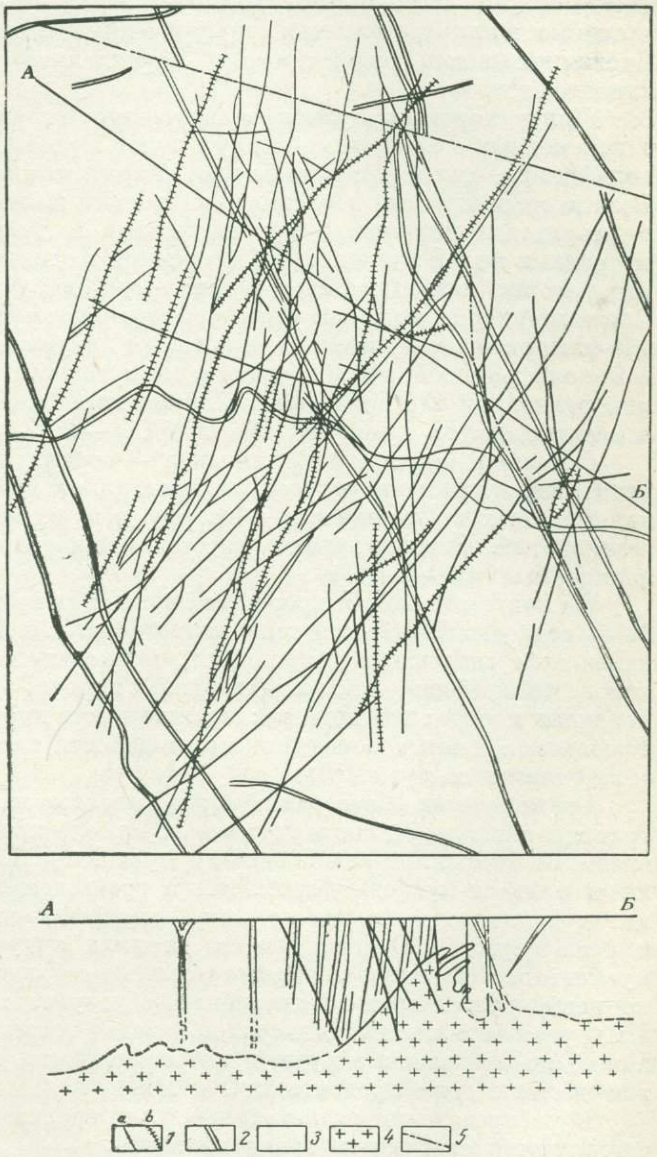


Рис. 133. Схема геологического строения кварц-вольфрамит-бериллового месторождения. По *Д. Рундквисту* и *Р. Торчинюку*.

1 — кварцевые жилы с поверхности безрудные (*а*) и бериллсодержащие (*б*); *2* — дайки гранит- и фельзит-порфиров; *3* — кварц-слюдистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников; *4* — метасоматически измененные граниты; *5* — пострудные тектонические нарушения

северо-восточного простирания, относительно редки субширотные. Протяженность жил от десятков до сотен метров, по падению жилы прослеживаются до нескольких сотен метров (до контакта с гранитами). Мощность жил изменяется от 0,1 до 1,5 м, преобладают жилы мощностью 0,3—0,7 м. Жилы имеют четкие, часто прямолинейные контакты с вмещающими сланцами. Это типичные жилы выполнения, приуроченные к приоткрытым трещинам скола. Прожилковые зоны ориентированы параллельно основным жилам, часто выклиниваются.

Жилы характеризуются существенно кварцевым составом (90—95%), в переменных количествах присутствуют мусковит, топаз, флюорит, берилл, вольфрамит, молибденит, висмутин, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. Различаются простые и сложные кварцевые жилы. Сложные жилы возникают в результате повторного приоткрывания и дробления ранее образованных кварцевых жил с мусковитовой оторочкой и единичными кристаллами берилла, на которые накладывается берилл-мусковит-флюоритовая минерализация. Сложные кварцевые жилы часто разбиты системами кварцевых и кварц-мусковит-флюоритовых прожилков, к которым приурочена основная масса бериллиевой, вольфрамовой, молибденовой и висмутовой минерализации. Распределение минерализации в жилах и прожилках неравномерно: BeO и Bi содержится в десятых долях процента, Mo и WO_3 — 0,05—0,06%.

Основной бериллиевый минерал — берилл представлен шестоватыми и радиально-лучистыми агрегатами кристаллов длиной от 2—6 до 15—20 мм, идиоморфных по отношению к кварцу и мусковиту. Цвет бледно-голубовато-зеленоватый. Берилл характеризуется низким содержанием щелочных металлов (сумма 0,6—1,4%).

На контактах жил и прожилков в сланцах возникают маломощные (обычно 3—4, редко до 10—15 см) зоны гидротермально измененных пород. При этом намечается следующая зональность: мусковит-кварцевый грейзен → серицит-кварцевый грейзен → хлорит-кварцевая порода → неизмененные сланцы. В измененных породах наблюдается вкрапленность пирита, флюорита, редко топаза. Ореолы измененных пород большой мощности характерны для жил с флюоритом, топазом и мусковитом.

Среди рудных образований особо выделяются метасоматически измененные граниты апикальной части гранитного купола мощностью 250—300 м, представленные микроклин-альбитовыми, мусковит-альбитовыми, мусковит-кварцевыми и кварц-мусковит-берилловыми грейзенами. Иногда в измененных гранитах наблюдаются зерна граната, чешуйки молибденита, кристаллы пирита и реже берилла. Основная масса берилла приурочена к прожилкам кварц-мусковитового и топаз-кварцевого состава с флюоритом и сфалеритом. Берилл концентрируется также в грейзенах, образующих тела мощностью 0,10—2 м. Из других бериллиевых минералов изредка встречаются бертрандит и гельвин. Молибден-бериллиевые руды в метасоматически измененных гранитах содержат десятые доли процента BeO и Mo.

В распределении редкометальной минерализации на месторождении устанавливаются следующие закономерности:

1) наблюдается четкая зональность сверху вниз и от периферии к центру месторождения по схеме: W → (Bi + Be) → (Be + Mo) → Mo;

2) от центральных частей жил к их концам происходит смена бериллиево-молибденового оруденения висмутовым и вольфрамовым;

3) устанавливается некоторое повышение содержания бериллия с уменьшением мощности жил;

4) влияние состава вмещающих пород на содержание полезных компонентов проявляется в увеличении содержания бериллия и висмута в участках жил, залегающих в сланцах; содержание вольфрама увеличивается в участках жил, залегающих в дайках кислого состава.

Рудообразование протекало в две стадии, разделенные периодом интенсивных тектонических подвижек. В первую стадию образовались кварцевые прожилки и жилы простого строения; во вторую после тектонических подвижек, вызвавших развитие новых, подновление старых трещин и дробление кварцевых жил, образовывались кварц-топазовые и кварц-флюорит-мусковитовые жилы и прожилки с бериллом. Формирование жил простого строения происходило преимущественно путем выполнения трещин и последовательной кристаллизации минералов на стенках трещин, с широким развитием друзовых и крустификационных структур. Процессы метасоматоза проявились главным образом во вторую стадию при формировании кварцевых жил сложного строения. Намечается следующая последовательность выделения жильных минералов: мусковит I → кварц I → топаз I → мусковит II (тонкочешуйчатый) → флюорит → пирит I → вольфрамит I → берилл I → висмутин → молибденит → вольфрамит II → берилл II → пирит II → сфалерит → галенит.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛЮОРИТ-СЛЮДИСТО-БЕРИЛЛОВОЙ ФОРМАЦИИ

Флюорит-слюдисто-берилловые месторождения относятся к перспективным гидротермальным образованиям.

Среди месторождений этой формации выделяются следующие типы: 1) мусковит-флюорит-берилловый в силикатно-известковистых породах; 2) биотит-флюорит-берилловый в гранодиоритах; 3) флогопит-маргарит-берилловый в серпентинитах и тальковых сланцах; 4) биотит-флюорит-фенакит-берилловый в амфиболитах.

Месторождения характеризуются сходными геологическими условиями образования.

1. Они приурочены к крупным разломам типа структурных швов, развивающихся на окраинах срединных массивов в зонах активизации и на стыках разновозрастных складчатых областей. Эти разломы являлись областями формирования многофазных металлоносных интрузий и путями последовательного проникновения магматогенных расплавов и рудных растворов.

2. Оруденение локализуется в узлах пересечения тектонических нарушений, сопряженных с крупными разломами.

3. Месторождения сформировались в гипабиссальных условиях на глубине 1,5—3 км при температурах 200—350° С.

4. Месторождения формировались в несколько стадий минерализации, проявленных в пределах единых долгоразвивающихся крупных тектонических структур, что обусловило образование выдержанных по простиранию и падению бериллиеносных зон с относительно равномерным распределением бериллия.

5. Рудоносные растворы отличаются повышенным содержанием фтора и бериллия, а также относительно высокой активностью щелочей, с переменным преобладанием калия и натрия.

Основным бериллиевым минералом, содержащим главную массу окиси бериллия, является берилл, при резко подчиненном развитии фенакита, бавенита и других бериллиевых минералов и незначительном (5—10%) рассеянии бериллия в породообразующих минералах. Главные сопутствующие минералы в рудах: слюды (мусковит, биотит, флогопит), альбит, олигоклаз, флюорит и менее кварц.

6. В формировании месторождений большую роль играли метасоматические процессы, которые при участии растворов, обогащенных щелочами, фтором и бериллием, привели к появлению сходных по составу берилл-флюорит-слюдяных грейзенов.

При развитии метасоматических процессов по породам, насыщенным алюминием и отличающимся повышенным содержанием кальция, обилие в рудоносных растворах фтора привело к образованию флюорита, а насыщенность пород алюминием обусловила возникновение из бериллиевых минералов в основном берилла.

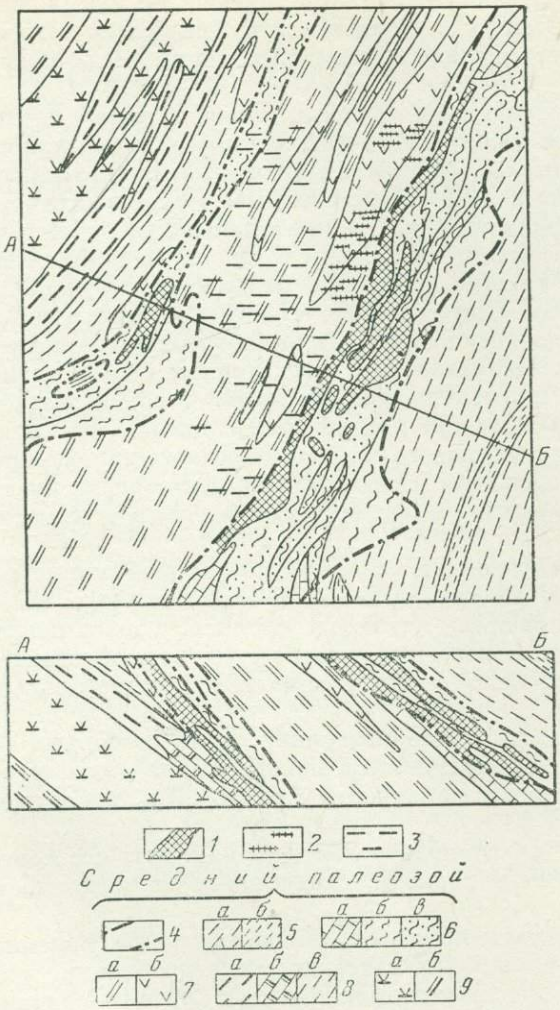
Мусковит-флюорит-берилловый тип месторождений

Рассматриваемое месторождение располагается в пределах крупного антиклинория палеозойской металлогенической провинции, в полосе развития серии глубинных разломов, разделяющих области с различным режимом осадконакопления и магматизма и контролирующих размещение герцинских металлоносных интрузий и связанной с ними эндогенной редкометальной (вольфрамовой и бериллиевой) минерализации (Слюдисто-флюорит-берилловое..., 1967). Зоны разломов проявляются в интенсивном рассланцевании пород, образовании участков смятия, милонитизации и дробления, фиксируются полями даек, послойными телами серпентинитов, зонами гидротермально измененных пород и участками проявления рудной минерализации, представленной вольфрамовым, флюоритовым и берилловым оруденением, связанным с участками развития наиболее поздних лейкократовых гранитов с повышенной щелочностью. Флюорит-берилловая минерализация наиболее интенсивно локализуется за пределами металлоносных интрузивов (в 3—5 км в плане от контактов).

Участок месторождения сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами девона — нижнего карбона, имеющими моноклинальное падение под углами 20—60°, в соответствии с положением участка на восточном крыле складки (рис. 134). Район месторождения сложен песчано-сланцевыми карбонатными породами, биотитовыми, амфибол-биотитовыми сланцами и амфиболитами. Метаморфические породы района относятся к фации зеленых сланцев с тремя субфациями: хлоритовой, биотитовой и альмандин-амфиболовой. Они постепенно сменяются от периферии к контакту с гранитами, имея субмеридиональную направленность зон метаморфизма, параллельную простиранию зоны разломов, контролирующей размещение гранитных интрузивов, располагающихся за пределами рудного поля месторождения.

Выделено три фазы гранитоидов. Гранодиоритовые породы I фазы распространены весьма ограниченно. Гранитоидные интрузивы сложены преимущественно биотитовыми гранитами II фазы. Они характеризуются пониженным, по сравнению с кларковым, содержанием бериллия, преобладанием натрия над калием. Граниты III фазы, абсолютный возраст которых 257 ± 9 млн. лет, представлены лейкократовыми двуслюдяными мелкозернистыми разностями, иногда порфировидными и пегматоидными. Они характеризуются постоянно высоким содержанием кремнезема, малыми количествами железа, магния и кальция, повышенным содержанием калия и натрия при некотором преобладании калия. Содержание бериллия в этих гранитах несколько превышает кларковое и изменяется от $3 \cdot 10^{-4}$ до $120 \cdot 10^{-4}$, в среднем $10 \cdot 10^{-4}$%.

Главными элементами структуры рудного поля являются крупные тектонические зоны, согласные с осадочно-метаморфическими породами. Зоны проходят по карбонатной и сланцево-карбонатной свитам; мощность зон от 20 до



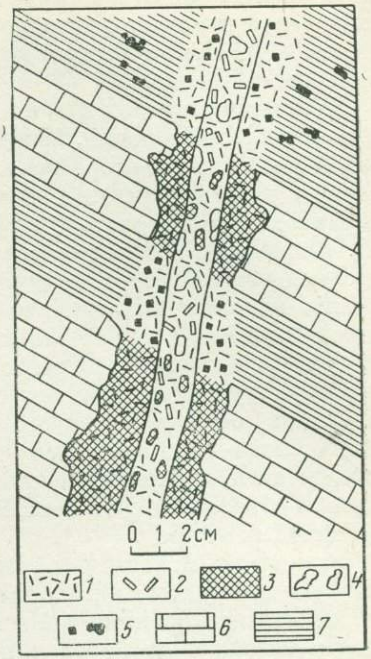


Рис. 134. Схема геологического строения флюорит-бериллового месторождения.

1 — тела флюорит-берилловых руд; *2* — кварцевые жилы с вольфрамитом, шеелитом, флюоритом и бериллом; *3* — мусковит-альбит-кварцевые прожилки с вольфрамитом, шеелитом и бериллом; *4* — передробленные и выветрелые породы; *5* — свита метаморфизованных граувакковых песчаников (*а*), алевролитов и филлитов (*б*); *6* — свита мраморизованных известняков (*а*), углисто-карбонатных и слюдисто-углистых сланцев (*б*), передробленных и выветрелых пород (*в*); *7* — свита биотитовых, амфибол-биотитовых, хлорит-биотитовых сланцев (*а*), с телами амфиболитов (*б*); *8* — свита углисто-карбонатно-слюдистых сланцев (*а*) и мраморов (*б*) с горизонтами хлорит-биотитовых сланцев (*в*); *9* — свита альбит-эпидотовых амфиболитов (*а*) с горизонтами биотитовых сланцев (*б*)

Рис. 135. Мусковитовый прожилок пересекает прослои мраморизованного известняка и сланца, в которых образуются околожильные ореолы различного состава.

1 — мусковит; *2* — берилл; *3* — флюорит; *4* — кварц; *5* — пирит; *6* — известняки; *7* — сланцы

200 м. К этим зонам и приурочено флюорит-берилловое оруденение. В лежачих боках тектонических зон наблюдаются участки развития субширотных трещин оперения. Часть субширотных оперяющих трещин выполнена вольфрамит-кварцевыми жилами.

Тектонические зоны, к которым приурочены рудные залежи, имеют линзовидно-блоковое строение, возникшее в результате дробления фациально изменчивых осадочно-метаморфических пород. Пласты превращены в линзовидные блоки и участки брекчий, в которых сочетаются трещины северо-восточного направления, согласного с простиранием пород, и крутопадающие субширотные. Последние, а также участки брекчий, в основном согласные с залеганием рудовмещающих пород, служили главными путями поступления рудообразующих гидротермальных растворов. При гидротермальном процессе образовались крупные, сложные по внутреннему строению пластообразные мусковит-флюорит-берилловые прожилково-метасоматические зоны длиной многие сотни метров, шириной десятки метров и протяженностью по падению сотни метров. На общем фоне прожилкового распределения рудной минерализации располагаются линзо- и пластообразные тела сплошного метасоматического замещения, приуроченные преимущественно к контактам различных пород и образующиеся главным образом за счет метасоматического замещения карбонатных и углисто-карбонатных пород.

Различные исходные породы обусловили образование разнообразных по составу руд: мусковит-флюоритовых (по известнякам), мусковитовых (по алюмосиликатным породам), минерализованных углистых сланцев, прожилковых в алюмосиликатных породах и прожилково-метасоматических в карбонатных породах. Чередование пород обусловило смену возникающих минеральных ассоциаций (рис. 135).

Главным бериллиевым минералом является берилл, второстепенным — фенакит. Рассеяние бериллия в рудообразующих минералах не превышает 10—12%. Содержание флюорита в рудах изменяется от 1 до 30%, в среднем около 6%.

Возраст оруденения определен по мусковиту 254 ± 9 млн. лет, что соответствует верхней перми и относится к периоду, следующему за внедрением гранитов III фазы.

Главными факторами рудоотложения являются, с одной стороны, падение давления гидротермальных растворов в зонах тектонического дробления, что вызвало кристаллизацию минералов в открытых трещинах; и с другой — активное метасоматическое взаимодействие с вмещающими породами, чему способствовало переслаивание пород, контрастных по составу.

Ведущую роль в процессах метасоматоза играли известняки, которые активно реагировали с рудными растворами фтор-щелочного состава и являлись источниками кальция для образования флюорита. Метасоматические образования в известняках сложены в основном флюоритом, мусковитом и менее альбитом. Флюорит образуется метасоматическим путем, при этом возникает дефицит объема, который восполняется отложением мусковита, альбита и берилла путем кристаллизации из растворов.

Метасоматические процессы в алюмосиликатных породах носили иной характер, происходили менее интенсивно, чем в известняках, но захватывали более обширные объемы пород, что имеет важное поисковое значение. Ведущий процесс — серицитизация (мусковитизация), которая сопровождается образованием флюорита, пирита, берилла и разложением плагиоклаза, биотита, магнетита, кварца.

Сравнение метасоматических процессов в алюмосиликатных породах и в известняках показывает, что часть элементов (Ca, Si, Na) заимствуется гидротермальными растворами в чередующихся прослоях этих пород, другие же элементы (K, Be, S, W, Al) растворами привносятся.

Состав прожилков в штокверковых зонах различен по количественным соотношениям минералов жильного выполнения — мусковита, флюорита, кварца, альбита. Порядок минералообразования в прожилках различного состава сохраняется одинаковым: наиболее ранний минерал — альбит, затем выделяется мусковит, за ним кристаллизуются флюорит и берилл и, наконец, кварц. Мусковит и флюорит кристаллизуются длительно и частично после кварца, в котором они образуют секущие прожилки, или у зальбандов кварцевых жил цементируют его угловатые обломки, что свидетельствует о существовании межминерализационных подвижек. Берилл выделяется одновременно с мусковитом и флюоритом. Наблюдаемое незначительное замещение берилла мусковитом и флюоритом объясняется более длительным временем выделения этих минералов.

Такие минералы как мусковит или альбит, отчасти флюорит и берилл, кристаллизуются в результате реакции раствора с вмещающими породами и ранее отложившимися минералами; кварц отлагается в течение короткого периода, возможно вследствие коагуляции кремнезема при понижении температуры и давления раствора. Период формирования всей рудной зоны в целом был более длительным, чем время выполнения каждой отдельной трещины. В характере околорудных изменений пород преобладает серицитизация. Изучение Н. Васильковой газово-жидких включений в флюорите свидетельствует о температуре основного этапа рудоотложения порядка 300—200° С.

Глубина образования оруденения, по-видимому, 2—3 км.

После завершения рудоотложения тектонические напряжения вызвали интенсивные нарушения в пределах рудных зон, ориентированные согласно с последними. В результате блоки руд и пород значительной протяженности и мощности подверглись милонитизации, брекчированию и повышенной трещиноватости; ненарушенных участков в пределах рудных зон сохранилось очень мало.

Отмеченное обстоятельство, а также наличие в составе руд сульфидов в сочетании с флюоритом обусловило образование в зоне окисления серной и фтористоводородной кислот и активное развитие процессов гипергенеза на значительную глубину по падению рудной зоны, достигающей сотни метров. В зависимости от кислородного потенциала и pH растворов, циркулирующих в зоне выветривания, по вертикали возникли три зоны: каолинитовая (до глубины 40 м), галлуазитовая и монтмориллонитовая (до глубины 100 м) и монтмориллонитовая (глубже 100 м). По устойчивости к гетерогенным процессам минералы располагаются в следующий ряд: пирит, альбит, апатит, мусковит, флюорит, берилл. В локальных участках происходило растворение берилла и образование вторичных фосфатов бериллия и алюминия (глюцина, мораесита, уралолита, крандаллита, штаффелита — даналита), которые наблюдаются до глубины 40 м.

Флогопит-маргарит-берилловый тип месторождений

В тех случаях, когда грейзеновый процесс, сопровождающий формирование бериллиевого оруденения, развивался среди вмещающих пород ультраосновного состава (дунитов, серпентинитов, тальковых пород), возникли условия

для образования месторождений изумруда. Ультраосновные породы служили при этом источником хрома темно-зеленых разностей берилла. Благоприятной предпосылкой для образования крупных ювелирных кристаллов изумруда, александрита, фенакита является относительно большая глубина формирования изумрудоносных месторождений по сравнению с другими бериллиевыми месторождениями грейзеновой формации.

Примером сочетания подобных условий является одно из месторождений, находящееся в рудном поле, в пределах которого наблюдаются как танталоносные пегматиты, так и грейзеновые образования. Эта особенность послужила причиной того, что первоначально месторождения изумрудов рассматривались как образовавшиеся в процессе десилификации пегматитового расплава, и слюдиты считались пегматитами линии скрещения. Дальнейшие исследования привели к изменению этой генетической концепции.

Месторождение располагается в экзоконтактовой полосе крупного гранитного массива, который прорывает сложную по составу метаморфическую толщу, включающую первичноосадочные, вулканогенные, а также интрузивные породы (углисто-кремнистые сланцы, амфиболиты, порфириты, метаморфизованные дуниты и перидотиты). Среди вмещающих пород месторождения преобладают тальковые сланцы и серпентиниты с мощными дайками диоритовых порфиритов, прослоями амфиболитов и углистых сланцев. Вмещающая толща подверглась интенсивной складчатости. Месторождение залегает в западном крыле синклинальной складки, которая осложнена более мелкими изоклинальными складками и дизъюнктивными нарушениями. Тектонические нарушения представляют собой зоны рассланцевания пород. Наиболее крупная тектоническая зона проходит вдоль всего месторождения, мощность ее 120—150 м.

Рудная зона месторождения имеет субмеридиональное простирание с восточным падением под углами 65—80°. Длина рудоносной зоны многие сотни метров, ширина первые сотни метров, по падению она прослежена на сотни метров.

Рудные тела представлены сложной системой ветвящихся прожилково-метасоматических зон (слюдитов) и плагиоклазовых жил (рис. 136). Морфология и пространственное распределение рудных тел зависят в первую очередь от расположения тектонических зон и трещинных структур. Локализация рудных тел определяется также дайками диоритовых порфиритов, играющих роль жесткого каркаса среди пластичных сланцев, и вследствие своей относительно малой проницаемости экранирующих просачивающиеся растворы. Рудные тела распределены неравномерно. Сближенные между собой жилы и зоны образуют несколько свит, которые кулисообразно заходят друг за друга в горизонтальном и вертикальном сечении. Наиболее мощные тела находятся в северной части месторождения, где они образуют рудный столб.

Тектонические зоны трещиноватости и дробления не только контролировали первоначальное распределение бериллиеносных гидротермальных образований, но также в результате интенсивных пострудных движений определили ныне существующую морфологию рудных тел, по-видимому, в значительной степени отличную от первоначальной. Морфология микроскладчатости и текстур тектонического разлинзования свидетельствует о том, что тектоническая зона формировалась в условиях сжатия.

Слюдитовые рудные тела представляют собой прожилково-метасоматические зоны, подвергшиеся дроблению и рассланцеванию. Они имеют линзовидно-блоковое внутреннее строение и сложены серией линзовидных блоков, промежутки между которыми выполнены рыхлым слюдистым материалом. Наиболее

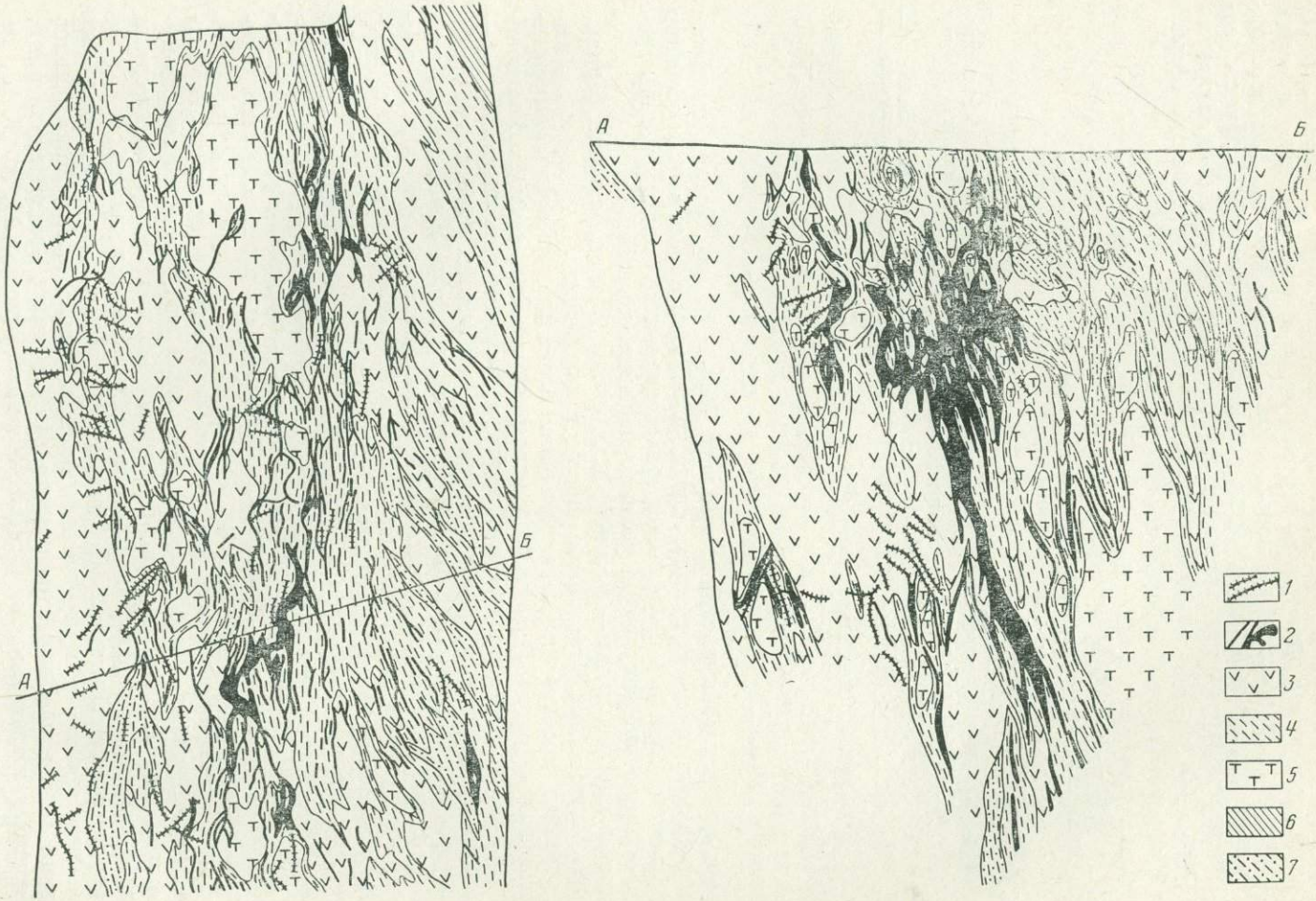


Рис. 136. Схема геологического строения флогопит-олигоклаз-бериллового месторождения.

1 — кварц-плагиоклазовые жилы; *2* — слюдитовые рудные зоны; *3* — диоритовые порфириты и диориты; *4* — тальковые сланцы; *5* — серпентиниты; *6* — амфиболиты; *7* — кремнисто-углистые сланцы и кварциты

часто рудные зоны бывают приурочены к контактовым участкам между тальковыми сланцами и диоритами, поэтому зоны обычно включают обломки метасоматических флогопитовых пород, образованных как по ультраосновным, так и по основным породам. Среди слюдитовых блоков наблюдаются разобщенные фрагменты берилл-плагиоклазовых, берилл-мусковитовых и других жил, с которыми и связана главная масса бериллиевого оруденения в составе этих зон.

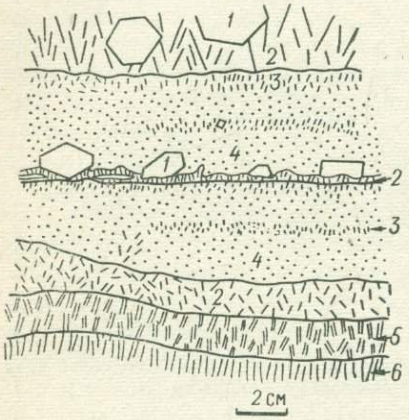


Рис. 137. Зональное строение мусковит-альбитовых жил с бериллом и их околожильных оторочек (зарисовка образца).

1 — берилл; *2* — мусковит; *3* — таблитчатый альбит; *4* — мелкозернистый альбит; *5* — маргарит; *6* — флогопит

Кварц-плагиоклазовые жилы меньших размеров, но богаче (содержат BeO десятые доли процента в жилах среди диоритовых порфиритов и особенно среди тальковых сланцев). Выделяются жилы, согласные с вмещающими породами, и субширотные секущие, с пологим падением к северу.

Главные минералы жил — плагиоклаз, мусковит, кварц, флюорит, берилл, маргарит. Часто отмечаются также апатит и молибденит.

Внутреннее строение жил характеризуется более или менее четко выраженной зональностью (рис. 137), а также развитием полосчатых текстур. В зальбандах жилы присутствует, как правило, маргаритовая оторочка шириной до 4—5 см. Ближе к центру нередко наблюдается плагиоклазовая (олигоклаз-андезиновая) оторочка шириной до 12 см. Центральная, наиболее мощная часть жил обычно сложена альбитовым агрегатом крупнозернистой структуры, в промежутках между зернами которого встречаются отдельные кристаллы и скопления берилла, флюорита или мусковита. Для центральных зон пологих жил характерно ритмичнополосчатое строение, обусловленное чередованием полос альбита, мусковита, реже берилла. Иногда мощные зональные жилы значительно обогащены кварцем, который слагает центральную часть жилы. Минеральный состав жил непостоянен, наблюдаются значительные колебания в содержании того или иного минерала.

Таким образом, образования грейзеновой формации представлены берилл-кварц-плагиоклазовыми, берилл-мусковит-альбитовыми, берилл-флюорит-мусковитовыми жилами, которые сопровождаются мощными метасоматическими зонами флогопитовых и флюорит-флогопитовых пород (слюдитов).

В процессе метасоматического изменения серпентинитов и тальковых сланцев, приводящем к превращению их в слюдиты, происходил привнос кремнезема во внешние метасоматические зоны и вынос его из внутренних, прилегающих к жилам зон, а также значительный привнос Al, K, F, Li, Be и удаление больших количеств магния. В составе бериллиевых руд наряду

с типичными грейзеновыми минералами кварцем, мусковитом, флюоритом, молибденитом, топазом) присутствуют такие необычные для грейзенов минералы как маргарит, плагиоклаз, фуксит, что объясняется особенностями состава вмещающих пород. С этим же связано широкое развитие слюд биотит-флогопитового ряда в составе околорудных метасоматических пород.

Главный бериллиевый минерал — берилл, с ним связано до 95% BeO в составе плагиоклазовых жил и около 50% BeO в составе слюдитовых рудных тел. Около 16% BeO в рудах месторождения рассеивается в маргарите. Фенакит или хризоберилл (александрит) могут иметь значение только как ювелирные камни. Ультраосновной состав вмещающих пород обусловил появление крупных выделений такого редкого минерала, как бромеллит, возникающего в условиях дефицита кремнезема.

Месторождения формировались в три стадии: кварц-плагиоклазовую (раннещелочную), берилл-флюорит-мусковитовую (кислотную) и адуляр-бавенит-бертрандитовую (позднещелочную). Характерной особенностью месторождения является сравнительно интенсивное проявление позднещелочной низкотемпературной стадии, в течение которой берилл подвергался растворению и разложению, а бериллий переотлагался в форме бертрандита и бавенита.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛЮОРИТ-БЕРТРАНДИТ-ФЕНАКИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения этой формации разделяются на две группы в зависимости от связи их с обычными лейкократовыми (кислыми) или субщелочными гранитоидами. Месторождения, связанные с лейкократовыми гранитами, принадлежат к грейзеновому типу.

Основными рудными минералами этих месторождений являются фенакит и бертрандит, для некоторых типов месторождений — хризоберилл, эвклаз, лейкофан-мелинофан; присутствуют бавенит, миларит, маргарит. По совокупности геолого-генетических факторов глубина образования месторождений этой формации определяется в 1—2, иногда до 3 км (преимущественно гипабиссальные условия), а температура образования главного этапа рудоотложения порядка 300—200° С.

Все месторождения этой формации характеризуются следующими общими чертами.

1. Размещение месторождений флюорит-бертрандит-фенакитовой формации контролируется региональными разломами зон активизации, развивающимися в областях завершенной складчатости; месторождения часто образуются в бортах впадин-депрессий.

2. Геологическая обстановка, в которой происходит внедрение интрузий, определяет появление массивов гранитоидов субщелочного состава, представленных сиенитами, граносиенитами или аляскитовыми гранитами повышенной щелочности. Эти массивы относятся обычно к самым последним фазам бериллиеносных гранитных интрузивных комплексов и представлены трещинными интрузивами небольшого размера (до 1 км^2), формирующимися в гипабиссальных условиях.

3. Бериллиевая минерализация размещается, как правило, за пределами массивов субщелочных гранитоидов, которые всегда в той или иной степени подвергаются метасоматическому замещению (микроклинизации, альбитизации, грейзенизации) и несколько обогащены бериллием (в 1,5—5 раз выше кларковых), фтором, иногда торием.

4. В образовании месторождений значительную роль играет состав рудовмещающих осадочно-метаморфических пород. Во многих рудных районах

наблюдается четкий литологический контроль в размещении месторождений: они приурочены к толщам пород, включающим известняки, мраморы, биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые сланцы, андезиты. Месторождения располагаются в участках переслаивания известняков и сланцев, амфиболовых сланцев и гнейсов, или песчаников и андезитов. Наиболее благоприятны карбонатные породы (известняки) и породы с повышенным содержанием кальция.

5. Месторождения располагаются обычно в благоприятных структурах — участках изгибов и перегибов осей складок, усложненных пересечениями нескольких тектонических зон различных направлений, в узлах разветвления тектонических зон и сопряжения с ними крупных трещин. Во многих случаях в узлах пересечения указанных тектонических зон развиваются дайки различного состава, что характерно для рудных полей наиболее перспективных месторождений.

6. Для месторождений этой формации часто характерна следующая постоянно повторяющаяся последовательность этапов формирования оруденения: I этап — скарнирование, II этап — микроклинизация, III этап — образование фтор-бериллиевой минерализации, IV этап — кварц-сульфидный. Благоприятны случаи совмещения этих образований, которым предшествовали тектонические подвижки с сохранением плана деформации.

7. Основными бериллиевыми минералами в рудах месторождения являются фенакит и бертрандит, иногда с заметным развитием бавенита и миларита. При определенных геологических условиях формирования месторождений, в случае связи оруденения с кислыми гранитами повышенной щелочности, возникают как основные минералы бериллия хризоберилл и эвклаз. В других случаях, при повышении щелочности магматического источника, образуется лейкофан-мелинофан.

Изменяется также состав рудообразующих и попутных минералов. На месторождениях первой группы, связанных с кислыми интрузиями повышенной щелочности, бериллиевые минералы ассоциируют с мусковитом и серицитом, реже турмалином; для месторождений второй группы, связанных с субщелочными интрузиями, характерно развитие полевых шпатов, преимущественно калиевых (микроклина, реже ортоклаза), менее натриевых (альбита, олигоклаза). В заметных количествах появляются кальцит и кварц.

Бериллиевое оруденение рассматриваемого типа постоянно сопровождается флюоритом, преимущественно темно-фиолетовым, массивной или тонкополосчатой текстуры с характерной ячеистой, сетчатой структурой, несколько напоминающей графическую или апографическую, иногда очковую.

8. Для месторождений этой формации, связанных с субщелочными интрузиями, характерна повышенная радиоактивность с существенно ториевой природой активности. Радиоактивность руд вызвана главным образом присутствием торита или ферриторита, в отдельных случаях достигающих значительных количеств. Нередко месторождения локализуются в одних зонах с урановыми, иногда бериллиевая и урановая минерализации совмещаются.

9. Месторождения флюорит-бертрандит-фенакитовой формации нередко располагаются на флангах полиметаллических месторождений, содержащих флюорит, а также совмещаются с ними. На некоторых месторождениях выделение сульфидов (сфалерита, галенита и пирита) происходит в одну стадию с формированием бериллиевой минерализации, при этом пирит несколько опережает кристаллизацию бериллиевых минералов, а галенит и сфалерит завершают ее.

10. Постоянное обилие флюорита в рудах месторождений этой формации и характер бериллиевых и сопутствующих им минералов однозначно указы-

вают на форму переноса бериллия в растворах — в виде гидроксофторидных комплексов состава $[BeF(OH)]^0$, $[BeF(OH)_2]^-$, $[Be(CO_3)F]^-$, в меньшей мере в виде гидроксокомплексов $[Be(OH)_2]^0$, $[Be(OH)_3]^-$, $[Be(CO_3)_2]^{2-}$. Комплексные соединения, вступая во взаимодействие с известняками, расщепляются, при этом образуются флюорит, бериллиевые минералы и силикаты калия, реже натрия, одновременно происходит обильное выделение углекислоты, обладающей в момент своего выделения сильными окислительными свойствами.

11. В пределах рассматриваемой формации наблюдаются:

а) месторождения, генетически связанные с магматическими комплексами пород, последние фазы развития которых представлены лейкократовыми гранитами повышенной щелочности. К ним относятся месторождения флюорит-фенакитового типа, такие как слюдисто-флюорит-фенакитовые в известняках, слюдисто-турмалин-флюорит-хризобериллoвые в известняках с прослоями алюмосиликатных пород и флюорит-турмалин-касситерит-фенакитовые на контакте известняков с гранитами и роговиками; а также топаз-флюорит-хризобериллового (в доломитах и известняках) и сульфидно-фенакит-бертрандитового (в дайках гранитов на контакте с доломитами) типов;

б) месторождения — производные субщелочной гранитной магмы (массивы граносиенитов, кварцевых сиенитов, сиенитов), к которым принадлежат месторождения полевошпат-флюорит-бертрандит-фенакитового типа (в известняках и скарнах), а также бритолит-торит-флюорит-фенакитового типа (в известняках), объединяющие флюорит-лейкофановые, бритолит-хризоберилл-фенакитовые и торит-флюорит-фенакитовые образования; кроме того, месторождения полевошпат-бавенит-фенакитового типа (в эпидот-актинолитовых сланцах).

Флюорит-фенакитовый тип месторождений

Различают три подтипа этих месторождений:

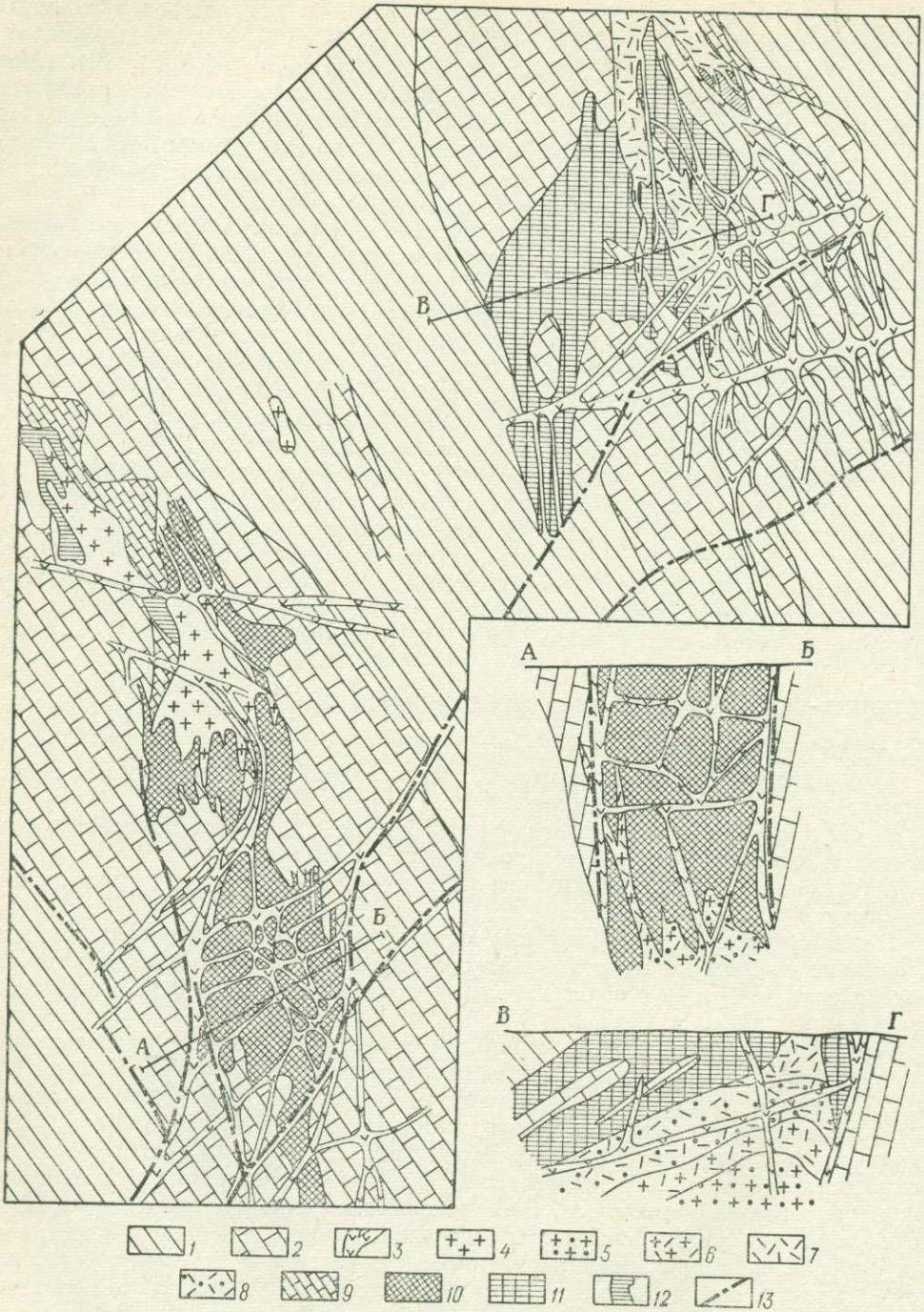
1) слюдисто-флюорит-фенакитовый, залегающий в известняках, в зоне экзоконтакта гранитного штока;

2) слюдисто-турмалин-флюорит-хризобериллoвый, образовавшийся в известняках и скарнах экзоконтакта гранитного штока;

3) турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовый — на контакте известняков с гранитами или роговиками.

Рассматриваемые месторождения образуют рудный узел, расположенный на окраине срединного кристаллического массива в зоне сопряжения нижнепалеозойских структур с областью молодой складчатости, характеризующейся развитием крупных разломов.

Характерен четкий тектонический контроль как в размещении металлоносных интрузивов, так и в приуроченности к ним фтор-редкометальной минерализации. Развитие рудоносного магматического комплекса контролируется крупным региональным длительно развивавшимся глубинным разломом и серией сопряженных с ним тектонических нарушений, по которым происходило внедрение разновозрастных (каледонских, ранне- и позднегерцинских) многофазных магматических комплексов. Отмечается наложение продуктов магматизма, что обусловлено унаследованностью петрохимических особенностей интрузивных пород и специализацией магматических комплексов по олову, бериллию, фтору, танталу, свинцу и цинку. При этом наиболее продуктивным для развития рудной минерализации оказался самый древний (каледонский) магматический комплекс, с которым генетически связаны флюорит-бериллиевые, танталовые и оловорудные месторождения. В период развития ранне- и позднегер-


А
Б
В
Г
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

цинских комплексов интенсивность рудной минерализации резко снизилась и промышленные концентрации флюорита и бериллия не возникли.

Гранитные штоки и тяготеющее к ним оруденение локализуются в узлах пересечения тектонических нарушений нескольких направлений. При значительной роли метасоматических процессов в рудообразовании отчетливо наблюдается литологический контроль в размещении оруденения, проявляющийся в приуроченности рудных концентраций к известнякам и контактам последних с алюмосиликатными породами. Флюорит-бериллиевые рудные тела при переходе из известняков в алюмосиликатные породы становятся беднее и быстро выклиниваются. Это объясняется как избирательным замещением известняков — активных осадителей фтора, так и изменением структурной обстановки, что отражается на морфологии рудных тел. В то же время состав вмещающих пород резко влияет на характер минеральных ассоциаций.

Вмещающие оруденение осадочные породы нижнего кембрия (синия) представлены толщей общей мощностью 1500 м, сложенной (снизу вверх): глинистыми сланцами и филлитами с прослоями мраморизованных известняков; темно-серыми до черных, часто битуминозными кристаллическими известняками, содержащими редкие прослои глинистых и песчано-глинистых сланцев, и верхним горизонтом глинистых и песчано-глинистых сланцев. Породы собраны в сложные узкие складки с крутыми падениями, отличающиеся опрокинутостью, изоклинальным строением и нередко диапировым характером. Массивные битуминозные известняки занимают ядра антиклинальных складок (рис. 138).

Четко выражен тектонический контроль как в размещении интрузивных пород и месторождений, так и в образовании рудных тел.

Рудоносный магматический комплекс характеризуется многофазностью развития, которое обычно проявляется в смене гибридных пород I фазы биотитовыми гранитами II фазы и лейкократовыми разностями III фазы и, наконец, серией дайковых пород, изменчивых по составу.

Гранитные интрузивы III фазы являются гипабиссальными трещинными магматическими образованиями и представлены штокообразными массивами небольшого размера, сложенными лейкократовыми разностями мелкозернистых порфировидных гранитов, отличающихся повышенным содержанием щелочей (9—10%, с преобладанием калия над натрием), бериллия (в 1,5—4 раза выше кларкового), фтора, лития, бора. Эти граниты необычные, содержат в качестве породообразующих минералов протолитионит, топаз и альбит. Магматическая природа подобных пород доказывается при изучении их по данным глубокой (1200 м) скважины, позволившей проследить переходы этих разностей гранитов к автометасоматически и постмагматически измененным разностям. Акцессорные минералы в гранитах представлены цирконом, апатитом, флюоритом, топазом, сфеном, рутилом, касситеритом, редко ортитом. Граниты относятся к последней фазе развития каледонского интрузивного комплекса (абсолютный возраст 420—450 млн. лет) и в различной степени переработаны

Рис. 138. Схема геологического строения месторождений фенакит-флюоритовой формации. По *М. Материкову* и *Э. Шкурко*.

1 — кислые алюмосиликатные породы синия (кварц-серицит-хлоритовые, графитистые и туфогенные сланцы, алевролиты, песчаники); *2* — известняки кристаллические, органогенные; *3* — дайки порфиритов (разновозрастные); *4* — граниты алясковитые; *5* — то же, слабо грейзенизированные; *6* — то же, сильно грейзенизированные; *7* — топаз-флюоритовый грейзен; *8* — кварц-топазовый грейзен со стрюверитом и колумбитом; *9* — скарны; *10* — фенакит-флюоритовая руда; *11* — хризоберилл-флюоритовая руда; *12* — сфалеритовая руда; *13* — зоны нарушений

постмагматическим метасоматозом от калишпатизации, альбитизации до грейзенизации, с образованием кварц-слюдисто-топазовых грейзенов.

Связь рудной минерализации с этими интрузивами может рассматриваться как парагенетическая: интрузивы и минерализация являются производными одного магматического очага. Об общности источников свидетельствуют геохимическое родство, пространственное совмещение интрузивных пород и рудной минерализации и абсолютный возраст магматических и рудных образований.

Формирование оруденения происходило в несколько стадий минерализации:

1) ниобий-танталовую (с вольфрамом и оловом), которая развивалась в процессе формирования штока лейкократовых с повышенным содержанием щелочей гранитов до периода внедрения диорит-порфиритовых даек;

2) флюорит-бериллиевую (с промышленной концентрацией олова), которая образовывалась вслед за внедрением серии даек;

3) полиметаллическую.

Минерализации этих стадий проявились с разной интенсивностью.

Для рудного узла наблюдается горизонтальная зональность в размещении различных месторождений. Месторождения группируются в несколько параллельных зон, образуясь в узлах пересечений их с поперечными структурами. В центральной части рудного узла находятся слюдисто-флюорит-фенакитовое и слюдисто-флюорит-хризоберилловое месторождения, а к периферии появляются, с одной стороны, полиметаллическое и магнетит-скарновое, а с другой — турмалин-касситеритовое с совмещенной флюорит-фенакитовой минерализацией и, наконец, в наиболее отдаленных флангах на юге наблюдаются кварц-касситерит-берилловое рудопроявление, залегающее в турмалин-биотитовых гранитах, а на северном фланге размещается турмалин-касситеритовое месторождение штокверкового типа в доломитах.

В пределах отдельных месторождений развита вертикальная и горизонтальная зональность. Так, на слюдисто-флюорит-фенакитовом месторождении наблюдается горизонтальная зональность в размещении редкометального и полиметаллического оруденения: флюорит-бериллиевая минерализация локализуется в известняках над штоком лейкократовых гранитов, а полиметаллическая (преимущественно сфалеритовая) — в скарнах на фланге месторождения на продолжении этой же рудовмещающей структуры. На флюорит-хризоберилловом месторождении ниобий-танталовая минерализация, образовавшаяся в первую, додайковую стадию рудоотложения, локализуется в апикальной части гранитного штока, а флюорит-бериллиевое оруденение формировалось после внедрения порфиритовых даек и размещается в известняках экзоконтактового ореола. Полиметаллическая минерализация развита здесь очень слабо и сравнительно равномерно накладывается на бериллиевую и тантало-ниобиевую.

Месторождения приурочены к нескольким параллельным зонам и образуются в узлах пересечения их с поперечными структурами, зонами разлома и ослабленных пород, перегибам складок, в экзоконтактах штокообразных гранитных интрузивов. Рудные тела месторождений имеют как столбообразную, так и линейно-вытянутую форму и в соответствии с изменением направления складок и тектонических нарушений изменяют свое простирание. Рудные тела образовались в результате замещения известняков и в меньшей степени алюмосиликатных пород, скарнов, различных жильных пород. Сложены они в основном флюоритом, слюдой и менее турмалином; из бериллиевых минералов пре-

обладает фенакит (в слюдисто-флюорит-фенакитовом и флюорит-касситеритовом типах месторождений), на одном из месторождений развит хризоберилл, эвклаз и спорадически — берилл.

Слюдисто-флюорит-фенакитовые руды слагают крупную вертикальную трубообразную залежь, достигающую нескольких сотен метров по простиранию, мощности и распространенности на глубину. Она образовалась в узле пересечения разнонаправленных тектонических нарушений. До образования рудных тел массивные известняки, залегающие в ядре узкой складки, были прорваны штоком алясковитых гранитов с многочисленными апофизами. После становления этого массива и повторных тектонических движений густая сеть трещин (продольных, диагональных и поперечных по отношению к оси складок) была выполнена дайками преимущественно диоритовых порфиритов, образовавших своеобразный жесткий каркас, способствовавший при последующих тектонических напряжениях дроблению и интенсивному трещинообразованию в блоках известняков, зажатых между плитообразными дайками тонкозернистых вязких порфиритов. В известняках возникла хорошо подготовленная рудоподводящая и рудовмещающая тектоническая структура, в которой и формировалась главная метасоматическая трубообразная крутопадающая бериллий-слюдисто-флюоритовая залежь. Севернее ее находится несколько тел, приуроченных к контактам гранитного штока, и развивающихся как за счет известняков, так и за счет гранат-пироксеновых скарнов. На скарны и флюоритовые руды наложена сульфидная, существенно сфалеритовая минерализация.

Слюдисто-флюорит-фенакитовые руды представляют собой темно-фиолетовую, серовато-фиолетовую или почти черную, средне-мелкозернистую породу с массивной, реже полосчатой текстурами и ячеисто-сотовой структурой, сложенную в основном флюоритом (40—70%) и мусковитом (30—50%); в переменных, преимущественно незначительных количествах встречаются турмалин, кальцит, эфесит, касситерит, диаспор, кварц, сульфиды (сфалерит, пирит, реже галенит), углистое вещество. Бериллиевые минералы представлены фенакитом с подчиненным развитием хризоберилла и эвклаза и весьма редким проявлением берилла. Для месторождения характерна выдержанность флюорит-фенакитового оруденения до глубины нескольких сотен метров без заметных проявлений зональности.

По текстурным особенностям преобладают руды массивные, средне- и мелкозернистые с призматически-зернистой, ситовидной и ячеистой структурами, подчиненное значение имеют очковые (с размером зерен флюорита 1—10 мм), фестончато-полосчатые и брекчиевидные руды. Распределение руд различных текстур незакономерное, пятнистое, реже прожилковое и полосчатое с постепенными взаимопереходами. Характерно присутствие большого количества различных прожилков: слюдистых, слюдисто-флюоритовых, фенакитовых, турмалиновых, кальцитовых. Неправильная ветвящаяся форма их, противоречивые взаимные пересечения, постепенное слияние минеральных агрегатов с окружающей массой руды позволяют считать, что формирование их шло в общем одновременно и параллельно с метасоматозом известняков. В метасоматических рудах флюорит и другие минералы образуют очковую, микроочковую, призматически-зернистую микрографическую структуру срастания. Флюорит фиолетовый окраски, представленный изометричными или удлиненными зернами округлой и призматической формы размером от сотых — десятых долей миллиметра до 1 см, цементируется слюдой, местами турмалином; в ассоциации со слюдой и турмалином развивается фенакит, реже эвклаз. Для этих минералов

типичны радиально-лучистые, сноповидные структуры, розетки, сферокристаллы размером 1—5 мм.

Фенакит присутствует в двух генерациях: фенакит первой генерации выделяется преимущественно в основной массе руды в ассоциации со слюдой, реже турмалином, в промежутках зерен флюорита, представлен неправильными изометричными зернами (0,1—0,3 мм), иногда призматическими кристаллами (0,1 × 0,8 мм), местами образующими сноповидные сростки; фенакит второй генерации локализуется в извилистых прожилках мощностью 0,5—1 см, где он преобладает и присутствует в сноповидных и плоских радиально-лучистых формах величиной до 1,5 см.

Хризоберилл распространен значительно меньше фенакита, встречается в слюдистых прожилках мощностью до 1 см в виде небольших, тонкоагрегатных скоплений в центральной части прожилков и сплошных тонких полосок в зальбандах или в основной массе руды вблизи прожилков.

Эвклаз присутствует исключительно в прожилках зонального строения слюдисто-флюоритового состава. Слюда образует оторочки, а эвклаз в виде бесцветных длиннопризматических кристаллов (0,1—0,2 и 0,5—1,2 см) нарастает на флюорит.

Слюдисто-турмалин-флюорит-хризобериллловые руды слагают залежи на контакте гранитного массива, образованные в результате метасоматического замещения главным образом известняков, в меньшей мере скарнов и роговиков.

Оруденение возникло в узле пересечений двух генеральных направлений. Известняки и граниты прорваны серией преимущественно дорудных даек порфиритов. В гранитах за счет метасоматической переработки крутого гребнеобразного купола образовались топаз-флюоритовые руды без бериллиевых минералов, а в пологой апикальной части штокообразного массива развились интенсивно альбитизированные граниты и кварц-слюдисто-топазовые грейзены с танталовой минерализацией. Формирование кварц-слюдисто-топазовых грейзенов с танталитом — колумбитом и стрюверитом было более ранним, додайковым, а топаз-флюоритовые руды формировались одновременно с процессом образования турмалин-флюорит-хризобериллловых руд, который развивался после внедрения даек порфиритов. Кроме хризоберилла в этом типе руд формируются эвклаз и фенакит, основные компоненты руд — флюорит (25—70%), слюда (20—30%) и турмалин (20—30%).

В этом типе руд заметно распространены сульфиды, преимущественно пирит, менее сфалерит.

Турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовые руды, значительно менее распространенные по сравнению с вышеописанными, развиты в толще турмалиновых сланцев и роговиков вблизи контакта с гранитами, где образуют линзовидные межпластовые залежи.

Слюда во всех разновидностях руд представлена в основном группой мусковита, значительно реже лепидолитом и хрупкими слюдами. Мусковит встречается в виде трех последовательно сменяющих друг друга генераций: мусковит I — мелколистоватый (0,1—0,2 до 1 мм); мусковит II — тонкочешуйчатый и плотный, серовато-зеленый, субкристаллической разновидности (онкозин) с повышенным содержанием натрия — слюда, переходная к парагониту, слагает прожилки и корродирует мусковит I; мусковит III образует поздние секущие прожилки. Во всех слюдах отмечается повышенное содержание лития (до 0,44% LiO_2), рубидия (0,5—0,7%) и бериллия (0,004—0,015%). Хрупкие слюды — эфесит и маргарит (Говоров, 1966) — развиты в слюдисто-турмалин-

флюоритовых рудах и различаются только при микроскопическом исследовании.

Турмалин во всех типах руд представлен шерлом, дравитом и эльбаитом, образующими сноповидные, радиально-лучистые и сферические сростки.

Наличие колломорфных и скрытокристаллических структур в рудных телах в ассоциации тонкочешуйчатая слюда — флюорит или топаз — флюорит (в эндоконтакте интрузива) наряду с другими факторами (характером рудовмещающих структур и околорудного изменения пород) позволяет предположить, что главный этап рудоотложения протекал в сравнительно низкотемпературных условиях. Это подтверждают замеры температур гомогенезации газово-жидких включений флюоритов, показавшие, по данным Н. Васильковой, интервал 220—140° С.

Формирование своеобразных фенакит-слюдисто-флюоритовых метасоматитов отвечает процессу грейзенизации, когда наблюдается совмещение стадий выщелачивания и отложения, что способствует концентрации флюорита и бериллия (Об особенностях..., 1966).

Топаз-флюорит-хризобериллoвый тип месторождений

Рассматриваемое месторождение относится к группе флюорит-бертрандит-фенакитовых месторождений, связанных с лейкократовыми гранитами, и характеризуется рядом особенностей, отличающим его от других образований этой группы. Оно находится в 3 км от гранитного массива, вмещающего вольфрамит-молибденит-касситерит-висмутин-бериллoвое месторождение, и приурочено к контакту известняков и доломитов с алевролитами и туфопесчаниками. Как и на многих других метасоматических флюорит-бериллиевых месторождениях, карбонатные породы здесь также благоприятны для локализации оруденения и определяют основные текстурно-морфологические и минералогические особенности руд.

Определение абсолютного возраста показывает, что формирование месторождений и гранитного массива происходило в два периода — позднегерцинский и киммерийский.

Месторождение залегает в крыле мульдообразной складки и приурочено к контакту карбонатных и подстилающих их алюмосиликатных осадочно-эффузивных пород девона (рис. 139). Известняки являются рудовмещающими, содержат прослои доломитизированных разностей, слабо перекристаллизованы и характеризуются повышенным содержанием марганца (0,3—0,5%) и стронция (0,5—1%).

Оруденение располагается в оперяющих структурах крупного регионального разлома при широком развитии разрывных нарушений, разбивающих участок на отдельные блоки. Наиболее значительное нарушение имеет северо-западное простирание при крутом падении на юго-запад и проходит вдоль контакта осадочно-эффузивных пород (алевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов) с известняками. Блоки пород, заключенные между нарушениями, разбиты многочисленными трещинами и отдельными зонками дробления, совокупность которых создает обстановку повышенной проницаемости для рудоносных гидротермальных растворов. В пределах отмеченной площади повышенной трещиноватости находится прожилково-метасоматическая зона.

Оруденение характеризуется комплексным составом руд. Главные промышленные компоненты флюорит и хризоберилл, в заметных количествах присутствуют вольфрамит, шеелит, касситерит, висмутин; в топазе — широко

распространенном жильном минерале — содержится германий (0,02—0,05%), в известняках отмечается повышенное содержание стронция (1—3%).

Месторождение характеризуется длительностью и многостадийностью процессов рудоотложения. Выделяют три этапа постмагматической минерализации, развивающиеся в условиях постепенного падения температуры: I этап — образование андрадит-диопсид-везувиановых скарнов; II этап — поступление гидротермальных растворов и их взаимодействие с известняками, доломитами, скарнами, алевролитами, туфами кварцевых порфиров с формированием различных метасоматических топаз-флюоритовых образований и мусковит-флюорит-хризобериллових прожилков; III этап — образование карбонатных, флюорит-карбонатных и целестин-стронцианит-карбонатных прожилков.

При формировании месторождения широко развивались метасоматические процессы. Четко проявляется зависимость возникающих минеральных ассоциаций

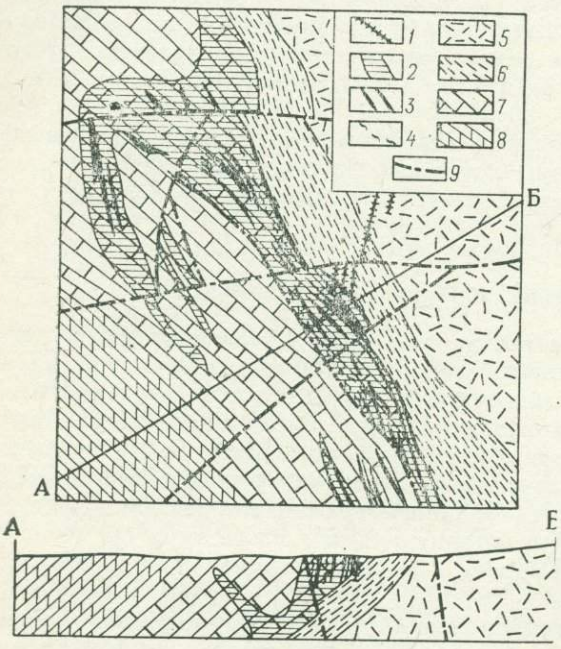


Рис. 139. Схема геологического строения топаз-флюорит-хризобериллового месторождения. По *Г. Коломинскому*, *Е. Шпанову* и *Н. Заболотной*.

1 — кварцевые жилы с вольфрамитом; *2* — прожилково-метасоматическая зона; *3* — сплошные и брекчиевые топаз-флюоритовые руды; *4* — скарны; *5* — туфы и туфолавы кварцевых порфиров; *6* — туфоконгломераты, песчаники, алевролиты; *7* — известняки; *8* — доломитизированные известняки; *9* — разрывные нарушения

от состава замещающих пород. В породах алюмосиликатного состава (туфах, кварцевых порфирах, туфопесчаниках) возникают топаз-кварцевые, мусковит-топаз-кварцевые и мусковит-кварцевые грейзены, сопровождаемые прожилками и жилами кварцевого, мусковит-кварцевого и полевошпат-мусковит-кварцевого состава с вольфрамитовой, молибденитовой и касситеритовой минерализацией; бериллиевая минерализация представлена в этом случае бериллом. Руды характеризуются низким содержанием бериллия.

В карбонатных породах (известняках и доломитах) формируются флюорит-топазовые, слюдисто-топаз-флюоритовые, слюдисто-флюоритовые грейзены с хризоберилл-слюдисто-флюоритовыми прожилками. При этом в доломитах вместо мусковита развивается хлорит (амезит), наряду с флюоритом появляется селлаит. По мере развития метасоматического процесса (во внутренних зонах колонок) различие в минеральном составе грейзенов, образующихся по различным породам, несколько сглаживается: так, например, в доломитах хлорит (амезит) замещается мусковитом, а селлаит — флюоритом.

Сплошные топаз-флюоритовые руды образуют тела линзовидной формы протяженностью 150—200 м при мощности 3—5 м. Руда обычно имеет полосчатое строение, обусловленное ритмичным чередованием полос, отличающихся по соотношению и величине зерен флюорита, топаза и мусковита.

Прожилковые мусковит-флюорит-хризоберилловые руды образуют в известняках и доломитах штокверк, приуроченный к висячему боку рудной зоны. Простирание прожилков совпадает с вытянутостью штокверка, мощность их изменяется от долей сантиметра до 3—4 см. Прожилки выполнены в основном мусковитом и флюоритом, в подчиненном количестве присутствуют хризоберилл, диаспор, топаз, хлорит, пирит, вольфрамит, сфалерит, галенит, касситерит. Прожилки сопровождаются ореолами метасоматически измененных (флюоритизированных, топазированных, мусковитизированных и хлоритизированных) известняков мощностью от 1—2 до 10—15 см. При этом в доломитах наряду с мусковитом и флюоритом образуются хлорит (амезит) и селлаит. Хризоберилл приурочен преимущественно к флюорит-мусковитовым прожилкам, образуя полосчатые скопления мельчайших (сотые доли миллиметра) таблитчатых зерен в прорастании с мусковитом. В центре прожилков кристаллы хризоберилла обычно более крупные (до 0,5 мм) и образуют характерные тройниковые сростки.

В распределении вольфрамового и бериллиевого оруденения устанавливаются определенные закономерности. Вольфрамит концентрируется преимущественно в кварцевых жилах и прожилках, залегающих в алюмосиликатных породах, а хризоберилл — в мусковит-флюоритовых прожилках, развивающихся среди карбонатных пород. Наблюдается несколько более позднее образование бериллиевого оруденения по сравнению с вольфрамовым.

Отличительной особенностью топаз-флюорит-хризобериллового месторождения является высокая активность в растворах алюминия по сравнению с кремнием, что приводит к широкому развитию высокоглиноземистых минералов — хризоберилла, диаспора, корунда, амезита, топаза, акдалаита.

Месторождения формировались на небольшой глубине (по-видимому, 1000—1500 м), в условиях значительных градиентов температуры и давления.

Флюорит-фенакит-бертрандитовый тип месторождений

Район распространения флюорит-бертрандит-фенакитовой минерализации расположен в зоне мезозойской тектоно-магматической активизации, наложенной на древние (верхнепротерозойские и каледонские) складчатые сооружения (Генетические особенности..., 1969). В геологическом строении района принимают участие дислоцированные и глубоко метаморфизованные осадочные породы протерозоя, представленные различными кристаллическими сланцами, мраморизованными известняками и доломитами, слагающими разобщенные останцы среди широко распространенных гранитоидов. Подчиненное развитие имеют вулканогенные образования триас-юрского возраста и меловые континентальные отложения, выполняющие впадину. Основной структурой района является грабен-синклинальный прогиб — впадина, отделенная от горного обрамления региональными глубинными разломами и расчлененная поперечными разрывами на ряд блоков. В зоне регионального разлома развиты трещинные интрузии субщелочных гранитоидов юрского возраста (киммерийского тектоно-магматического цикла), с которыми связана редкометальная минерализация.

Месторождение находится в прибортовой части впадины в зоне развития тектонических разрывов, оперяющих региональный разлом, и приурочено к крупному останцу осадочно-метаморфических пород протерозоя, расположенному среди протерозойских гранитоидов. Породы останца сложены кристаллическими доломитами, сменяющимися выше «продуктивной» пачкой переслаи-

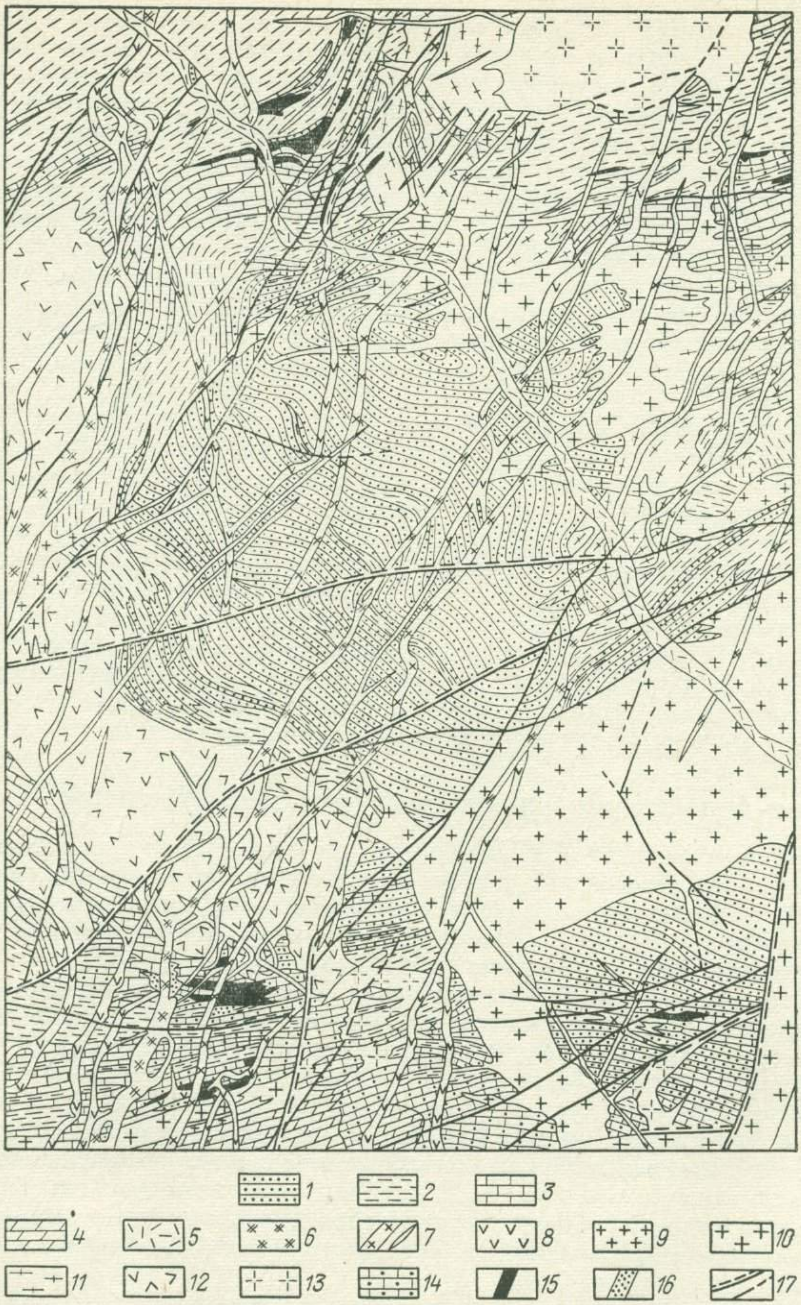


Рис. 140. Схематическая геологическая схема месторождения флюорит-бертрандит-фенакитового типа. По *В. Гальченко.*

Протерозойские породы: *1* — метаморфизованные песчаники с прослоями и линзами кристаллических известняков и сланцев; *2* — переслаивание биотитовых, амфибол-биотитовых, амфибол-пироксен-биотитовых сланцев и кристаллических известняков; *3* — кристаллические известняки с редкими прослоями сланцев и метаморфизованных песчаников; *4* — доломиты. Триас-раннеюрские интрузии: *5* — фельзит-порфиры;

вающихся сланцев и известняков, а затем метаморфизованными песчаниками с подчиненными сланцево-карбонатными прослоями.

На участке месторождения осадочно-метаморфические породы образуют синклинальную складку, в ядре которой распространены метапесчаники, а крылья сложены кристаллическими доломитами и пачкой переслаивания биотитовых, биотит-амфиболовых, амфибол-биотит-пироксеновых сланцев с прослоями известняков (рис. 140, 141). Складка имеет субширотное простирание, падение пород на крыльях 40—70°. Складка пересечена многочисленными, сопряженными с региональным разломом, разнонаправленными нарушениями с преобладающим северо-восточным, близмеридиональным и близширотным направлением. Трещины вмещают штокообразные и послойные тела лейкократовых гранитов, граносиенитов, кварцевых сиенитов юрского возраста (160—170 млн. лет), серию даек этого магматического комплекса и рудные образования.

Граносиениты и кварцевые сиениты слагают шток сложной конфигурации, обусловленной внедрением магматического расплава в узле пересечения разнонаправленных тектонических нарушений. Граносиениты, состоящие из калишпат(ортоклаз и микроклин)-пертита (50—80%), кварца (20—50%) и олигоклаза (10—15%) — своеобразные породы, преимущественно порфировидные; характерны гломеробластовый кучный характер распределения минералов, слагающих породу, гранулитовая структура основной массы и округлые формы порфировых выделений, свидетельствующие о значительной роли метасоматоза в образовании описываемых пород. Акцессорные минералы представлены ортитом, малаконом, рутилом, апатитом, спорадически цирконом, сфеном; рудные — магнетитом, пиритом, редко гематитом, галенитом, молибденитом. Часто наблюдается вкрапленность флюорита.

По химическому составу и числовым характеристикам магматические породы относятся к промежуточному ряду между аляскитами и известково-щелочными сиенитами.

Характерной особенностью граносиенитов является повышенная щелочность с преобладанием калия над натрием, повышенные содержания бериллия, изменяющиеся от 0,0006 до 0,0036% (в среднем 0,0011%, т. е. в 2 раза выше кларкового), фтора (0,29%), молибдена (0,001%) и циркония (0,005%).

Отмеченные особенности интрузивных пород, основной из которых является повышенное содержание калия, бериллия и фтора, характеризуют состав расплава, дифференциатом которого являются рудоносные растворы.

На месторождении интенсивно проявлены постмагматические процессы: скарнирование, микроклинизация, бериллий-фтор-флюоритовый метасоматоз и весьма незначительно завершающий, самый низкотемпературный опал-серпентинитовый метасоматоз. Скарнирование развито в основном по кристаллическим известнякам и горизонтам переслаивания известняков со сланцами, значительно меньше по песчаникам, доломитам и интрузивным породам. Оно проявилось на контактах штоков даек и по межпластовым нарушениям

---

6 — сиенит-порфиры лейкократовые; *7* — сиенит-порфиры роговообманковые и сиенит-диоритовые порфириты; *8* — диоритовые порфириты; *9* — граносиениты, кварцевые сиениты лейкократовые, порфировидные; *10* — граниты субщелочные лейкократовые (неравномернозернистые, порфировидные). Позднепротерозойские интрузии: *11* — гранодиориты и диориты мелко-среднезернистые, гнейсовидные; *12* — габбро-диориты средне-крупнозернистые, скаполитизированные. Гидротермально-метасоматические образования: *13* — калишпатовые линзы, гнезда и неправильные тела (микроклиниты); *14* — гранат-везувиан-диопсидовые скарны; *15* — флюорит-бертрандит-фенакитовые и бертрандит-фенакитовые массивные руды; *16* — вкрапленно-прожилковые руды. Прочие обозначения: *17* — разрывные нарушения

в образовании гранатовых, гранат-диопсидовых, гранат-диопсид-везувиановых скарнов. Интрузивные породы в этот период в различной степени альбитизировались. После подновления разломов интенсивно проявлялся калиевый метасоматоз, который накладывался на все породы и приводил, кроме развития вкрапленности микроклина, к возникновению гнезд, прожилков, дайко- и штокообразных тел микроклинитов, сложенных в основном микроклин-пертитом, местами с весьма незначительным присутствием кварца и эгирина.

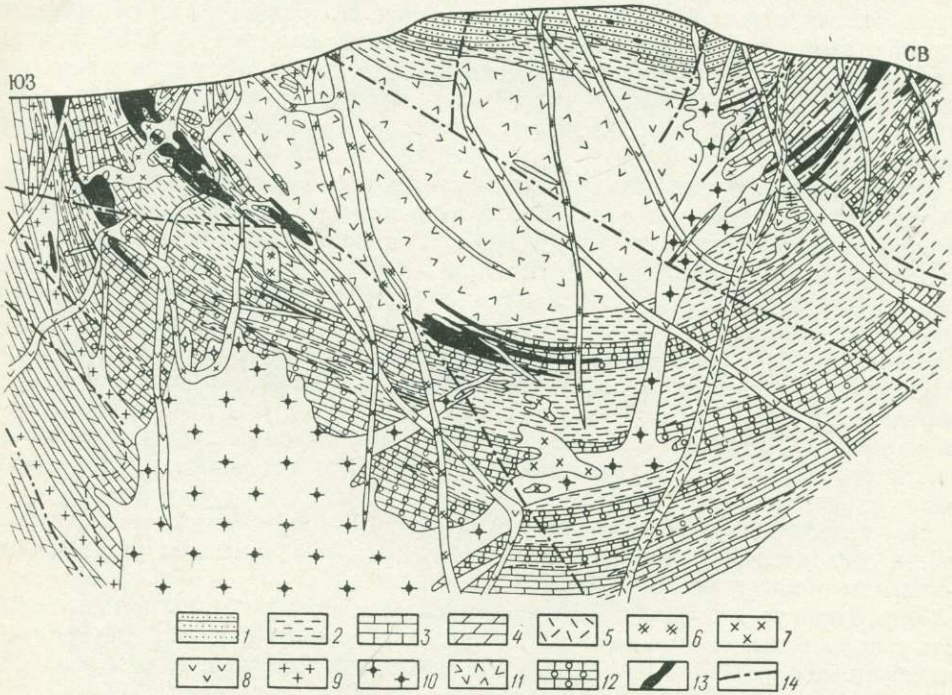


Рис. 141. Схематический геологический поперечный разрез месторождения флюорит-бертрандит-фенакитового типа. По *В. Гальченко.*

1 — песчаники; *2* — сланцы; *3* — известняки; *4* — доломиты; *5* — фельзит-порфиры; *6* — лейкократовые сиенит-порфиры; *7* — роговообманковые сиенит-порфиры; *8* — диоритовые порфириты; *9* — субщелочные граниты и граносиениты; *10* — биотитовые граниты, плагиограниты; *11* — габбро-диориты, гранодиориты и диориты; *12* — скарны; *13* — рудные тела; *14* — разрывные нарушения

Бериллий-флюоритовому метасоматозу также предшествовали тектонические подвижки. Рудные тела локализовались на крыльях и в ядерной части синклинальной складки в пределах сланцево-карбонатной пачки пород в узлах пересечения дайками межпластовых нарушений, возникающих по контактам разнородных пород. Они представлены сложными, в основном согласными с вмещающими породами пласто- и линзообразными прожилково-метасоматическими залежами мощностью от единиц до первых десятков метра, протяженностью до первых сотен метров при значительной распространенности на глубину (до сотен метров). Рудные тела характеризуются невыдержанной мощностью, сопровождаются резкими раздувами и пережимами, обусловленными как строением пачки осадочно-метаморфических пород, вмещающих оруденение, так и экранирующим влиянием многочисленных дорудных даек и зон разломов.

Для локализации оруденения благоприятны контакты карбонатных и алюмосиликатных пород (скарнов, биотитовых сланцев и др.), участки наибольшего развития тектонических нарушений и пород с различными физико-химическими свойствами. Сочетание послойных и крутых секущих нарушений, выполненных дайками тонкозернистых порфиров, при неоднократном повторении подвижек, обусловило возникновение хорошо тектонически подготовленных рудоподводящих каналов и рудовмещающих структур. Формирование оруденения в пределах этих структур привело к образованию устойчивых по простиранию и падению рудных зон с высоким содержанием флюорита (от 5 до 65%, в среднем 20%) и бериллия (от десятых долей до нескольких процентов).

Локализации такого богатого оруденения способствовали: дорудные дайки, играющие роль экранов, химически активные по отношению к рудоносным растворам известняки и близповерхностные или гипабиссальные условия формирования месторождения, при которых происходил быстрый спад температуры и давления, что приводило к интенсивному расщеплению фторкомплексных соединений и выделению полезных компонентов.

Внутреннее строение рудных тел неоднородное и сложное (рис. 142), обусловлено незакономерным чередованием участков сплошных, вкрапленно-прожилковых

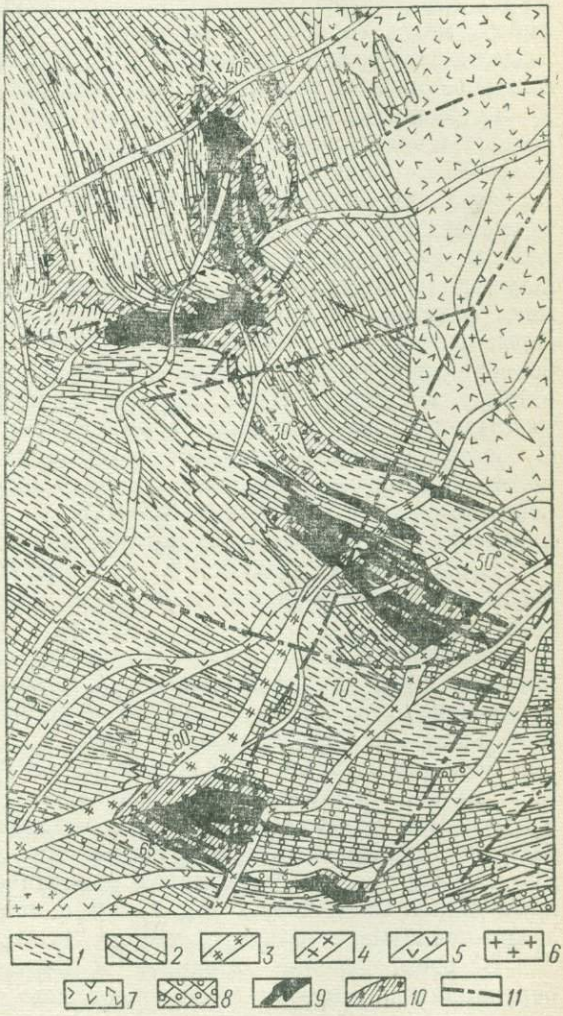


Рис. 142. Схематический геологический план горизонта месторождения. По *В. Гальченко* и *Н. Петренко*.

1 — кристаллические сланцы; *2* — известняки; *3—5* — дайки: *3* — сиенит-порфиров, *4* — сиенит-диоритовых порфиритов, *5* — диоритовых порфиритов; *6* — граниты; *7* — скаполитизированные габбро-диориты; *8* — скарны и скарнированные породы; *9* — флюорит-бертрандит-фенакитовые и бертрандит-фенакитовые сплошные руды; *10* — прожилково-вкрапленные руды; *11* — разрывные нарушения

флюорит-бериллиевых руд с безрудными сланцево-карбонатными, скарновыми, дайковыми и другими породами. Преимущественно распространены (около 60%) сплошные руды, развитые в верхних и центральных частях тел и представленные богатыми массивными флюорит-бертрандит-фенакитовыми метасоматитами с характерной ячеисто-сотовой структурой. Вкрапленно-прожилковые руды слагают фланги и глубокие горизонты рудных тел. В местах пересечения сближенными или ветвящимися дайками близ-

широтных рудовмещающих зон в рудных телах появляются вытянутые по падению участки — рудные столбы, сложенные в основном массивными богатыми рудами.

Распределение окиси бериллия в рудах неравномерное. Главные бериллиевые минералы — фенакит и бертрандит, менее распространен мелинофан, спорадически — бавенит, миларит, в значительных количествах присутствует флюорит, в резко переменных количествах распространены кальцит, полевые шпаты (преимущественно микроклин, реже альбит), кварц, сульфиды (сфалерит пирит, менее галенит, халькопирит, молибденит), барит и другие минералы. Выделяются четыре главных типа руд: 1) флюорит-бертрандит-фенакитовые, наиболее богатые по окиси бериллия и флюорита и наиболее распространенные; 2) бертрандит-фенакитовые с флюоритом, менее богатые, с резко переменным содержанием флюорита; 3) флюоритовые, кварц-флюоритовые; 4) полевошпат-кварц-флюоритовые бедные руды.

Флюорит-бертрандит-фенакитовые руды в основном представлены средне-мелкозернистыми метасоматитами, окрашенными в фиолетовый цвет, имеющими массивную текстуру и характерную для этих пород ячеистую, сотовую, ситовидную структуру, обусловленную тесным, нередко субграфическим срастанием флюорита с другими минералами. При этом флюорит в виде округлых зерен и кристаллов кубического габитуса слагает основную массу, а фенакит, бертрандит и другие минералы, в основном полевые шпаты (микроклин, реже альбит), кальцит и кварц, выполняют межзерновые пространства. Небольшие участки руд характеризуются ритмично-полосчатой и полосчатой текстурами. В богатых флюорит-фенакитовых рудах развивается пятнистая структура, которая обусловлена заметными на фиолетовом фоне округлыми светлыми выделениями мелких (диаметром 0,3—0,8 см) сферолитов фенакита, находящегося в графическом и типа пойкилитового срастаниях с флюоритом.

Руды хорошо поддаются флотационному обогащению с выделением высокосортного фенакит-бертрандитового и кондиционного флюоритового концентратов.

Основная масса бериллия заключена в двух минералах — фенаките и бертрандите, присутствующих почти в равных количествах, довольно широко распространен мелинофан, другие бериллиевые минералы — миларит, бавенит и гельвин — обнаруживаются редко.

Фенакит встречается в виде короткотаблитчатых и длиннопризматических кристаллов, образующих сноповидные радиально-лучистые полусферические и эффектные сферолитовые сростки величиной от 0,8 до 2—3 см. Реже наблюдаются ромбоэдрические кристаллы или ксеноморфные зерна размером 0,3—2,5 мм. Бертрандит представлен пластинчатыми и призматическими кристаллами величиной 0,1—1,2 мм, которые иногда образуют сноповидные и радиально-лучистые агрегаты размером 0,5—1 см.

В распределении фенакита и бертрандита намечается зональность — бертрандит образуется преимущественно в гипсометрически более высоких частях рудных тел, приурочиваясь к их висячим контактам. С глубиной бертрандит сменяется фенакитом, основная масса которого развивается в лежачем боку рудных тел. В распределении жильных минералов — полевого шпата и кварца — также улавливается некоторая закономерность в их зональном размещении: руды, обогащенные полевым шпатом, представляют собой более глубокие горизонты рудных тел, а кварц распространен на более высоких горизонтах.

Бериллиевое оруденение пространственно и генетически тесно связано с сульфидным оруденением. Бериллиевые минералы образуются в промежутке

между максимумами выделения наиболее широко распространенных пирита, галенита и сфалерита. Так, фенакит, присутствующий в сферолитах, обычно резко ограничивается кристаллами пирита или захватывает их в форме включений. А галенит развивается в периферических частях сростков фенакита и часто проникает в него по границам отдельных кристаллов. В сульфидную стадию возникают отдельные крупные прожилки и линзы мощностью до 0,2—1 м, сложенные сфалеритом, галенитом, пирротином, пиритом, халькопиритом и формирующиеся в наиболее приповерхностных горизонтах месторождения. К ним же тяготеют выделения барита. Молибденитовая минерализация проявляется на глубине.

Формирование флюорит-бериллиевого оруденения сопровождалось образованием заметных эндогенных ореолов рассеяния фтора и бериллия во вмещающих породах, а также околожильным изменением пород, отвечающим по характеру щелочно-фторовому метасоматозу. Ширина эндогенного фтор-бериллиевого ореола изменяется от нескольких метров до первых десятков метров, содержание бериллия в нем превышает фоновые в 5—7 раз. Околожильные изменения в скарнах заметны в зонках мощностью 0,5—3 см и представлены образованиями сколита — слюдки, характерной для околожильных ореолов полиметаллических месторождений; в биотитовых сланцах наиболее характерно развитие серицита, в сиенит-порфирах — альбита, а в известняках — флюорита.

В формировании месторождения намечаются три основных этапа.

Первый этап выразился в скарнировании карбонатных пород с возникновением пироксеновых, пироксен-гранатовых, гранат-везувиановых и везувиановых скарнов и ороговиковании алюмосиликатных пород с образованием кварц-биотитовых и кварц-диопсидовых роговиков. Образование скарнов по результатам изучения газово-жидких включений в везувианах происходило в интервале температур 445—410° С при участии гидротермальных растворов сравнительно невысокой концентрации.

Второй этап щелочно-калиевого метасоматоза проявился в интенсивной микроклинизации по всем распространенным на месторождении породам вплоть до образования тел микроклинитов.

Третий этап развивался более локально, чем предыдущие, распределяясь в близширотных послойных зонах в местах пересечения их субмеридиональными дайками. Флюорит-бертрандит-фенакитовая стадия наиболее интенсивно проявляется в карбонатных породах. Гидротермальные растворы, несущие фторокомплексные соединения бериллия, в известняках интенсивно расщепляются, образуется флюорит, освобождается около одной трети объема, который заполняется выделяющимися минералами, в том числе бериллиевыми, при этом выделяется большое количество CO_2, создающего окислительную обстановку рудообразования.

Формирование оруденения происходило в близповерхностных условиях, при быстром спаде температуры и давления. Изучение газово-жидких включений во флюорите, фенаките и кварце из флюорит-бертрандит-фенакитовых руд показывает, что процесс образования руд происходил при температурах 250—160° С и давлениях 750—620 бар из гидротермальных растворов, обогащенных углекислотой высокой плотности (0,66—0,70 г/см^3).

Этот этап завершается сульфидно-карбонатной стадией минерализации, в которую не происходит привноса бериллия и образуется небольшое количество флюорита, а ранее выделившиеся фенакит и бертрандит частично растворяются и затем местами замещаются бавенитом. По данным газово-жидких

включений, во флюорите и кальците эти образования возникали в пределах температур 175—50° С.

Позднегидротермальный этап проявился ограниченно вдоль зон разрывных нарушений и выразился в образовании прожилков халцедоновидного кварца, опала и редко цеолита, а везувиановые скарны в мощных зонах дробления под воздействием кремнистых растворов превращаются в хлорит-серпентин-опаловые породы. Постоянная ассоциация бериллиевых минералов с флюоритом и минералами сравнительно низкотемпературных гидротермальных образований — кальцитом, баритом, галенитом, сфалеритом и пиритом — характерная особенность этих месторождений.

Флюорит-лейкофановый тип месторождений

Одно из месторождений данного типа расположено в пределах мезозойской зоны активизации древних структур. В районе месторождения осадочные породы представлены известняками, алевролитами, аргиллитами, песчаниками и сланцами (с подчиненным количеством вулканогенных образований) нижнего кембрия, смятыми в синклинальную складку, осложненную более мелкими складками с углами падения крыльев 40—85°. Месторождение приурочено к длительно развивавшейся тектонической зоне значительной протяженности и ширины, по которой происходило внедрение мезозойских интрузий рибекитовых гранитов, образование зон скарноидов, рудной минерализации и послерудных зон дробления и смятия пород. Рудная минерализация локализуется в приконтактовой зоне небольшого массива трещинной интрузии рибекитовых гранитов.

Вмещающие интрузив породы, представленные переслаивающимися кремнистыми алевролитами, углисто-кремнистыми, глинисто-хлоритовыми сланцами, порфиритами и известняками, под воздействием интрузии превращены в роговики (кварц-биотитовые с эпидотом, гранатом и диопсидом), кварциты, окварцованные породы, скарны и скарнированные породы.

Различают два этапа формирования минерализации, разделенных между собой тектоническими подвижками. С первым этапом связаны альбитизация и рибекитизация гранитов, образование в эндоконтакте массива альбититов и кварц-альбитовых жил с ториевым и циркониевым оруденением. Второй этап, подразделяющийся на несколько стадий, был более интенсивным. С ним связано редкометальное, бериллиевое и полиметаллическое оруденение. Вначале формировались авгит-флюоритовые жилы с бритолитом, ортитом, гадолинитом в приконтактовой части скарнированных известняков с гранитами. Затем образовывались флюорит-лейкофановые линзообразные тела, жилы и гнезда, локализующиеся вдоль контакта гранитов с мраморизованными и скарнированными известняками, перемежающимися с ороговикованными песчаниками и сланцами. Наиболее полному метасоматическому замещению подверглись отдельные линзы мраморизованных известняков, зажатые между сланцами, где произошло отложение богатых флюорит-лейкофановых руд. Сравнительно благоприятными оказались также зоны трещиноватости пород, развитые по контакту известняков с кремнистыми сланцами. Основными минералами, слагающими возникшие метасоматиты, являются флюорит, микроклин и альбит; из бериллиевых минералов преобладает лейкофан, весьма подчиненное значение имеют фенакит, даналит и миларит.

Наиболее поздние по времени возникновения полиметаллические руды, представленные сфалеритом, галенитом и пирротином, которые слагают жиль-

ные и линзообразные тела в скарнах, прожилки и вкрапленность в пироксен-флюоритовых и флюорит-лейкофановых рудах или составляют цемент брекчий этих руд.

Альбитизация и рибекитизация с торий-циркониевой минерализацией проявилась в пределах массива гранитов; минерализация флюорит-редкоземельная, флюорит-бериллиевая и полиметаллическая развита по контакту массива со скарнированными известняками, по тектоническим зонам в скарнах и по контакту известняков с алевролитами. В процессе рудообразования происходила эволюция растворов, что отразилось на характере бериллиевых минералов. Первым выделился гадалинит, затем фенакит, лейкофан и даналит, самым поздним — миларит. Образование из бериллиевых минералов, в основном лейкофана, бериллийсиликата щелочей — $CaNa[BeSi_2O_6]F$, обусловлено повышенной щелочностью гранитов (присутствие в них эгирина, рибекита, редкоземельных и ториевых минералов), с которыми парагенетически связана рудная минерализация.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРТРАНДИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения этой формации выделяются весьма отчетливо по присущим только им геологическим особенностям и минеральному составу. Они относятся к акроабиссальным, близповерхностным (0,5—1,5 км) и преимущественно наиболее низкотемпературным (150—200°) образованиям.

Месторождения рассматриваемой формации характеризуются следующими особенностями.

1. Месторождения возникают в пределах протяженных зон и поясов распространения вулканогенных образований, связанных с крупными тектоническими разломами типа структурных швов и оперяющих их трещин, приуроченных к краевым частям мезозойских стабилизированных структур, охваченных активизацией в позднем мелу — кайнозое. Они располагаются на окраинах вулкано-тектонических впадин центрального типа, которые связаны с крупными разломами, секущими по отношению к региональному направлению тектонических структур, и возникают в узлах пересечения этих разломов. Месторождения развиваются также в зонах молодой верхнемезозойской активизации древних консолидированных структур, характеризующихся распространением юрских — меловых вулкано-плутонических комплексов.

2. Размещение бертрандитовой минерализации подчиняется разрывным нарушениям, которыми контролируются также субвулканические тела (некки, экструзивы, дайки) и развитие метасоматически измененных пород, что указывает на связь этих нарушений с крупными разломами фундамента, скрытыми под эффузивами. Оруденение локализуется в участках пересечения разломов.

3. Оруденение локализуется в кислых субщелочных эффузивных породах: ортофирах, витрокластических туфах и игнимбритах липаритов вблизи субвулканических тел липаритовых порфиритов и в риолитовых туфах вблизи субвулканических штоков и даек риолитов. Рудные тела иногда развиваются на контактах даек андезитов.

Связь рудной минерализации с вулканическими, субвулканическими и дайковыми образованиями парагенетическая, те и другие связаны общностью магматического очага.

4. Роль вмещающих пород в месторождениях данной формации достаточно умеренная. Рудоотложение происходит в основном путем выполнения трещин с весьма ограниченным развитием процессов метасоматоза.

Характерными околожильными изменениями пород являются окварцевание, менее карбонатизация, серицитизация, флюоритизация и хлоритизация.

Совокупность возникающих при околожильных метасоматических процессах минеральных ассоциаций на некоторых рудопроявлениях позволяет отнести их к самым нижним зонам пропилитовой формации, в других случаях к верхним зонам кварцитовой формации.

5. Основным рудным минералом в рассматриваемых месторождениях является бертрандит. Выделения бертрандита исключительно мелкого размера и часто с трудом поддаются диагностике; известно развитие в рудах гельбертрандита и сферобертрандита. Бертрандит постоянно ассоциирует с кварцем, часто с адуляром, флюоритом, слабоокрашенным в фиолетовый цвет. В рудах кроме основных минералов — кварца, адуляра, флюорита — присутствуют кальцит, серицит, хлорит, циркон, спорадически гематит. В составе рудных зон преобладает кварц, наблюдается его халцедоновидная разность.

6. Появление гематита и отсутствие сульфидов в рудных минеральных ассоциациях свидетельствуют о высоком кислородном потенциале процесса рудоотложения.

Судя по составу магматических пород, с которыми связана флюорит-адуляр-бертрандитовая минерализация — повышенное содержание в них кремнекислоты и щелочей, при постоянном преобладании калия над натрием, наличие из элементов-примесей бериллия и фтора, а также по минеральным ассоциациям, которыми представлены руды, рудные растворы были обогащены щелочами, летучими компонентами (в основном фтором), углекислотой, кремнекислотой, несли с собой бериллий и кальций. Последний возможно заимствовался из известняков, которые, по-видимому, присутствуют в осадочных толщах, подстилающих эффузивные породы.

7. Наиболее устойчивым благоприятным признаком является развитие в районе флюоритовой минерализации. Классическое месторождение этой формации — Томас-Маунтин — располагается в районе хр. Томас (штат Юта, США), который является составной частью флюорито- и ураноносного пояса. Бериллиевое оруденение здесь развивается на флангах крупного рудного узла с флюоритовыми и урановыми месторождениями.

В настоящее время за рубежом известно два месторождения этой формации: Томас-Маунтин в США и Агуачилле в Мексике. Особенности формирования двух рудопроявлений этой формации, обнаруженных в Советском Союзе, описаны А. Коваленко (1969 г.) и Н. Заболотной, М. Новиковой, Е. Мауришан (1972). Приводим характеристику одного из них.

Кварц-адуляр-бертрандитовый тип месторождений

Геологическое строение одного из месторождений данного типа определяется положением его в краевой части вулкано-тектонической впадины, осложненной крупным дугообразным разломом, вмещающим мощную дайку гранит-порфиров. Вулканогенные образования верхнего мела — палеогена, выполняющие впадину, граничат по этому разлому с песчано-сланцевыми, кремнистыми и карбонатными отложениями верхнего триаса — нижнего мела. Месторождение располагается в районе распространения скарново-полиметаллических и сульфидно-касситеритовых месторождений.

Участок месторождения сложен верхнемеловыми эффузивами, которые перекрыты вулканогенными образованиями палеоцен-эоценового возраста и прорваны экструзивными телами липаритов и андезитов. Разрез верхнемеловых эффузивов начинается горизонтом андезитовых порфиритов и их туфолав, перекрытых лапиллиевыми и псефитовыми туфами липаритовых порфиров, содержащих обломки осадочных пород; выше залегают игнимбриты липаритовых порфиров с маломощными линзовидными прослоями псефитовых туфов того же состава. Туфы располагаются почти горизонтально. На верхнемеловых эффузивах залегают кислые вулканогенные образования, представленные игнимбритами и туфами липаритов палеоцен-эоценового возраста, относящимися к липаритовому и игнимбрит-гранитному вулкано-плутоническому комплексам.

Верхнемеловые эффузивы прорваны экструзивными телами, некками и дайками дат-палеоценовых андезитов и палеоцен-эоценовых липаритов, переходящих в покровные образования. В результате широко проявленных гидротермальных изменений липариты превращены в серицит-кварцевые метасоматиты. На эти породы наложены более поздние гидротермальные процессы, которые привели к образованию рудоносного штокверка, расположенного в 300—500 м от экструзива. Структура месторождения определяется двумя системами сбросо-сдвиговых нарушений субширотного и близмеридионального направлений, которые возникли еще до палеогена, вызвали внедрение экструзивных тел и даек липаритов палеоцен-эоценового возраста и образование рудоносного штокверка на пересечении отмеченных разрывных нарушений (рис. 143).

Рудный штокверк изометричной формы находится среди игнимбритов липаритов позднемелового возраста. В пределах штокверка выделяются зоны кварц-адуляр-флюорит-бертрандитового состава протяженностью сотни метров при мощности первые десятки метров, а также многочисленные непротяженные жилы и прожилки того же состава. Единичные адуляр-флюорит-кварцевые прожилки с бертрандитом встречаются за пределами штокверка, в липаритах субвулканического типа палеоцен-эоценового возраста. Наиболее протяженное разрывное нарушение северо-западного направления вмещает последовательно дайку диоритовых порфиров и зону флюорит-берриллиевой минерализации.

В составе руд преобладают кварц и адуляр, в незначительных количествах присутствуют флюорит, бертрандит, кальцит, серицит, цеолиты (стильбит), гипергенные — лимонит, окислы марганца, каолинит, галлуазит.

На месторождении выделяет два типа руд: 1) бертрандит-адуляр-флюорит-кварцевый; 2) флюорит-кварцевый с бертрандитом.

Для руд обоих типов отмечаются гребенчатые, метаколлоидные, тонкопластинчатые текстуры, друзовые колломорфные и сферолитовые микротекстуры кварца.

Главный бериллиевый минерал бертрандит, ассоциирующий с адуляром, кварцем II и флюоритом I, представлен мелкими кристаллами таблитчатой, реже удлиненно-призматической формы размером 0,01—0,05 мм, очень редко до 0,2—0,5 мм; обычно находится в виде единичных кристалликов или микроскопических прожилков длиной до 1,5—2 мм. Иногда скопления бертрандита окружают выделения флюорита или образуют цепочки кристаллов вдоль пластинчатых выделений кварца, флюорита и адуляра, развивающихся по кальциту.

Бертрандит-флюорит-адуляр-кварцевая минеральная ассоциация образовалась во вторую стадию минерализации. Ей предшествовало образование

кварца и пластинчатого кальцита первой стадии минерализации. Минералы второй стадии замещают кальцит с образованием пластинчатых псевдоморфоз кварца, флюорита, адуляра, что определяет пластинчато-ячеистую текстуру руд.

В третью стадию минерализации сформировалась ассоциация, представленная флюоритом второй генерации, поздним кварцем и цеолитами. Верти-

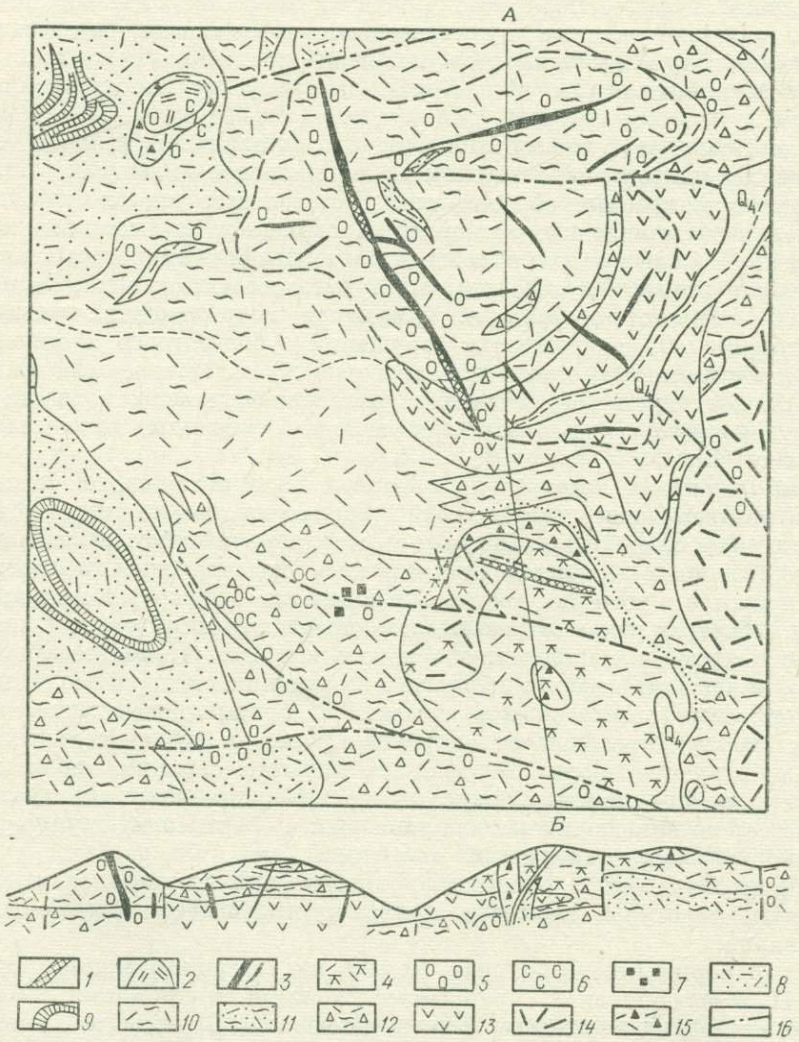


Рис. 143. **Схема геологического строения кварц-адуляр-бертрандитового месторождения.**
1 — дайки диоритовых порфиров; *2* — экструзивные тела, некки и дайки липаритов и их кластолав; *3* — зоны адуляр-флюорит-кварцевой минерализации с бертрандитом; *4* — метасоматиты серицит-хлорит-кварцевые с лимонитом и серицит-кварцевые с прожилками и гнездами флюорита; *5* — окварцевание; *6* — серицитизация; *7* — пиритизация; *8* — кристаллокластические псаммитовые туфы липаритов; *9* — витрокластические туфы липаритов, обсидианы; *10* — игнимбриты липаритовых порфиров; *11* — псаммитовые витрокристаллокластические туфы липаритовых порфиров; *12* — лапиллиевые витрокристаллокластические туфы липаритовых порфиров; *13* — андезитовые порфириты и их туфолавы; *14* — липариты сферолитовые и флюидальные; *15* — кластолавы липаритов; *16* — разрывные нарушения

кальная зональность на доступном для изучения интервале распространения оруденения на глубину около 250 м не наблюдается.

Бериллий распределен в рудах крайне неравномерно, содержание его изменяется от сотых до 0,6%, преобладают сотые доли процента. Флюорита содержится 10—30%, в среднем 3—5%. Часто содержания бериллия и флюорита коррелируются. Постоянно отмечается присутствие лития (0,01—0,5%), свинца (до 0,1%), цинка (до 0,06%), молибдена и ниобия (до 0,01%), иттрия (до 0,03%) и элементов иттриевой группы (0,1%).

Месторождение генетически связано с породами липарит-гранитной вулкано-плутонической ассоциации палеоцен-эоценового возраста, сформированной в условиях субвулканической фации глубинности и при низких температурах. Глубина образования оруденения, учитывая мощность вулканогенных пород, перекрывающих рудовмещающие игнимбриты липаритовых порфиров, составляет 0,6—0,7 км. Температура формирования по данным гомогенизации 200—150° С. Низкотемпературный характер минерализации определяется также присутствием адуляра — типоморфного минерала субвулканической фации глубинности, а также широким развитием друзовой, крустификационной, колломорфной текстур руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бертрандит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья. — «Геология месторождений редких элементов», 1965, вып. 27. 164 с. Авт.: А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, И. И. Куприянова и др.

Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960. 329 с.

Генетические особенности флюорит-фенакит-бертрандитового оруденения. — «Разведка и охрана недр», 1969, № 1, с. 3—10. Авт.: А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, М. И. Новикова, В. И. Гальченко.

Говоров И. Н. Редкометальные грейзены в карбонатных породах. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. М., «Наука», 1966, с. 156—184.

Заболотная Н. П., Новикова М. И., Шацкая В. Т. Поисковые критерии пневматолито-гидротермальных месторождений бериллия. «Геология месторождений редких элементов», 1961, вып. 14, с. 97—105.

Заболотная Н. П., Новикова М. И., Шацкая В. Т. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. — «Геология месторождений редких элементов», 1962, вып. 18. 96 с.

Заболотная Н. П., Новикова М. И., Мауришнин Е. С. Бериллиевая минерализация зон окварцевания в молодых эффузивах. — «Разведка и охрана недр», 1972, № 1, с. 3—9.

Об особенностях проявления грейзенизации в породах различного состава. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 5, с. 12—30. Авт.: И. И. Куприянова, Н. П. Заболотная, М. И. Новикова, В. Т. Шацкая.

Рундквист Д. В. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., «Недра», 1971. 313 с.

Слюдисто-флюорит-бериллиевые месторождения — важный тип бериллиевого сырья. — «Геология месторождений редких элементов», 1967, вып. 33. 187 с. Авт.: Н. П. Заболотная, И. И. Куприянова, М. И. Новикова и др.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968. 180 с.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971. 136 с.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, с. 3—71, 232—357.

Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 378—440.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛИТИЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Основными сырьевыми источниками лития являются гранитные пегматиты, содержащие литиевые минералы — сподумен, иногда петалит, лепидолит, реже амблигонит и эвкриптит, а также рассолы озер (рапа) и подземные воды. Совместно с рубидием и цезием литий может извлекаться и в небольшом количестве извлекался из литиевых слюд, попутно добываемых из массивов танталоносных литий-фтористых гранитов и связанных с ними различных грейзенов. Примерно 75—80% всей мировой добычи лития приходится на гранитные пегматиты и 20—25% — на минерализованные воды — рассолы.

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Ведущий класс промышленных месторождений лития представлен редкометальными пегматитами, выделенными А. Ферсманом в особый натро-литиевый тип.

Месторождения литиевых пегматитов характеризуется следующими особенностями.

1. Месторождения литиевых пегматитов образуются на протяжении всей геологической истории — от нижнего протерозоя до кайнозоя.

2. По геологическому положению пегматитовые поля с литиевой минерализацией могут быть разделены на две группы (Гинзбург, 1952; Россовский-Шостацкий, 1971; Архангельская, Гинзбург, 1976):

а) поля, располагающиеся в типичных складчатых областях — фанерозойских эвгеосинклиналях. Размещение их контролируется прежде всего положением и морфологией гранитных интрузивов, с которыми они обычно пространственно связаны;

б) поля, приуроченные к узким шовным прогибам на древних щитах, платформах и срединных массивах — протогеосинклиналям, геосинклинальным трогам, грабен-синклиналям, проходящим часто по краям наиболее древних жестких массивов, вдоль границ разновозрастных древних структур, которые могут неоднократно активизироваться в более позднее время. Размещение подобных полей контролируется крупными дизъюнктивными нарушениями, ограничивающими эти структуры. Связь пегматитовых полей с гранитными интрузивами не явная и выражается в том, что как граниты, так и пегматиты локализуются в пределах одних и тех же тектонических структур. Пегматиты первой группы представлены чаще всего жильными телами с раздувами или линзами и характеризуются четко выраженной концентрической зональностью с размещением литиевой минерализации в осевых частях тел. Пегматиты второй группы обычно линейно вытянуты, протягиваются на многие сотни метров и километры, характеризуются равномерным распределением литиевого оруденения.

3. Породы, вмещающие литиевые пегматиты, всегда метаморфизованы; степень их метаморфизма соответствует кордиерит-амфиболитовой фации ре-

гионального термодинамометаморфизма, по Г. Винклеру, и фации роговообманковых роговиков контактного метаморфизма. Эти породы обычно представлены андалузитовыми, кордиеритовыми, антофиллитовыми и амфиболовыми сланцами, мраморами, орто- и параамфиболитами. Степень их метаморфизма свидетельствует о формировании их в условиях глубин порядка 3,5—8 км.

4. Месторождения залегают на некотором удалении (до 2 км) от гранитных массивов, которые могут считаться для них материнскими. В ряде районов однозначно установить связь этих пегматитов с гранитами не удается.

5. Литиевые месторождения представлены совокупностью пегматитовых тел, образующих либо отдельное пегматитовое поле, либо же, что бывает значительно чаще, часть крупного поля, сложенного преимущественно безрудными пегматитами. В последнем случае в пределах поля наблюдается определенная горизонтальная зональность.

6. Минеральный состав всех важнейших литиевых пегматитов близок. Породообразующие минералы: кварц, альбит, микроклин, сподумен или петалит.

По соотношению основных породообразующих минералов среди литиевых пегматитов могут быть выделены микроклин-сподумен-альбитовые и микроклин-петалит-альбитовые. Последние также обычно содержат сподумен, развивающийся совместно с кварцем по петалиту. В зависимости от развития процессов альбитизации количество альбита в микроклин-сподумен-альбитовых пегматитах изменяется от 25 до 35%, а микроклина — от 10 до 25%, в связи с чем их называют интенсивно альбитизированными микроклин-сподуменовыми (Гинзбург, 1955), альбит-сподуменовыми (Солодов, 1962, 1965, 1971) или просто сподуменовыми пегматитами. Содержание сподумена в таких месторождениях обычно 18—23%. Если учесть, что содержание окиси лития в сподумене 6—7,5%, то в таких пегматитах содержится 1—1,5% Li_2O. Попутными компонентами в них являются колумбит-танталит, берилл, касситерит, иногда в отдельных локальных участках появляется поллуцит.

Микроклин-петалит-альбитовые пегматиты, в отличие от микроклин-сподумен-альбитовых, представлены обычно пологопадающими телами и характеризуются большим разнообразием минерального состава. В них в больших количествах концентрируются тантал, цезий, рубидий, в связи с чем они привлекают к себе внимание в первую очередь как танталовые и цезиевые месторождения (см. разделы «Месторождения тантала и ниобия», «Месторождения цезия»), литиевые минералы — петалит, сподумен, лепидолит, монтебразит, эвкриптит как менее ценные большей частью извлекаются попутно при разработке их на тантал.

7. Вокруг литиевых пегматитов, особенно при залегании их в основных породах и биотитовых сланцах, развиваются мощные ореолы редких щелочей — лития, рубидия и цезия, входящих в состав биотита и роговой обманки (гольмквистит).

Наиболее важны в практическом отношении выделяющиеся своими запасами и содержаниями лития сподуменовые пегматиты, приуроченные к региональным тектоническим зонам. Они представлены серией разветвляющихся, выдержанных по простиранию и падению пластообразных тел, протягивающихся нередко на несколько километров. Отдельные крупные линзо- или штокообразные пегматиты характеризуются появлением иногда гигантских кристаллов сподумена (в СССР — до 7—8 м длины; в США в хр. Блэк-Хиллс были обнаружены кристаллы до 15 м в длину). Такие месторождения являются хорошими объектами для получения штуфных рудоразборных концентратов.

При рассмотрении литиевых пегматитовых месторождений следует учитывать, что сподумен легко изменяется при развитии поздних гидротермальных процессов, переходя в различные альбит-слюдистые (циматолит) или слюдистые агрегаты, что вызывает резкое понижение содержания в нем окиси лития. В условиях развития кор выветривания сподумен точно так же переходит в глинистые минералы, что отрицательно отражается на качестве литиевых руд (Гинзбург, 1950, 1955, 1959).

Сподуменовые пегматиты в андалузитовых сланцах в пределах герцинской складчатой области

Весьма своеобразны штоки сподуменовых пегматитов, детально закартированные В. Эвентовым, располагающиеся среди сланцевых толщ девона — карбона, прорванных крупным батолитом герцинских гранитов. Пегматиты находятся на крыле синклинальной складки в зоне экзоконтакта гранитного интрузива, на расстоянии 0,5 км от него. Вмещающие породы — кварц-слюдистые андалузитовые сланцы, сильно гофрированные; простирание их субширотное, падение крутое. В отдельных участках наблюдается волнистая изогнутость в их простирании. К этим участкам изогнутости и приурочены небольшие тела пегматитов, залегающие согласно с вмещающими породами. Среди этих тел выделяются два параллельно расположенных штока, из которых первый несколько вытянут и имеет форму, близкую к овальной. Контакты штоков пегматитов резкие, волнистые, несмотря на их извилистые контуры они всюду остаются согласными, конформными со сланцеватостью (рис. 144). Падение штоков крутое.

Внутреннее строение штоков сложное. Вдоль контакта только в отдельных участках прослеживается небольшая оторочка аплитовидного пегматита мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1 м. Основная масса тел (60—70%) сложена кварц-альбит-сподуменовым пегматитом, содержащим гигантские удлиненные кристаллы сподумена. Средний размер их 1—1,5 м в длину при ширине пластинок 0,2—0,4 м. В отдельных участках длина кристаллов достигает 7 м. Большинство кристаллов вытянуто в одном направлении, примерно перпендикулярно длинной оси овального выхода штока. В другом штоке, имеющем более неправильную изометричную форму, наблюдается та же единая вытянутость кристаллов сподумена, но наряду с этим отмечается и тенденция к ориентировке отдельных удлиненных кристаллов перпендикулярно контактам тел.

Кристаллы сподумена располагаются в кварце, при этом среди крупнокристаллического кварц-сподуменового агрегата встречаются блоки чистого кварца размером 2 × 2 м и более, а также блоки микроклин-пертита величиной до 10 × 2,5 м. В штоке, не содержащем блоков микроклина, появляются крупные выделения амблигонита. Кварц-сподуменовая зона альбитизирована, причем наряду со среднетаблитчатым альбитом присутствует клевеландит, иногда с реликтами микроклина.

В отдельных участках альбитизация развивается весьма интенсивно: возникают гнезда клевеландита, среди которого встречаются выделения белого щелочного берилла, трифилина и колумбита. Сподумен вблизи таких гнезд обычно изменен и превращен в шелковистый альбит-слюдистый агрегат — циматолит. В других участках среди альбитизированного кварц-сподуменового агрегата появляются различных размеров неправильные по форме гнезда

кварц-слюдистого агрегата (грейзена) с чешуйками зеленого мусковита размером до 1 см и крупными кристаллами бипирамидального касситерита.

В центральной части пегматитового тела располагается зона мелкозернистого кварц-альбитового агрегата, содержащего мельчайшие выделения сподумена II (размером до 3 мм), амблигонита II, колумбит-танталита. Этот мелкозернистый агрегат, состоящий на 90—95% из сахаровидного альбита и кварца, имеет резкие контакты с крупнозернистым пегматитом, пронизывает его,

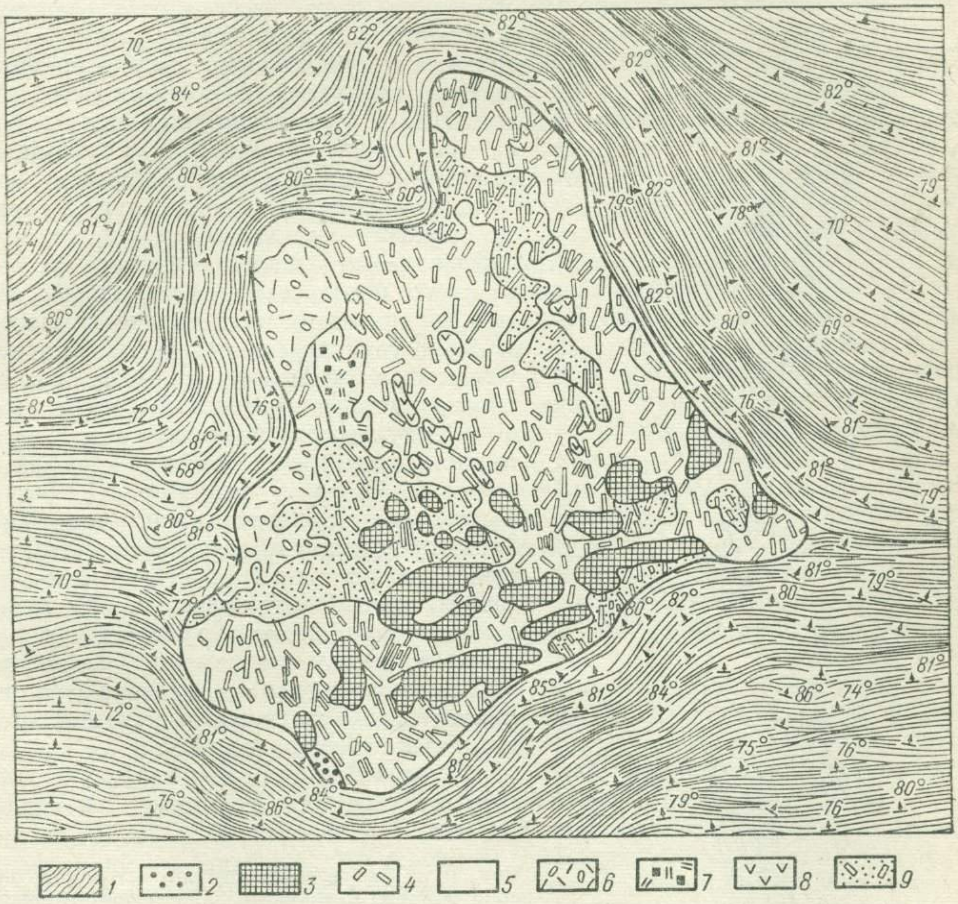


Рис. 144. Внутреннее строение штока сподуменовых пегматитов.

1 — кварц-слюдистые сланцы; *2* — аплитовидная оторочка; *3* — микроклин; *4* — сподумен; *5* — кварц; *6* — участки интенсивно альбитизированного пегматита; *7* — грейзен с касситеритом; *8* — крупнозернистый кварц-клевеландитовый агрегат с колумбитом и бериллом; *9* — альбитизированный кварц-сподуменовый пегматит

цементирует, корродирует и замещает фрагменты кварц-сподуменового пегматита. Гигантские кристаллы сподумена I оказываются разобщенными на отдельные части, которые нередко смещены одна по отношению к другой и целиком заключены в сахаровидном агрегате альбита, кварца и сподумена II.

Сподуменовые пегматиты среди амфиболитов в пределах древних складчатых областей в краевой части платформы

В качестве примера подобных месторождений можно привести поле сподуменовых пегматитов, приуроченное к верхнепротерозойскому комплексу метаморфических пород в краевой части платформы. Месторождение представлено серией пегматитовых тел, которые залегают среди амфиболитов, зажатых в виде узкой полосы между двумя региональными разломами северо-западного простирания (рис. 145). Этими разломами весь район месторождения разделяется на три структурных блока: западный, сложенный нижнепротерозойскими гнейсами и милонитами, центральный представленный амфиболовыми сланцами и амфиболитами нижних частей разреза верхнего протерозоя, и восточный, сложенный пачками кристаллических известняков, тонкопереслаивающихся хлорито-углистых и биотитовых сланцев, конгломератов и гравелитов верхнего протерозоя.

Сподуменовые пегматиты встречаются только среди толщи амфиболитов центрального блока и тяготеют к тектоническим зонам, органичивающим этот блок. Западный разлом протягивается прямолинейно, а восточный в районе месторождения дугообразно изогнут. В связи с этим ширина полосы амфиболовых пород, зажатой между разломами, изменяется от десятков метров на северо-западном фланге до 1,5 км в месте максимального изгиба восточного разлома.

Материнские породы образуют массив биотитовых гранитов площадью

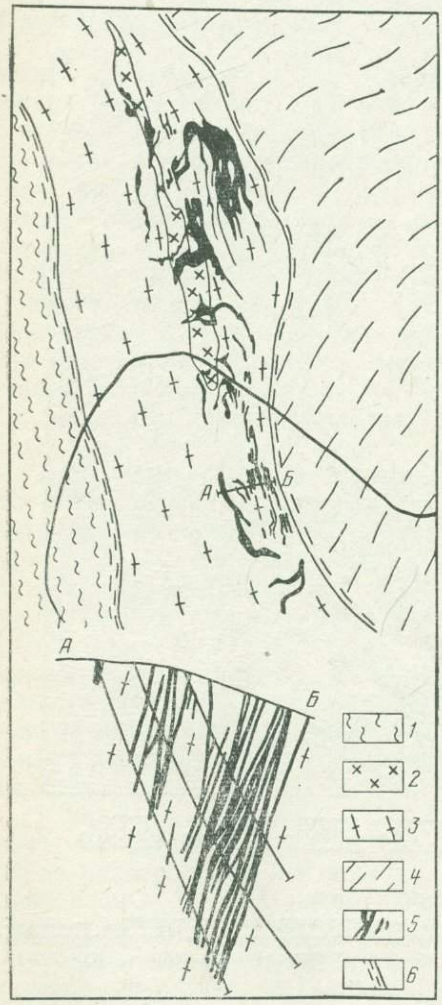


Рис. 145. Схема геологического строения поля сподуменовых пегматитов, залегающего в амфиболитах. По *И. Тимофееву*.

1 — нижнепротерозойские гнейсы и милониты; *2* — массивные ортоамфиболиты; *3* — сланцеватые амфиболиты и амфиболовые сланцы; *4* — перемежающиеся пачки кристаллических известняков, хлорито-углистых и биотитовых сланцев, конгломератов и гравелитов верхнего протерозоя; *5* — сподуменовые пегматиты; *6* — разрывные нарушения

16 км², обнажающийся в пределах того же центрального структурного блока, в 2 км к юго-востоку от месторождения. От него отходит крупное поле плагиоклаз-микроклиновых пегматитов, сменяющихся далее к северо-западу сподуменовыми. Возраст гранитов и пегматитов верхнепротерозойский — 1700 млн. лет (при разбросе цифр от 900 до 1800 млн. лет).

Вмещающими породами являются моноклинально залегающие амфиболовые сланцы, амфиболовые кварциты и сланцеватые параамфиболиты. Среди сланцеватых амфиболитов появляются крупные линзообразные тела массивных ортоамфиболитов и маломощные метаморфизованные дайки порфиробластовых биотитовых ортогнейсов. Моноклинальное залегание метаморфических пород осложнено широкими и плавными волнистыми изгибами.

Поле сподуменовых пегматитов вытянуто в северо-западном направлении, согласно с простиранием вмещающих пород, и протягивается на несколько километров. Общий интервал по вертикали, на протяжении которого изучено рудное поле, достигает сотен метров. Сподуменовые пегматиты протягиваются далее книзу, но до выклинивания на глубину они не прослежены. Рудное поле представлено большим количеством сближенных субпараллельных ветвящихся крутопадающих пегматитовых тел, вытянутых в одном направлении и образующих единую жильную зону. При выклинивании одних тел на их продолжении появляются другие.

Морфология пегматитовых тел большей частью сложная; форма их зависит от того, в каких породах они залегают. Среди сланцеватых амфиболитов это протяженные ветвящиеся тела, на отдельных участках приближающиеся к плитообразным, но усложненные плавными раздувами и пережимами, а также многочисленными апофизами. С глубиной наблюдается расщепление тел по падению на отдельные ветви и апофизы, постепенное уменьшение мощностей этих ветвей, дальнейшее их разветвление и частичное выклинивание. В то же время появляются новые слепые параллельные кулисообразно расположенные тела. При соединении ветвей возникают мощные раздувы линзовидной формы с большим количеством ксенолитов вмещающих пород в виде параллельных удлиненных полос, ориентированных по простиранию тел.

Для некоторых пегматитов, залегающих в сланцеватых и массивных амфиболитах, характерны коленообразные изгибы; в таких местах пегматиты становятся поперечно-секущими, при этом мощность их резко возрастает. Некоторые пегматиты, расположенные в массивных ортоамфиболитах, имеют небольшую протяженность, большую мощность и по форме приближаются к линзообразным и крутопадающим трубообразным телам. Располагаются они обычно вкрест простирания пород.

Сложная форма пегматитовых тел, наличие коленообразных изгибов и уступов, появление наряду с согласными плитообразными ветвящимися телами коротких поперечно-секущих линз свидетельствует о том, что пегматитовые расплавы одновременно выполняли две сопряженные системы трещин, из которых одна проходила вдоль сланцеватости, а вторая, имеющая подчиненное значение, поперек к ней. Пегматиты пересекаются поздними плитообразными дайками диабазов. Внутреннее строение пегматитовых тел сложное и отличается частой сменой различных структур. Первичное внутреннее строение тел в значительной степени замаскировано более поздними процессами переработки крупнокристаллического сподуменового пегматита в аплитоподобный агрегат, состоящий в основном из сахаровидного альбита (65—80%) и кварца (в среднем 15%). Кроме того, строение тел осложнено появлением в них большого количества ксенолитов вмещающих пород, которые нацело замещены сахаровидным кварц-альбитовым агрегатом (Назарова и др., 1960).

Пегматит вблизи контакта среднезернистый, кварц-олигоклазового состава, иногда с микроклином, шерлом, бериллом, спессартином и апатитом. На самом контакте с амфиболовыми породами постоянно наблюдается оторочка конусовидных кристаллов черного турмалина (шерла), ориентированных примерно

перпендикулярно зальбандам тел. Такая же оторочка появляется вокруг останцов амфиболитов, причем в тех случаях, когда они нацело переработаны последующими процессами замещения, эта турмалиновая оторочка сохраняется, фиксируя контуры «исчезнувших» ксенолитов (рис. 146). Поскольку последние представлены фрагментами сланцеватых амфиболитов, ориентированными по простиранию пегматитовых тел, то при наличии большого количества переработанных ксенолитов пегматит приобретает полосчатое строение.

Амфиболиты у самого контакта с пегматитами биотитизированы и нередко превращены в биотитовый слюдит, в котором листочки биотита сохраняют ориентировку сланцеватости амфиболита. За оторочкой слюдита в амфиболите развиваются гольмквистит и цоизит. Степень изменения амфиболитов в зонах экзоконтакта зависит главным образом от интенсивности развития в пегматитах

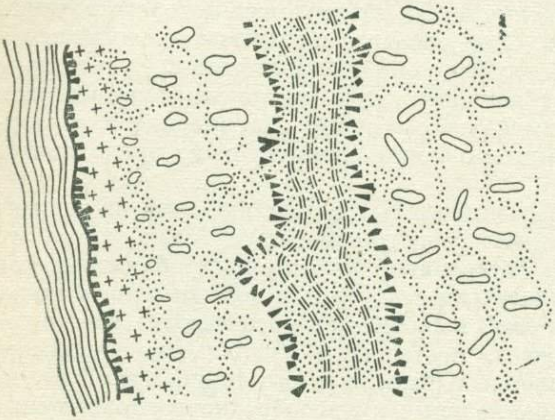


Рис. 146. Схема строения тела сподуменового пегматита (поперечный разрез).

1 — сланцевый амфиболит; *2* — среднезернистый пегматит; *3* — крупнокристаллический кварц-сподумен-микроклиновый пегматит; *4* — полосы и прожилки сахаровидного альбита; *5* — оторочки турмалина; *6* — ксенолиты вмещающих амфиболитов

кварц-альбитового замещающего комплекса. В случае, когда он проявлен вблизи зальбанда, контакты пегматитов становятся фестончатыми, нечеткими («размытыми») и наблюдается постепенный переход пегматита в турмалин-биотит-гольмквиститовую породу.

Основная масса рудных тел сложена пегматоидным или мелкоблоковым кварц-микроклин-сподуменовым пегматитом с размером выделений сподумена 10—20 см. В отдельных участках, обычно ближе к осевой части тел, особенно в местах их раздувов, наблюдаются крупные обособленные блоки микроклин-пертита или кварца размером более 1 м; здесь же появляются и неравномерно распределенные крупные кристаллы сподумена. Эта первичная структура пегматита повсеместно затушевана более поздними процессами замещения. Зерна и выделения кварц-микроклин-сподуменового пегматита пронизаны мелко- и среднезернистым кварц-турмалин-альбитовым агрегатом. Обращает внимание почти полное отсутствие мусковита в пегматитах, залегающих среди амфиболитов.

Кварц-мусковитовый комплекс, обычно так широко представленный в пегматитах, здесь практически не проявлен, но место мусковита в нем занимает черный турмалин. В результате по блокам микроклина развивается кварц-турмалиновый или кварц-турмалин-альбитовый агрегат, с которым ассоциируют белый берилл, колумбит-танталит, касситерит, трифилин-литиофилит.

Пегматит гранитной, мелко- и крупноблоковой структуры, замещенный кварц-турмалин-альбитовым агрегатом, сильно раздроблен, сцементирован и замещен аплитовидным агрегатом, состоящим из мельчайших, обычно вытянутых в одном направлении лейст сахаровидного альбита, кварца, споду-

мена II (2—5%), берилла II, колумбит-танталита II и касситерита II. В этом позднем сподуменсодержащем кварц-альбитовом агрегате можно наблюдать фрагменты крупных кристаллов более раннего сподумена I и реликты кварца блоковых зон. Участки развития аплитоподобного кварц-альбитового агрегата содержат значительно меньше окиси лития, нежели микроклин-кварц-сподуменовый пегматит. Поэтому широкое развитие поздней альбитизации снижает содержание окиси лития в рудных телах. В то же время вокруг таких тел в амфиболитах широко развит гольмквистит, что свидетельствует о выносе лития во вмещающие породы.

Пегматитовые тела линзо- и трубообразной формы, залегающие в массивных ортоамфиболитах, располагаются в гипсометрически наиболее высоких участках месторождения и отличаются иным внутренним строением. Они характеризуются концентрической зональностью, появлением в осевой части мелко- и крупноблокового кварц-сподуменового агрегата и наличием крупных гнезд поллуцита, амблигонита, лепидолита, кристаллов зеленого, розового и полихромного турмалина, а также танталита.

В пределах рудного поля наблюдается неясно выраженная вертикальная зональность. В апикальных участках появляется цезиевое оруденение и накапливаются минералы, наиболее обогащенные фтором (лепидолит, амблигонит). Далее на глубину пегматиты не изменяют свой состав и содержаний окиси лития. На больших глубинах постоянно увеличивается роль мелкозернистого кварц-альбитового агрегата, в связи с чем несколько понижается содержание окиси лития. Самые глубокие участки месторождения представлены пегматитами кварц-альбитового состава, хотя некоторые из них и содержат еще промышленное количество сподумена.

Месторождение рассмотренного типа может служить примером литиевых месторождений, тесно связанных с региональными тектоническими зонами; оно характеризуется сравнительно равномерным распределением литиевого оруденения (коэффициент вариации порядка 70%) и значительной выдержанностью всей жильной зоны по простиранию и падению, несмотря на сложность форм и строения отдельных рудных тел.

Сподуменовые пегматиты в толще переслаивания амфиболитов, амфиболовых и слюдистых сланцев в пределах древней складчатой области в краевой части платформы

Месторождение этого типа локализуется в пределах узкого протяженного грабена — геосинклинального трога, в краевой части платформы. Поле пегматитов располагается в непосредственной близости от регионального разлома, отделяющего среднепротерозойские породы грабена от более древних нижнепротерозойских и архейских гнейсов. Разлом прослеживается в виде широкой зоны милонитизации и имеет крутое падение внутрь грабена. Вмещающие породы среднего протерозоя представлены тремя свитами, различающимися по составу, строению, степени метаморфизма и мощности. Пегматиты локализуются в пределах средней свиты, состоящей из переслаивающихся биотитовых, мусковитовых, амфибол-биотитовых сланцев и плагиогнейсов с пачками и линзами амфиболитов, амфиболовых сланцев и телами метадиабазов (рис. 147). Подстилающая продуктивную свиту толща пород сложена двуслюдяными, мусковитовыми, андалузит-биотитовыми сланцами и плагиогнейсами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Породы, непосредственно

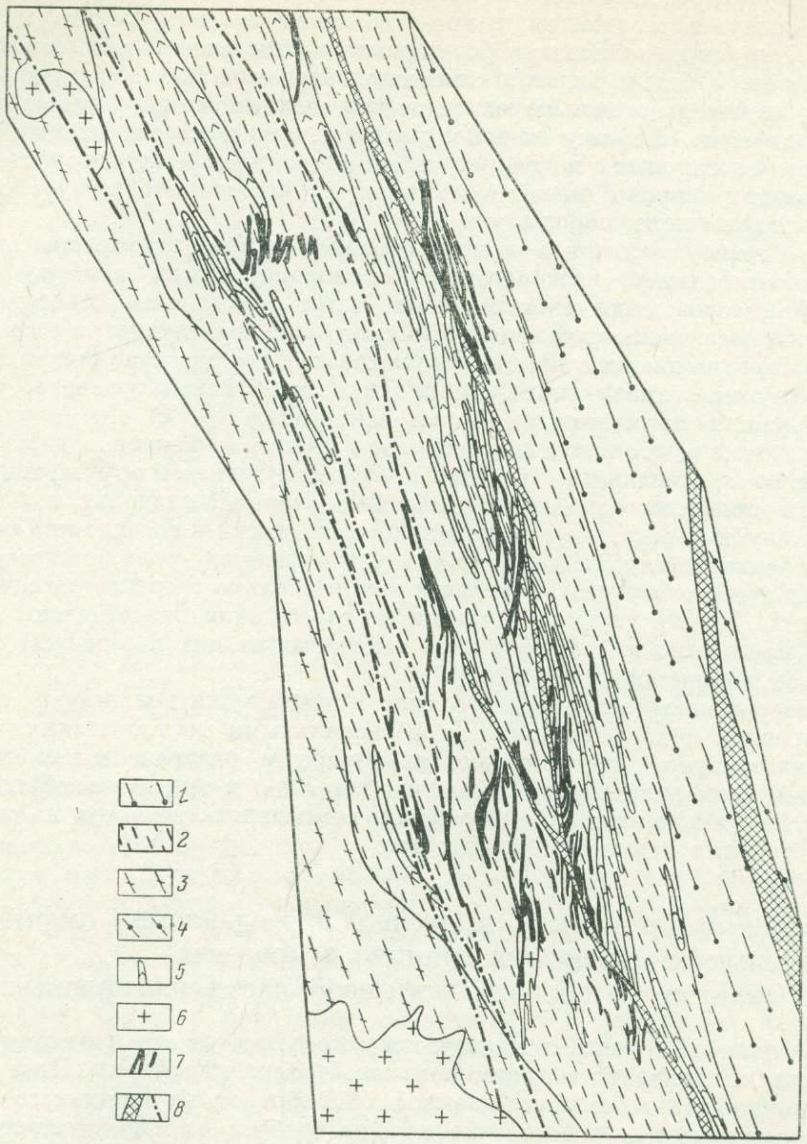


Рис. 147. Схематическое геологическое строение поля редкометальных пегматитов в толще переслаивания амфиболитов, амфиболовых и слюдистых сланцев (составлена по материалам И. Полетаева и др.).

1—3 — средний протерозой: *1* — верхняя свита — филитовидные углисто-биотитовые, амфиболовые и песчанистые сланцы, *2* — средняя свита — переслаивание биотитовых, андалузит-мусковитовых, амфибол-биотитовых сланцев и плагиогнейсов с линзами амфиболитов, амфиболовых сланцев и телами метадиабазов, *3* — нижняя свита — серицитовые, серицит-хлоритовые, андалузит-биотитовые сланцы; *4* — архей-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты; *5* — дайки долеритов и диабазов; *6* — среднепротерозойские гранодиориты, биотитовые граниты; *7* — пегматиты; *8* — зоны дробления и нарушения

вмещающие пегматиты, характеризуются несколько меньшей степенью метаморфизма, соответствующей верхам амфиболитовой фации. «Верхняя» свита, представленная углистыми филлитами с пластами известняков и карбонатных сланцев, по степени метаморфизма принадлежит к зеленосланцевой фации. Метаморфическая толща образует моноклинальную структуру северо-западного простирания с юго-западным падением пород под углами 45—60°.

В южной части поле пегматитов ограничивается выходом крупного гранитоидного плутона, краевая часть которого сложена гранодиоритами, тоналитами и кварцевыми диоритами. В экзоконтакте массива находятся дайки гранитов, пересекаемые редкометальными пегматитами. Все эти гранитоиды представляют I фазу сложного магматического комплекса. Граниты II фазы, с которыми связывают пегматиты, в пределах поля не обнаружены; возможно наличие слепого массива таких гранитов в северо-западной части площади.

Пегматитовое поле линейно вытянуто и прослежено на несколько километров (см. рис. 147). Простирание тел совпадает с направлением регионального разлома и сопряженных с ним нарушений. Наиболее крупное из них представлено зоной дробления, протягивающейся через все поле и разделяющей его на два блока — восточный и западный. В западном блоке находятся одиночные тела плитообразной и четковидной формы, а также жильные зоны, представленные серией сближенных тел. Выделить отдельные выдержанные пегматитовые тела в пределах жильных зон практически невозможно.

Различают два типа жильных зон:

1) скопления сближенных четковидных, линзо- и плитообразных тел, часто соединяющихся или, наоборот, разветвляющихся по простиранию и падению. При выклинивании тел образуются характерные структуры «конского хвоста». Эти тела и серии залегают согласно или косо секут слоистость вмещающих пород. Пегматиты этого типа обычно располагаются в слюдистых, реже амфиболовых сланцах; 2) серии сближенных коротких поперечных тел типа лестничных жил в массивных ортоамфиболитах.

Вмещающие породы в экзоконтакте пегматитовых тел и иногда вдоль зон нарушений интенсивно изменены. Широко развиты, особенно в амфиболовых породах, процессы биотитизации, гольмквиститизации, турмалинизации. Мощность зон изменения 12—15 м, при этом полосы амфиболовых пород, разделяющие сближенные пегматитовые тела, часто бывают нацело превращены в биотитовые слюдиты, отличающиеся высоким содержанием цезия, входящего в состав биотита.

Пегматиты поля характеризуются в основном микроклин-сподумен-альбитовым составом. В восточном блоке в них возрастает содержание альбита. В этих участках иногда появляются тела микроклин-альбитового и существенно альбитового состава, в которых сподумен имеет подчиненное значение, но заметно повышается содержание танталовых минералов и встречается поллуцит.

Неспокойная тектоническая обстановка, обусловленная близостью крупного регионального разлома и неоднократными подвижками по оперяющим нарушениям в процессе формирования самих пегматитов, привела к возникновению специфических структурно-текстурных разностей пегматитов и к крайнему непостоянству их внутреннего строения. Широко распространены мелкозернистые аплитовидные агрегаты кварц-микроклин-сподумен-альбитового состава, сочетающиеся с крупнокристаллическими разностями и типичными структурами замещения.

Наиболее высокие концентрации лития связаны с пегматитами микроклин-сподумен-альбитового состава западного блока. Среди них выделяются тела

различного внутреннего строения: 1) мелкозернистые пегматиты массивной текстуры; 2) пегматиты полосчатой текстуры, обусловленной чередованием мелкозернистых, средне- или крупнозернистых разностей; 3) пегматиты средне- и крупнокристаллические.

Мелкозернистые пегматиты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из микроклина (15—20%), сподумена (15—25%), кварца (20—25%) и альбита (30—35%); характерные второстепенные минералы: мусковит, черный турмалин, берилл, гранат, апатит, монтебразит, колумбит-танталит, касситерит. Текстура их массивная, иногда наблюдается слабо выраженная полосчатость, обусловленная появлением цепочек порфиробластов микроклина размером 1—3 см. В эндоконтактах этих тел развиты узкие кварц-мусковитовые оторочки.

Для данного поля весьма характерны пегматиты полосчатой текстуры, в которых полосы мелкозернистого агрегата протягиваются параллельно контактам и чередуются с полосами средне- и крупнокристаллического пегматита директивной структуры. Даже в небольших полосках шириной 2—3 см кристаллы сподумена и микроклина ориентированы примерно перпендикулярно направлению полосчатости. Нередко эти идиоморфные кристаллы вдаются в мелкозернистый агрегат. Состав полос пегматита директивной структуры следующий (в %): микроклин 25—35, кварц 20—25, сподумен 20—30, альбит 15—20, мусковит 1,5—4, турмалин, апатит, монтебразит, берилл, касситерит, иногда гранат.

Расположение полос разной структуры неодинаковое. В некоторых телах мелкозернистый пегматит вытягивается вдоль зальбандов, а осевые зоны сложены мелко- или среднекристаллическим кварц-сподумен-микроклиновым пегматитом, содержащим подчиненное количество альбита. Иногда мелкозернистый пегматит слагает осевые зоны, а ближе к контактам располагаются среднекристаллические разности. Более широко распространены тела, в которых наблюдается частое чередование полос мелкозернистого и среднекристаллического сложения. Ширина полос изменяется от нескольких сантиметров до 0,5—0,6 м. В отдельных случаях полосы среднекристаллического пегматита располагаются диагонально или перпендикулярно по отношению к контактам, образуя характерную сетчатую текстуру.

Некоторые тела западного и большинство жил восточного блока сложены средне- или крупнокристаллическим кварц-сподумен-микроклиновым неравномерно альбитизированным пегматитом. Строение тел неоднородное. Вдоль зальбандов развиты кварц-мусковитовые оторочки и зоны существенно альбитового состава. Средне- и крупнокристаллический пегматит директивной структуры, в основном слагающий тела, включает участки и гнезда мелкокристаллических разностей. Проявление альбитизации придает отдельным участкам этих пегматитов участково-полосчатый, пятнистый или ячеистый облик. Невыдержан и их минеральный состав. Кварц-сподумен-микроклиновые пегматиты с небольшим содержанием альбита сменяются микроклин-альбитовыми или кварц-альбитовыми, в которых сподумен имеет подчиненное значение (до 10%). В пегматитах восточного блока возрастает количество микроклина, альбита, появляются поллуцит, цветные турмалины (индиголит, верделит), рубидиевый мусковит, изредка лепидолит, увеличивается содержание тантало-ниобиевых минералов. Последние, как и поллуцит, особенно характерны в телах, приуроченных к амфиболовым породам в юго-восточной части поля.

Литий в основном фиксируется в сподумене (90%). Частично он связан с монтебразитом-амблигонитом, лепидолитом, турмалином, мусковитом. Споду-

мен в пегматитах представлен несколькими генерациями. В мелкозернистых разностях он образует весьма небольшие (1—5 мм) прозрачные короткопризматические кристаллы, содержащие 7—7,5% Li_2O. В средне- и крупнокристаллических пегматитах характерны непрозрачные призматические кристаллы размером от 2—3 до 25—30 см белого, светло-серого или желтовато-белого цвета, содержащие обычно 6—7% Li_2O. В участках интенсивной альбитизации некоторые кристаллы сподумена замещены агрегатом альбита и мусковита (циматолит). Около зон нарушений по сподумену развивается онкозин.

Несмотря на изменение текстурных особенностей пегматитов, их состава, содержание сподумена, особенно в западном блоке поля, относительно равномерное. Коэффициент вариации не превышает 70%.

Сподуменовые пегматиты в габбро-анортозитах, приуроченные к узкому геосинклинальному трогу в кристаллическом фундаменте древнего щита

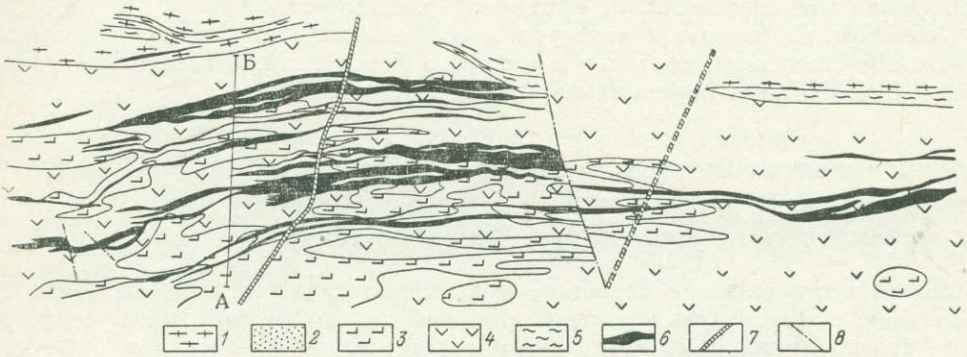
Примером месторождений подобного рода может служить поле сподуменовых пегматитов, приуроченное к узкому (шириной от 1 до 10 км) нижнепротерозойскому геосинклинальному трогу среди архейских гнейсо-гранитов. Этот трог заложился на месте тектонического шва в фундаменте и выполнен вулканогенно-осадочными породами, метаморфизованными в условиях ставролит-кианитовой субфации метаморфизма и превращенными в биотитовые, гранат-биотитовые, ставролит-кианит-гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы. Породы простираются в северо-западном направлении, смяты в крутые линейные складки и прорваны различными по составу нижнепротерозойскими интрузивными породами. Наиболее ранние из них представлены трещинными телами габбро-анортозитов протяженностью до 5 км, внедренными вдоль разлома, по которому архейские гнейсо-граниты граничат с метаморфическими породами нижнепротерозойской толщи. Рассматриваемое поле сподуменовых пегматитов приурочено к висячему боку одного из подобных массивов габбро-анортозитов и не выходит за его пределы.

Интрузивы, с которыми можно связывать месторождение, располагаются в пределах той же полосы нижнепротерозойских пород в 10 км от площади развития сподуменовых пегматитов. Это небольшие ($3 \times 1,5$ км^2) тела турмалин-мусковитовых гранитов с многочисленными апофизами, переходящими в пегматиты. Абсолютный их возраст, определенный калий-аргоновым методом, 2400 млн. лет, возраст редкометальных пегматитов, согласно данным рубидий-стронциевого метода (по слюдам и микроклину), 2300—2200 млн. лет (Гордиенко, 1970).

Вмещающие породы представлены измененными основными породами, первичный состав которых варьирует от габбро до анортозитов. Они амфиболизированы и в отдельных участках превращены в габбро-амфиболиты и амфиболиты. Габбро-анортозиты имеют ту же северо-западную линейную ориентировку, что и гнейсы нижнего протерозоя.

Рудное поле линейно вытянуто согласно с простиранием массива основных пород и протягивается на несколько километров, имея ширину 200—600 м (**рис. 148**). Пегматиты выполняют систему сколовых трещин, субпараллельных господствующему направлению структур, но секущих по падению полосчатость габбро-анортозитов. Пегматитовые тела группируются в две параллельные зоны, отстоящие друг от друга на 100—200 м. Каждая зона состоит из

серии сближенных тел, которые в отдельных участках сливаются вместе, а в других разветвляются. На северо-западном фланге перед выклиниванием тел происходит их расщепление на отдельные ветви с образованием структуры типа «конского хвоста». Падение всех тел юго-западное, под углом порядка 50°. Пострудная тектоника проявилась в образовании крутых (70—85°) поперечных трещин разрыва, выполненных дайками диабазов, а также серии сбросов.



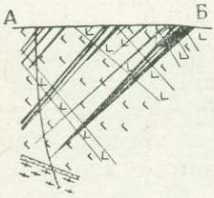


Рис. 148. Схема геологического строения месторождения сподуменовых пегматитов, залегающих в габбро-анортозитах. По *С. Эвенчик*.

1 — архейские гнейсо-граниты; *2—6* — нижнепротерозойские образования: *2* — горизонт конгломератов, *3* — габбро-анортозиты, *4* — амфиболиты, *5* — тальк-хлоритовые сланцы, *6* — пегматиты; *7* — дайки диабазов; *8* — тектонические нарушения

По простиранию пегматитовые тела образуют в центральной части месторождения незначительный флексуроподобный изгиб, в пределах которого мощности пегматитовых тел наибольшие.

Зоны пегматитовых тел прослежены бурением на глубину. Рудные тела в целом выдержаны по падению; намечается только тенденция к сближению и слиянию параллельных ветвей при сохранении их мощности. Заметное уменьшение мощностей происходит лишь на глубоких горизонтах.

Форма тел плитообразная, резкие раздувы и пережимы отсутствуют. Отдельные тела протягиваются без перерыва на значительное расстояние, изменяя свою мощность от 1—2 до 20 м. Наиболее характерная морфологическая особенность пегматитов — их ветвление, особенно на флангах, появление серии сближенных тел, в отдельных участках сливающихся вместе с образованием при этом мощных тел. Контакты с габбро-анортозитами резкие.

Габбро-анортозиты вблизи пегматитов рассланцованы и изменены. Ореол изменения достигает вокруг пегматитов 1,5—5 м. В пределах этого ореола наблюдается деанортитизация плагиоклазов, широкое распространение гольмквистита, цоизита и эпидота. Непосредственно вблизи экзоконтакта интенсивно развиваются биотитизация и турмалинизация, при этом часто возникает оторочка биотит-турмалиновых пород мощностью 2—5 см. Содержание окиси лития в зонах экзоконтакта обычно достигает нескольких десятых долей процента. На северо-восточном контакте массива габбро-анортозитов с олигокла-

зовыми гнейсо-гранитами архея параллельно полосе сподуменовых пегматитов проходит тектоническая зона мощностью 50—100 м, в пределах которой основные породы нацело переработаны, изменены и превращены в кварц-хлоритовые сланцы, переслаивающиеся с гольмквиститовыми сланцами. За счет появления в них гольмквистита содержание окиси лития в таких гидротермально измененных породах в отдельных участках достигает 0,5%; в них также наблюдаются повышенные содержания цезия.

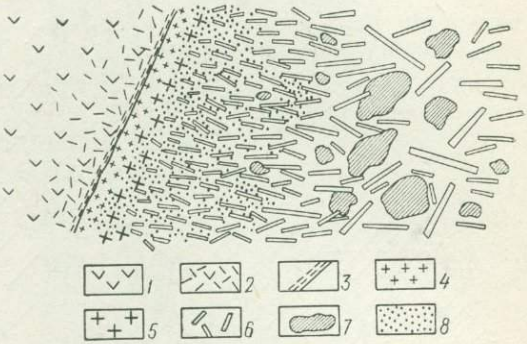


Рис. 149. Схема внутреннего строения тела сподуменовых пегматитов.

1 — габбро-анортозиты; *2* — измененные габбро-анортозиты с биотитом и гольмквиститом; *3* — биотитовая оторочка; *4* — мелкозернистый кварц-альбитовый пегматит; *5* — среднезернистый кварц-альбитовый пегматит; *6* — кристаллы сподумена; *7* — блоки микроклина; *8* — сахаровидный альбит

Внутреннее строение пегматитов отличается значительным постоянством и отсутствием четко выраженной концентрической зональности. В то же время в них намечается некоторая тенденция к зональности (рис. 149).

Пегматит во всех зонах содержит альбит, мусковит, водяно-прозрачный берилл, манганапатит, спессартин, минералы групп колумбит-танталита, трифилин-литиофилита и многочисленные продукты изменения последних. Во всех пегматитовых телах развит мелкозернистый кварц-альбитовый агрегат, содержащий мельчайшие кристаллы сподумена II (поздний сподуменсодержащий «аплит»), который пронизывает все тела, проникает по границам между зернами и блоками ранних минералов, образует в них прожилки. Особенно интенсивно он развивается по периферии тел, там, где аплитовидная и среднезернистая зона сменяются сподуменовым пегматитом директивной структуры.

Основная масса рудных тел месторождения сложена сподуменовым пегматитом директивной структуры, обрамленным по периферии небольшими существенно кварц-альбитовыми зонами. На флангах и на глубине, в участках выклинивания тел, мощность зоны сподуменового пегматита уменьшается, иногда зона вообще исчезает. В этих участках пегматиты почти полностью слагаются среднезернистым кварц-альбитовым агрегатом, включающим редкие кристаллы сподумена.

Главный рудный минерал — сподумен двух генераций. Примерно 5—7% окиси лития от общего его количества, заключенного в пегматитах, связано с фосфатами лития — трифилином, литиофилитом и амблигонитом, в небольшом количестве с гольмквиститом и мусковитом. Содержание окиси лития в пегматитах весьма равномерное, коэффициент вариации не превышает 50—55%. Высокие содержания лития прослеживаются на всем протяжении тел и только на самых флангах, в участках выклинивания тел, а также в эндоконтактных зонах содержание снижается до 0,3—0,5%.

Сподуменовые пегматиты в карбонатных породах в краевых частях срединных массивов

Примером месторождений подобного рода может служить поле сподуменовых пегматитов, располагающееся в краевой части древнего срединного массива, на стыке его с областью нижнепалеозойской складчатости. Консолидированный срединный массив представляет собой крупный синклинорий, выполненный протерозойскими и синийскими отложениями. Пегматитовые поля локализуются в структурах, наложенных на этот массив, и пересекают под углом докембрийские складчатые образования.

Район месторождения сложен метаморфизованной флишоидной толщей верхнего протерозоя, представленной кристаллическими известняками, кварцитами и песчанистыми известняками. Кристаллические известняки в ядре антиклинального изгиба подверглись деформации. Мощность их резко увеличилась по сравнению с другими породами и горизонтами тех же известняков в крыльях складки (рис. 150).

Пликативные структуры разбиты многочисленными тектоническими нарушениями. К допегматитовому периоду относится образование субширотных

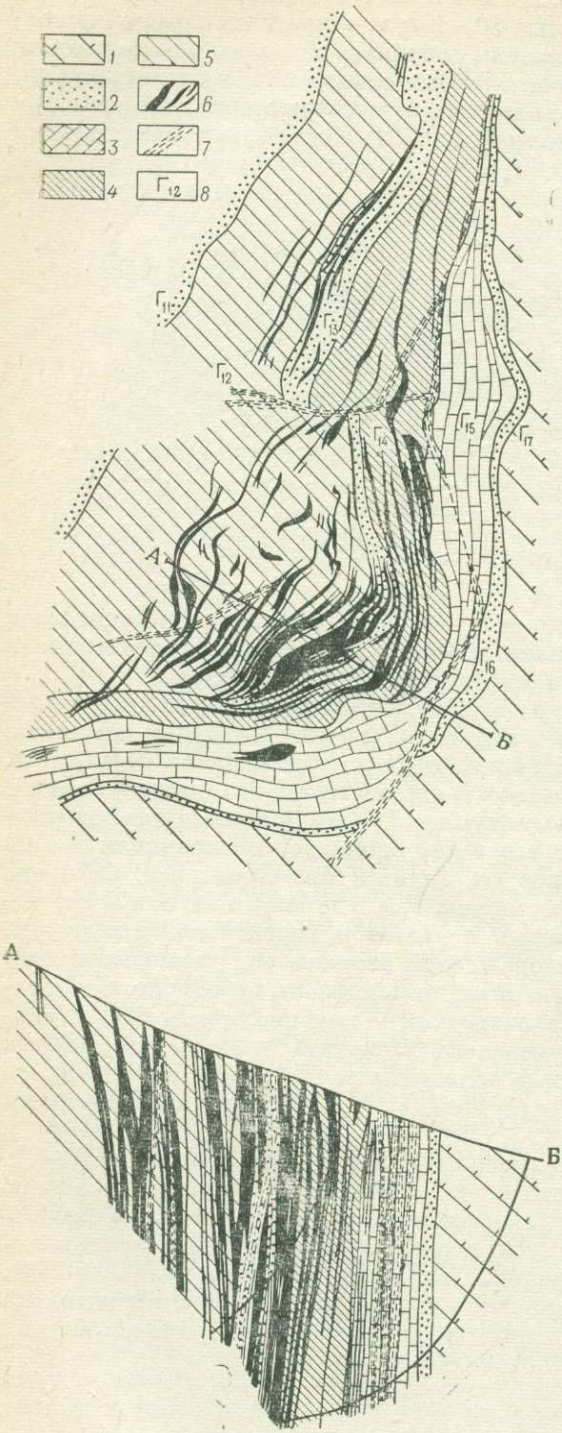


Рис. 150. Схема геологического строения месторождения сподуменовых пегматитов, залегающего в кристаллических известняках. По *И. Тимофееву*.

1 — известняки мелкозернистые в переслаивании с известняками, содержащими примесь кварца; *2* — песчанистые известняки; *3* — известняки с пропластками кварцитов; *4* — мелкозернистые известняки; *5* — среднезернистые известняки; *6* — пегматиты; *7* — зоны дробления, рассланцевания и брекчий; *8* — условный индекс стратиграфических горизонтов

и субмеридиональных зон рассланцевания и брекчий со смещением по ним складчатых структур и внедрение даек диоритов. Складчатые структуры нарушены также северо-восточным разломом, особенно значительно проявленным к северо-западу от пегматитового поля. С движениями по этому разлому сопряжено дополнительное сжатие сформировавшихся ранее складчатых структур, развитие трещин отслаивания, особенно в блоке, зажатом между двумя субширотными нарушениями — одним проходящим через среднюю часть площади месторождения, другим, расположенным южнее, за его пределами.

Вдоль крупных разломов в нижнем палеозое происходило внедрение гранитных массивов, а субпараллельные нарушения и полости отслаивания были выполнены пегматитами. С пострудными подвижками связаны явления будинажа и дробления пегматитовых тел, подновление и развитие новых зон рассланцевания, внедрение даек диабазовых порфиритов и лампрофиров. Среди интрузивов выделяются порфировидные биотитовые граниты (I фаза), мелко- и среднезернистые биотитовые граниты (II фаза), мелко- и среднезернистые двуслюдяные жильные граниты (III фаза). Пегматиты теснейшим образом связаны с породами II фазы. Граниты, материнские для пегматитов, обнажаются на площади около 3 км^2. В непосредственной близости от массива (0,6—1,2 км) развиты безрудные мусковит-плагиоклазовые пегматиты, с удалением на 1,2—1,5 км появляются сподуменовые пегматиты.

Поле сподуменовых пегматитов представляет собой вытянутую зону асимметричного строения, расширяющуюся в южной части и сужающуюся к северу. Пегматиты образуют серии субпараллельных, нередко кулисообразных тел, выполняющих полости отслоения. Мощность тел изменяется от нескольких до десятков метров. По падению эта зона полностью не прослежена, и ее вертикальный параметр, по-видимому, близок к протяженности поля. В южной части зона образует дугообразный изгиб в соответствии с изгибом вмещающих пород. В этих участках резко увеличивается насыщенность всей зоны пегматитами, а также их мощность. Нередко трудно выделить отдельное рудное тело из серии сближенных, часто соединяющихся пегматитов, разделенных незначительными (0,2—1 м) пропластками вмещающих пород. Коэффициент насыщенности всей зоны пегматитами 0,3—0,4. В участках выклинивания зоны пегматиты постепенно уменьшаются в мощности, вплоть до полного исчезновения.

Пегматитовые тела характеризуются плитообразной формой. Иногда они осложнены раздувами, пережимами, часто разветвляются на большое число мелких тел. В целом они выдержаны по простиранию и падению. Менее распространены пегматиты сложной формы, для которых типичны раздувы, пережимы, коленообразные изгибы, небольшая протяженность (несколько десятков метров) и резко меняющаяся мощность. Эти тела не образуют жильных зон и чаще всего встречаются в ядре антиклинальной складки, где широко развиты кристаллические известняки, смятые в более сложные складки высшего порядка.

Основная масса пегматитов залегает согласно с вмещающими породами или под острым углом сечет их слоистость.

Экзоконтактовые изменения карбонатных пород вокруг пегматитов весьма специфичны и в целом незначительны по сравнению с изменениями, происходящими в случае залегания их в амфиболитах или габбро-анортозитах. Битуминозные известняки вблизи контактов с пегматитами осветлены и перекристаллизованы. На самом контакте образуется тонкая (3—10 см) прерывистая оторочка флюорита, вслед за которой появляется маргарит в ассоциации с кальцитом и кварцем, иногда возникает бериллийсодержащий цоизит. Приконтактовые

зоны пегматитов нередко обогащены графитом. В участках пересечения пегматитами песчанистых пород или даек диоритовых порфиритов проявляются весьма интенсивные экзоконтактовые изменения — образуются литийсодержащий биотит, гольмквистит, плагиоклаз замещается цоизитом и эпидотом (Гинзбург и др., 1961).

Пегматиты характеризуются слабо выраженной зональностью. Во многих из них в эндоконтакте развита узкая оторочка сподуменсодержащего пегматита гранитной структуры. К осевой части постепенно увеличивается количество кристаллов сподумена без значительного возрастания размеров окружающего его кварц-полевошпатового агрегата. Кристаллы сподумена ориентированы грубо перпендикулярно зальбандам и придают пегматиту директивную структуру. Иногда в осевых частях мощных тел и особенно в участках коленообразных изгибов пегматитов сложной формы появляются зоны блоковой структуры.

Некоторые тела имеют асимметричное или симметрично-зональное строение, обусловленное развитием зон пегматита мелкозернистой, директивной и блоковой структуры. Однако чаще преобладает пегматит только одной директивной или мелкозернистой структуры. Нередко в пегматитах широко развит более поздний мелко- или среднезернистый кварц-плагиоклазовый агрегат, содержащий в большом количестве (10—35%) сподумен II. Кристаллы его образуют необычный для сподумена агрегат спутанно-шестоватой структуры. Пегматит этой разновидности образует как бы полосы и прожилки в более раннем сподуменовом пегматите, проходящие параллельно зальбандам, что придает многим телам характерную полосчатость.

Основные структурные разновидности сподуменовых пегматитов несмотря на сходство минерального состава, различаются по соотношению минералов и ряду других особенностей. В мелкозернистых зонах преобладает (до 60%) плагиоклаз № 23, кварц (25%) и сподумен (около 10%). Значительная часть плагиоклаза этих зон во многих жилах замещена микроклином. Пегматит директивной структуры сложен плагиоклазом (50%), кварцем (25%), сподуменом (20%) и микроклином (5—10%). Зоны блокового пегматита состоят из микроклина (35—40%), кварца (50—60%) и сподумена (3—5%). В пегматите спутанно-шестоватой структуры также преобладает плагиоклаз (до 50%), однако представлен он альбит-олигоклазом (№ 14—16), характерен кварц (10—20%), содержание сподумена обычно высокое — 10—35%.

Характерной особенностью минерального состава пегматитов, залегающих в карбонатных породах, является образование вместо альбита плагиоклаза, незначительное проявление альбитизации и широкое развитие метасоматической микроклинизации. Типичными акцессорными минералами являются: графит, флюорит, кальцит, гранат, касситерит, циртолит, сульфиды. Характерно незначительное развитие мусковита и турмалина, отсутствие фосфатов, появление вместо типичного для сподуменовых пегматитов берилла — гельвина, вместо обычного колумбит-танталита — микролита и фергюсонита. Пегматиты, располагающиеся в известняках, отличаются высоким содержанием окиси лития и весьма выдержанным его распределением. Коэффициент вариации содержаний 44—45%, он снижается до 20—22% при исключении тел, располагающихся на периферии поля.

Основным концентратором лития в пегматитах является сподумен двух генераций. Незначительные изменения сподумена проявились в связи с развитием по нему вторичных глинистых минералов. Количество окиси лития, рассеянной в породообразующих минералах, невелико и не превышает 7%.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ (ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫЕ) ГРАНИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ГРЕЙЗЕНЫ

Литиевая минерализация постоянно встречается в виде литийсодержащих слюд в штоках или куполах танталоносных гранитов, обогащенных альбитом и топазом («апограниты», по А. Беусу; литий-фтористые граниты, по В. Коваленко и М. Кузьмину, 1971 г.), а также фиксируется в их экзоконтактах. Характеристика месторождений этой группы дана при описании тантало-ниобиевых и бериллиевых месторождений. В тех случаях, когда эти граниты прорывают карбонатные породы, в зоне экзоконтакта возникают специфические флюоритовые метасоматиты (апокарбонатные грейзены), содержащие литиевый маргарит (эфесит) и литийсодержащий мусковит. При переработке подобных слюдисто-флюоритовых руд и получении флотационных флюоритовых концентратов попутно извлекаются слюды, обогащенные редкими щелочами, в первую очередь литием.

МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ВОДЫ

Вследствие легкой растворимости большинства солей лития в воде и малой его сорбционной способности происходит накопление лития в рассолах озер и высыхающих водных бассейнов, минеральных источниках, нефтяных и термальных водах областей молодого вулканизма. Несмотря на низкие его содержания, литий может быть успешно извлечен из этих вод. Литий в минерализованных водах постоянно ассоциирует с элементами, характеризующимися высоким коэффициентом водной миграции — бором, стронцием, рубидием, фтором, а в нефтяных водах также бромом и иодом. Выделяются по крайней мере два типа минерализованных вод, обогащенных литием, из которых в мировой практике для извлечения лития используется в настоящее время только первый тип.

Минерализованные воды (рассолы, рапа) соленосных отложений. Наибольшая концентрация лития наблюдается в длительно развивающихся обширных солеродных континентальных бассейнах, в которых испарилось огромное количество воды и где их питание осуществляется за счет подземных вод, содержащих повышенное количество лития. По мере выпадения солей концентрация лития в рассолах увеличивается, достигая иногда в рассолах Клейтон-Велли (хр. Силвер-Пик, штат Невада, США) 0,04%, а в районе Салара Атакама (Чили) 0,2%. В рапе высохшего оз. Серлс (штат Калифорния, США) содержится 90 г/т лития и 4000 г/т бора. Это озеро площадью 90 км^2 выполнено на глубину до 300 м выкристаллизовавшимися солями. На глубине пористость соленосной толщи 25—45%, при этом поры заполнены рапой, насыщенной NaCl, Na_2SO_4 и KCl, которая выкачивается из скважин; из нее фосфатом кальция осаждается литий в форме двойного фосфата состава Li_2NaPO_4, содержащий 19—21% Li_2O. К этому типу высокоминерализованных водоемов в СССР относятся многие озера КазССР (Бойко, 1966). В последнее время высокие концентрации лития установлены в рассолах Мертвого моря.

Минеральные подземные воды. Большие содержания лития выявлены в существенно натриевых и натриево-кальциевых хлоридных, хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатных подземных водах высокой минерализации. По данным С. Крайнова (1971), повышенные концентрации катионогенных элементов (литий и др.) могут иметь место только в водах с низкими (3—5) или, наоборот, с высокими (9—12) значениями pH. В этой связи все минерализованные литийсодержащие воды можно разделить на две группы.

1. Кислые хлоридные натриевые и натриево-кальциевые воды, содержащие до $n \cdot 10^{-2}$% лития, насыщенные сероводородом, метаном и азотом. Встречаются воды в пластах трещиноватых пород, находящихся в условиях водообмена в пределах глубоких закрытых горизонтов платформ и краевых прогибов платформ, часто вблизи солеродных бассейнов. Некоторые исследователи рассматривают их как метаморфизованную остаточную рапу солеродных бассейнов. В СССР к подобного рода подземным водам относятся рассолы, выявленные в пределах краевого прогиба Сибирской платформы (Бойко, 1966).

2. Щелочные гидрокарбонатные натриевые («содовые») или хлоридные гидрокарбонатные натриевые, характерные для многих районов развития молодого магматизма и насыщенные обычно углекислотой, иногда сероводородом и метаном. К ним относятся многие нефтяные воды и воды грязевых сопок. Воды содержат $n \cdot 10^{-3}$, реже $n \cdot 10^{-2}$% лития и обогащены бором, стронцием, бромом. В СССР к ним относятся, например, многие минеральные источники и нефтяные воды Кавказа.

В отдельную группу необходимо, по-видимому, выделять термальные воды современных вулканических областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архангельская В. В., Гинзбург А. И. О геотектонической позиции поясов редкометальных пегматитов. — «Докл. АН СССР», 1976, № 2, с. 423—425.

Бойко Т. Ф. Редкие элементы в солях, соленосных отложениях и подземных водах. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. М., «Наука», 1966, с. 704—716, 779—799.

Гинзбург А. И. О некоторых особенностях сподуменовых месторождений. — «Разведка недр», 1950, № 1, с. 5—13.

Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценка. — «Разведка недр», 1952, № 2, с. 6—16.

Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика натро-литиевых пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 12—56. (Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 7).

Гинзбург А. И. Сподумен и процессы его изменения. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 19—52. (Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 9).

Гинзбург А. И., Волженкова А. Я., Полкунов В. Ф. О некоторых особенностях пегматитов, залегающих в карбонатных породах. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 1, с. 52—60.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 1, с. 46—54.

Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. М., «Недра», 1970. 235 с.

Крайнов С. Р. Влияние кислотно-щелочных условий подземных вод на концентрацию и миграцию в них редких элементов. — «Геохимия», 1971, № 11, с. 1332—1341.

Назарова А. С., Родионов Г. Г., Тимофеев И. Н. Механизм образования пегматитов. — «Геология месторождений редких элементов», 1960, вып. 7, с. 75—89.

Редкометальные гранитоиды Монголии. М., «Наука», 1971. 236 с. Авт.: В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Л. П. Зоненшайн и др.

Россовский Л. Н., Шостацкий А. Н. О типах поясов редкометальных пегматитов. — «Геология рудных месторождений», 1971, № 1, с. 88—92.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 233 с.

Солодов Н. А. О генезисе сподумена в гранитных пегматитах. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., «Наука», 1965, с. 305—319.

Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. М., «Наука», 1971. 290 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕЗИЯ

Мировая промышленность цезия базируется в основном на высококачественных поллуцитовых рудах пегматитовых месторождения. Содержание окиси цезия в самом минерале поллуците (Cs, Na)[$AlSi_2O_6$]·nH_2O варьирует в пределах 30—36%, в штуфных рудоразборных концентратах оно не ниже 20%. Второстепенным источником получения цезия являются лепидолиты пегматитов, содержащие 1—2% Cs_2O. В небольшом количестве цезий извлекается также попутно при переработке некоторых сподуменовых и берилловых концентратов из тех же месторождений, а также из различных слюдяных концентратов, содержащих литий. В последнее время высокие концентрации цезия (до 6—10% Cs_2O) выявлены в биотитах из экзоконтактовых зон пегматитов, обогащенных цезием. Эти экзоконтактовые слюдитовые оторочки и зоны содержат на массу биотитовой породы от 0,1 до 1—3% Cs_2O и также могут служить источником получения цезия (Гинзбург и др., 1972).

Все промышленные концентрации цезия фактически представлены только одним типом месторождений — редкометальными пегматитами и сопровождающими их в некоторых случаях слюдитовыми зонами. Богатые поллуцитом пегматиты встречаются относительно редко. К ним относятся: самое крупное в мире месторождение Берник-Лейк (Монтгари) в Канаде (Фельдман, Гинзбург, 1971), месторождение Бикита в Родезии, Карибиб в Намибии. Запасы поллуцита в этих трех наиболее крупных месторождениях мира составляют 500 тыс. т (Коган и др., 1971).

В связи с намечающимся широким использованием цезия, учитывая редкость нахождения крупных месторождений поллуцитовых руд, делаются попытки выявить новые сырьевые источники цезия. Повышенные концентрации его установлены помимо пегматитов также в следующих типах месторождений, из которых цезий может извлекаться попутно с другими полезными компонентами или которые могут служить потенциальными источниками цезия.

1. Танталоносные литий-фтористые граниты и связанные с ними экзоконтактовые грейзены. Цезий в небольшом количестве (0,02—0,03% Cs_2O) входит в состав литиевых слюд, извлекаемых попутно с минералами тантала, а также в состав слюд типичных грейзенов, в том числе апокарбонатных.

2. Грейзеновые месторождения апогипербазитового типа (бериллиеносные слюдиты). Цезий входит в состав литийсодержащих флогопитовых слюдитов (0,04% Cs_2O), содержащих берилл. При переработке этих слюдитов с целью получения из них берилла попутно получаются флотационные флогопитовые концентраты, из которых может быть извлечен цезий.

3. Полевошпатовые метасоматиты, обогащенные астрофиллитом. Цезий входит в состав минералов группы астрофиллита (1—10% Cs_2O), появляющихся в зонах щелочного метасоматоза в массивах щелочных гранитов и сиенитов, в зонах фенитизации вокруг этих массивов (Ставров, Портнов, 1965), а также в пегматитах щелочных гранитов.

4. Вулканические водосодержащие стекла, состав которых близок к липаритам, фельзитам и трахидацитам. Они содержат от 0,1 до 0,4% Cs_2O (Шатков,

Гущин, 1969) и до 10—13% H_2O; относятся к группе перлитов — пехштейнов. По данным микрозондирования цезий равномерно распределен в стекле и входит в его состав. Экспериментально Н. Петровой показано, что при обработке стекол хлористым цезием при температуре 250° С и давлении 40 кгс/см² в их состав может входить до 13—16% Cs_2O (Вопросы генезиса..., 1973). При раскристаллизации стекол цезий из них выносится. Наиболее обогащены цезием вулканические стекла в пределах региональных тектонических зон, при этом наблюдается прямая корреляция между содержанием в стеклах цезия и воды. Поскольку в пределах этих зон цезием обогащены и граниты фундамента депрессий, выполненных цезийсодержащими вулканическими покровами, приходится считать, что цезий эпигенетичен по отношению к стеклам и связан с процессами их гидротермального изменения. Разработана простая технологическая схема извлечения цезия из стекол с использованием попутно получаемого стекла для хозяйственных целей (Вопросы генезиса..., 1973; Матиас, Борисова, 1976).

5. Минерализованные воды, в частности термальные воды молодых вулканических областей, так же как пластовые воды краевых прогибов платформ, иногда обогащены цезием (Арсанова, 1974; Крайнов, 1970). Содержание цезия в термальных водах достигает максимально 16 мг/л (Чили).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПОЛЛУЦИТСОДЕРЖАЩИХ ПЕГМАТИТОВ

Все поллуцитовые месторождения мира характеризуются весьма сходными геологическими условиями нахождения и особенностями минерального состава. Специфические черты этих месторождений сводятся к следующим.

1. Поллуцит встречается в пегматитах всех возрастов, но наиболее крупные по запасам месторождения нижне-среднепротерозойские.

2. Самые крупные и промышленно-важные поллуцитсодержащие пегматиты размещаются в пределах геосинклинальных трогов (протогеосинклиналей) на древних щитах и локализуются среди массивов измененных основных пород, степень метаморфизма которых соответствует кордиерит-амфиболитовой фации, по Г. Винклеру.

3. Поллуцит появляется только в пегматитах, обогащенных литием, при этом он выделяется на поздней стадии пегматитового процесса, ассоциируя обычно с весьма характерным парагенезисом минералов, включающим лепидолит, цветной (рубеллит, верделит, ахроит) и полихромный турмалин, амблигонит, воробьевит, микролит и танталит, иногда петалит и эвкриптит. Специфическая особенность этой ассоциации — насыщенность ее летучими — фтором и бором (Гинзбург, 1955; Гинзбург, Ставров, 1969).

4. Поллуцитсодержащие пегматиты располагаются только в отдельных участках пегматитовых полей, наиболее интенсивно минерализованных. Поллуцит в них распределен обычно крайне неравномерно. Наиболее благоприятными условиями для его локализации являются:

а) участки с пологим, почти горизонтальным залеганием, особенно если появляются своеобразные антиклинальные перегибы. Таковы, например, условия концентрации поллуцита на месторождении Берник-Лейк (Канада). Наиболее крупные месторождения поллуцита представлены пологопадающими телами;

б) участки флексурообразных изгибов пегматитовых тел по простиранию или падению, а также места слияния нескольких тел, где мощность пегматитов

резко возрастает и возникают линзовидные раздувы — своеобразные рудные столбы (Садовский и др., 1970);

в) наиболее апикальные участки крутопадающих пегматитовых инъекций.

Таким образом, наиболее высокие концентрации цезия тяготеют к тем участкам пегматитовых инъекций, где создаются условия для максимальной аккумуляции летучих.

5. Крупные скопления поллуцита и сопровождающих его минералов часто локализуются в центральных частях концентрически-зональных тел.

6. В телах, обогащенных поллуцитом, и сопутствующие ему минералы (лепидолит, берилл, турмалин, микролит) значительно обогащены цезием.

7. При развитии в пегматитах поздней альбитизации поллуцит изменяется, в нем повышается содержание натрия и воды, увеличивается количество анальцимовой составляющей вплоть до перехода его в цезиевый анальцим, цезий при этом из поллуцита выносится.

8. Цезиевая минерализация постоянно сопровождается танталовой. Все поллуцитсодержащие тела и участки характеризуются высоким содержанием тантала и резким превалированием тантала над ниобием.

9. При залегании поллуцитсодержащих пегматитов в амфиболитах в зонах экзоконтакта фиксируются высокие (до нескольких процентов) концентрации цезия, связанные с развитием по амфиболам вмещающих пород цезийсодержащего биотита. В отдельных случаях вмещающие породы бывают более обогащены цезием, чем сами пегматиты, где наблюдаются только реликты поллуцита. Эти экзоконтактовые оторочки вокруг пегматитов мощностью 1 м и более могут представлять собой руду на цезий. По-видимому, в определенных условиях (богатство остаточного расплава бором и фтором, крайне неспокойная тектоническая обстановка формирования) возможен вынос цезия и на более раннем этапе формирования пегматитов. В таких случаях повышенные содержания цезия могут появляться не столько вокруг пегматитов, сколько в зонах повышенной проницаемости, трещиноватости, отходящих от пегматитов (Овчинников и др., 1976). В отдельных случаях амфиболиты вдоль таких зон вблизи пегматитов превращены в цезиеносные биотитовые слюдиты, постоянно содержащие флюорит и турмалин. Содержание в таких зонах окиси цезия может превышать 1 %.

Все поллуцитовые пегматиты размещаются либо в пределах фанерозойских эвгеосинклиналей, либо в протерозойских геосинклинальных трогах на древних щитах. Соответственно с этим ниже приводится характеристика двух месторождений, располагающихся в различной геологической обстановке.

Поллуцитовые пегматиты в пределах герцинской складчатой области

Пегматитовое поле располагается в типичной эвгеосинклинальной области и приурочено к узкому прогибу кровли в гранитном массиве верхнепалеозойского возраста, прорывающем флишоидную песчано-сланцевую толщу $Д_3$ — $С_1$. Сам массив ориентирован в северо-западном направлении согласно с общей структурой района. Крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты в участках прогиба кровли массива изобилуют останцами вмещающих пород, а также многочисленными мелкими ксенолитами, превращенными в типичные гибридные породы. Эти останцы протягиваются в виде узких параллельных и кулисообразно расположенных полос и к ним приурочена основная масса

пегматитов. В участках широкого развития мелких ксенолитов гибридных пород граниты по составу приближаются к банатитам.

Пегматитовое поле слагается дайками двуслюдяных гранитов, гранит-пегматитов, аплит-пегматитов, жилами пегматитов различных типов, начиная от безрудных, слабо альбитизированных микроклиновых и кончая сподумен-лепидолитовыми и петалит-сподумен-лепидолитовыми пегматитами с поллуцитом. Жильные дериваты выполняют несколько разновозрастных систем трещин, но господствующее развитие имеет одна из них; к ней приурочены все рудные тела. Трещины этой системы изменяют свое простирание от северо-западного на северо-восточное. Выполняющие их пегматиты падают на юго-запад и юго-восток под углами 20—70°, чаще всего 30—50°. На отдельных участках пегматитовые тела приобретают субширотное простирание, т. е. возникают флексурообразные изгибы, обусловленные соответствующим изменением простирания останцов вмещающих пород. Таким образом, структура пегматитового поля оказывается отчасти унаследованной от структуры вмещающей осадочно-метаморфической толщи.

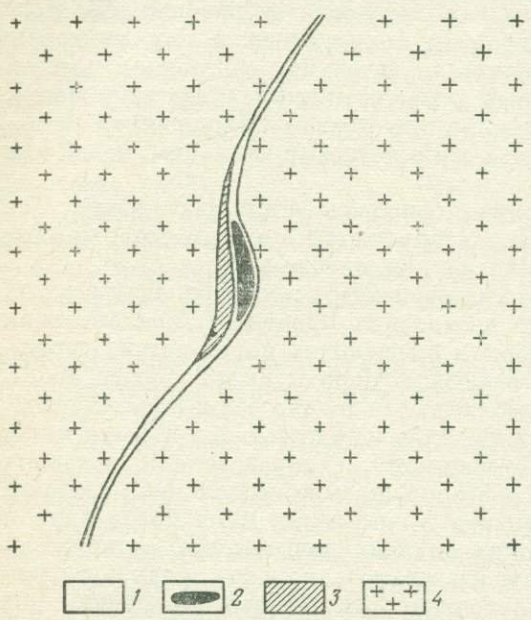


Рис. 151. Раздув пегматита в месте нахождения ксенолита сланцев в пегматитах.
1 — пегматит; *2* — рудный пегматит; *3* — ксенолит сланцев; *4* — гранит

В участках флексурообразных изгибов мощность пегматитов резко возрастает, в них появляется литиевая и цезиевая минерализация. В этой связи рудными являются не все пегматиты поля, а только те из них, которые приурочены к местам изгибов в простирании структур. Все подобные «рудные узлы» располагаются со стороны висячего бока этого широкого пегматитового поля. Обычно оруденение появляется в местах изгибов тел по падению, при этом литиевая, цезиевая и танталовая минерализация тяготеют к участкам наиболее пологого падения.

Форма пегматитовых тел жильная, с отдельными раздувами и ветвлениями, особенно на флангах. В среднем мощность пегматитов изменяется от 1 до 3 м, но в местах раздувов нередко достигает 10—15 м. Контакты жил с гранитами резкие. Часто в висячем боку пегматитов располагаются останцы вмещающих пород (рис. 151). Граниты вблизи контакта с пегматитами изменены мало, лишь несколько обогащены турмалином и апатитом.

Строение пегматитовых тел в местах раздувов концентрически-зональное. У зальбандов проходит приконтактовая оторочка мощностью от 1 до 25 см, сложенная среднезернистым олигоклаз-микроклиновым пегматитом, обогащенным турмалином (шерлом), гранатом и апатитом. В некоторых участках она отсутствует. На флангах, в местах уменьшения мощности жил, эта оторочка развита более широко. За ней следует кварц-микроклиновая зона (0,2—1,5 м), в пределах которой крупные выделения микроклина характеризуются неясно

выраженной графической структурой. По микроклину этой зоны нередко развивается кварц-мусковитовый комплекс, представленный агрегатом кварца и мелкими пачками мусковита (1—5 см), расположенными веерообразно. «Струи» кварц-мусковитового комплекса разбивают блоки микроклина на отдельные небольшие участки, в той или иной степени замещенные альбитом.

Среди кварц-мусковитового агрегата постоянно встречаются гранат (альмандин-спессартин), темно-синий турмалин, берилл, апатит, трифилин. Цен-

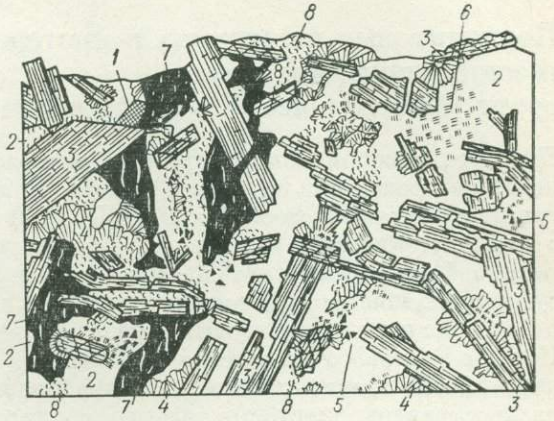


Рис. 152. Поллуцит в сподуменовом пегматите (зарисовка Ю. Дымкова).

1 — микроклин; *2* — кварц; *3* — сподумен; *4* — альбит (клевеландит); *5* — амблигонит; *6* — лепидолит; *7* — поллуцит; *8* — лепидолит

тральная часть пегматитовых тел сложена кварц-микроклиновой блоковой зоной, в которой появляются также отдельные кристаллы сподумена. Зона альбитизирована, и от первоначальных блоков микроклина нередко сохраняются только небольшие реликты. С агрегатом среднезернистого пластинчатого альбита тесно ассоциируют гранат, синий и зеленый турмалин, темно-зеленый манганапатит, касситерит, пластинчатый колумбит, трифилин-литиофилит и др.

В местах раздувов тел появляется кварц-сподуменовая зона, состоящая из неправильно расположенных в кварце кристаллов сподумена и желваков монтебразита, которые пронизаны кварц-клевеландит-лепидолитовой ассоциацией. С последней связаны поллуцит, розовый и зеленый турмалин, амблигонит, воробьевит, многочисленные танталовые минералы (манганотанталит, микролит, редко торолит, стибиотанталит). В отдельных жилах вместо крупных кристаллов сподумена встречаются такие же большие (до 1 м) кристаллы петалита, которые во многих участках нацело превращены в тонковолокнистый агрегат сподумена II и кварца. На поздних гидротермальных стадиях развития процесса по петалиту, турмалину и другим минералам развивается тонкозернистый агрегат кукеита и кварца.

Поллуцит встречается в виде неправильных по форме гнезд, достигающих 1,8 м в поперечнике. Эти гнезда занимают промежутки между выделениями микроклина, сподумена, раннего кварца, амблигонита, петалита, замещают и цементируют фрагменты их кристаллов (рис. 152) вплоть до образования псевдоморфоз по сподумену и петалиту (Дымков, 1953). В поллуците постоянно наблюдаются прожилки различного состава. Особенно характерны прожилки, состоящие из столбчатого агрегата позднего сподумена, расположенного перпендикулярно стенкам прожилков и постоянно содержащего симплектитовые вростки кварца (Гинзбург, Кононов, 1953). Характерно, что эти прожилки

никогда не выходят за пределы выделений поллуцита. Они возникают, по-видимому, вследствие метасоматической усадки при замещении поллуцитом кварца, микроклина и сподумена. Встречаются также кристаллы поллуцита, выполняющие пустоты. Поллуцит замещается и пересекается прожилками тонкочешуйчатого лепидолита, сахаровидного альбита и кварц-кукеитового агрегата. Попутными компонентами в рудных телах являются тантало-ниобаты и касситерит.

Поллуцитовые пегматиты в протерозойском геосинклинальном троге среди кристаллического фундамента древнего щита

Другим примером поллуцитовых месторождений может служить пегматитовое поле, залегающее в пределах узкого линейно-вытянутого геосинклинального трога, простирающегося более чем на 150 км в северо-западном направлении, с зоной глубинных разломов в основании. Геосинклинальный трог сложен метаморфогенными осадочно-вулканогенными породами нижнего протерозоя, суммарная мощность которых 1 км. Трог отделяется региональным разломом от архейских олигоклазовых гнейсо-гранитов кристаллического фундамента. Породы трогового комплекса превращены в разнообразные биотит-амфиболовые, биотит-плагиоклазовые и амфиболовые сланцы, среди которых широко распространены пластовые тела амфиболитов, прослеживающиеся по простиранию на десятки километров при мощности в десятки и сотни метров. Эти амфиболиты и служат вмещающими для пегматитов породами. Материнские для пегматитов граниты в районе месторождения не обнажаются.

Пегматиты приурочены к системе трещин разрыва в амфиболитах и по отношению к ним являются поперечно-секущими. Они отличаются сравнительно небольшими размерами, при этом бо́льшая часть их не выходит на поверхность. Располагаются пегматиты кулисообразно. Форма их весьма сложная, характерны многочисленные раздувы, соединенные тонкими проводниками, ступенчатые и коленообразные изгибы по простиранию и падению (рис. 153). Падают тела полого под углами 10—30°. При этом протяженность их по падению часто значительно превышает длину тел по простиранию. В отдельных участках пегматиты разбиты пострудными нарушениями, по которым они незначительно смещены.

Вмещающие амфиболиты вблизи пегматитов значительно изменены. В экзоконтакте пегматитовых тел устанавливаются тонкие амфибол-турмалиновые оторочки, зоны биотитизированных амфиболитов и ореолы (шириной до 2 м) гольмквиститсодержащих амфиболитов. На больших расстояниях изменения амфиболитов заметны мало, но выявляются геохимические ореолы с повышенным содержанием лития.

Поллуцитовые пегматиты отличаются сложным минеральным составом, значительным разнообразием парагенетических ассоциаций. Внутреннее строение тел не отличается постоянством. В местах раздувов характерно появление четкой зональности, развитие различных структурных разновидностей пегматитов, локализация цезиевого оруденения. В пережимах преобладают пегматиты только гранитной и реже пегматоидной структуры. В зальбандах тел, иногда в виде прерывистой оторочки шириной 0,5—1 м, развит аплитовидный среднезернистый кварц-альбитовый пегматит, состоящий из сахаровидного альбита, зерен кварца и редких кристаллов танталита, сподумена и берилла.

На глубоких горизонтах эта разновидность пегматита распространена широко и в отдельных случаях слагает бо́льшую часть тела.

Кварц-альбитовые оторочки к центральным частям тел сменяются местами альбитовыми зонами, в которых появляются небольшие блоки микроклина (до 10%) и кристаллы сподумена, а иногда и гнезда кварц-сподуменового агрегата (10—15%). В участках зонального строения за альбитовыми разностями располагается существенно микроклиновый или кварц-микроклиновый пег-

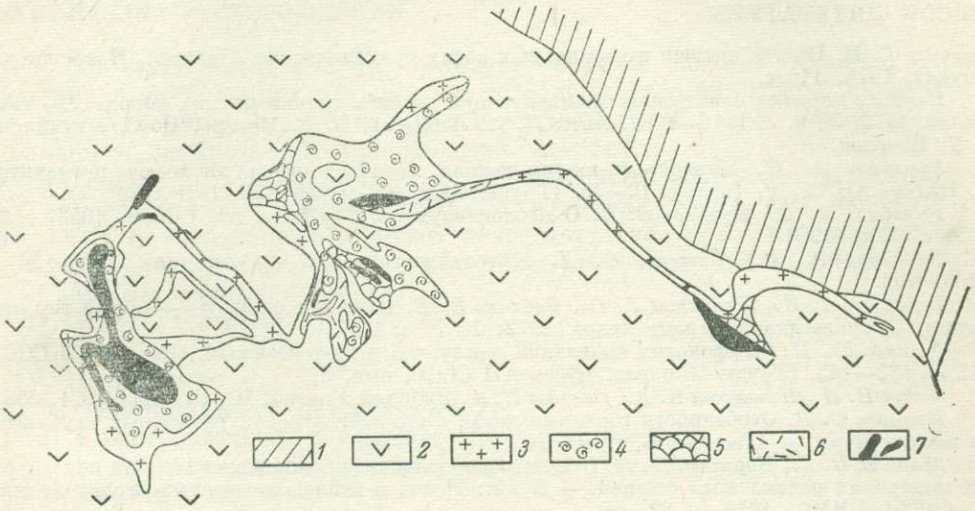


Рис. 153. Схема строения поллуцитсодержащей пегматитовой жилы. По *Я. Фейгину*.

1 — биотит-амфиболовые сланцы; *2* — сланцеватые амфиболиты; *3—7* — пегматит: *3* — аплитовидный кварц-альбитовый, *4* — микроклиновый блоковой структуры; *5* — то же, апографической структуры, *6* — кварц-сподуменовый и альбит-сподуменовый, *7* — поллуцитовый

матит крупноблоковой или апографической структуры, в котором микроклин всегда в той или иной степени, а иногда и почти полностью замещен альбитом, при этом в агрегате альбита нередко сохраняются характерные для графического или апографического пегматита вростки кварца. Помимо микроклина, кварца, пластинчатого альбита в этой зоне часто встречаются сподумен, танталит и берилл.

Наиболее сложная по минеральному составу поллуцитовая зона приурочена к осевым частям раздувов или локализуется в виде прерывистых гнезд в висячем боку тела. Иногда своеобразные апофизы этой зоны проникают в пегматит иного состава и как бы секут его. Пегматит подобного состава слагает примерно 20% объема тел. Помимо поллуцита для него характерны альбит-клевеландит, лепидолит, розовый сподумен, кварц, цветные турмалины, монтебразит, отмечаются также петалит, цезиевый берилл (воробьевит), литиофилит, апатит, танталит, микролит, стибиотанталит, симпсонит, воджинит. Структуры пегматита значительно варьируют: от мелко- и среднезернистых, нередко флюидальных до блоковых.

Весьма типичны разнообразные структуры замещения. Строение зоны полосчатое, часто участковое, характерны крупные обособления и гнезда поллуцита, альбита, кварца. Поллуцит встречается как в виде мелких зерен размером 0,2—0,3 см, так и в виде крупных обособлений до 1,5 м в поперечнике. Последние имеют неправильную форму и состоят из агрегатов мелких

зерен. Нередко поллуцит образует тонкие прожилки. Цезий содержится также в повышенных количествах в акцессорном берилле (2—4%), лепидолите (0,2—2%), мусковите (до 0,2%). Доля рассеянного цезия составляет до 15% от всей его массы. Содержание цезия весьма изменчиво (коэффициент вариации 140—170%).

Попутным компонентом в этих пегматитах является тантал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсанова Г. И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск, «Наука», 1974. 110 с.

Вопросы генезиса повышенных концентраций цезия в вулканических породах. — «Геохимия», 1973, № 9, с. 1344—1351. Авт.: Л. И. Лебедева, В. В. Матиас, Н. С. Михайлова, Н. В. Петрова.

Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 12—55. (Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 7).

Гинзбург А. И., Кононов О. В. О цезийсподумене. — «Докл. АН СССР», 1953, т. 91, № 5, с. 1203—1206.

Гинзбург А. И., Ставров О. Д. К геохимии цезия. — «Геохимия», 1969, № 4, с. 396—402.

Гинзбург А. И., Луговской Г. П., Рябенко В. Е. Цезиевые слюдиты — новый тип оруденения. — «Разведка и охрана недр», 1972, № 7, с. 3—7.

Дымков Ю. М. Морфология выделений поллуцита и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 132—145. (Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 5).

Коган Б. И., Названова В. А., Солодов Н. А. Рубидий и цезий. М., «Наука», 1971. 335 с.

Крайнов С. Р. Особенности геохимии цезия в подземных водах различных глубинных зон земной коры. — «Геохимия», 1970, № 8, с. 979—988.

Матиас В. В., Борисова Н. И. О цезийсодержащих вулканических стеклах как аморфных минералах переменного состава. — В кн.: Новое в минералогических исследованиях. М., ОНТИ ВИМС, 1976, с. 52—56.

Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А., Скрябин В. Ю. Структурно-геохимический анализ условий формирования околопегматитовых метасоматитов одного из месторождений Сибири. — «Геология рудных месторождений», 1976, № 6, с. 44—58.

Садовский Ю. А., Филиппов В. А., Нарсеев В. А. Рудные столбы в телах редкометальных гранитных пегматитов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, вып. 3, с. 294—304.

Ставров О. Д., Портнов А. М. К геохимии цезия в щелочных породах. — «Геохимия», 1965, № 3, с. 337—341.

Фельдман Л. Г., Гинзбург А. И. Уникальное тантало-цезиевое месторождение Берник-Лейк (Монтгари) в Канаде. — «Разведка и охрана недр», 1971, № 9, с. 61—64.

Шатков Г. А., Гущин Е. Н. О высоких содержаниях цезия в кислых вулканических породах. — «Геохимия», 1969, № 12, с. 1510—1512.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРОНЦИЯ

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Стронций — типичный редкий щелочноземельный элемент. Основная масса стронция в земной коре находится в состоянии рассеяния, чему способствует его кристаллохимическая близость с кальцием, калием и в меньшей степени с барием и свинцом, обусловливающая изоморфное вхождение стронция во многие породообразующие и акцессорные минералы. Из более чем 30 стронциевых минералов лишь целестин $SrSO_4$ и стронцианит $SrCO_3$ встречаются в значительных концентрациях и имеют самостоятельное промышленное значение.

Выделяются следующие главные типы месторождений стронция.

I. Магматогенные
II. Карбонатитовые
III. Гидротермальные
IV. Экзогенные:
1) седиментационно-диагенетические:
а) в пестроцветных и красноцветных формациях,
б) в вулканогенно-осадочных формациях;
2) эпигенетические:
а) жильные,
б) метасоматические,
в) серные целестинсодержащие.
V. Минерализованные воды и рассолы.

В большинстве магматических пород стронций не образует самостоятельных минералов и месторождений. Исключением являются щелочные породы, в которых образуются лампрофиллит, нордит, анкилит, беловит и некоторые другие стронциевые минералы, однако их количество невелико и практического значения они не имеют. Лишь содержащие стронций апатитовые и апатит-нефелиновые руды, связанные с некоторыми массивами нефелиновых сиенитов, могут рассматриваться как самостоятельный тип комплексных фосфатно-редкоземельно-стронциевых магматогенных месторождений.

Среди карбонатитов лишь в Канганкунде-Хилл (Малави) стронциевая минерализация может иметь промышленное значение. Ограниченную роль как сырьевой источник стронция играют гидротермальные месторождения, хотя повышенные содержания стронция встречаются в гидротермалитах разнообразного состава.

Чаще всего встречаются и имеют наибольшее экономическое значение экзогенные месторождения (преимущественно целестиновые, реже стронцианитовые). В настоящее время они являются фактически единственным сырьевым источником стронция как в СССР, так и за рубежом. На их долю приходится более 97% запасов стронция в капиталистических и развивающихся странах (Бурков, Коган, 1972).

Среди экзогенных месторождений стронция выделяются две группы: 1) седиментационно-диагенетические и 2) эпигенетические (Бурков, Подпорина, 1962).

Первые образуются одновременно с вмещающими породами вследствие концентрации стронция в осадках на стадии седиментогенеза и его перераспределения с образованием рудных скоплений на стадии диагенеза. Эти месторождения связаны с определенными стронциеносными формациями осадочных пород, что может быть положено в основу их более дробной группировки.

При образовании месторождений в пестро- и красноцветных формациях стронций ведет себя как типичный галофильный элемент, осаждающийся в виде сульфата из вод эвапоритовых бассейнов (лагунных, озерных, эпиконтинентальных, морских) в конце карбонатной и начале сульфатной стадий галогенеза [1]. Месторождения в вулканогенно-осадочных формациях относятся к числу типичных месторождений «скрещивания», при образовании которых ход нормального осадочного процесса осложняется поствулканической гидротермальной деятельностью. Первичная концентрация стронция в породах карбонато-глауконитовых формаций обусловлена биохемогенными процессами, однако седиментационно-диагенетические рудопроявления стронция, связанные с формациями этого типа, как правило, мелкомасштабны.

Эпигенетические месторождения возникают в уже сформировавшихся породах в результате переотложения стронция подземными водами. По способу образования и формам рудных залежей среди них выделяют жильные и метасоматические месторождения. В отличие от седиментационно-диагенетических месторождений локализация эпигенетических руд в бо́льшей степени определяется не формационным и фациальным, а тектоническим и литологическим контролем. Среди эпигенетических месторождений наибольшее практическое значение имеют метасоматические, обычно характеризующиеся большими запасами и высоким качеством руд.

В стратиграфическом аспекте особенно интенсивное образование экзогенных руд стронция характерно для кембрия, ордовика, силура, перми — триаса, верхнего мела — нижнего палеогена, верхнего неогена. При этом от кембрия к неогену возрастает роль месторождений, связанных с пестро- и красноцветными формациями. Большинство из известных сейчас крупных эпигенетических месторождений связано с мезозойскими и третичными отложениями.

Подавляющая часть седиментационно-диагенетических месторождений образуется в аридных климатических зонах, лишь рудопроявления в карбонатно-глауконитовых формациях имеют гумидный облик. Эпигенетические месторождения аклиматичны (Бурков, Подпорина, 1962).

В качестве особого типа месторождений выделяются минерализованные воды и рассолы, являющиеся пока неосвоенным, но перспективным сырьевым источником стронция.

МАГМАТОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К магматогенным месторождениям относятся концентрации стронция в апатит-нефелиновых породах массивов нефелиновых сиенитов. Эти породы образуются, очевидно, из своеобразной апатитовой магмы на поздних этапах формирования многофазных щелочных интрузий центрального типа (Власов и др., 1966). В Хибинском массиве (Кольский п-ов) выделяются собственно магматические и метасоматические апатитовые месторождения (Иванова, 1963; Власов и др., 1966).

---

[1] Вкрапленность аутигенного целестина, постоянно встречающаяся в породах сульфатно-карбонатных формаций (силур района Великих Озер в США, цехштейн Западной Европы, пермь Предуральского прогиба и др.) обычно не имеет практического значения, в связи с чем этот тип стронциевой минерализации здесь не рассматривается.

Линзовидное тело магматического Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского месторождения прослежено на несколько километров при мощности в сотни метров в зоне контакта ийолит-уртитов с рисчорритами. В верхах тела локализуется зона богатых апатитом (60—90%, в среднем 70—75%) пород пятнистой и пятнисто-полосчатой текстуры, ниже она сменяется зоной бедных руд. Линзовидно-полосчатые апатит-нефелиновые породы (80% объема этой зоны) содержат 15—60% апатита (в среднем 40—45%).

Менее распространены метасоматические апатитовые месторождения (Паачвумчоррский, Лявойокский участки), приуроченные к линейной зоне дробления в рисчорритах. Маломощные (3—10 м) рудные секущие тела прослеживаются на расстоянии до 700 м. Наблюдаются постепенные переходы от рисчорритов к существенно апатит-нефелиновым породам.

В магматических и метасоматических месторождениях стронций концентрируется во фторапатите, обычно содержащем до 5,8% SrO. Содержание стронция в пятнистых и пятнисто-полосчатых рудах, богатых апатитом, обычно выше, чем в линзовидно-полосчатых и сетчатых породах бедной зоны (2,8—5,8% против 1,6—2,8% SrO) (Иванова, 1963). Наряду со стронцием в апатитах постоянно содержатся редкие земли (до 6% TR_2O_3), в составе которых преобладают элементы цериевой группы (Минеев, 1974).

На одном из детально изученных месторождений на Кольском полуострове содержание SrO в апатитах, по данным Д. Минеева, С. Кравченко и др., колеблется от 1,82 до 6,18% (в среднем 3,6%). Среднее содержание SrO и апатита (в скобках) в текстурных типах руд и во вмещающих породах составляет (в %): брекчиевидные апатит-нефелиновые руды 1,06 (28,65), ненарушенные апатит-нефелиновые руды 1,3 (43,59), трахитоидные ийолит-уртиты 0,37 (3,74), массивные уртиты 0,49 (6,69), рисчорриты 0,26 (0,71).

В апатитовом концентрате содержится 2,8—3,22% SrO и 0,92—0,98% TR_2O_3, которые могут быть из него извлечены попутно с фосфором.

Некоторый интерес как возможный сырьевой источник стронция представляют лопаритовые руды, связанные с массивами нефелиновых сиенитов. Содержание SrO в них в среднем всего 0,06%, но попутное извлечение стронция при переработке лопаритов для получения ниобия принципиально возможно.

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Стронций — характерный элемент карбонатитов, особенно их поздних разностей (анкеритовых, анкерит-доломитовых, сидеритовых), завершающих процесе формирования комплекса ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. В поздних карбонатитах постоянно фиксируются повышенные содержания минералов стронция (стронцианит, бербанкит, целестин, анкилит) и редких земель, часто сопровождаемых баритом и сульфидами. Значительная часть стронция в карбонатитах аккумулируется кальцитом и апатитом. В известных в СССР карбонатитовых массивах стронциевая минерализация промышленного значения не имеет.

За рубежом промышленные концентрации стронция известны в сидерит-анкеритовых карбонатитах Канганкунде-Хилл в Малави. Здесь на двух участках, разведанных до глубины 30 м, запасы стронцианита составляют 51 тыс. т при среднем его содержании в руде 17,9%. Стронцианит ассоциирует с монацитом (среднее содержание 5,58%), бастнезитом, флоренситом, баритом, сфалеритом. Разработана технология получения стронцианитового и монацитового концентратов (Garson, 1965), но на стронций месторождение пока не разрабатывается.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В гидротермальных месторождениях стронций часто является второстепенным компонентом различных, главным образом низкотемпературных образований. Он входит в состав таких жильных минералов, как кальцит, барит, витерит, или образует самостоятельные минералы — целестин и стронцианит. Однако гидротермальные концентрации стронция промышленного значения встречаются редко и играют небольшую роль в сырьевом балансе этого элемента.

Целестин и стронцианит в небольшом количестве встречаются на многих свинцово-цинковых месторождениях (СССР, Тунис, Алжир и др.). Примесь целестина характерна для флюоритовых гидротермальных месторождений. В частности, в рудах флюоритового месторождения на р. Северный Томпсон в Британской Колумбии (Канада) содержится до 22% целестина. Повышенные содержания стронция в ассоциации с редкими землями и барием характерны для гидротермальных месторождений типа Маунтин-Пасс (США), приуроченных к массивам щелочных граносиенитов.

В значительном количестве гидротермальный целестин добывался лишь на золото-серебряно-свинцовом месторождении Провиденсия в штате Сан-Луис-Потоси (Мексика), где он концентрируется в висячем боку рудных полиметаллических жил, реже образует самостоятельные жилы, содержащие до 40% этого минерала.

В СССР наиболее изучено гидротермальное целестиновое месторождение в одном из районов Тунгусской синеклизы (Месторождение гидротермального целестина..., 1975). Оно локализуется на западе субширотной тектонической зоны, представленной системой кулисообразных и диагональных разрывных нарушений. Эта зона прослежена почти на 100 км при ширине 5—7 км по северному крылу пологой раннетриасовой грабен-синклинали. Внедрение интрузий долеритов по этим нарушениям привело к широкому развитию процессов гидротермальных изменений вмещающих пород вулканогенно-осадочной нижнетриасовой толщи (кальцитизация, хлоритизация, аргиллизация и др.) и образованию стронциевого и полиметаллического оруденения.

На участке месторождения вскрыты три рудные залежи (рис. 154). Главная из них имеет сложную линзообразную форму, изменчивую по падению, простиранию и мощности. На юге участка залежь погружается к центру рудовмещающей структуры под углом 50°. Залежь слагается в основном массивными рудами, содержащими 30—90% целестина (в среднем 66,2%) и до 18% гётита и гидрогётита, выполняющими промежутки между целестиновыми зернами. Иногда в рудах содержатся кальцит (до 5%), барит (до 5%) и целестинобарит. Целестин образует пластинчатые зерна длиной 0,25—6 мм.

В западной части главной залежи распространены полосчатые гётит-целестиновые руды, отличающиеся от массивных большей пористостью и бóльшим содержанием железорудных минералов. Целестина в них содержится до 30—35%.

Помимо главной и двух меньших по размерам целестиновых залежей на месторождении выделяются баритизированные и целестинизированные породы с реликтовой текстурой брекчий. В них целестин и барит образуют гнездообразно-прожилковые выделения величиной 0,5—2 см, реже 5—10 см в поперечнике. Количество барита в таких минерализованных участках брекчий достигает 30%, а целестина 14%. Характерна локализация минерализованных участков вдоль крутонаклонных трещин. На севере, западе и юго-западе рудовмещающей структуры распространены дробленые аргиллизированные по-

роды и глины монтмориллонитового состава, также часто содержащие 1,5—10% SrO и 0,3—5% BaO.

Целестиновые руды содержат небольшие количества сульфидов (пирит, халькопирит, мельниковит, галенит, сфалерит и др.) и сопровождаются вторичными геохимическими ореолами рассеяния свинца, цинка и меди.

На другом, аналогичном по характеру гидротермальном рудопроявлении целестина в бассейне р. Нижняя Тунгуска, содержание сульфидных минералов

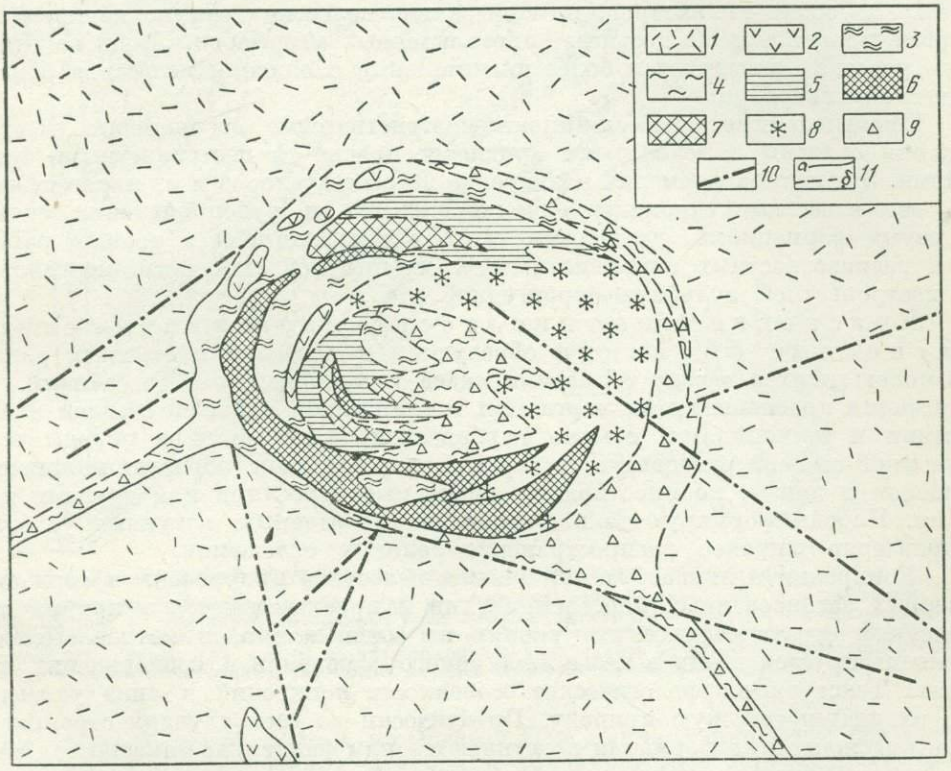


Рис. 154. Схематическая геологическая карта гидротермального целестинового месторождения. По *В. Филоненко.*

1 — вулканогенно-осадочные отложения раннего триаса — туфы базальтов, туфопесчаники, туффиты; *2* — раннетриасовые интрузии долеритов; *3* — монтмориллонитовые глины; *4* — аргиллизированные породы; *5* — ожелезненные породы; *6* — целестиновые руды; *7* — целестин-гётит-гидрогётитовые руды; *8* — баритизированные и целестинизированные породы; *9* — брекчии; *10* — разрывные нарушения; *11* — геологические границы установленные (*а*) и предполагаемые (*б*)

более значительно. Здесь на участке стронциевой минерализации, имеющем штоковидную форму, от центра к периферии происходит смена целестин-сульфидных жил мощностью до 1,5 м почти мономинеральными целестиновыми жилами (Андрусенко, 1958).

Отрицательной особенностью рассмотренных месторождений является высокое содержание барита и гидроокислов железа, которые считаются вредными примесями стронциевых руд.

Седиментационно-диагенетические месторождения

Аутигенный целестин (часто в ассоциации с флюоритом) почти постоянно присутствуют в карбонатных породах, подстилающих или перекрывающих гипсы и ангидриты в разрезах сульфатно-карбонатных формаций. Неравномерно распределенная в этих породах вкрапленность целестина часто прослеживается на сотни километров, но содержание целестина обычно не превышает первые проценты и не достигает промышленных масштабов. Лишь на отдельных участках встречаются более значительные скопления целестина эпигенетической генерации.

Промышленные седиментационно-диагенетические стронциевые месторождения связаны с некоторыми аридными красно- и пестроцветными формациями. Эта группа формаций разнородна по составу пород и их парагенезисам, но все известные стронциевые месторождения и рудопроявления связаны с двумя формациями, достаточно четко выделяющимися в разных районах и в разновозрастных комплексах: 1) красноцветной гипсоносно-мергелистой, 2) пестроцветной сульфатно-терригенной.

Красноцветные гипсоносно-мергелистые стронциеносные формации образуются в пределах пустынных равнин, располагающихся между областями сноса и мелководными бассейнами. Они слагаются красноцветными мергелями и глинами, в меньшей степени алевролитами и песчаниками, обычно карбонатизированными. Все породы в той или иной степени огипсованы, в верхах разрезов гипс образует маломощные прослои и линзы, по простиранию сменяемые мергелями или другими породами. Породы формируются в аллювиальных, озерных, лагунных условиях, характерно широкое распространение эоловых отложений.

Конкреции и линзообразные залежи целестина приурочены к горизонтам озерных загипсованных мергелей и глин и прослеживаются в них на определенных стратиграфических уровнях на сотни и тысячи метров. Целестин концентрируется в них в итоге хемогенного осаждения в осолоняющих водоемах. Текстурно-морфологические особенности конкреций и линз указывают на их диагенетическую природу. Практически во всех случаях стронциеносные красноцветные формации подстилаются или фациально замещаются также стронциеносными сульфатно-карбонатными формациями, частичный размыв которых обусловливал поступление больших масс стронция в озерные бассейны.

Все известные стронциеносные гипсоносно-мергелистые формации локализуются в платформенных синеклизах и впадинах (синеклизы Южной и Средней Англии, впадина Манча в Испании, Северо-Германская впадина, Парижский бассейн, Мезенская синеклиза Русской платформы, Вилюйская синеклиза Сибирской платформы и др.) (Бурков, Подпорина, 1962).

За рубежом к этому типу относится месторождение Иейт в Юго-Западной Англии, являющееся одним из главных сырьевых источников стронция за границей. Оно связано с толщей красноцветной гипсоносно-мергелистой формации кейпера. Рудопроявления целестина в кейперских и эоценовых красноцветах известны во Франции, ФРГ, Испании, Алжире. В СССР рудопроявления этого типа промышленного значения не имеют. Они найдены в вихтовской свите нижней перми в Архангельской области (бассейн рек Пенеги и Кулоя), в ордовике ряда районов Сибири.

Пестроцветные сульфатно-терригенные формации, с которыми ассоциированы месторождения стронция, известны в Средней Азии (Бурков, Подпорина, 1962; Бурков, 1964; Скиба, 1970). Главные члены парагенезиса их пород — пестроокрашенные глины, песчаники, алевролиты и гипсы; второстепенные — доломитовые мергели и доломиты (рис. 155). В разрезах фиксируется цикличное строение формации: первый цикл соответствует пестроцветной свите и свите Гознау верхнего мела, второй — бухар-

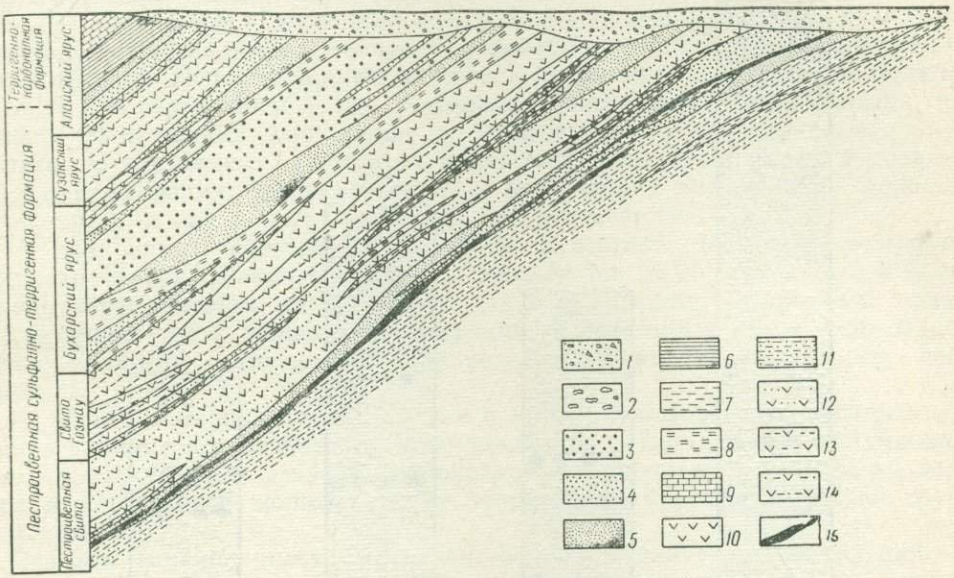


Рис. 155. Залегание рудного тела в породах пестроцветной формации.

1 — пролювиально-аллювиальные отложения; *2* — конгломераты красноцветные; *3* — песчаники светло-серые, рыхлые; *4* — песчаники светло-серые и светло-бурые сцементированные; *5* — песчаники пестроцветные; *6* — глины зеленые тонкослоистые; *7* — глины пестроцветные; *8* — аргиллиты темно-серые; *9* — известняки; *10* — гипсы; *11* — переслаивание пестроцветных песчаников и глин; *12* — песчаники огипсованные; *13* — глины огипсованные; *14* — переслаивание огипсованных песчаников и глин; *15* — рудное тело

скому и сузакскому ярусам палеогена. Оба цикла начинаются осаждением терригенных и карбонатных осадков и заканчиваются образованием гипсов (рис. 156).

Подобно стронциеносной сульфатно-карбонатной формации, породы пестроцветной сульфатно-терригенной формации накапливались в условиях прогрессирующего осолонения вод бассейна, но на фоне интенсивной терригенной седиментации.

Сульфатно-терригенная толща формировалась в лагунных и прибрежно-морских мелководных условиях в аридной климатической зоне, в пределах крупной синклинальной впадины, развивавшейся в мезозое и палеогене на эпигерцинском платформенном основании. Она подстилается верхнемеловыми континентальными красноцветами и перекрывается терригенно-карбонатной морской формацией палеогена.

Максимальные масштабы стронциевая минерализация имеет в верхах пачек терригенных пород, подстилающих гипсы (верхи пестроцветной свиты, сузакский ярус). Целестин встречается в виде отдельных зерен и их агрегатов, конкреций, жеод и жил.

Выделяются две генерации вкрапленного целестина. Мелкие (0,01—0,2 мм) зерна седиментационно-диагенетической генерации чаще встречаются в доломитах и мергелях, реже в терригенных породах и совсем редко в гипсах. Более крупные (0,5 мм и больше) зерна эпигенетической генерации тяготеют к участкам вторичной перекристаллизации и кальцитизации в доломитах, мергелях и гипсах, сопровождаются вторичным гипсом и часто локализуются

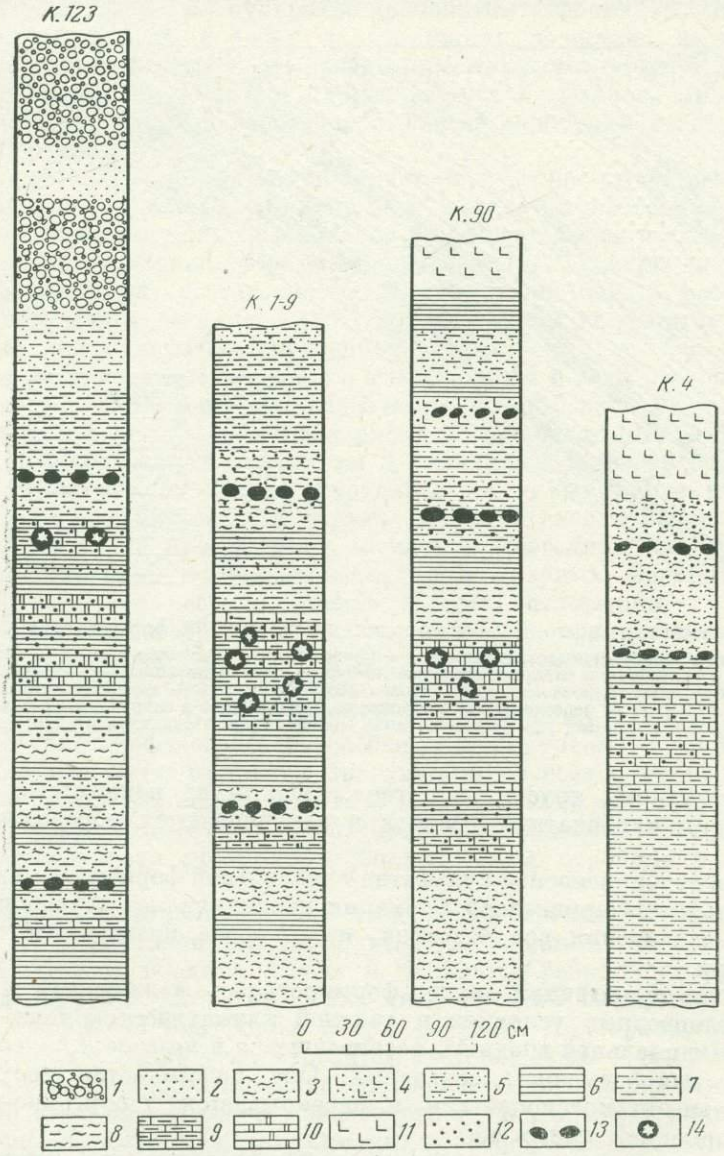


Рис. 156. Колонки целестиновых горизонтов пестроцветной свиты.

1 — конгломераты; *2* — песчаники рыхлые; *3* — песчаники и алевролиты с карбонатным цементом; *4* — то же, с гипсовым цементом; *5* — то же, с глинистым цементом; *6* — глины; *7* — глины песчанистые; *8* — глины известняковистые; *9* — доломитовые мергели; *10* — доломиты; *11* — гипсы (свита Гознау); *12* — вкрапленность зерен целестина; *13* — конкреции целестина *14* — целестиновые жеоды

вдоль микротрещин. Содержание вкрапленного целестина в породах достигает 6%.

Основной формой оруденения являются конкреции целестина, чаще всего встречающиеся в пестроцветных глинах и алевролитах, реже в карбонатно-мергелистых породах и гипсах. Наибольшее их количество сосредоточено в участках разреза с частым переслаиванием различных по составу пород.

В рудоносных горизонтах конкреции залегают в виде нескольких (до 6—7) стратифицированных, параллельных цепочек, отстоящих друг от друга на 30—100 см и более. Расстояние между конкрециями в цепочках колеблется в пределах метра, но иногда они тесно примыкают друг к другу, образуя как бы единый прослой. Цепочки конкреций прослеживаются по простиранию на сотни метров, а с перерывами и более. В тонкослоистых глинах и алевролитах преобладают уплощенные конкреции, а в массивных — изометричные, шарообразные. В песчаниках, доломитах и мергелях конкреции имеют неправильную округлую форму. Видимые контакты конкреций с вмещающими породами резкие, но в шлифах часто наблюдаются постепенные переходы.

В конкрециях содержится 60—90% целестина (остальное — примесь вмещающих пород). Размеры его зерен изменяются от 0,01 до 0,5 мм и более. Размеры зерен, степень их идиоморфности и содержание терригенных примесей увеличиваются к периферии конкреций. В некоторых конкрециях фиксируются трещины сокращения, заполненные перекристаллизованным целестином.

В разрезах терригенным породам с конкрециями обычно предшествуют прослои доломитов и мергелей с вкрапленным целестином. При выклинивании целестиновых слоев в разрезах одновременно сокращается количество доломитов и мергелей, а тонкозернистые терригенные породы сменяются грубозернистыми.

Все эти закономерности пространственной локализации конкреций, их стратифицированность, взаимоотношения со слоистостью вмещающих пород, с постлитофикационной трещиноватостью и участками эпигенетического оглеения в пестроцветных породах указывают на седиментационно-диагенетическую природу целестина.

К эпигенетическим образованиям относятся жеоды и прожилки целестина в доломитах, мергелях и гипсах. Они встречаются реже, чем конкреции, в которых сосредоточено основное количество рудной массы. Среднее содержание SrO в рудных телах 7,5%.

Анализ условий образования месторождения показал, что оно формировалось в прибрежной зоне морского бассейна, которая отделялась от основной акватории узкой субширотной грядой палеозойского антиклинального поднятия. Это поднятие во время отложения осадков пестроцветной свиты являлось конседиментационно развивавшейся подводной возвышенностью (Бурков, 1964). В условиях аридного климата это способствовало осолонению вод в прибрежных участках и хемогенному осаждению целестина, доломита и гипса.

Вулканогенно-осадочные формации, содержащие месторождения стронция, известны в США в штатах Калифорния (Ладлоу, Соломон, Росс и др.) и Аризона (Агуила, Хила-Бенд). Анализ материалов (Moore, 1935; Durrell, 1953) показывает, что они связаны с континентальной вулканогенно-осадочной формацией, образовавшейся при оживлении вулканизма и тектонических движений на заключительных этапах (миоцен — плиоцен) развития альпийской Кордильерской геосинклинали

(Бурков, Подпорина, 1962). В парагенез пород формации входят базальтовые, андезитовые, риолитовые лавы и туфы, агломераты, конгломераты, брекчии, туфовые песчаники и глины, бентониты.

Стронциеносными являются горизонты озерных туфов, глин, песчаников, сменяющиеся по латерали безрудными фациями прибрежных и наземных отложений (брекчии, лавы, аггломераты и др.). Прослои лав базальтов и андезитов часто вклиниваются в толщу озерных отложений.

Линзовидные тела и прослои (мощностью до 0,6 м, протяженностью до 20 м), содержащие 40—92% целестина (или стронцианита на месторождениях Соломон и Росс), залегают в туфах, глинах и песчаниках. В продуктивных пачках этих пород, имеющих мощность до 5 м, прослои и линзы целестина, разделенные безрудными породами, занимают до 50% разреза.

Таким образом, в продуктивных пачках целестина или стронцианита содержится 20—40%. Стронциеносные отложения интенсивно окремнены, целестин и стронцианит постоянно ассоциируют с железистыми охрами и гидроокисями марганца. Масштабы стронциевого оруденения, железо-марганцевой минерализации и окремнения возрастают с ростом в разрезах количества пирокластического материала.

Образование рассмотренных месторождений связано с поступлением в озера стронция с гидротермальными растворами, сопровождавшими синхронный с рудообразованием вулканизм, и с последующим хемогенным осаждением целестина и стронцианита из озерных вод в условиях аридного климата. В одновозрастных с вмещающими стронциевое оруденение отложениях в непосредственной близости от месторождений Ладлоу, Соломон и Росс известны типичные вулканогенно-осадочные месторождения бора (Крамер и др.) с целестином, стронцианитом и боратами стронция — витчитом и таннелитом.

Кроме рассмотренных седиментационно-диагенетических месторождений с некоторыми платформенными формациями «глауконитовой группы» (в понимании Н. Шатского) — карбонатно-глауконитовой, терригенно-глауконитовой и др. — связаны целестиновые рудопроявления и мелкомасштабные месторождения, образованные в итоге биогенного осаждения стронция из вод нормально-морских бассейнов и его дальнейшего перераспределения в осадках на стадии диагенеза.

Подобные рудопроявления известны во Франции, ФРГ, Дании, Швеции, а также в СССР (Украина, п-ов Мангышлак). Целестин в виде конкреций, зоо- и фитоморфоз обычно связан с юрскими — меловыми мергелями, мелом, органогенными известняками, однако эти рудопроявления невелики по масштабам и промышленного значения в настоящее время не имеют (Бурков, 1966; Бурков, Подпорина, 1962).

Эпигенетические месторождения

Среди многообразных эпигенетических образований промышленное значение имеют лишь целестиновые и стронцианитовые жилы в карбонатных породах и особенно метасоматические месторождения в карбонатно-сульфатных и терригенных толщах.

Жильные месторождения обычно имеют небольшие масштабы. За рубежом разрабатывались стронцианитовые месторождения в Мюнстере (Вестфалия, ФРГ) с запасами SrO в несколько десятков тысяч тонн. В СССР к этому типу относится одно из целестиновых месторождений в Ферганской впадине в Средней Азии (Бурков, Подпорина, 1962; Скиба, 1970). Оно лока-

лизуется в пачке доломитовых известняков сенона (30—35 м), залегающей среди глинистых пород в крыле моноклинальной складки. В известняках широко распространены карстовые пустоты, промоины и пещеры.

Целестин в известняках встречается в виде натечных образований, связанных с карстом, в виде цемента брекчий дробления, но чаще всего образует жилы, залегание которых контролируется трещиноватостью известняков. Рудоносны пологопадающие (20—30°) трещины; крутопадающие трещины чаще всего безрудны, за исключением участков их пересечения с пологими рудными трещинами. Мощность жил изменяется от миллиметров до 20—40 см, иногда до 1,2 м; в участках особенно интенсивной трещиноватости образуются раздувы до 1,6 м. По простиранию жилы прослеживаются на 3—30 м, по падению — на 3—50 м. Количество нерудного материала (карбонаты, глина, гипс) в жилах изменяется в широких пределах. Целестин в жилах мелко- и скрытокристаллический; в пустотах вместе с кальцитом и самородной серой кристаллизуется крупный (1—2 см) прозрачный целестин. Наряду с целестином в жилах отмечается небольшое количество стронцианита.

На стенках карстовых пустот и полостей часто образуются натеки и корки целестина мощностью до 1,5 м, иногда с микрослоистой текстурой. В крупнокристаллическом целестине имеются микроскопические включения марказита, окислов железа, глинистых частиц и др.

Содержание целестина в жильных рудах 40—70%, в натечных — 70—90%; среднее содержание SrO 30%.

Метасоматические месторождения в СССР и за рубежом являются главным освоенным сырьевым источником стронция. За рубежом с ними связано более 70% запасов стронция, их доля в его мировой добыче превышает 90% (Бурков, Коган, 1972). К этому типу относится месторождение Монтевиве в Испании с запасами 8 млн. т целестина, месторождения Энон (3 млн. т) и Дорчестер (1 млн. т) в Канаде. Известны крупные метасоматические месторождения целестина в Мексике, Иране, Пакистане, в странах Северной Африки (Бурков, 1975). В СССР метасоматические целестиновые месторождения имеются в Средней Азии, на Кавказе, на п-ове Мангышлак и в других районах.

Рудовмещающими породами метасоматических целестиновых месторождений чаще всего являются карбонатные породы, мергели, реже песчаники. В древних толщах целестин обычно локализуется в пелитоморфных, доломитизированных и загипсованных известняках, доломитах (миссиссипий Канады, пермь ФРГ и др.), в более молодых толщах (палеоген — неоген Северной Африки, Мангышлака, Средней Азии и др.) часто характерна связь оруденения с органогенными и органогенно-детритовыми известняками. Положение оруденения по отношению к сульфатным породам различно. В большинстве случаев гипсы или ангидриты подстилают, перекрывают или фациально сменяют рудоносные породы, но сами безрудны, однако известны примеры месторождений, связанных непосредственно с сульфатными породами.

В пределах стронциеносных провинций месторождения обычно локализуются в отложениях определенного возраста (миссиссипий в Канаде, миоцен — в Испании и Северной Африке, нижний мел на Кавказе, бухарский и акджарский ярусы палеогена в Средней Азии, сарматский ярус неогена на Мангышлаке и т. д.).

Стронциеносные провинции обычно сопряжены с областями развития интенсивно дислоцированных отложений в складчатых областях или зонах платформ и древних складчатых сооружений, испытавших тектоническую

активизацию. Внутри провинций размещение рудных полей и отдельных месторождений контролируется тектоническими нарушениями разных порядков — региональными разломами глубокого заложения, локальными разломами, сбросами, сдвигами, сопутствующими им зонами дробления и повышенной трещиноватости; характерна частая связь месторождений со сводовыми частями антиклинальных складок.

Формы рудных тел разнообразны. При общем пластообразном характере продуктивных горизонтов, подчиняющихся стратиграфическому и литологическому контролю, в них встречаются залежи неправильной, линзообразной, гнездовой формы, прожилковые, прожилково-вкрапленные и жильные руды.

Прожилковое и прожилково-вкрапленные руды часто сочетаются с зонами дробления, где обломки пород сцементированы целестином. Своеобразной разновидностью месторождений рассматриваемого типа являются месторождения, где рудные скопления представлены целестиновым цементом в песчаниках, образующимся при метасоматическом замещении первичного карбонатного цемента.

Мощности линзообразных и неправильных очертаний рудных залежей, имеющих мономинеральный состав, колеблются в пределах первых метров, реже 5—10 м, а в уникальных случаях достигают 20—30 м; по простиранию они прослеживаются на десятки — первые сотни метров. Контакты рудных залежей с вмещающими породами нерезкие, наблюдаются постепенные переходы от руды к вмещающей породе. В самих рудных телах сохраняются реликты замещенной породы.

Однако подобные богатые залежи встречаются редко, чаще отрабатываются продуктивные горизонты, в которых пластообразные и мелкие линзообразные целестиновые тела сочетаются с прожилковыми и прожилково-вкрапленными рудами. Такие горизонты обычно не имеют четких геологических границ и оконтуриваются по данным опробования. Мощность продуктивных горизонтов чаще всего колеблется в пределах первых десяти метров, прослеживаются они иногда на сотни метров. В некоторых случаях на месторождениях выделяется несколько рудных горизонтов, расположенных на разных стратиграфических уровнях.

Содержание целестина — основного и обычно единственного рудного минерала метасоматических месторождений — изменяется в широких пределах. На месторождениях, где линзо- и пластообразные залежи имеют ведущее значение, оно составляет 30—90%, а на месторождениях, где массивные руды сочетаются с прожилковыми и прожилково-вкрапленными, содержание целестина, рассчитанное на мощность продуктивного горизонта, 15—35%. При современных требованиях перспективны для промышленного освоения месторождения, содержащие в среднем не менее 20—25% целестина; руды с содержанием более 30—35% могут считаться богатыми.

Помимо целестина в рудах метасоматических месторождений редко и в небольшом количестве встречается стронцианит. Кроме того, в состав рудных тел входят кальцит, доломит, гипс, в малом количестве халцедон, включения самородной серы, битумов. Барит является вредной примесью в целестиновых рудах из-за трудностей его отделения от целестина при обогащении. В большинстве случаев его количество не превышает 1—2%, но иногда достигает 5—10% или даже соизмеримо с количеством целестина. На некоторых месторождениях (например, на п-ове Мангышлак) наблюдаются переходы от существенно целестиновых руд к баритовым.

В ассоциации с целестином в резко подчиненном количестве на некоторых месторождениях, в частности в Средней Азии, обнаружены галенит, сфалерит, гринокит, гидроцинкит (Могаровский, Тарновский, 1971).

Метасоматические стронциевые месторождения образуются в итоге замещения вмещающих пород целестином. Разрывные нарушения играют роль подводящих каналов стронцийсодержащих хлоридных вод. Судя по температурам гомогенизации газово-жидких включений в целестине некоторых среднеазиатских месторождений, температура стронцийсодержащих вод находилась в пределах от 200 до 40° С, что объясняется значительной глубиной их циркуляции (Могаровский, 1963). В зоне смещения таких глубинных хлоридных вод с сульфатными водами неглубокого залегания, характерными для карбонатно-сульфатных толщ, возникали благоприятные условия для выпадения целестина из растворов и замещения им вмещающих пород.

Первичным источником стронция в водах являются осадочные породы, вмещающие месторождения целестина, или залегающие ниже по разрезу осадочные породы с вкрапленностью целестина хемогенной седиментационно-диагенетической генерации, либо содержащие изоморфную примесь стронция в карбонатах и т. д. Нельзя, однако, отрицать, что в некоторых случаях какая-то часть стронция могла иметь и ювенильное происхождение.

Одно из хорошо изученных метасоматических месторождений стронция располагается в Средней Азии.

В районе месторождения распространены континентальные красноцветы верхнего олигоцена — миоцена. Низы толщи сложены известковистыми аргиллитами, известковисто-глинистыми песчаниками, гипсами, ангидритами и огипсованными глинами. Гипсы и ангидриты образуют линзы и пласты большой мощности. Гипсы имеют вторичное происхождение — на глубине они сменяются ангидритами.

Месторождение приурочено к своду крупной меридионально ориентированной антиклинали с углами падения крыльев 50—80°. Породы толщи сильно дислоцированы и нарушены сбросами. Метасоматическая залежь целестина связана с зоной тектонического нарушения, являвшейся подводящим каналом для стронциеносных вод. Она представляет собой тело сложных, но в общем линзообразных очертаний, которое прослеживается на 200—250 м при мощности до нескольких метров (рис. 157). Залежь локализуется в гипсах в зоне контакта с терригенными породами. В нижних горизонтах, в массивных ангидритах рудная залежь выклинивается. В местах перегиба рудного тела его мощность увеличивается. К северо-востоку рудное тело выклинивается одновременно с гипсами, в противоположном направлении оно разветвляется на несколько апофиз, пальцеобразно входящих в гипсы.

У контактов с вмещающими породами в рудном теле имеются реликты терригенных пород, а во вмещающих породах — линзочки целестина или пустоты с целестином. Линзочки целестина обнаружены и в приконтактовых гипсах. Гипс и ангидрит встречаются также в рудном теле, причем их количество уменьшается пропорционально уменьшению его мощности. Поскольку в рудном теле встречаются реликты ангидрита со следами его перехода в гипс, можно считать, что целестин кристаллизовался или одновременно с процессом гидратации ангидрита или после него.

Содержание целестина в рудном теле изменяется от 40 до 85% (среднее содержание SrO 40,2%). Крупнозернистый целестин (0,5—2 см и более) преобладает в центральных частях тела, к периферии размеры кристаллов уменьшаются. Иногда участки рудного тела имеют полосчатое строение — прослойки

скрыто- и мелкокристаллического целестина чередуются с прослойками крупнокристаллического. В порах между кристаллами имеются включения битуминозного вещества.

Целестин является постоянным второстепенным компонентом эпигенетических серных руд в месторождениях Италии (на о. Сицилия в Джирдженти, у Мессины и др.), Польши (Тарнобжег, Шидлов) и других стран. В СССР целестинсодержащие серные руды известны в Предкарпатье (Подорожненское, Раздольское и другие месторождения), в Средней Азии (Гаурдак, Шорсу), Поволжье, Дагестане.

Содержание целестина в серных рудах обычно не превышает нескольких процентов, лишь на отдельных участках встречаются более значительные скопления. Самостоятельного значения этот тип стронциевой минерализации не имеет, но в некоторых случаях возможна попутная добыча целестина при переработке серных руд. Небольшое количество целестина нерегулярно добывается на сицилийских серных месторождениях.

На месторождении Шорсу в Ферганской депрессии целестин с серой, кальцитом, арагонитом, реже пиритом кристаллизуется

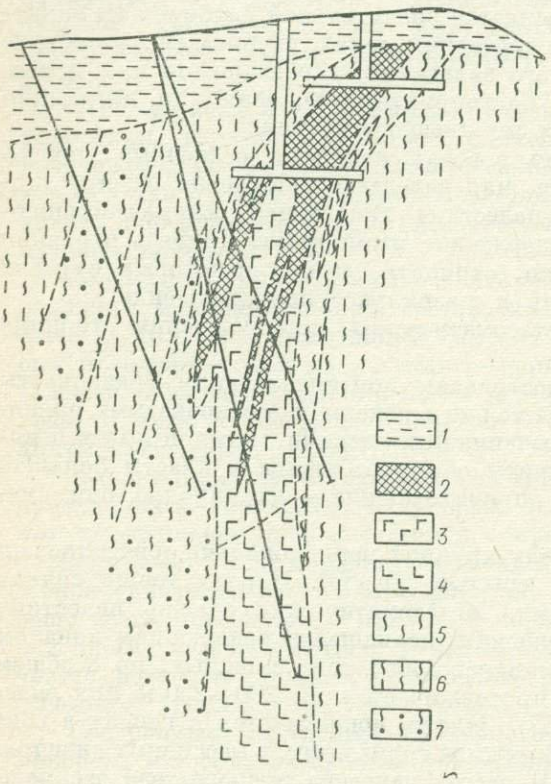


Рис. 157. Разрез участка метасоматической залежи целестина.

1 — лёссы; *2* — рудное тело; *3* — гипсы; *4* — ангидриты; *5* — зелено-серые известковистые глины; *6* — красно-бурые песчанистые известковистые аргиллиты; *7* — красно-бурые глинистые песчаники

в кавернах, пустотах, трещинах и доломитах бухарского яруса. В прожилках мелкокристаллической серы (мощностью до 19 см), находящихся в сузакских мергелях (палеоген), содержится до 11% целестина (Скиба, 1970). В среднем в рудах Шорсу целестина содержится 1,5—2,5%. Более высокое содержание целестина (10—12%) фиксируется в серных рудах Чангырташского месторождения в Северо-Восточной Фергане.

На Подорожненском месторождении самородной серы в Львовской области, локализующемся в известняках верхнего тортона (миоцен), SrO содержится до 11% (при среднем содержании серы в руде 24%). Среднее содержание целестина в руде 4,3%.

Для этого и для других месторождений характерна связь повышенных содержаний целестина с нижними частями сероносных горизонтов. Почти постоянно отмечается вкрапленность мелкозернистого целестина более ранней (седиментационно-диагенетической) генерации во вмещающих карбонатных породах.

МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ВОДЫ

Минерализованные воды глубоких горизонтов платформенного осадочного чехла являются перспективным, но пока не освоенным источником стронция. Наибольшие содержания стронция характерны для хлоридных кальциевых и хлоридных натриево-кальциевых вод. Содержание стронция в водах хорошо коррелируется с содержанием кальция, возрастает с ростом общей минерализации вод и с уменьшением их сульфатности. Наиболее часто в водах фиксируются единицы и десятки миллиграммов стронция на литр, но в ряде случаев отмечаются значительно более высокие его содержания (иногда в ассоциации с высокими содержаниями брома, лития и других элементов).

Например, в хлоридных рассолах Ангаро-Ленского артезианского бассейна в водах из некоторых скважин обнаружено до 8000—10 000 мг/л (или 8—10 кг/т) стронция. В подземных водах Приуралья и Поволжья содержится до 380—680 мг/л стронция.

По оценке М. Галицына (ВСЕГИНГЕО), практическое значение могут иметь воды, содержащие более 200 мг/л стронция. Такие воды в глубоких зонах артезианских бассейнов часто распространяются на десятки и сотни тысяч квадратных километров, образуя гидрогеохимические стронциевые провинции. Крупной стронциевой провинцией является Русская платформа, где стронциеносные рассолы встречаются в девонских и более древних отложениях Волго-Камского, Днепровского, Припятского, Московского и других артезианских бассейнов.

Аналогичные провинции могут быть выделены в пределах Сибирской платформы, Южно-Каспийской впадины, Средней Азии.

Наиболее перспективны для попутной добычи стронция воды йодо-бромных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андрусенко Н. И. Гидротермальный целестин из бассейна р. Нижней Тунгуски. — «Труды ВИМС», 1958, т. 2, вып. 1, с. 117—126.

Бурков В. В. Месторождения стронция в пестроцветной сульфатно-терригенной формации. — В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М., «Наука», 1964, с. 101—136.

Бурков В. В. Месторождения стронция. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966, т. 3, с. 612—633.

Бурков В. В. Минерально-сырьевая база стронциевой промышленности капиталистических и развивающихся стран. — «Экономика минерального сырья и геол.-разв. работ», сер. 1. М., изд. ВИЭМС, 1975. 28 с.

Бурков В. В., Коган Б. И. Стронций. — В кн.: Минеральные ресурсы капиталистических и развивающихся стран (годовой обзор). М., Изд-во ВГФ, 1972, с. 305—312.

Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.

Власов К. А., Еськова Е. М., Иванова Т. Н. Редкометальные нефелиновые сиениты. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. М., «Наука», 1966, с. 257—275.

Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963. 288 с.

Месторождение гидротермального целестина в Восточной Сибири. — «Геология и геофизика», 1975, № 11, с. 25—34. Авт.: В. П. Филоненко, Д. И. Мусатов, М. Л. Шерман и др.

Минеев Д. А. Лантаноиды в рудах. М., «Наука», 1974. 239 с.

Могаровский В. В. Температурные условия образования некоторых целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 150, № 5, с. 1120—1122.

Могаровский В. В., Тарновский Г. Н. О полиметаллической минерализации на некоторых южноальпийских месторождениях Таджикской депрессии. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 4, с. 918—920.

Скиба Н. С. Геохимия стронция и бария (Ферганская депрессия). Фрунзе, «Илим», 1970. 242с.

Durrell C. Geological investigation of strontium deposits in Southern California. — «Publ. Dept. Nat. Res.», California, 1953, special rept., N 32, p. 5—37.

Garson M. S. Carbonatites in Southern Malawi. — «Geol. Surv. of Malawi Bull.», Zomba, 1965, N 15. 128 p.

Moore B. N. Some strontium deposits of Sontheastern California and Western Arizona. — «Amer. Inst. Mining. a. Metallurg. Engrs.», Techn. publ., 1935, N 599. 24 p.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редкоземельные элементы (лантаноиды) вопреки своему названию являются сравнительно широко распространенными; повышенные их концентрации отмечаются во многих типах месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

Среди редкоземельных месторождений выделяются две большие группы — эндогенная и экзогенная. К эндогенным относятся магматические, карбонатитовые, альбититовые, грейзеновые и гидротермальные месторождения, к экзогенным — месторождения коры выветривания, россыпные и осадочные.

Эндогенные месторождения, содержащие редкие земли, обычно характеризуются сложным поликомпонентным составом. Редкие земли в них наблюдаются, как правило, в тесной ассоциации с торием, ниобием, танталом, цирконием, иногда ураном, молибденом, бериллием, фтором, фосфором, литием, железом, свинцом и цинком.

Важнейшей особенностью эндогенных редкоземельных месторождений является их пространственная, парагенетическая, реже генетическая связь с щелочными, субщелочными магматическими породами. В большинстве случаев месторождения располагаются непосредственно в массивах щелочных и субщелочных пород, реже в их экзоконтакте, на незначительном удалении от них. Выделяются следующие формации щелочных пород, с которыми связаны редкоземельные месторождения: 1) ультраосновных-щелочных пород; 2) щелочных и нефелиновых сиенитов; 3) субщелочных и щелочных гранитов, сиенитов и граносиенитов.

Месторождения, связанные с различными формациями, существенно различаются между собой. В частности, такие своеобразные из них, как карбонатиты, резко отличающиеся от других типов минеральным составом и структурно-геологическими особенностями, связаны только с формацией ультраосновных-щелочных пород. Совместное нахождение редких земель иттриевой и цериевой групп наблюдается в месторождениях, приуроченных к щелочным и субщелочным гранитам, в остальных месторождениях отмечаются только редкие земли цериевой группы. Ассоциация редких земель с бериллием, молибденом, иногда вольфрамом и оловом характерна для месторождений, ассоциирующих с формацией щелочных и субщелочных гранитов. Подмечено также, что в альбититовых месторождениях гранитоидного ряда с уменьшением щелочности материнских пород закономерно снижается содержание редких земель и тория, а относительное содержание тантала (по сравнению с ниобием) возрастает. Эндогенные редкоземельные месторождения формируются в период становления щелочных массивов и на протяжении всего постмагматического процесса, начиная с ранних высокотемпературных его этапов, когда образуются альбититовые и грейзеновые месторождения, и кончая заключительным средне-низкотемпературным этапом. Среди постмагматических редкоземельных месторождений выделяются: 1) карбонатитовые, 2) альбититовые, 3) грейзеновые, 4) гидротермальные.

Рассматриваемые месторождения приурочены к жестким, консолидированным участкам земной коры — щитам, древним платформам, срединным массивам и зонам ранней консолидации складчатых поясов. Массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитовыми месторождениями в большинстве случаев размещаются в краевых частях древних платформ и щитов и лишь незначительная их часть — в окружающих их складчатых поясах. Комплексные, содержащие редкие земли магматические месторождения, связанные с массивами агпаитовых нефелиновых сиенитов, установлены только в пределах щитов. Массивы щелочных и нефелиновых сиенитов не обнаруживают такой избирательности в размещении и встречаются как в пределах щитов и древних платформ, так и в складчатых поясах. Субщелочные и щелочные граниты, граносиениты и сиениты в подавляющей части сосредоточены в складчатых поясах, значительно реже — на щитах, древних платформах и в срединных массивах.

Субщелочные и щелочные породы консолидированных областей, с которыми связаны редкоземельные месторождения, слагают интрузивы центрального типа, штоки, купола, трещинные интрузивы, принимают участие в строении трубок взрыва. Их позиция в консолидированных участках определяется глубинными разломами. Наиболее крупные глубинные разломы, определяющие положение интрузивов центрального типа ультраосновных-щелочных пород с карбонатитовыми месторождениями, развиты в пределах древних платформ и щитов. Протяженность их по простиранию достигает многих сотен километров; на глубину они уходят в подкоровую область. Эти разломы характеризуются длительной историей развития, насчитывающей до 1—1,5 млрд. лет.

Глубинные разломы складчатых областей, определяющие положение массивов щелочных и субщелочных пород, прослеживаются по простиранию до 100 км и более. Они рассекают так называемые «гранитный» слой земной коры, возможно «базальтовый» слой. Длительность геологической истории их развития обычно определяется десятками миллионов лет — до первых сотен миллионов лет.

Размещение эндогенных редкоземельных месторождений в консолидированных участках земной коры и в большинстве случаев в древних толщах фундамента определяет важнейшие структурно-геологические особенности их рудных полей и месторождений. Ведущим элементом их структуры являются разрывные нарушения, обусловленные хрупкими деформациями, реже сложное сочетание их со складчатыми формами. Следует особо подчеркнуть, что в определении морфологии рудных тел и закономерностей их размещения для многих типов месторождений важное значение приобретают кольцевые, полукольцевые и дуговидные разломы и крупные трещины — конические центроклинальные, конические периклинальные и цилиндрические. Возникновение их связано с проявлением локальных радиальных дислокаций, обусловленных механической активностью внедряющегося щелочного и субщелочного расплава.

Вертикальный размах оруденения в постмагматических редкоземельных месторождениях изменяется в весьма широких пределах — от первых сотен метров до нескольких километров. По геофизическим данным вертикальный размах карбонатитов в вулканоплутонах и интрузивах центрального типа ультраосновных-щелочных пород достигает 6—8 км.

Формируются эти месторождения в широком диапазоне глубин. Например, верхние горизонты многих карбонатитовых месторождений Восточной Африки, приуроченные к вулканоплутонам центрального типа ультраосновных-

щелочных пород, образовались на глубине в первые сотни метров, а нижние их горизонты — на глубине в несколько километров. Некоторые торий-бериллий-редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения возникли на глубине 0,5—1 км.

Источники оруденения постмагматических редкоземельных месторождений также разнообразны. Для карбонатитовых месторождений они явно подкоровые, для месторождений, обнаруживающих пространственную и парагенетическую связь с субщелочными и щелочными гранитами, граносиенитами и сиенитами, эти источники в большинстве случаев располагаются в «гранитном» слое земной коры, для некоторых других месторождений они, возможно, снижаются до «базальтового» слоя.

В геохимии и аналитической химии общепринято разделять лантаноиды на две подгруппы — цериевую и иттриевую. Это разделение получило широкое применение в поисково-разведочной практике. В последнее время ряд исследователей (Л. Бородин, Д. Минаев, А. Гинзбург, Л. Эгель) убедительно показали целесообразность расчленения редких земель на три подгруппы — цериевую (лантановую), самариевую (иттриевую) и иттербиевую (скандиевую). К сожалению, эта несомненно более обоснованная группировка пока еще не получила широкого внедрения в практику и поэтому в подавляющем большинстве работ по редкоземельным месторождениям по-прежнему фигурирует разделение редких земель на традиционные две подгруппы. Поэтому и мы при описании редкоземельных месторождений также вынуждены пользоваться первоначальной группировкой.

ЭНДОГЕННЫЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Магматические месторождения комплексных руд, из которых редкие земли могут извлекаться в качестве попутных или основных полезных компонентов, представлены на территории Советского Союза несколькими месторождениями и рудопроявлениями. Все они генетически связаны с двумя магматическими формациями: 1) щелочных и нефелиновых сиенитов, 2) ультраосновных-щелочных пород. Месторождения располагаются непосредственно в сильно дифференцированных интрузивах центрального типа соответствующих щелочных пород, прорывающих древние толщи щита.

С Ловозерским стратифицированным массивом агпаитовых нефелиновых сиенитов связано одноименное месторождение лопаритовых — титан-редкоземельно-ниобиево-танталовых руд. В лопарите концентрируется также стронций (Геохимия..., 1966; Минеев, 1974). Рудами являются наиболее обогащенные лопаритом горизонты уртитов, их полевошпат-эгиринсодержащих аналогов — ювитов и малиньитов, реже фойяитов и луявритов. Лопарит обычно образует кристаллы-двойники размером 0,2—0,6 мм, редко до 1—2 мм. В нем находится от 30 до 36% суммы окислов цериевых редких земель. Содержание их в лопарите дифференцированного комплекса с глубиной несколько возрастает. Среди других минералов, содержащих редкие земли, лопарит отличается наиболее цериевым составом лантаноидов и отношение их характеризуется поразительным постоянством (Минеев, 1974). Помимо коренного месторождения небольшим дополнительным источником лопаритового концентрата могут быть пролювиально-флювиогляциальные россыпи, образовавшиеся у подножий гор.

В ряде работ упоминается о существенном (до первых процентов) содержании цериевых редких земель в апатите хорошо известного Хибинского нефелин-апатитового месторождения, связанного с одноименным массивом аналогичной формации агпаитовых нефелиновых сиенитов (К. Власов и др., 1966 г.; Минеев, 1974; и др.).

Наиболее высокая концентрация редкоземельных элементов (5—6% и более) установлена в апатите из хибинитовых пегматитов, тогда как в апатитовых обособлениях из рисчорритов, ийолитов и других пород массива она составляет 0,4—2,8%. В промышленных рудах эксплуатирующегося Хибинского месторождения редких земель меньше, но в апатитовых концентратах (38,5—39,5% P_2O_5) их содержится обычно 0,8—1%. В сумме редкоземельных элементов резко преобладают элементы цериевой группы: церия 43%, лантана 28%, неодима 13—14%, иттрия 4,6—7,3% (Минеев, 1974).

С формацией ультраосновных-щелочных пород генетически связаны как магматические, так и постмагматические (карбонатитовые) месторождения и рудопроявления. Примером первых может служить перовскит-титаномагнетитовое месторождение Африканда на Кольском полуострове каледонского возраста, локализованное в многофазном интрузиве центрального типа (К. Власов и др., 1966 г.; Кухаренко и др., 1965). Оруденение связано в основном с оливинитами и пироксенитами (рудные гипербазиты I интрузивной фазы), но присутствует и в щелочных пегматитах. Редкие земли концентрируются в перовските (кнопите), содержание которого на отдельных участках достигает 10—30%. В минерале от 2 до 11% суммы окислов цериевых редких земель.

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ниже приводится краткое описание одного из типичных среднепалеозойских представителей карбонатитовых месторождений, расположенного в складчатом обрамлении древней платформы, в непосредственной близости к краевому шву (Гайдукова, Здорик, 1962; Пожарицкая, 1962; Фролов, Эпштейн, 1962; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Фролов, 1973).

Массив ультраосновных-щелочных пород центрального типа располагается в песчано-сланцевых образованиях протерозоя, сохранившихся среди древних толщ архея в крупном грабене. Последний приурочен к узлу пересечения Главного регионального глубинного разлома северо-западного простирания, сопряженного с краевым швом древней платформы, с серией более мелких тектонических разломов северо-восточного и меридионального простирания (рис. 158). Массив имеет форму вертикально ориентированного трубчатого тела овального горизонтального сечения площадью 18 км^2; длинная ось его вытянута вдоль Главного разлома, к которому приурочено мощное дайкообразное тело габбро-диабазов.

Строение массива концентрически-зональное, в значительной мере затушеванное более поздними линейными образованиями. Сложен он следующими породами (от ранних к поздним): пироксенитами и нефелин-пироксеновыми породами (ийолитами, мельтейгитами и уртитами); нефелиновыми и щелочными сиенитами; пикритовыми порфиритами и их брекчией; карбонатитами. Наиболее распространены среди них ийолиты и карбонатиты. Более ранние породы располагаются по периферии массива, а поздние — в его центральной части.

Нефелиновые и щелочные сиениты слагают ряд мощных (до 50 м) дуговидных даек в южной периферической части массива. Их формирование сопровождалось интенсивным проявлением фельдшпатизации вмещающих их ийоли-

тов — мельтейгитов. Останцы пикритовых порфиритов сохранились в северной части карбонатитового ядра массива, где они захватывают участок почти изометричного горизонтального сечения (трубка взрыва) диаметром около 1 км; реже встречаются в виде даек (мощностью 1—10, редко до 100 м) в ийолитах и сланцах.

Карбонатиты образуют эллипсоидальное ядро массива площадью около 10 км², а также дуговидные и линейные жилы и сложные линзы среди ультра-

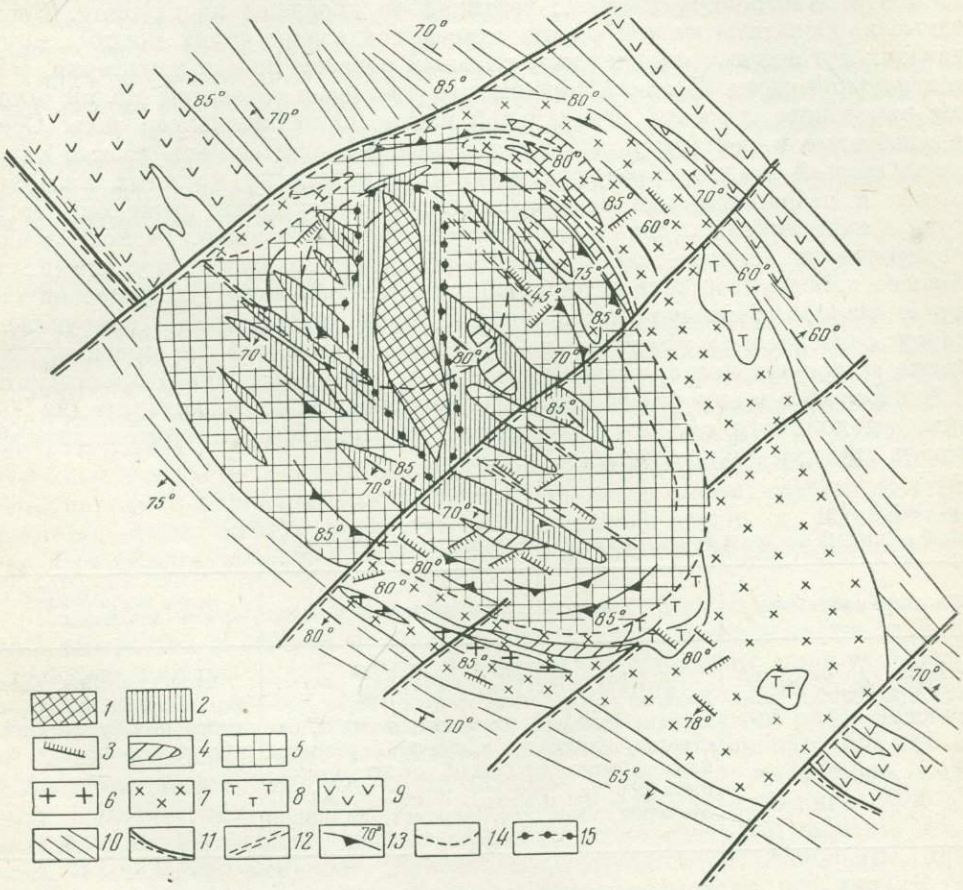


Рис. 158. Схема геологического строения массива. По *А. Фролову*.

1 — анкеритовые и анкерит-доломитовые карбонатиты; *2* — мелкозернистые кальцитовые карбонатиты; *3* — жильные кальцитовые карбонатиты; *4* — пегматоидные кальцитовые карбонатиты; *5* — крупнозернистые кальцитовые карбонатиты; *6* — нефелиновые и щелочные сиениты; *7* — ийолиты; *8* — мельтейгиты; *9* — габбро-диабазы; *10* — сланцы и песчаники; *11* — тектонические нарушения; *12* — зоны рассланцевания; *13* — полосчатость карбонатитов; *14* — границы распространения останцов пикритовых порфиритов и их брекчий; *15* — ореол анкеритизации кальцитовых карбонатитов

основных-щелочных пород, иногда среди вмещающих песчано-сланцевых толщ. Среди них различают: 1) безрудные ранние крупнозернистые кальцитовые карбонатиты (первая стадия), состоящие из кальцита (85—90%), пироксена, биотита, апатита, титаномагнетита и других минералов; 2) пегматоидные пирохлоровые и гатчеттолитсодержащие кальцитовые карбонатиты (вторая стадия), сложенные кальцитом (80—90%), пирохлором, диопсидом, магнетитом,

флогопитом, апатитом, форстеритом, пирротином и другими минералами; 3) пирохлоровые мелкозернистые, полосчатые кальцитовые карбонатиты (третья стадия), сложенные кальцитом, пирохлором, магнетитом, флогопитом, актинолитом, апатитом и другими минералами; 4) мелко- и крупнозернистые анкеритовые и анкерит-доломитовые карбонатиты (четвертая стадия) и анкеритизированные кальцитовые карбонатиты.

Безрудные карбонатиты первой стадии слагают крупное эллипсоидальное тело центрального ядра массива, вертикально уходящее на глубину. Пегматоидные карбонатиты второй стадии отмечаются в виде серии мощных крутопадающих дуговидных жил и линз, главным образом по его периферии, реже в центральной части. Поздние карбонатиты третьей и четвертой стадий осложняют внутреннее строение центральной части эллипсоидального тела. Среди них ниобиевые и местами танталоносные мелкозернистые кальцитовые карбонатиты третьей стадии образуют серию крутопадающих крупных линзовидных тел и небольших жил северо-западного простирания; реже они встречаются в виде линейных жил северо-восточной ориентировки. Редкоземельные анкеритовые и анкерит-доломитовые карбонатиты слагают крупное крутопадающее линзовидное тело меридионального направления (уходящее на глубину на многие сотни метров), с мощной зоной анкеритизации вокруг него, и серию относительно мелких линейных жил и линз той же ориентировки, а также северо-западного, редко широтного и северо-восточного простираний.

Анкеритовые и анкерит-доломитовые карбонатиты кроме анкерита (до 90% состава) и доломита сложены рибекитом, крокидолитом, хлоритом, штаффелитом и другими минералами (табл. 19).

Таблица 19

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ КАРБОНАТИТОВ

Главные минералы	Второстепенные минералы	Редко встречающиеся минералы
Анкерит, доломит, рибекит, крокидолит, хлорит, кальцит	Хлорит-серпентин, вермикулит, стильпномелан, штаффелит, циркон, барит, целестин, флюорит, ильменит, паризит, бастнезит, синхизит, монацит, бербанкит, карбоцернаит, флоренсит, ортит, апатит, ильменорутил, гематит, пирит, марказит, сфалерит, пирохлор, ферсмит, колумбит	Эгирин, альбит, анальцим, натролит, кварц, галенит, молибденит, анкилит, халькопирит

Носителями редких земель являются в основном фторкарбонаты (паризит, бастнезит, реже синхизит, карбоцернаит, бербанкит), в меньшей степени фосфаты (монацит с пониженным содержанием тория и флоренсит), иногда силикаты (ортит). Отмечается водный карбонат редких земель — анкилит. Концентратором ниобия, который может извлекаться попутно, являются поздний переотложенный пирохлор и развивающиеся по нему ферсмит и колумбит.

В распределении редкоземельных минералов отмечается горизонтальная и вертикальная зональность. Бербанкит и карбоцернаит приурочены к доломитовым карбонатитам внешней зоны анкеритового тела. Ближе к его центру, уже в анкеритовых карбонатитах, концентрируются паризит и синхизит, а также барит, хлорит и сульфиды железа, цинка, свинца, молибдена. В цен-

тральной части тела располагаются бастнезит и монацит. Флоренсит вместе с кварцем слагает прожилки, секущие бастнезит и монацит.

Доломитовые и анкеритовые карбонатиты обычно наиболее широко развиты в верхних частях карбонатитовых массивов; с глубиной они уступают место кальцитовым карбонатитам. Над слепыми карбонатитовыми массивами обычно развиты жилы анкеритового состава с редкометальной и ториевой минерализацией. В самых верхах анкеритовых тел наибольшую концентрацию обнаруживают бастнезит и монацит. С глубиной последний исчезает, уступая место фторкарбонатам редких земель.

Основную ценность в анкеритовых и анкерит-доломитовых карбонатитах имеют редкие земли цериевой группы. Из общей суммы редких земель более 80% составляют лантан, церий и неодим при резком преобладании церия. Практический интерес могут представлять также медь, цинк, свинец, молибден, флюорит, железо, фосфор, барит, стронций, торий, а в участках наложения анкеритовых карбонатитов на кальцитовые — ниобий.

АЛЬБИТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Альбититовые месторождения обычно обнаруживают пространственную и парагенетическую связь с интрузивами щелочных и нефелиновых сиенитов, а также щелочных и субщелочных гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов. Рудой на этих месторождениях являются измененные главным образом высокотемпературными постмагматическими процессами щелочные и субщелочные интрузивы и зоны их экзоконтактов, преобразованные в существенно альбититовые породы с переменным количеством полевого шпата, железо-натриевых силикатов, слюд, кварца и различных минералов редких и радиоактивных элементов. Более подробно они описаны в разделе «Месторождения тантала и ниобия».

Главными полезными компонентами альбититовых месторождений чаще являются тантал и ниобий, во многих случаях редкие земли, реже бериллий. В качестве попутных компонентов отмечаются торий, уран, цирконий, литий, олово, молибден, свинец, цинк, флюорит, криолит, керамическое сырье.

Концентраторами ниобия и тантала в рассматриваемых месторождениях являются постоянно присутствующие кубические и ромбические танталониобаты; минерала циркония представлены цирконом и малаконом. Редкие земли связаны главным образом с редкоземельными тантало-ниобатами (фергюсонит, приорит, эвксенит, эшенит, линдокит, редкоземельный пирохлор, самарскит). Значительно меньшую роль играют фосфаты и фторкарбонаты, иногда фториды, редкоземельные силикаты и силикофосфаты (ортит, чевкинит, иттриалит, таленит, гадолинит, бритолит). В значительных количествах (до 2—3%) редкие земли входят в состав малакона, торита и некоторых других минералов. Среди минералов тория известны торит и ферриторит; в значительных количествах торий отмечается в ураниниите и малаконе, меньше — в других редкометальных минералах. Распределение рудных минералов в месторождениях обычно относительно равномерное. Рудные тела не имеют, как правило, геологических границ и их контуры определяются принятым бортовым содержанием.

В месторождениях, связанных с нефелиновыми сиенитами, ведущими продуктивными редкометальными минералами являются редкоземельный пирохлор и малакон. При обогащении этих руд получаются ниобиевый и циркониевый концентраты, из которых попутно можно извлекать редкие земли

цериевой группы и торий. Месторождения этого типа средние по масштабу, с относительно невысоким содержанием редких земель и тория.

На месторождениях с метасоматитами по щелочным гранитоидам главными продуктивными минералами являются фергюсонит, приорит, редкоземельный пирохлор, а также содержащий редкие земли и торий-малакон. К ведущим полезным компонентам таких месторождений относятся редкие земли, попутно могут извлекаться торий, уран, ниобий, тантал. Месторождения эти среднего и относительно небольшого масштаба, но с высоким содержанием полезных компонентов. Особый интерес в них представляют редкие земли иттриевой группы.

Для месторождений с материнскими породами, представленными субщелочными гранитоидами, главными продуктивными минералами являются пирохлор-гатчеттолит с высоким содержанием редких земель, редкоземельный плюмбопирохлор, фергюсонит, самарскит. Основную ценность в таких месторождениях представляет тантал при возможном попутном извлечении редких земель, тория, ниобия, циркония, урана, олова и других компонентов. Месторождения этого типа значительны по масштабам. Крупные рудные тела позволяют вести разработку открытым способом.

Ниже приведено краткое описание одного из типичных альбититовых месторождений, пространственно и парагенетически связанного со среднепалеозойскими (абсолютный возраст 400 млн. лет) щелочными гранитами (Апельцин, 1961; Костин, Петрова, 1960). Приурочено оно к осложненной продольным разломом зоне сочленения выступа докембрия с дислоцированной толщей синия — нижнего палеозоя. Фундамент сложен глубокометаморфизованными и интенсивно дислоцированными кристаллическими сланцами, гнейсами и известняками протерозоя. В разрезе синия — нижнего палеозоя отмечаются карбонатно-сланцевые отложения синия и перекрывающие их вулканогенные образования нижнего и среднего кембрия.

Вулканогенно-осадочная толща в районе месторождения прорвана батолитообразным телом нижнепалеозойских плагиогранитов-тоналитов и более мелкими телами диоритов и габбро. Среди среднепалеозойских интрузивных пород отмечаются (от более древних к молодым): 1) лейкократовые биотитовые граниты; 2) щелочные и нефелиновые сиениты; 3) щелочные эгирин-рибекитовые граниты и граносиениты. На площади месторождения осадочно-метаморфические породы сохранились лишь в виде единичных останцов среди интрузивных пород.

Рудное тело месторождения приурочено к небольшому куполовидному выступу щелочных сиенитов, прорванных дайкообразными и другой формы телами щелочных гранитов. В кровле выступа располагаются нижнепалеозойские габброиды и диориты (рис. 159).

Формирование месторождения связано с постмагматическим метасоматическим преобразованием щелочных пород куполовидного выступа, которые начинались с высокощелочных явлений микроклинизации, затем альбитизации и более поздних процессов стадии кислотного выщелачивания (рис. 160). Преобладающе развиты в пределах выступа альбититы и кварцевые альбититы, реже микроклиниты, а также альбитизированные и окварцованные сиениты и щелочные граниты.

Минералы редких элементов месторождения представлены редкоземельными тантало-ниобатами (приорит, фергюсонит, редкоземельный пирохлор), фосфатами (ксенотим, монацит), силикатами (гадолинит, борогаленит, таленит), фторкарбонатами (бастнезит), фторидами (гагаринит), малаконом и торитом,

образующими тонкую вкрапленность и мельчайшие прожилки в метасоматитах. Формирование большинства из них связано с этапом альбитизации и лишь частично с поздним окварцеванием.

Отмечается последовательная смена более ранних минералов поздними с замещением приорита фергюсонитом, фергюсонита — пирохлором. Габброидные породы на контакте с рудным телом образуют тонкую флюорит-биотитовую оторочку, далее сменяющуюся зонами эпидотизации, серицитизации и карбонатизации.

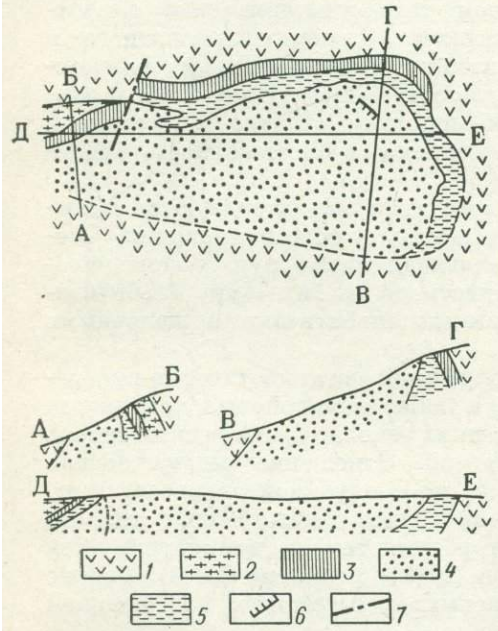


Рис. 159. Схема геологического строения альбититового месторождения. По *В. Александрову* и *Б. Берману*.

1 — гибридные породы диоритового состава; *2* — щелочные сиениты; *3* — крупнозернистые альбититы с рибекитом; *4* — мелкозернистые альбититы; *5* — мелкозернистые разгнейсованные альбититы; *6* — альбит-малакон-рибекитовые жилы; *7* — тектонические нарушения

Минерал	Этап					
	кальцевый	натриевый			кремниевый	
	Стадия					
		I (Крупнозернист.)	II (Мелкозернист.)	III (Микрозерн.)	I	II
Микроклин	▬					
Альбит		▬	▬	▬		
Рибекит		▬	▬	▬		
Эгирин				▬		
Протолитионит	—			▬		
Астрофиллит					—	
Кварц				—	▬	▬
Малакон		—	—	▬	—	
Гасаринит		—				
Приорит			—			
Фергусонит			—		×	
Ксенотим			—		—	—
Пирохлор				▬	×	
Бастнезит				—		—
Торит			—			
Ферритарит					—	
Галенит					—	—
Сфалерит					—	—
Ильменит				—	—	
Сидерит						▬
Флюорит						▬
Самородный мышьяк						—
Настуран и урановые черни						—

× Перекристаллизация и переотложение

Рис. 160. Схема последовательности выделения минералов на альбититовом редкоземельном месторождении. По *Н. Костину*

Рудой на месторождении практически является почти все тело метасоматитов, за исключением узкой эндоконтактовой зоны слабо минерализованных микроклинитов и крупнозернистых альбититов. Оно имеет форму удлиненной вдоль разлома неправильной залежи, расширяющейся с глубиной (на глубину она прослеживается на первые сотни метров). В строении рудного тела отмечаются некоторые элементы горизонтальной и вертикальной зональности. В эндоконтакте залежи встречена узкая прерывистая оторочка крупнозернистых микроклинитов, сменяющаяся к центру крупнозернистыми альбититами. Внутренняя часть залежи (30% от всей площади) сложена мелко-

зернистыми альбититами. С глубиной объем мелкозернистых альбититов уменьшается за счет увеличения степени окварцевания альбититов. В нижней части залежи располагаются альбитизированные и окварцованные сиениты и щелочные граниты.

Таким образом, зональное строение рудного тела связано, во-первых, с более интенсивным проявлением ранних стадий метасоматоза в периферических и верхних частях тела, а поздних стадий — во внутренних и нижних его частях, во-вторых, с общим затуханием метасоматического процесса с глубиной. Особое положение занимают в рудном теле жильные тела альбит-малакон-рибекитового, кварц-малакон-рибекитового, флюорит-карбонатного и другого состава. Наиболеее протяженное из них, имеющее альбит-малакон-рибекитовый состав, прослеживается параллельно контакту основного рудного тела, в его эндоконтактной части и, по-видимому, связано с дуговидной трещиной. Остальные жилы имеют меньшую мощность и протяженность и залегают во внутренних частях рудного тела.

Руды многих месторождений описываемого типа характеризуются повышенным содержанием редких земель, ниобия, тантала, тория, циркония. Особенно богаты жильные рудные тела. Подавляющая масса руд рассматриваемого месторождения представлена мелкозернистыми альбититами, альбитизированными сиенитами, а также окварцованными альбититами и щелочными породами.

При обогащении руд месторождения получается богатый тантало-ниобиевый концентрат, содержащий редкие земли, а также малаконовый концентрат с достаточно высоким содержанием тория и редких земель. Среди редких земель резко преобладают иттриевая группа и иттрий. Отношение редких земель цериевой группы к иттриевой составляет 0,4, но с глубиной оно возрастает. Наиболее богаты редкими землями иттриевой групп рудные жилы, где это отношение составляет 0,25. Главная масса редких земель концентрируется в фергусоните (60%), приорите и пирохлоре (20%), малаконе (20%). Редкие земли характеризуются диспрозиевым максимумом с высоким содержанием европия и тулия.

ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Редкоземельные грейзеновые месторождения распространены ограниченно и обычно представлены сравнительно небольшими по масштабу рудными объектами. Примером может служить описанное ниже месторождение, пространственно и парагенетически связанное с интрузивом центрального типа субщелочных аляскитовых гранитов среднепротерозойского возраста (1720—1760 млн. лет). Интрузив, имеющий в горизонтальном срезе форму неправильного овала с почти вертикальными контактами, прорывает нижнепротерозойские (1890—1980 млн. лет) гнейсы гранулитовой фации краевой части щита.

Полукольцевая северная, северо-восточная и восточная зоны экзоконтакта интрузива интенсивно насыщены крутопадающими телами аплитов различной формы и размера (от первых метров до многих десятков метров в поперечнике). Встречаются тела, имеющие в горизонтальном срезе овальную грушевидную, полукольцевую, подковообразную и дуговидную, иногда совершенно неправильную форму (рис. 161). В этой же зоне размещены многочисленные трубки взрыва, представленные столбообразными телами эруптивных брекчий размером от нескольких метров до первых десятов метров в поперечнике. Форма горизонтального сечения трубок овальная, неправильная оваль-

ная, угловато-овальная, дуговидная, реже неправильная удлиненная. Сложены они угловатыми обломками вмещающих гнейсов, сцементированных аплитами.

В пределах рассматриваемой дуговидной зоны экзоконтакта интрузива широко распространены неправильные тела и жилы различного состава. Преобладающая часть более ранних тел и жил располагается ближе к контакту с массивом, а более поздних — на несколько большем удалении от него. Все жилы, приуроченные к трещинам скалывания и сложным трещинам отрыва,

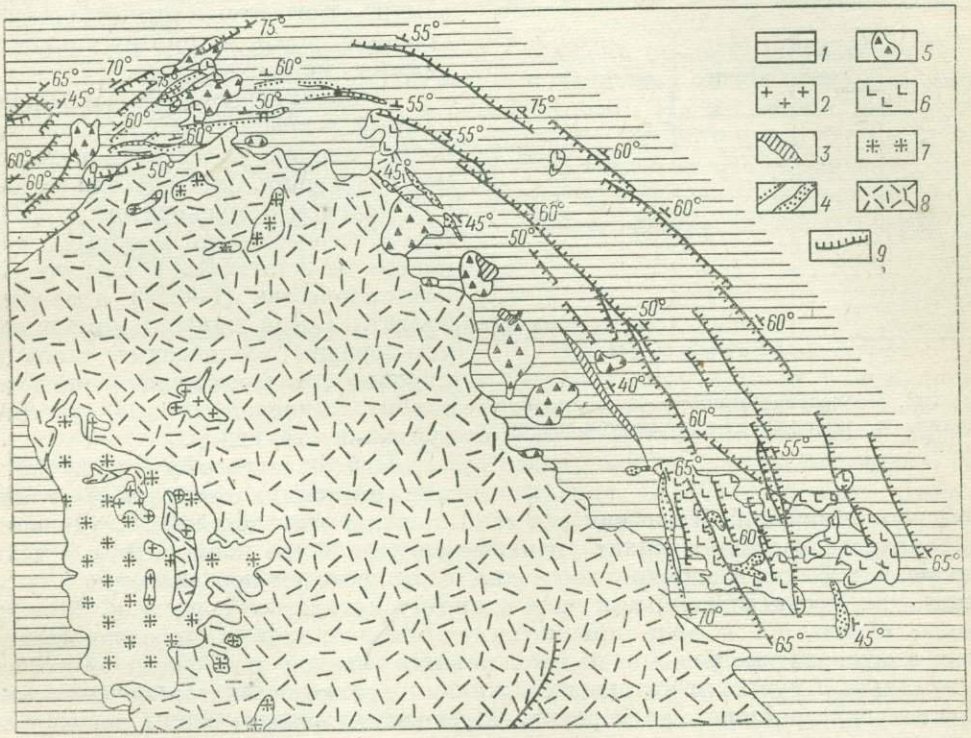


Рис. 161. Схема геологического строения грейзенового месторождения. По *Ю. Гуменному* с дополнениями И. Куприяновой.

1 — гранат-биотитовые гнейсы; *2* — субщелочные граниты; *3* — микроклин-кварцевые неправильные тела и жилы; *4* — альбит-кварцевые неправильные тела и жилы; *5* — эруптивные брекчии; *6* — аплиты; *7* — грейзенизированные субщелочные граниты; *8* — грейзены; *9* — мусковит-кварцевые жилы

имеют преобладающую продольную ориентировку, располагаясь в плане параллельно и субпараллельно контакту. Они обычно прямолинейны или слегка дуговидно изогнуты. Падение их в сторону от массива под углами от 45—48 до 70—75° (среднее 50—60°), это дает основание думать, что они приурочены к дуговидной конической периклинальной зоне, формирование которой связано с интрузивной тектоникой.

Постмагматическая минерализация месторождения представлена микроклин-кварцевыми, альбит-кварцевыми и мусковит-кварцевыми жилами, реже неправильными телами. Микроклин-кварцевые жилы сложены преобладающим микроклин-пертитом с крупными линзовидными и гнездообразными обособлениями кварца. В подчиненном количестве в них встречаются биотит,

флюорит, мусковит. Жилы альбит-кварцевого состава сложены кварцем и альбитом с подчиненным биотитом, флюоритом, ортитом, пирохлором, апатитом и микроклином. Строение этих жил обычно зональное с размещением кварца в центральной частии с призальбандовыми альбититовыми оторочками. На полевошпат-кварцевые неправильные тела и жилы нередко накладываются эруптивные брекчии, а иногда и мусковит-кварцевые жилы. Помимо полевошпат-кварцевых жил встречаются мелкие (мощностью 1—7 см) микроклин-кварцевые прожилки с биотитом, которые обычно отмечаются в тесной пространственной связи с биотит-микроклиновыми метасоматитами.

Рис. 162. Последовательность минералообразования в полевошпат-кварц-мусковитовых жилах

Мусковит-кварцевые жилы (абсолютный возраст 1670 млн. лет) наиболее широко распространены на месторождении. Сложены они в основном кварцем с мусковитом и флюоритом, содержание которых изменяется от 2 до 25%. В незначительном количестве (1—2%) отмечается биотит. Среди других минералов установлены молибденит, пирохлор, топаз, пирит, магнетит, альбит, минерал типа тухолита, турмалин, халцедон.

Наблюдается обогащение молибденитом тонких ответвлений от жил, иногда их окончаний, в особенности если они при этом ветвятся. С удалением от гранитного массива в жилах уменьшается количество молибденита, а также мусковита и флюорита. Пирохлор в жилах распределен неравномерно и встречается как среди кварца, так и в кварц-мусковитовых агрегатах. Монацит обычно отмечается в виде призматических кристаллов в пространственной связи с мусковитом, реже в массе жильного кварца или среди флюорита. На контакте с мусковит-кварцевыми жилами наблюдаются тонкие (несколько сантиметров) грейзеновые оторочки. Мусковит-кварцевые жилы нередко накладываются на тела эруптивных брекчий и рассекают их. Помимо отмеченных мусковит-кварцевых жил дуговидной зоны на месторождении известны небольшие пологопадающие мусковит-кварцевые жилы, их маломощные прожилки, а иногда и неправильные штокообразные тела, располагающиеся среди сплошного поля грейзенов массива.

В сложении грейзенов как узких околожильных оторочек, так и сплошных их полей принимают участие кварц и мусковит примерно в равных количественных соотношениях. Среди второстепенных минералов установлены флюорит, пирит и реликтовые полевые шпаты.

Процесс формирования месторождения протекал в следующей последовательности: 1) внедрение и застывание субщелочного гранитного расплава; 2) формирование высокотемпературных микроклин-кварцевых, а затем альбит-кварцевых жил с микроклинизацией и биотитизацией, а также альбитизацией вмещающих пород; 3) прорыв высокотемпературных газов и образование тел эруптивных брекчий, а также внедрение аплитов; 4) образование мусковит-кварцевых жил и грейзенизация вмещающих пород (рис. 162).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти месторождения достаточно широко распространены в пределах складчатых поясов, в том числе в зонах их ранней консолидации и активизированных областях. Среди них встречаются достаточно высокотемпературные месторождения, в которых редкие земли представлены не только карбонатами, но и фосфатами и отчасти силикатами. В таких месторождениях отмечаются тантало-ниобаты, циртолит, ильменорутил, а постмагматические изменения вмещающих пород выразились главным образом в их микроклинизации и биотитизации.

Имеются месторождения сложного состава, в которых широко проявлена как ранняя высокотемпературная, так и наложенная на нее средне- и низкотемпературная минерализация (телескопирование). На некоторых месторождениях в дорудный этап возникли лишь ранние высокотемпературные метасоматиты — микроклинизированные, альбитизированные и грейзенизированные породы, а собственно рудный этап развивался в условиях средних и низких температур с отложением барита, карбонатов и фторкарбонатов редких и других минералов.

Торий-ниобиево-редкоземельные месторождения

Месторождения рассматриваемого типа располагаются в зонах ранней консолидации складчатых поясов. В районе описываемого ниже месторождения (Невский, Козлова, 1965) развиты филлиты и филлитизированные глинистые и известковистые сланцы и известняки рифея, смятые в тесно пережатую синклинальную складку субширотного простирания. Сводовая ее часть прорвана и выполнена факолитообразным телом рифейских гнейсированных гранитов, которые рассекаются древними дайками интенсивно рассланцованных порфиритов и аплитов и совершенно не затронутыми региональным метаморфизмом дайками аплитов, порфиритов, лампрофиров и дайкообразными метасоматическими телами микроклинитов.

Древние толщи и прорывающие их интрузивные породы рассечены двумя сопряженными глубинными разломами субширотного и северо-западного простираний, а в клиновидном блоке между ними серией параллельных им более мелких разломов.

Рудные тела месторождения представлены сравнительно простыми крутопадающими жилами мощностью от первых сантиметров до 3 м и более и протяженностью по простиранию до 400—600 м. Залегают они среди гнейсированных гранитов, вблизи их контакта с рифейскими сланцами, в зоне северо-западного затухания и расщепления приконтактового разлома. Последний представлен зоной интенсивно рассланцованных гнейсированных гранитов, в пределах которой они преобразованы в тонкосланцеватые кварц-слюдистые сланцы. К таким зонам часто приурочены дайки древних рассланцованных порфиритов. Размещение рудных жил в зонах рассланцевания обычно кулисообразное.

По минеральному составу выделяются кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатно-кварцевые, кварц-карбонат-магнетитовые и биотитовые жилы и кварц-микроклиновые метасоматические образования (табл. 20). Основная масса жил сложена жильными минералами — кварцем, кальцитом, реже сидеритом, эгирином и глаукофаном. Из рудных минералов наиболее широко распространены монацит, карбонаты и фторкарбонаты редких земель и ильменорутил.

Таблица 20

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД ТОРИЙ-НИОБИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Минералы	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильные	Кварц, кальцит, сидерит, эгирин, глаукофан	Биотит, апатит, микроклин, флюорит, барит, мусковит, хлорит	Пренит, циркон, турмалин
Рудные	Магнетит, гематит, монацит, карбонаты и фторкарбонаты редких земель, ильменорутил, иттромонацит	Пирит, ферриторит, галенит, молибденит, рутил, торит, титаномагнетит, ортит	Вольфрамит, сфалерит, халькопирит, золото

Процесс формирования месторождения расчленяется на четыре обособленные стадии (рис. 163). С первой из них связано отложение одного раннего кварца. Вторая — магнетит-эгирин-карбонатно-кварцевая стадия характеризуется весьма разнообразными жильными и особенно рудными минералами, с которыми связаны основные ценные компоненты месторождения — редкие земли, ниобий и торий. Среди минералов третьей стадии особенно типичны сульфиды, но количество их незначительно. Четвертая стадия имеет ничтожное проявление.

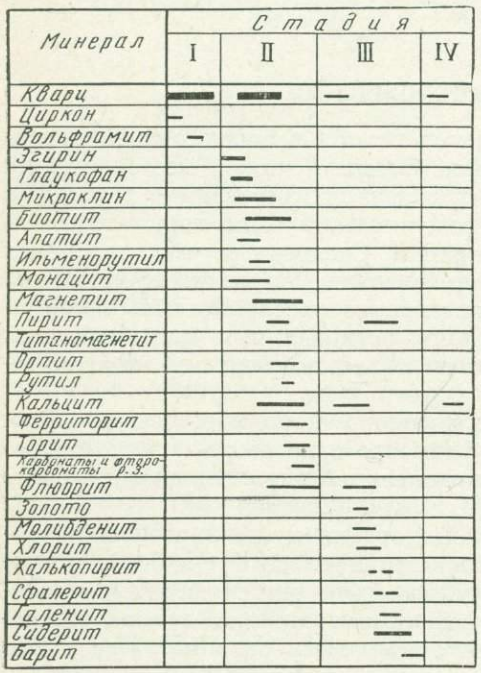


Рис. 163. Схема последовательности выделений минералов на торий-ниобиево-редкоземельном месторождении

Вмещающие рудные жилы кварц-слюдистые сланцы на контакте с ними в большинстве случаев не несут следов сколько-нибудь заметных постмагматических изменений. В то же время местами они проявлены весьма интенсивно в виде зон покраснения (гематитизации) и микроклинизации, а иногда и окварцевания, и биотитизации, связанных со второй стадией рудообразования. Биотитизация нередко накладывается на микроклинизацию.

Наибольшую ценность в рудах представляют редкие земли иттриевой группы, попутно могут извлекаться ниобий и частично торий. Содержание суммы редких земель изменяется от десятых долей процента до нескольких процентов. Количественные соотношения между редкими землями иттриевой и цериевой групп в должной мере не изучены. Имеющиеся отрывочные данные показывают колебания от 1,5 : 1 до 12 : 1 в пользу иттриевой группы, а также до 1 : 1,2 и даже 1 : 18 в пользу цериевой группы.

Вертикальный размах оруденения 600—800 м. Месторождение пространственно и парагенетически связано, по-видимому, со скрытым на глубине

массивом щелочных или субщелочных гранитоидов. По возрасту оно относится к каледонским постмагматическим образованиям (абсолютный возраст 452—488 млн. лет). Формирование его происходило на глубине около 2—2,5 км.

Торий-бериллий-редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения

На площади описываемого ниже месторождения (Невский, Козлова, 1965) развиты дорифейские гнейсы, согласно перекрытые толщей эпидот-актинолитовых сланцев. Эти породы прорваны дайкообразными телами позднее герцинских диоритов и трещинным интрузивом субщелочных лейкократовых гранитов, с которыми месторождение имеет не только пространственную, но и парагенетическую связь.

Субщелочные граниты сопровождаются секущими их мелкими неправильными телами и дайками ранних аплитов, порфировидных субщелочных гранитов, гранофиров, поздних аплитов, сиенит-аплитов и сиенитов. Наиболее молодыми интрузивными породами месторождения являются дайки диабазовых и диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Породы, принимающие участие в строении месторождения, смяты в ряд тесно пережатых складок, оси которых вытянуты в северо-западном направлении. Смятые в складки древние толщи рассечены серией продольных крутопадающих разломов северо-западного простирания, которые являются сопряженными разрывами глубинного разлома. Помимо этого на площади месторождения известны оперяющие его более мелкие крутопадающие широтные разломы и секущие их северо-северо-западные.

Торий-редкоземельно-свинцово-цинковое месторождение сосредоточено в пределах своеобразного трубчатого тела брекчированных пород, которое располагается в эпидот-актинолитовых сланцах над куполом трещинного тела субщелочных гранитов, в узле пересечения продольного разлома с широтным и северо-западным. Падение его вертикальное. Вверх по восстанию оно расщепляется на четыре мелкие трубки, из которых только две выходят на современную эрозионную поверхность месторождения.

Форма горизонтального сечения трубок эллипсоидальная, грушевидная, утолщенная серповидная. Трубки выполнены брекчией, сложенной обломками вмещающих пород, мелкими неправильными телами измененных аплитовидных и порфировидных гранитов и гранофиров, дайками диабазовых и диоритовых порфиритов и продуктами постмагматической минерализации. Обломки имеют угловатую форму и размеры от мельчайших до глыб в первые метры в поперечнике. Цемент брекчий чаще контактовый.

Обычно крупные обломки цементируются мелкообломочной брекчией, реже гранофирами, сиенит-аплитами и альбититами, а также продуктами разновозрастной постмагматической минерализации. Милонит и тектоническая глинка в брекчиях отсутствуют. Контакт брекчий с вмещающими эпидот-актинолитовыми сланцами отчетливый, резкий; поверхность контакта неровная, шероховатая, чаще дуговидной формы. Выполнение трубок, в том числе отсутствие в них милонитов и тектонической глинки, форма их горизонтального сечения, особенности контакта с вмещающими породами, размер и форма обломков в них — все это дает основание относить рассматриваемые брекчиевые тела к типичным трубкам взрыва.

В пределах трубок взрыва и в узкой зоне их экзоконтакта встречена серия относительно мелких (до 10—15 см мощностью и до 15—20 м по простиранию)

разновозрастных, вертикально падающих брекчиевых даек, приуроченных к типичным сложным трещинам отрыва. Выполнены они угловатыми обломками размером от первых миллиметров до 3—5 см, которые, по-видимому, возникли в процессе неоднократных газовых взрывов и были занесены струями газов в возникшие в это время крупные трещины отрыва.

Руды месторождения отличаются сложным минеральным составом. Детальное изучение возрастных взаимоотношений минералов и их ассоциаций позволяет расчленить процесс формирования месторождения на два этапа, разделенных между собой периодом внедрения порфировидных субщелочных гранитов и гранофиров и сопровождающих их жильных пород. В свою очередь в каждом этапе выделяются стадии рудоотложения. В частности, в первом из них намечается стадия пегматоидного кварца и кварц-мусковит-серицитовая, во втором — колумбит-циртолит-альбитовая, биотит-монацитовая, ферриторит-ортоклазовая, сульфидно-кварцевая и флюорит-кальцит-кварцевая (рис. 164).

При отложении минералов второй стадии I этапа вмещающие их субщелочные граниты подверглись грейзенизации и серицитизации. Минерализация I этапа практического значения не имеет. Образование минерализации первой стадии II этапа сопровождалось альбитизацией, окварцеванием и биотитизацией вмещающих пород. С этой стадией связана циркониевая и отчасти ниобиевая минерализация. Отложение минералов биотит-монацитовой и ферриторит-ортоклазовой стадий сопровождалось интенсивной биотитизацией, ортоклазизацией и отчасти хлоритизацией вмещающих пород. С первой из них связано образование основной массы редких земель цериевой группы, со второй — иттриевой группы, а также тория, олова и бериллия. В сульфидно-кварцевую стадию было сформировано свинцово-цинковое оруденение месторождения. Вмещающие породы в этот период подверглись интенсивному окварцеванию. Завершился постмагматический процесс на месторождении образованием послерудных друзовидных кварцевых жил с подчиненными флюоритом и кальцитом.

Формирование месторождения происходило на незначительной глубине от поверхности (500—1000 м) в широком диапазоне температур: для пегматоидного кварца I этапа 500—600° С, для первой стадии II этапа — 320—400°, для второй стадии — 310—320°, для третьей стадии — 270—280°, для четвертой стадии — 240—250° и для пятой стадии II этапа — 120—190° С. Среди руд месторождения выделяются ниобиево-циркониевые, полиметаллические, ториево-редкоземельные и бериллиевые. Наибольший практический интерес представляют редкие земли (отношение редких земель иттриевой группы к цериевой 0,4—0,5) и бериллий. Попутно могут извлекаться свинец и цинк, торий, молибден и олово.

Для циркониевых, полиметаллических и ториево-редкоземельных руд характерны весьма разнообразные формы рудных тел — штокообразная, линзовидная, жилообразная и в том числе полукольцевая и дуговидная, в виде неправильных гнезд и метасоматических залежей. Бериллиевые руды слагают неправильные жилообразные и линзовидные тела штокверкового типа.

Распределение оруденения и сопутствующей ему минерализации неравномерное, но в то же время с отчетливо выраженной горизонтальной и вертикальной зональностью в его размещении. Ниобиево-циркониевое оруденение максимально распространено в центральной части трубчатого тела (рис. 165), редкоземельное с торием — в полукольцевых и дуговидных зонах, в основном ближе к периферии трубки. Ближе к периферии размещаются и линзовидные

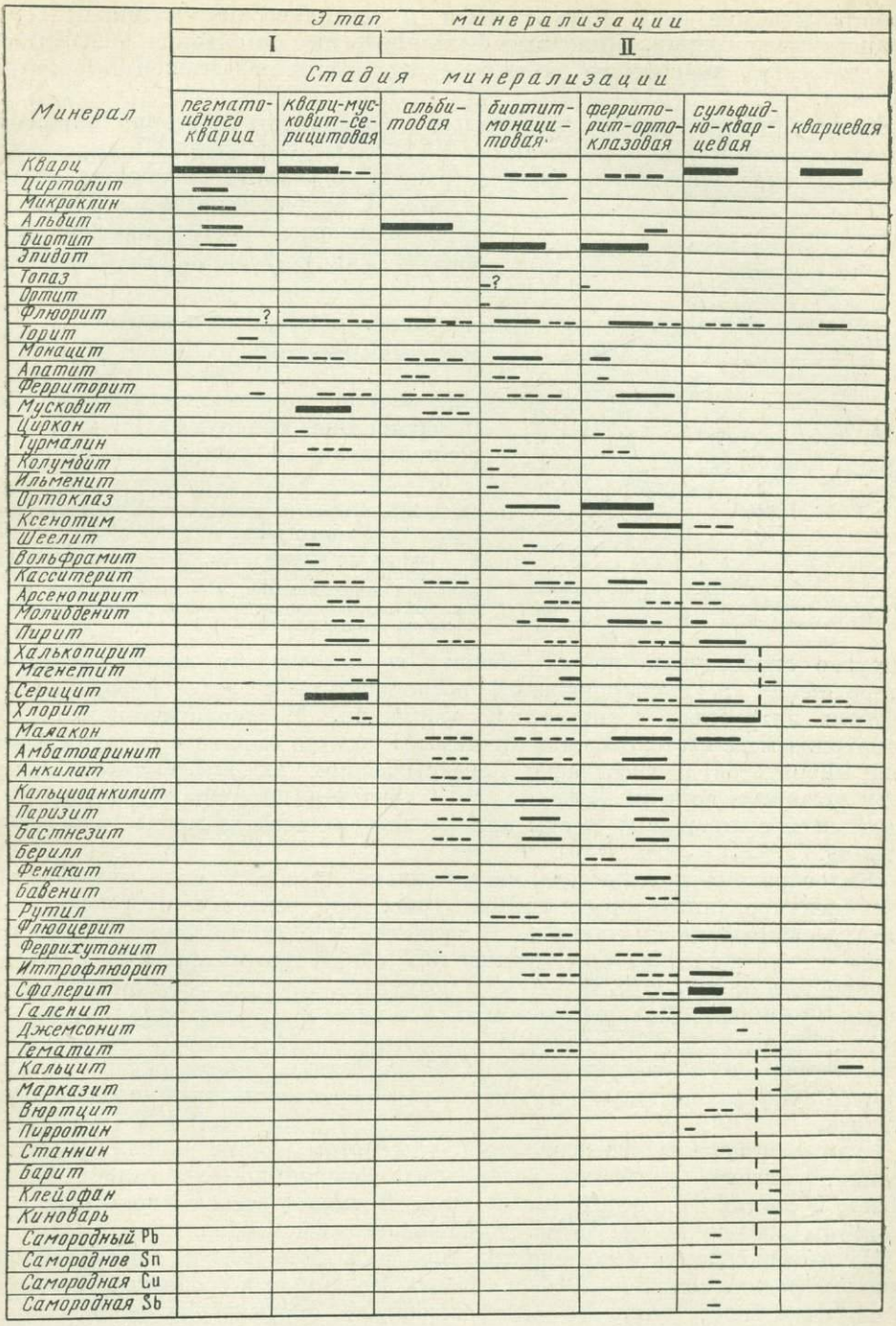


Рис. 164. Схема последовательности выделения минералов на торий-бериллий-редкоземельно-свинцово-цинковом месторождении

полиметаллические тела, приуроченные к тектоническим трещинам северо-западного простирания. Линейные бериллиеносные штокверки (согласные со сланцеватостью вмещающих пород) расположены в экзоконтакте трубчатого тела.

Необычайно контрастна вертикальная зональность с резким изменением типа минерализации на протяжении 100—150 м по вертикали. Полиметаллическое оруденение максимально распространено на верхних горизонтах месторождения. С глубиной резко возрастает роль ториево-редкоземельной и ниобиево-циркониевой минерализации.

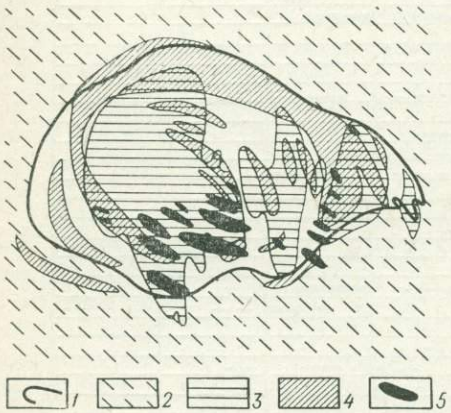


Рис. 165. Схема размещения оруденения в пределах трубчатого тела.

1 — контур трубчатого тела; *2* — вмещающие эпидот-актинолитовые сланцы; *3* — зона развития ниобий-циркониевой минерализации; *4* — зона развития редкоземельной минерализации; *5* — зона развития полиметаллической минерализации

Ториево-редкоземельные месторождения

Описываемое в качестве примера месторождение не обнаруживает пространственной связи со щелочными гранитами, но другие аналогичные по их общему геологическому положению и типу месторождения и рудопроявления располагаются в эндо- и экзоконтактах щелочных интрузивов гранитоидной формации. В геологическом строении рассматриваемого месторождения принимают участие смятые в складки древние толщи мигматитов и несогласно перекрывающих их амфиболитов, контакт между которыми сорван. Породы зоны контакта интенсивно рассланцованы и местами брекчированы; к ним приурочены метасоматические тела микроклинитов.

Жилообразные рудные тела месторождения располагаются главным образом в брекчированных микроклинитах (рис. 166), реже в прилегающих амфиболитах, сланцах и мигматитах. В процессе предварительной разведки выявлены четыре жилообразных рудных тела общей протяженностью более 1 км при мощности от 0,5—1 до 15—20 м (в раздувах). Процесс формирования месторождения расчленяют на четыре этапа: 1) калиевый с проявлением интенсивной микроклинизации; 2) натриевый с развитием альбитизации и эгиринизации; 3) фторкарбонатный, расчленяемый на четыре стадии (анкеритовую, баритовую, флюоритовую, кальцитовую); 4) литиевый с образованием тайниолита и циннвальдита.

Рудные минералы месторождения — ксенотим, торит, паризит, бастнезит, монацит, гематит, сульфиды нескольких генераций — отлагались главным образом в третий гидротермальный этап. В тесной ассоциации с ксенотимом и торитом обычно наблюдается темно-фиолетовый флюорит.

На месторождении выделено три типа руд. В первом из них преобладают иттриевые редкие земли (~90% от суммы). Во втором и особенно в третьем типах за счет более широкого распространения фторкарбонатов заметно возрастает роль редких земель цериевой группы. В рудах отмечается присутствие ванадия (до 0,4%).

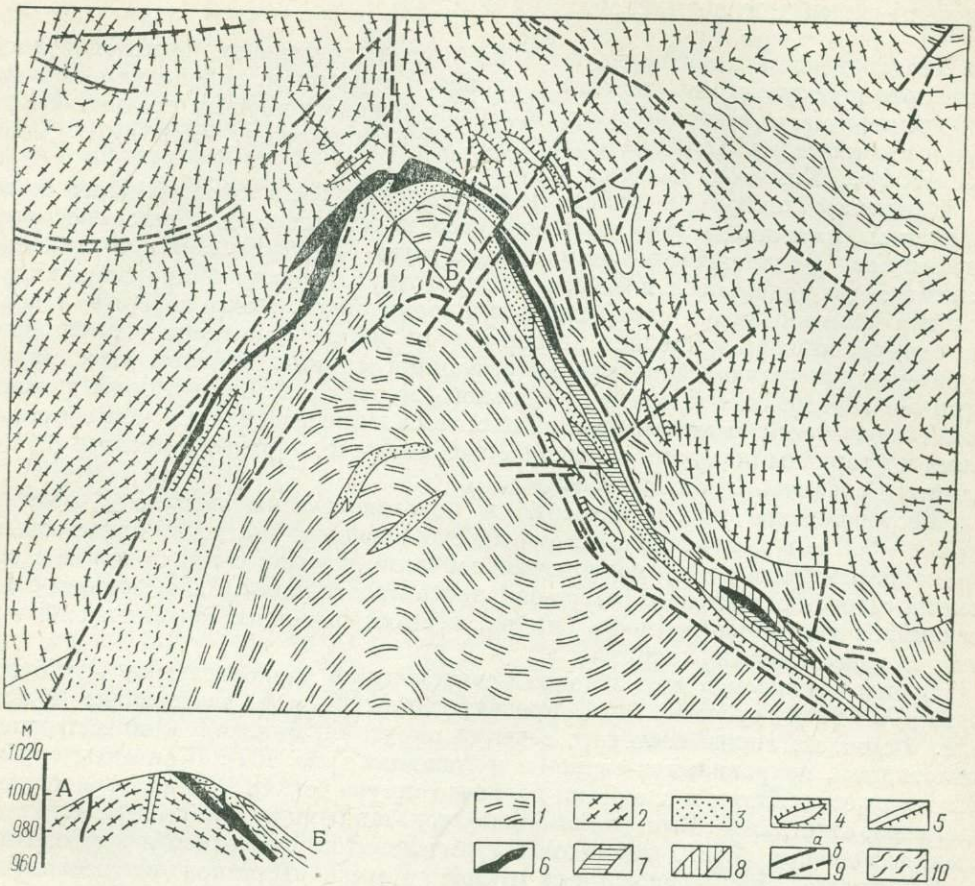


Рис. 166. Схема геологического строения Первого рудного тела (по материалам геологоразведочной партии).

1 — неясно сланцеватые, слабо мигматизированные амфиболиты; *2* — мигматиты; *3* — кварц-микроклиновые метасоматиты; *4* — порфириты; *5* — кварцевые жилы; *6—8* — руды: *6* — флюорит-баритовые и торит-ксенотимовые (1-й тип), *7* — смешанного (2-го) типа, *8* — кальцит-флюорит-ксенотимовые (3-й тип); *9* — разрывные нарушения установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *10* — зоны интенсивного рассланцевания и катаклаза с участками милонитов

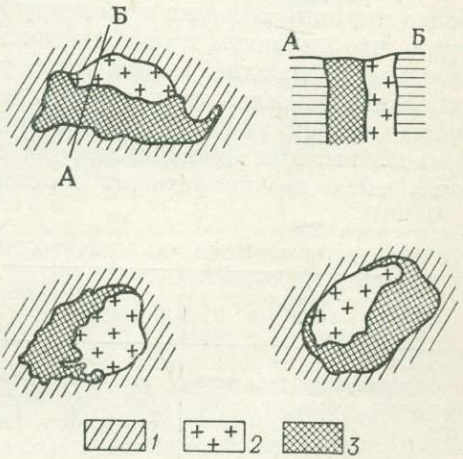


Рис. 167. Форма рудных тел месторождения.

1 — вмещающие породы; *2* — граносиениты; *3* — рудные тела

Железо-редкоземельные месторождения

Эти месторождения характеризуются необычным сочетанием редкоземельного, железного и фторового оруденения с барием и стронцием. Описываемое в качестве примера месторождение этого типа расположено в породах среднего структурного этажа в каледонской складчатой области (Онтоев, 1963; А. П. Хомяков, 1964 г.; Хомяков, Семенов, 1971).

В нижнем кембрии в районе месторождения была сформирована толща песчаников, сланцев и эффузивов среднего и основного состава с прослоями известняков. В салаирскую фазу складчатости она была смята в линейные складки меридионального и северо-западного простирания и прорвана интрузивными телами базитов, ультрабазитов и гранитоидов. После перерыва в верхнем силуре, нижнем и среднем девоне в этом районе происходило накопление терригенных и вулканогенных толщ (песчаники, сланцы, конгломераты, вулканогенные образования кислого и основного состава), которые в более поздние фазы складчатости были смяты в линейные складки северо-восточного простирания и прорваны породами основного (габброиды и диориты) и кислого (граносиениты, сиениты, граниты) состава.

Месторождение пространственно и парагенетически связано с мелкими (до 500—600 м в поперечнике) штоками субщелочных биотитовых граносиенитов, сосредоточенных в субмеридиональной зоне, в узлах сопряжения ее с разломами северо-восточного и северо-западного простираний. Залегают они среди песчаников и сланцев верхнего силура, местами имеющих тектонический контакт с известняками кембрия.

В эндо- и экзоконтакте штоков граносиенитов располагаются крутопадающие (70—90°) трубчатые тела брекчированных пород, вмещающие рудные тела. Форма их горизонтального сечения округлая, близкая к изометричной, линзовидная, неправильная серпо- и дуговидная (рис. 167). Контакты трубчатых тел с песчаниками и сланцами верхнего силура четкие, резкие, с граносиенитами менее отчетливые. Выполнены они полуокатанными и остроугольными обломками вмещающих пород, измененных граносиенитов, грейзенов и карбонатных метасоматитов, сцементированных рудой. Размер обломков от нескольких миллиметров до глыб (50 см в поперечнике).

Цементом является руда флюорит-барит-сидеритового состава. Нередко более крупные обломки цементируются мелкообломочным материалом. Характерно, что милониты и тектоническая глинка в цементе отсутствуют. Пространственное положение, морфология, условия залегания и выполнение тел дают основание относить их к типичным трубкам взрыва, сформированным в постмагматический этап становления штоков граносиенитов. Наличие в трубках разновозрастных брекчий говорит о сложной истории их развития, сопровождавшейся неоднократными газовыми взрывами.

Таблица 21

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД ЖЕЛЕЗО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Главные минералы (>10%)	Второстепенные минералы (1—10%)	Редко встречающиеся минералы (<1%)
Сидерит, барит, баритоцелестин, флюорит, гематит	Анкерит, кальцит, бастнезит, кварц, мусковит, серицит, альбит, целестин, стронцианит, пирит, магнетит	Монацит, паризит, апатит, торит, рутил, сфалерит, марказит, галенит, халькопирит, молибденит

В первичных рудах месторождения выделяются ранняя флюорит-барит-сидеритовая парагенетическая ассоциация с бастнезитом, слагающая до 80—90% объема рудных тел, и более поздние — бастнезит-пирит-гематитовая и целестин-стронцианитовая (табл. 21).

Вмещающие рудные тела породы на контакте с ними подверглись интенсивным метасоматическим изменениям. Наиболее ярко проявлены грейзенизация и карбонатизация граносиенитов, значительно слабее — серицитизация и окварцевание сланцев и песчаников. Отмечаются также сидеритизация, флюоритизация и баритизация вмещающих пород. Грейзенизация предшествовала карбонатизации, а оба процесса развивались в предрудный этап. Сидеритизация, флюоритизация и баритизация по времени тесно связаны с рудоотложением.

Основными полезными компонентами руд месторождения являются железо, редкие земли, барит, флюорит. Попутно могут извлекаться стронций и частично торий. Главный носитель редких земель — бастнезит (80—90%). Наряду с этим они концентрируются также в флюорите, частично в барите и баритоцелестине. Примечательно существенное изменение во времени минеральных форм нахождения редких земель. В позднемагматическую стадию редкие земли концентрировались в основном в форме силикатов (ортит) и фосфатов (монацит), при этом характерна тесная геохимическая связь редких земель с торием. В раннюю постмагматическую стадию (грейзенизация) и стадию карбонатизации граносиенитов редкие земли концентрировались главным образом в виде фосфатов (монацит, апатит) и реже фторкарбонатов (паризит), причем в монаците фиксируется очень незначительное количество тория.

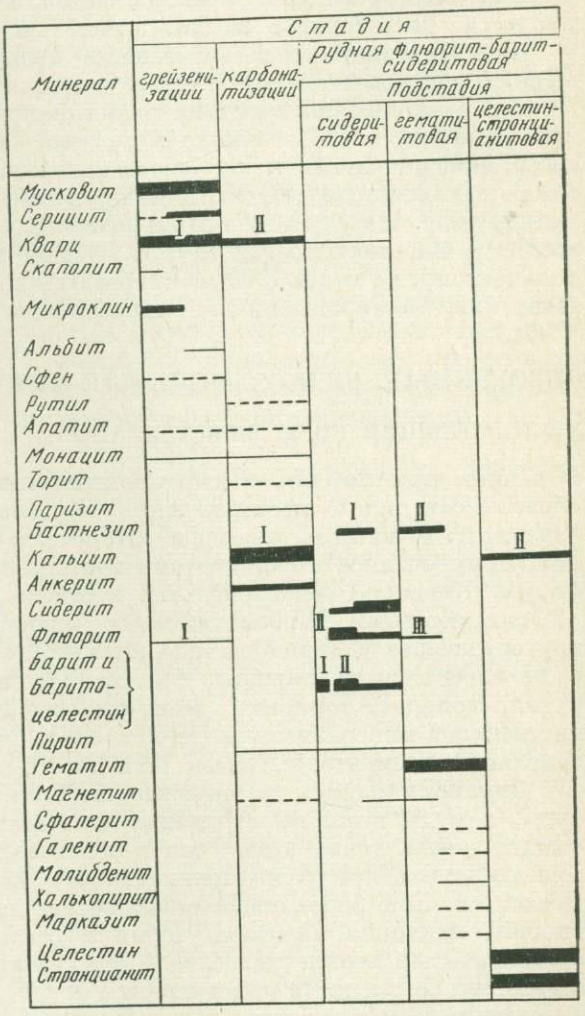


Рис. 168. Схема последовательности выделения минералов

В более позднюю, рудную стадию редкие земли концентрировались исключительно в форме фторкарбонатов (бастнезит, паризит) и частично входили изоморфно в флюорит и реже в другие минералы. Бастнезит I, встречающийся

среди минералов флюорит-барит-сидеритовой ассоциации, характеризуется существенно цериевым составом; бастнезит II, связанный с пирит-гематитовой ассоциацией, имеет несколько повышенное содержание иттриевых земель. Среди редких земель целестин-стронцианитовой ассоциации, связанных с карбонатитами и сульфидами, заметно преобладает иттриевая группа.

На основе изучения парагенетических ассоциаций, структур дробления и пересечения и особенностей околорудных изменений вмещающих пород формирование месторождений представляется в виде сложного многостадийного процесса, разделенного на два этапа (рис. 168).

В пространственном размещении продуктов минерализации на месторождении наблюдается отчетливая горизонтальная стадийная зональность. На контакте с граносиенитами размещаются грейзены и их грейзенизированные разности, которые ближе к рудным телам сменяются анкерит-кальцитовыми метасоматитами и карбонатизированными граносиенитами. Далее в том же направлении следуют частично оруденелые карбонатные породы и, наконец, рудные тела. На глубину тип оруденения, существенно не изменяясь, прослеживается на многие сотни метров. Общий вертикальный размах оруденения, по-видимому, не менее 1000 м. Возраст граносиенитов и месторождения верхнедевонский. Месторождения формировались на глубине не более 2 км.

ЭКЗОГЕННЫЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В данном типе потенциальный промышленный интерес представляют главным образом остаточные месторождения, образовавшиеся на редкоземельных карбонатитах. В качестве примера рассмотрим одно из разведанных месторождений, приуроченное к складчатому протерозойскому обрамлению древней платформы. Коренное редкоземельное месторождение представлено доломит-анкерит-сидеритовыми карбонатитами с флюоритом, слагающими неправильное крутопадающее удлиненное тело штокверкового типа. Основные рудные минералы карбонатитов паризит, бастнезит, монацит, циркон, магнетит, ильменорутил, лопарит, торианит, ксенотим, различные сульфиды. Блоки наиболее интенсивной минерализации, до 40 м в поперечнике, содержат свыше 1% редкоземельных элементов (Минеев, 1974).

Однако в данном месторождении большее значение имеют не коренные руды, а руды коры выветривания, разведанные более детально. Содержание редких земель в них выше, чем в первичных рудах, хотя значительная часть редких земель при разрушении гидротермальных редкоземельных минералов выносится. Еще более значительно возрастает в зоне окисления концентрация ниобия, циркония, фосфора, тория и особенно железа. Кора выветривания образовалась в верхнетриасовое — юрское время; мощность ее 10—70 м. В соответствии со стадиями выветривания от участков слабой дезинтеграции до бесструктурных рыхлых глин выделяется пять зон (Зверева, Писемский, 1969).

Руда представляет собой сложную смесь гидроокислов железа (27—30% и более), ферригаллуазита, монтмориллонита, каолинита, гидрослюд и других глинистых минералов; флюорита в руде обычно 6%. В небольших количествах присутствуют реликтовые минералы — кварц, магнетит, микроклин, апатит, доломит, циркон и многие другие. Редкие земли в коре выветривания в меньшей степени связаны с минералами, унаследованными от первичных руд, такими, как паризит, бастнезит, лопарит, монацит, перовскит, ксенотим. Глав-

ными среди них являются новообразованные гипергенные бастнезит и рабдофанит, присутствующие примерно в равных количествах; меньшее значение имеют лантанит, черчит, церианит и др. Кроме того, около 20% общего количества редких земель рассеяно (сорбировано) в породообразующих минералах и при переработке руд полностью теряется. В редкоземельных концентратах редкие земли цериевой группы составляют 85—90%.

РОССЫПИ

Наиболее изученными россыпными редкоземельными с торием месторождениями являются континентальные четвертичные (от нижнечетвертичных до современных) монацитовые россыпи, как правило, с непромышленным содержанием других попутных полезных минералов — ильменита, циркона, ксенотима, касситерита, золота и др.

Эти россыпи, изучавшиеся очень многими геологами (Гинзбург, Журавлева, 1959; Чирков и др., 1961), распространены в нескольких монацитовых провинциях страны. По общности признаков последние четко подразделяются на две группы: 1) приподнятые пенепленизированные равнинные и пологохолмистые области архейской складчатости (монацитоносные граниты, гнейсы, мигматиты, граносиениты и другие породы щитов) или протерозойских геосинклиналей, вблизи окраин щитов, с массивами монацитоносных гранитоидов в их ядрах; 2) горные хребты и их предгорья областей завершенной герцинской или мезозойский складчатости — с монацитоносными интрузивами обычно в ядрах антиклиналей.

Аллювиальные долинные и частично террасовые или русловые монацитовые россыпи наиболее характерны для провинций первой группы. Пролювиальные конусы выноса (впервые установлены Ю. Билибиным) нередко в виде шлейфов подножий имеют большое значение в провинциях второй группы. Аллювиальные преимущественно долинные россыпи принципиально мало чем отличаются от подобных монацитовых россыпей США (штаты Айдахо, Северная и Южная Каролина) или Бразилии.

По сравнению с россыпями золота, платины и касситерита монацитовые россыпи характеризуются более мелкими песками (обычно гравелистые хорошо сортированные пески), отсутствием или небольшим количеством валунов и несколько более равномерным распределением монацита и других сопутствующих тяжелых минералов. Приуроченности монацита к плотику, как правило, не наблюдается. Однако в разных частях разреза пластов россыпей часто встречаются обогащенные монацитом прослои или линзы. Иногда более высокие концентрации монацита приурочены к участкам расширения долин.

Средние содержания монацита в песках аллювиальных россыпей разных районов изменяются в широких пределах. Мелкие россыпи в горных районах нередко бывают более обогащены монацитом по сравнению с протяженными россыпями равнинных рек. В некоторых случаях наблюдается непосредственная зависимость между содержаниями монацита в россыпях и коренных породах областей сноса. Но, как правило, прямой корреляции между концентрациями монацита в широко распространенных монацитоносных гранитоидах и образовавшихся за счет их разрушения россыпей не устанавливается.

Среднее содержание монацита в гранитоидах по результатам многочисленных промывок протолочек проб изменяется в незначительных пределах. Количество извлекаемого монацита обычно десятки граммов на тонну породы, лишь иногда достигает первых сотен граммов. Килограммовые концентрации

редки и связаны уже с пегматитами, жильными пегматоидами или мигматитами. К сожалению, роль их в поставке монацита в промышленные россыпи ничтожно мала. Почти все изученные аллювиальные месторождения монацита локализованы в пределах пенепленизированных поверхностей монацитоносных массивов; максимальная зафиксированная дальность выноса монацита за пределы массивов не более 30 км.

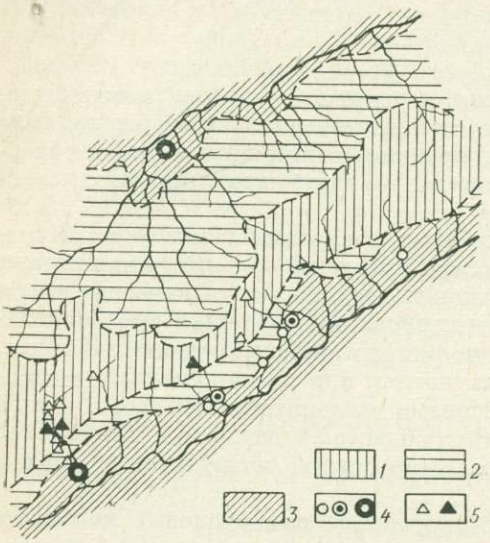
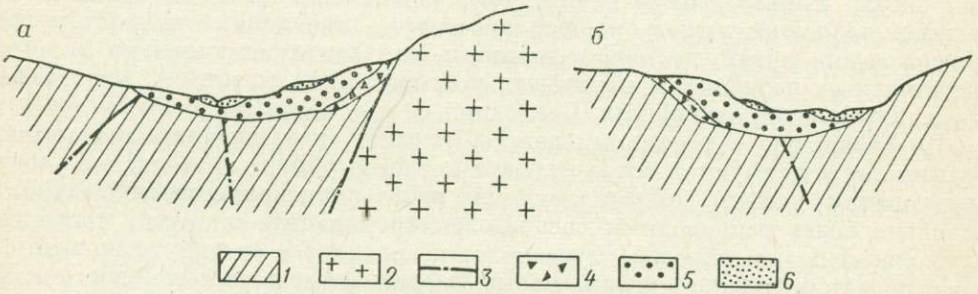


Рис. 169. Схема геоморфологических зон и типов россыпей.

Области сноса: *1* — I зона — главный пенепленизированный водораздел; *2* — II зона — второстепенные гребневидные водоразделы; *3* — III зона — области аккумуляции — предгорные депрессии. Россыпи монацита: *4* — пролювиальные конусы выноса; *5* — делювиальные ложковые. (Размеры значков отражают относительные масштабы россыпей)

Рис. 170. Схема строения эрозионно-тектонических впадин нижнечетвертичного рельефа.

а — продольный разрез, *б* — поперечный разрез. *1* — палеозойские породы; *2* — мезозойские монацитоносные гранитоиды; *3* — тектонические нарушения; *4* — делювиальный шлейф (древний и современный); *5* — пролювиальный конус выноса — монацитовая россыпь; *6* — современный аллювий — долинный и террасовый



Пролювиальные конусы выноса занимают второе по значению место после аллювиальных россыпей. Развиты они в двух провинциях второй группы в зонах предгорий и имеют ряд специфических особенностей. В отличие от аллювиальных эти месторождения характеризуются значительными мощностями (до многих десятков метров), относительно небольшой длиной и приближающейся к ней шириной.

Образование пролювиальных россыпей связано с формированием горст-антиклиналей с монацитоносными массивами в их сводах и грабенообразных опусканий эрозионно-тектонических впадин с древними долинами. Для лучше изученной группы месторождений в одном из районов обоснованно предполагается также полупустынный климат в период возникновения россыпей в нижнечетвертичное время. В современном рельефе они представлены размытыми пологими водоразделами и склонами долин близ подножий горных кряжей.

Почти все россыпи расположены за пределами мезозойских монацитоносных интрузивов, но не далее 3—5 км от них (рис. 169 и 170). Отдельные россыпи смыкаются между собой, образуя типичные шлейфы подножий.

Для продуктивных отложений пролювиальных россыпей в отличие от аллювиальных характерны малая степень окатанности (песчано-гравийная дресва гранитов) и слабая сортированность кластического материала. Монацит в песках распределен как в плане, так и в разрезе относительно равномерно. Среднее содержание его обычно ниже, чем в лучших аллювиальных месторождениях, но благодаря хорошим горнотехническим условиям отработки пролювиальные конусы выноса могут иметь промышленное значение.

Кроме рассмотренных континентальных монацитовых россыпей четвертичного возраста значительный интерес могут представлять погребенные комплексные монацитсодержащие россыпи третичного и мезозойского возраста, представляющие собой древние аналоги известных зарубежных современных прибрежно-морских или дельтовых монацит-рутил-циркон-ильменитовых россыпей или генетически близкие рутил-циркон-ильменитовым третичным россыпям Украины.

По химическому составу монациты из россыпей разных провинций страны существенно отличаются главным образом содержаниями тория, урана и ряда других элементов-примесей. Главные компоненты — редкие земли — присутствуют всегда в преобладающих количествах: сумма их окислов 54,5—66,0% (в среднем 57—61%). Существенной разницы в содержаниях суммы цериевых редкоземельных металлов в монацитах не наблюдается. Данных о содержаниях индивидуальных редкоземельных элементов и соотношениях между ними явно недостаточно для каких-либо выводов. Небольшое число анализов показало, что содержание иттрия изменяется от 0,5 до 3,5%, а элементов его группы — до первых процентов.

Ксенотим в качестве попутного компонента отмечен только в нескольких аллювиальных долинных и русловых монацитовых россыпях. Содержание его обычно в пределах десятков (до 100) граммов на кубический метр песков. Другие редкоземельные минералы и в том числе эвксенит, имеющий промышленное значение в россыпях штата Айдахо, в россыпях Советского Союза в существенных концентрациях пока не найдены.

Значительные неиспользуемые запасы тяжелых лантаноидов иттриевой группы заключены в цирконах россыпей — не менее 1% от запасов двуокиси циркония (Минеев, 1974).

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В этом типе интересны некоторые пластовые залежи ураноносных глин с фосфатными костными рыбьими остатками. Попутные компоненты в них — фосфор и редкие земли. Эти рудопроявления довольно широко распространены и выявлены в отложениях верхнекарбоновой, нижнепермской и третичной систем, в том числе и в нефтеносных районах.

Лучше изучены рудопроявления, залегающие в терригенных неоген-палеогеновых (миоцен-олигоценовых) платформенных отложениях, представленных осадками шельфовой зоны эпиконтинентальных морей. Рудовмещающие свиты образованы почти горизонтально залегающими зеленовато-серыми или синеватыми алевролитовыми глинами, местами с прослоями глинистых песчаников и мергелей. Среди них встречаются маломощные слои темных глин, обогащенные костными остатками рыб и сульфидами железа. Рудоносные

подсвиты характеризуются ритмичным строением, с признаками небольших перерывов в осадконакоплении и с привносом органического вещества (остатков древесины и др.).

Месторождения приурочены к пологим мульдам — депрессиям размытого дна шельфа. Рудные залежи обычно состоят из нескольких согласно залегающих маломощных (0,3—2,0 м), местами расслаивающихся пластов, занимающих определенное стратиграфическое положение. Общая мощность рудных тел часто 6—10 м. В плане они прослеживаются иногда на значительные расстояния, часто вытянуты в одном направлении. В вертикальном разрезе рудные тела представляют собой пласты почти сплошных руд или многократное переслаивание обогащенных костным рыбьим детритом и сульфидами железа прослоев, чередующихся с более глинистыми прослоями, содержащими мало костных остатков. Строение рудных пластов полосчатое или слоистое. Мощности их, постепенно уменьшающиеся к периферии по простиранию и падению, относительно хорошо выдержаны.

Рудами обычно являются темные, почти черные глины с большим количеством костного детрита (до 25—30%, иногда даже до 50—80%) и тонкодисперсного (0,01—0,05 мм) сажистого пирита — мельниковита (до 20—35%); присутствуют также крупные конкреции пирита — марказита. Раздробленные фосфатные фоссилизированные остатки различных видов ископаемых рыб — скелетных костей, зубов, плавников, чешуй и др. с примесью скелетных остатков птиц и рептилий — концентрируют в себе фосфор, уран и редкие земли. Преобладающий размер костных остатков 0,05—1 мм; крупные (10—15 см) кости встречаются редко. Вещественный состав руд довольно разнообразен. Кроме костей и названных выше минералов существенное значение имеют гидрослюды и другие глинистые минералы (до 45—50%), кальцит и доломит (в сумме 3—5, иногда до 15—18%), халцедон, кварц, полевые шпаты, целестин, барит, глауконит, бравоит, магнетит и др. Присутствуют, как правило, также обуглившаяся древесина и другие органические остатки (2—3%).

Редкие земли, так же как уран и фосфор, сосредоточены только в раздробленных костях, причем в мелких фракциях последних концентрации редких земель и урана существенно выше. Преобладают редкие земли цериевой группы; иттрий и элементы его группы имеют подчиненное значение. Фосфора в костях более 30%, содержание P_2O_5 в руде 5—12% (Данчев, Лапинская, 1965). Кроме того, в небольших количествах присутствуют молибден, никель, кобальт, скандий, медь, цинк, свинец и некоторые другие элементы. В ископаемых костях по сравнению с костями современных рыб содержание фтора больше на порядок. Между содержаниями редких земель, урана и фосфора существует весьма четкая прямая корреляционная зависимость.

Геологические условия захоронения рыбьих костей и условия концентрации в них рудных элементов освещены в разделе «Месторождения урана» (см. т. 2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апельцин Ф. Р. Поисковые критерии редкометальных альбититовых месторождений. — «Геология месторождений редких элементов», 1961, вып. 14, с. 105—115.

Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Минералы редких элементов в карбонатитах. — «Геология месторождений редких элементов», 1962, вып. 17, с. 86—117.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. М., «Наука», 1966. 858 с.

Гинзбург А. И., Журавлева Л. Н. Генетические типы месторождений редкоземельных элементов. — «Геология месторождений редких элементов», 1959, вып. 3, с. 59—103.

Геология, минералогия и генезис карбонатитов. — «Геология месторождений редких элементов», 1972, вып. 35. 183 с.

Данчев В. И., Лапинская Т. А. Месторождения радиоактивного сырья. М., «Недра», 1965. 254 с.

Зверева Е. А., Писемский Г. В. Кора выветривания на массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. — «Геология месторождений редких элементов», 1969, вып. 34, с. 72—202.

Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 772 с.

Костин Н. Е., Петрова Е. А. Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометальной минерализацией. — «Минеральное сырье», 1960, вып. 1, с. 78—85.

Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкометальные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. — «Геология месторождений редких элементов», 1965, вып. 25. 147 с.

Минеев Д. А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М., «Наука», 1974. 237 с.

Невский В. А., Козлова П. С. О двух генетических типах постмагматических ториево-редкометальных месторождениях. — «Атомная энергия», 1965, т. 19, вып. 3, № 9, с. 277—281.

Онтоев Д. О. Некоторые вопросы геологии фтор-редкоземельно-железорудных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1963, № 6, с. 18—33.

Пожарицкая Л. К. Минералого-петрографические особенности карбонатитов. — «Геология месторождений редких элементов», 1962, вып. 17, с. 70—86.

Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1972. 266 с.

Редкоземельные минералы одного молибденового месторождения европейской части СССР. — В кн.: Минералы СССР. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 123—133. (Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 15). Авт.: И. И. Куприянова, М. И. Волкова и др.

Фролов А. А. Структурное положение массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. — «Геотектоника», 1973, № 3, с. 59—63.

Фролов А. А., Эпштейн Е. М. Геологическое строение карбонатитовых массивов. — «Геология месторождений редких элементов», 1962, вып. 17, с. 38—69.

Хомяков А. П., Семенов Е. Н. Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. М., «Наука», 1971, с. 135.

Чирков И. В., Каплан Г. Е., Успенская Т. А. Торий. — В кн.: Требования промышленности к качеству минерального сырья. Изд. 2-е, вып. 72. М., Госгеолтехиздат, 1961. 83 с.

Эгель Л. Е. Редкоземельные металлы. — В кн.: Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 21. М., Госгеолтехиздат, 1963. 333 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕРМАНИЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Германий — химический элемент IV группы Периодической системы элементов Д. Менделеева, порядковый номер его 32, атомный вес 72,5. Имеет пять стабильных изотопов: Ge^{70} (22,55%), Ge^{72} (27,35%), Ge^{73} (7,78%), Ge^{74} (36,5%) и Ge^{76} (7,86%).

Германий обладает амфотерными свойствами и может вступать в химическую реакцию как двух- или четырехвалентный элемент. Валентность германия зависит от температуры: при повышенных температурах магматической деятельности германий выступает как четырехвалентный элемент и входит в состав силикатных минералов, так как его ионный радиус ($r = 0{,}44$ Å) близок к ионному радиусу кремния ($r = 0{,}39$ Å). При относительно низких температурах германий проявляет двухвалентность и входит в состав железных и цинковых руд с ионным радиусом ($r = 0{,}73$ Å), близким к ионным радиусам железа ($r = 0{,}72$ Å) и цинка ($r = 0{,}74$ Å).

Кларковые содержания германия для четырех главнейших групп магматогенных пород: ультраосновные 1,0 г/т ($1 \cdot 10^{-4}$%), основные — 1,5 г/т ($1{,}5 \times 10^{-4}$%), средние — 1,7 г/т ($1{,}7 \cdot 10^{-4}$%), кислые — 2,4 г/т ($2{,}4 \cdot 10^{-4}$%).

Германий не имеет собственных месторождений и добывается как попутный элемент при переработке цветных и железных руд, а также ископаемых углей. Основным источником получения германия в СССР являются ископаемые угли и железные руды.

ГЕРМАНИЙ В ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Германиеносность железорудных месторождений СССР была изучена группой советских ученых (Г. Момджи, В. Григорьевым, В. Чурбаковым и др.).

Кларковые содержания германия по различным генетическим группам железорудных месторождений следующие (в г/т): магматические 1,75; постмагматические 1,50; вулканогенно-осадочные 16,5; осадочные 1,5; выветривания 2,0.

Наиболее промышленно-ценными по германию являются вулканогенно-осадочные месторождения, которые подразделяются на две подгруппы:

1) месторождения железных руд атасуйского типа со средним содержанием германия 27 г/т;

2) месторождения железных кварцитов и образованных по ним мартит-гидрогематитовых руд со средним содержанием германия 6 г/т.

Месторождения железных руд атасуйского типа

Железорудные месторождения атасуйского типа расположены в Центральном Казахстане и приурочены к миогеосинклинальной зоне варисцийского орогенеза и его краевому вулканическому поясу. Они встречаются среди красноцветных вулканогенно-осадочных железисто-кремнисто-карбонатных пород верх-

него девона и нижнего карбона. Магнетит-гематитовые руды залегают совместно с яшмами, образование которых, как правило, тесно связано с подводным вулканизмом. В железо-марганцевых рудах на протяжении 700 км (от Улутау до Чингиза) содержание германия в 15—35 раз превышает кларковые. В марганцевых рудах, сопровождающих железные, содержание германия превышает кларковые в 3—9, а иногда в 18 раз.

Максимальные содержания германия (56 г/т) приурочены к фациям железных руд, образовавшихся в восстановительных условиях (магнетит-сидеритовая фация). По мере смены магнетитовых руд магнетит-гематитовыми и последних гематитовыми происходит снижение концентрации германия.

Главным носителем германия в железных рудах атасуйского типа является магнетит (50—60 г/т); в мартите окисленной руды содержание германия снижается до 20—25 г/т, а при полной мартитизации магнетита в зоне окисления концентрация его снижается в 3 раза и более.

Месторождения железных кварцитов и образованных по ним мартит-гидрогематитовых руд

Месторождения этого типа относятся главным образом к докембрийскому возрасту и характеризуются повышенными содержаниями германия, которые приурочены к магнетитовым железистым кварцитам. В Кривом Роге в магнетитовых кварцитах германия содержится 6,1 г/т, в гематитовых рудах 4,9 г/т. На Яковлевском месторождении КМА магнетитовые кварциты содержат 5,4 г/т германия, а железно-слюдковые руды — 3,9 г/т. Такой же германиеносностью обладают месторождения железистых кварцитов других районов СССР (Карелии, Кольского полуострова, Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока).

Установлено увеличение содержания германия от магнетит-железно-слюдковых кварцитов к мартитовым и мартит-магнетитовым кварцитам.

В Кременчугско-Криворожском бассейне повышенные концентрации германия связаны с очагами подводного вулканизма в пределах Демуринского поднятия, к северу и югу от которого располагаются месторождения с наиболее высоким содержанием германия в железистых кварцитах (рис. 171). По стратиграфическому разрезу повышенные концентрации наблюдаются в низах и верхах криворожской свиты. В этих интервалах фиксируется более значительное содержание продуктов кислого вулканизма.

Богатые железные руды Яковлевского месторождения КМА приурочены к зонам выветривания железистых кварцитов средней свиты Курской метаморфической серии протерозойского возраста. Эти руды подразделяются на следующие типы.

1. Остаточные (коренные) руды:

а) железнослюдковые, мартит-железнослюдковые и железнослюдково-мартитовые;

б) гидрогематит-мартитовые и мартит-гидрогематитовые;

в) гидрогематит-гидрогётитовые и гидрогётит-гидрогематитовые.

2. Осадочные (переотложенные) руды.

Максимальное обогащение германием устанавливается в остаточных рудах подтипа «б», а минимальные — в подтипе «а».

Основными носителями германия в богатых железных рудах являются мартит и магнетит, на долю которых приходится 60—100% заключенного

в руде элемента. Содержание германия (в г/т): в магнетите 14—78 (среднее 43); в мартите 8—60 (среднее 27); в лептохлоритах 3—10; в сидерите до 3.

В слабоокисленных железных кварцитах основными носителями германия являются также магнетит и мартит, причем концентрация германия в них ниже, чем в богатых железных рудах. Так, в магнетите германия содержится 5—33,0 г/т, а в мартите 3,3—28,0 г/т, в гидрогематите 8—16,0 г/т, а в лептохлоритах 7—17,0 г/т.

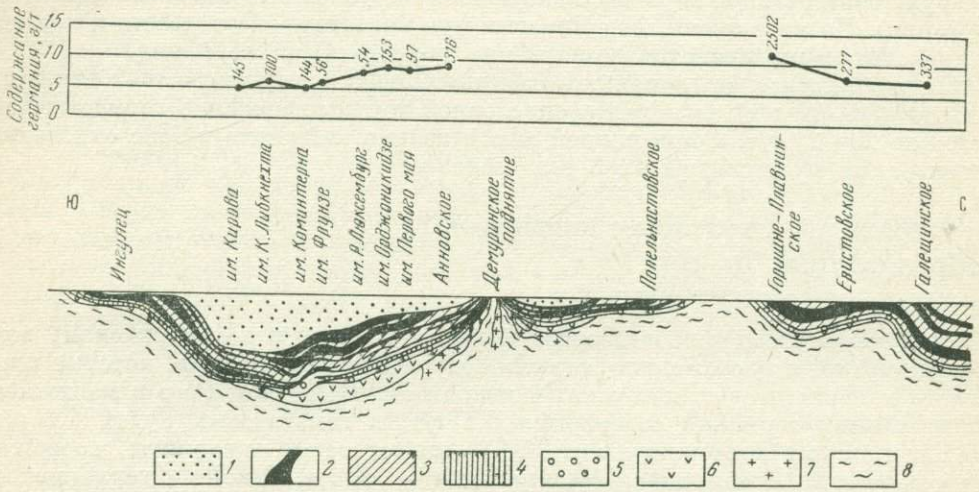


Рис. 171. Тектоническая схема Криворожско-Кременчугского бассейна (по Я. Белевцеву и С. Скуридину) с данными по содержанию германия в железистых кварцитах месторождений. По *В. Григорьеву*.

1 — породы верхней свиты криворожской серии; *2* — железистые горизонты средней свиты криворожской серии; *3* — сланцы; *4* — горизонт тальковых сланцев; *5* — нижняя (аркозово-филлитовая) свита криворожской серии; *6* — амфиболиты; *7* — посткриворожские граниты; *8* — гнейсы и древние граниты. Цифры на графике — число количественных спектральных анализов на германий

В процессе окисления железистых кварцитов германий мигрирует и концентрируется в мартите — продукте окисления магнетита, а также сорбируется гидроокислами железа и ферриалитами. Горизонты, залегающие в висячем боку железорудной свиты, подвергались в бо́льшей степени окислению, чем горизонты лежачего бока, а поэтому они имеют наиболее высокие концентрации германия.

ГЕРМАНИЙ В ИСКОПАЕМЫХ УГЛЯХ

Накопление малых элементов, в том числе и германия, в ископаемых углях происходило как путем привноса их из области сноса водными потоками, так и в составе продуктов вулкано-тектонической деятельности в районах торфяно-угольных залежей.

Намечается определенная связь между содержанием германия в углях различных геологических эпох и активным вулканизмом. Установлено, что интенсивность снижалась от древних эпох к современным, и, следовательно, уменьшалось количество богатых германием железорудных месторождений, являющихся наиболее перспективными по германию областями сноса. Это обстоятельство отразилось, вероятно, на германиеносности углей различных эпох углеобразования (табл. 22, рис. 172).

Превалирующим процессом накопления малых элементов в ископаемых углях является привнос их в древние торфяники водными потоками из областей сноса, сложенных породами, богатыми германием. Кроме состава пород области сноса на концентрацию германия в углях большое влияние оказывают генетический тип угольного бассейна и месторождения, а также фациальная и геохимическая обстановка торфообразования (табл. 23).

Таблица 22

СОДЕРЖАНИЕ ГЕРМАНИЯ В УГЛЯХ РАЗЛИЧНЫХ ЭПОХ УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ (в г/т)

Эпоха углеобразования	Зола		Уголь	
	Среднее	Максимальное	Среднее	Максимальное
Карбоновая	26,3	57,9	4,5	9,8
Пермская	22,1	33,4	1,9	4,1
Мезозойская	23,9	36,9	2,3	3,6
Палеоген-неогеновая	3,4	9,3	0,7	1,1

Наиболее промышленно перспективны на германий месторождения, связанные с молодыми подвижными платформами, а также субгеосинклинальными и субплатформенными зонами бассейнов геосинклинального типа. Представителем геосинклинального типа является Донецкий каменноугольный бассейн, который формировался на обширных приморских равнинах с областями питаний, сложенными кристаллическими породами, заключающими железорудные месторождения Кривого Рога и возможно КМА.

Таблица 23

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ ГЕРМАНИЯ В УГЛЯХ БАССЕЙНОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА

Генетический тип бассейна и месторождения	Содержание германия, г/т	Генетический тип бассейна и месторождения	Содержание германия, г/т
Геосинклинальный	1,9	Переходный	1,23
Субгеосинклинальный	2,5	Молодые подвижные платформы	4,8
Субплатформенный	3,9	Древние устойчивые платформы	1,8

Угли с повышенным содержанием германия приурочены к периферическим частям бассейна, т. е. к районам, близким к областям сноса. С удалением от периферии к центральным частям бассейна содержание германия в углях постепенно падает.

В пределах одного угленосного района, месторождения и даже угольного пласта германиеносное оруденение представляет собой чередование участков с повышенным и пониженным содержанием германия и других малых элементов, при этом германий входит в различные ассоциации с другими малыми элементами. Германий входит в ассоциации с галлием и иттрием, никелем и галлием, которые в основном располагаются в зоне тектонического разлома (рис. 173).

К угольным месторождениям молодых подвижных платформ относятся Забайкальская группа месторождений и месторождения о. Сахалин, Ангренское и Ретиховское месторождения. Этот тип месторождений в основном приурочен к межгорным прогибам и характеризуется мощными угленосными

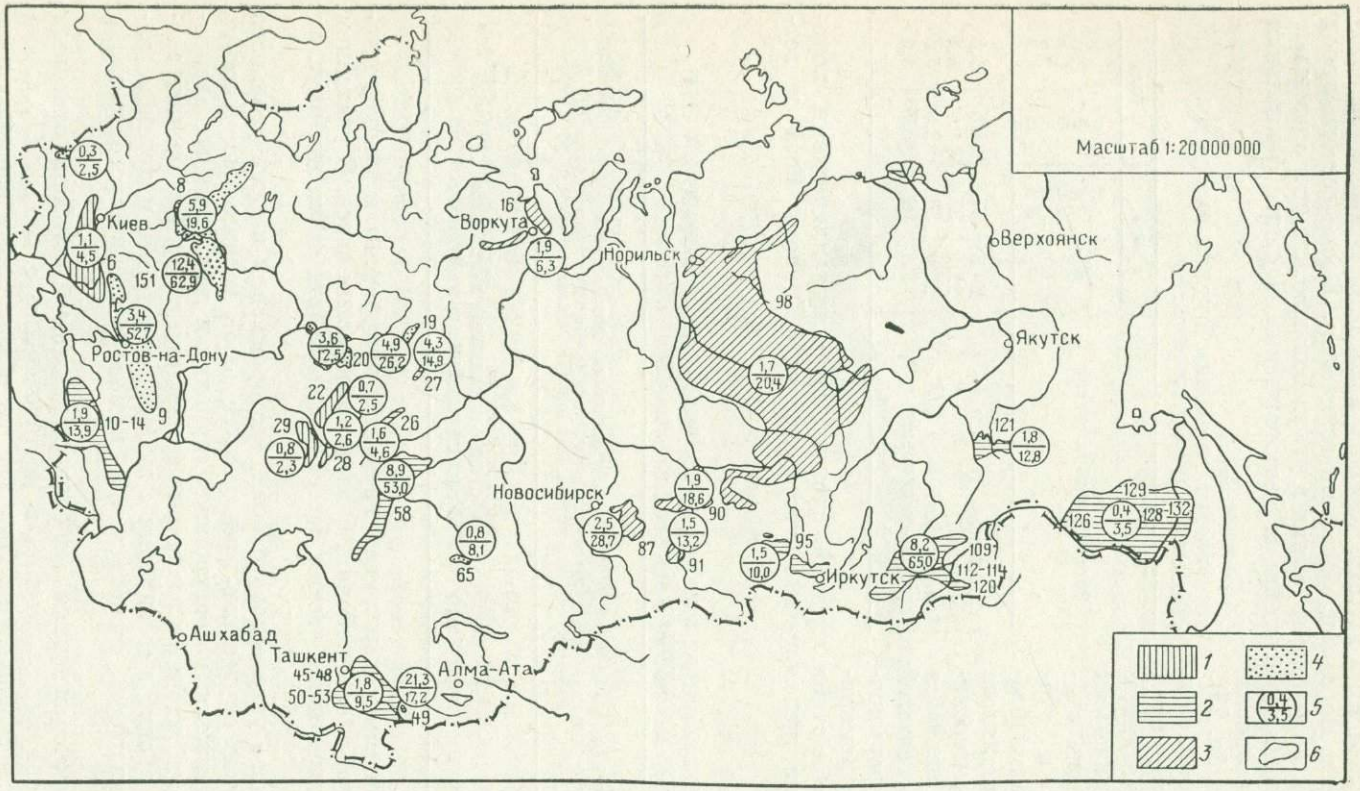
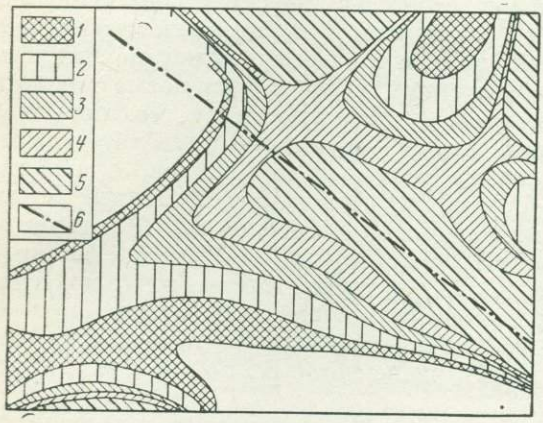


Рис. 172. Средние содержания германия в углях различного геологического возраста основных бассейнов и месторождений СССР.

1 — третичные породы; *2* — мезозойские породы; *3* — пермские породы; *4* — каменноугольные отложения; *5* — средние содержания германия (г/т) в угле (числитель) и золе (знаменатель); *6* — угольные бассейны, угленосные районы и площади: 1 — Львовско-Волынский угленосный район, 6 — Днепровский бассейн, 8 — Подмосковный бассейн, 9 — Донецкий бассейн, 10—14 — Северо-Кавказская группа месторождений (Ткварчельское, Ткибульское, Ахалцихское месторождения), 16 — Печорский бассейн, 19 — Кизеловский бассейн, 20 — Камский бассейн, 22 — Южно-Уральский бассейн, 26 — Челябинский бассейн, 27 — месторождения восточного склона Урала (Егоршинский каменноугольный район, Махневское месторождение, Полтаво-Брединский угленосный район), 28 — Орский бассейн, 29 — Урало-Каспийский бассейн, 45—48 — Сулюктинское, Шурабское, Кызыл-Кийское и Алдыярское месторождения, 49 — Восточно-Ферганский (Узгенский) бассейн, 50—53 — Кок-Янгакское, Нарынское, Ангренское и Ленгренское месторождения, 58 — Тургайский (Убаганский) бассейн, 65 — Карагандинский бассейн, 87 — Кузнецкий бассейн, 90 — Канско-Ачинский бассейн, 91 — Минусинский бассейн, 95 — Иркутский бассейн, 98 — Тунгусский бассейн, 109 — месторождения Бадинской депрессии, 112 — Черновское месторождение, 113 — Сосновоозерское месторождение, 114 — Харанорское месторождение, 120 — Букачачинское месторождение, 121 — Южно-Якутская угленосная площадь, 126 — Кивда-Райчихинский угленосный район, 128 — Тырминский угленосный район, 129 — Буреинский бассейн, 132 — Хабаровская угленосная площадь, месторождения п-ва Шмидта, 151 — Белгоро ский угленосный район

толщами, отражающими периоды быстрого погружения областей седиментации. Области сноса представляли собой резко расчлененные горные сооружения разной высоты, находившиеся в непосредственной близости от областей седиментации. Древние складчатые сооружения часто подвергались глубокому эрозионному срезу, вследствие чего месторождения этого типа получали разнообразный по составу обломочный материал, а вместе с ним разнообразный комплекс малых элементов, в том числе и германий. Здесь, как и в случае место-



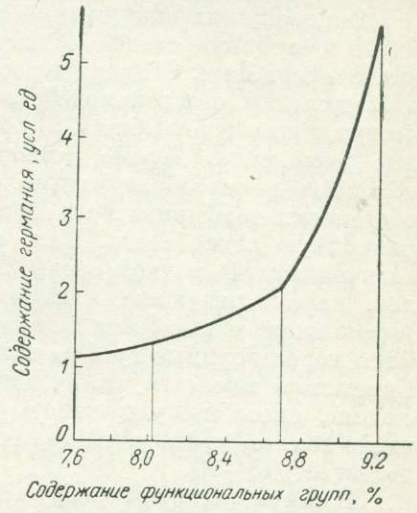


Рис. 173. Схема геологической зональности угленосной толщи Новомосковского месторождения.

Ведущие геохимические ассоциации: *1* — Zr — Zn—Be; *2* — Zn—Be—Co—V; *3* — V—Ni; *4* — Ni—Ga—Ge; *5* — Ga—Ge—Y; *6* — разрывные нарушения

Рис. 174. Концентрация германия в витренах Ангренского буроугольного месторождения в зависимости от содержания в них функциональных групп

рождений геосинклинального типа, на концентрацию германия оказывали большое влияние фациальная обстановка торфо-углеобразования и геохимическая среда. Если в Донбассе повышенные концентрации германия приурочены к континентальным фациям, представленным в основном песчаниками, то в Забайкальской группе месторождений — речными фациями, представленными песчаниками и гравелитами. Смена речных фаций на озерные приводит к понижению концентрации германия.

В процессе погружения торфяника поступление малых элементов в область седиментации не прекращалось, в зависимости от фациальной обстановки происходило дополнительное обогащение захороненных торфяников германием и другими малыми элементами. Месторождения угля, формировавшиеся в аллювиальных условиях, во много раз больше получили германия путем инфильтрации, чем угли, формировавшиеся в условиях озерных фаций, так как в последнем случае породы, покрывающие пласты угля, состояли в основном из алевролитов со слабой инфильтрационной способностью, да и сами воды содержали мало германия. В углях месторождений речного генезиса в среднем содержится 30 г/т германия, максимально 800 г/т и более. Месторождения угля, образованные в озерных условиях, содержат в среднем 2—3 г/т германия при максимуме 20—30 г/т. Эпигенетическое оруденение чаще всего затрагивает

верхнюю и нижнюю части угольного пласта. Мощность рудных горизонтов для угольных пластов средней мощности 7—16, реже 35—50 см, а для пластов большей мощности 1—2, а иногда (месторождение Ангрен) 10—12 м.

Главным носителем германия в углях является гелифицированное вещество, способность которого концентрировать германий зависит от количества функциональных групп — с их увеличением повышается концентрация германия (рис. 174).

Основой гелифицированного вещества являются гуминовые кислоты, которые в торфяную стадию осуществляли концентрацию малых элементов, в том числе и германия. Обладая агрессивной способностью, неуступающей минеральным кислотам, они взаимодействовали с растворами и терригенным материалом, поступающим в торфяники из областей сноса, и образовывали органоминеральные комплексы. Кроме комплексообразующих свойств гуминовые кислоты обладают и солеобразующими свойствами. В зависимости от геохимической обстановки торфяника соли гуминовых кислот — гуматы — приобретают миграционную способность. Так, в условиях верховых торфяников, с низкими значениями pH водной среды (2,8—4,0), образуются гуматы щелочных металлов, характеризующиеся высокой миграционной способностью. В низинных торфяниках, с высокими значениями pH водной среды (6 и выше), формируются нерастворимые гуматы кальция, магния и других химических элементов. Гуминовые кислоты, отличающиеся высокими комплексообразующими свойствами, способны удерживать большое количество малых элементов (в том числе золото, уран, медь, германий и др.), число которых, по данным авторов, достигает 18—20.

Важную роль при разрушении германийсодержащей залежи играют гуминовые, фульво- и другие оксикислоты, как продукты окисления гелифицированного вещества углей, под воздействием агрессивных кислородосодержащих подземных вод, в процессе гидрогенеза. Фульвокислоты и другие оксикарбоновые кислоты по сравнению с гуминовыми кислотами имеют более низкий молекулярный вес и обладают более высокой миграционной способностью и концентрацией малых элементов.

В результате окисления гелифицированного вещества угля происходит вынос продуктов окисления вместе с малыми элементами, в том числе и германия. Примерами таких разрушений являются угли Подмосковного и Днепровского бассейнов, имеющих сложную гидрогеологическую обстановку.

В процессе углефикации и метаморфизма углей гелифицированное вещество теряет свои реакционноспособные функциональные группы и, в первую очередь, солеобразующие, а соответственно с этим и малые элементы, мигрирующие за пределы угольного пласта. Авторами установлено, что подземные воды в районах распространения углей низкой степени метаморфизма Донецкого бассейна — Миллеровском районе (угли марки Д) — содержат в своем составе меньше германия (0,6—0,8 мг/л), чем подземные воды в районах распространения углей высокой степени метаморфизма — Гундоровском районе (угли марки Ж), где установлено содержание его 1,6—2,4 мг/л. Содержание германия в углях Миллеровского района составляет 20—26 мг/кг, а в углях Гундоровского района — всего 4—6 мг/кг.

Люминесцентно-хроматографическим методом авторами установлено, что германий в подземных водах связан с органическим веществом, представленным легкими смолами. Следовательно, региональный метаморфизм затрагивает не только функциональные группы, но и более крупные боковые цепи гелифицированного вещества.

За последние годы выявлены особые по содержанию германия и других малых элементов угольные месторождения, связанные с тектоно-магматической деятельностью. Угольные залежи выступают в них как геохимические барьеры на пути движения постмагматических растворов. В Донецком бассейне, например, содержание германия в антрацитах Шахтинско-Несветнявского района в отдельных пробах достигает 150 г/т и выше. Участки угольных пластов расположены вблизи тектонических разломов. На Забайкальских угольных месторождениях, находящихся в районах тектоно-магматической активизации, встречены участки с рудной минерализацией, представленной не только германием, но также цинком, свинцом, ртутью, сурьмой и др.

В случае совпадения вулканогенной деятельности с процессами торфообразования в формировании рудной залежи принимают участие также и твердые продукты, перекрывающие древние торфяные залежи пеплом. В Закарпатье, Забайкалье и на Балканах установлены участки месторождений ископаемых углей, схожие в стратиграфическом разрезе со «слоеным пирогом», где угольные пласты различной мощности чередуются с вулканогенными образованиями, представленными вулканическими туфами, туфолавами и др. Это обстоятельство указывает на многократную вулканическую деятельность, сингенетичную процессам торфообразования. Площадь повышенных концентраций обычно соответствует площади распространения вулканогенных пород. Промышленными концентрациями германия и других малых элементов на этих площадях угольных месторождений обладают не только сами угли, но и вмещающие вулканогенные породы. В районах угольных месторождений, где проявлена тектоно-магматическая деятельность, встречаются скарновые и гидротермальные рудопроявления свинца, меди, цинка, вольфрама и др.

Вследствие повышенных температур и давлений в районах тектоно-магматической деятельности формы нахождения германия и других малых элементов весьма разнообразны, начиная от металлоорганических соединений вплоть до их окислов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Григорьев В. М. Закономерности распределения германия в железорудных месторождениях. М., «Недра», 1971. 152 с.

Момджи Г. С., Григорьев В. М. Германий в железных рудах. — «Геология месторождений редких элементов», 1959, вып. 5, с. 92—103.

Момджи Г. С., Григорьев В. М., Чурбаков В. Ф. Условия накопления и закономерности распределения германия в железных рудах. — «Минеральное сырье», 1963, № 7, с. 28—33.

Сапрыкин Ф. Я. Германиеносность чехла Русской платформы. — В кн.: Рудоносность Русской платформы. М., «Наука», 1965, с. 180—187.

Сапрыкин Ф. Я., Богданов В. В. Генетическая классификация угольных месторождений, содержащих микроэлементы. — В кн.: Материалы к IX совещанию работников лаборатории геологических организаций, вып. 7, 1965, с. 84—89.

Сапрыкин Ф. Я., Богданов В. В. Закономерности редкометального оруденения углей и вмещающих пород и его генезис. Методическое руководство по изучению и оценке месторождений угля на редкие элементы. М., «Недра», 1967, с. 7—59.

Сапрыкин Ф. Я., Кулачкова А. Ф. Роль природных органических веществ в процессах миграции и концентрации микроэлементов. Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ. Л., 1975, с. 77—89.

Сапрыкин Ф. Я., Клер В. Р., Кулачкова А. Ф. Геохимические особенности концентрации редких элементов в различных фациальных типах отложений угленосных формаций. — В кн.: Угленосные формации, их генезис. М., «Наука», 1973, с. 126—138.

Чурбаков В. Ф., Гордон С. А., Менковский М. А. Синтез закиси-окиси железа, содержащей двухвалентный германий. — «Геохимия», 1964, № 5, с. 483—485.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

(рений, селен, теллур, кадмий, галлий, таллий, индий, скандий)

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Низкое содержание в большинстве природных образований, чрезвычайная редкость крупных скоплений собственных минералов и нахождение основной массы рения, селена, теллура, кадмия, индия, галлия, таллия и скандия в виде примеси в главных рудообразующих минералах месторождений других полезных ископаемых определило попутный характер их добычи при комплексной переработке руд. Основное количество этих элементов производится при переработке руд месторождений цветных металлов. Мировое ежегодное производство кадмия и селена выражается тысячами тонн, теллура, индия и галлия — сотнями — десятками тонн, рения, таллия и скандия — единицами тонн.

Для большинства рассеянных элементов средние годовые темпы прироста производства и потребления за последнее десятилетие составили 2—4%. Однако для всех этих элементов характерна возможность неожиданного значительного увеличения спроса, как это, например, произошло с кадмием в 50-х, а с рением в 70-х годах. Это вызывает необходимость располагать такими технологически освоенными сырьевыми ресурсами каждого элемента, которые бы многократно превышали запланированные потребности.

Масштабы известных мировых сырьевых источников рассеянных элементов различны. Для галлия, кадмия, селена, теллура и скандия учтенные мировые запасы измеряются сотнями — десятками тысяч тонн, для индия, таллия и рения — тысячами тонн. Условным показателем состояния сырьевой базы и степени промышленного использования сырья на тот или иной элемент может служить величина отношения общего количества элемента, поступающего из недр с различными рудами, к его количеству, извлекаемому при их переработке. Чем эта величина ниже, тем более ограниченными и в то же время освоенными промышленностью являются известные сырьевые ресурсы элемента: рений, кадмий и селен (1,5—2), теллур, индий (5—8), скандий, галлий, таллий ($\geqslant$10).

Геолого-геохимические черты рассматриваемых элементов имеют сходство и различие. В периодической таблице Д. Менделеева они расположены во II (Cd), III (Sc, Ga, In, Tl), VI (Se, Te) и VII (Re) группах и отличаются, особенно для разных групп, электронным строением и другими важными для геохимии свойствами. В эндогенных процессах селен, теллур, рений, кадмий, индий, таллий и галлий в большей или меньшей степени проявляют халькофильные геохимические свойства и только скандий полностью лишен их и характеризуется литофильно-сидерофильными тенденциями, которые в какой-то степени свойственны и остальным рассматриваемым элементам. Этим и определяется более или менее тесная ассоциация одних и разделение других элементов в рудных процессах.

Средние содержания этих элементов в земной коре сильно отличаются (табл. 24). Для галлия и скандия кларки имеют тот же порядок, что и для цвет-

Таблица 24

ГЕНЕРАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ (МИНЕРАЛЬНЫЕ КЛАРКИ) РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НЕКОТОРЫХ ГЛАВНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛАХ (в г/т)
По *В. Иванову* (1969)

Минерал	Re	Se	Te	In	Cd	Tl	Ga	Sc
Кларк по А. Виноградову	0,00*n*	0,0*n*	0,00*n*	0, *n*	0,1	1,7	26	10
Пирит	0,2	61	21	—	—	7	—	—
Сфалерит	—	10	—	49	2700	19	32	—
Халькопирит	0,1	86	37	12	89	1	—	—
Галенит	—	55	20	4	72	4,6	—	—
Молибденит	114	110	29	2	—	1	—	—
Касситерит	—	—	—	24	—	—	40	90

ных металлов (свинца, цинка, меди), а для теллура и рения они являются наиболее низкими среди стабильных элементов.

Величинами кларкового характера, с которыми будем сравнивать оценки средних содержаний рассматриваемых элементов по конкретным месторождениям, являются минеральные кларки, подсчитанные с учетом мирового материала по всем типам месторождений. Наиболее вероятный средний уровень содержаний (Средние содержания..., 1973) элементов в соответствующих рудах, выше которого начинается область их повышенных концентраций, может быть выражен коэффициентами накопления $K_{\text{ме}}$

$$K_{\text{ме}} = \frac{x_i}{\hat{\theta}},$$

где $\hat{\theta}$ — генеральная оценка среднего содержания элемента в минерале (см. табл. 24); x_i — оценка среднего содержания элемента для конкретного типа месторождений (табл. 25).

РЕНИЙ

Примесь рения известна во многих генетических разновидностях месторождений, но наиболее высокие его концентрации типичны для сульфидных (молибденовых, медных) и углеродистых (урановых и др.) руд (Иванов и др., 1969).

В магматических медно-никелевых месторождениях, связанных с дифференцированными интрузиями основных — ультраосновных пород, характерной особенностью рения является ассоциация с родием, иридием, осмием и рутением. Определения рения в главных рудных минералах Мончегорского, Норильского и Талнахского месторождений показали, что рением относительно обогащен гексагональный пирротин, содержащий 0,03—0,2 г/т рения (в среднем 0,1 г/т). Остальные минералы содержат еще более низкие количества рения. Так, например, в талнахском халькопирите и кубаните оно не превышает 0,05 г/т, в борните — 0,07 г/т, в смеси халькозина и хизлевудита — 0,1 г/т. В жильном пирротиновом типе руд одного из участков среднее содержание рения 0,19 г/т, а в халькопиритовом и богатом вкрапленном — 0,05 г/т. Интересно, что содержание молибдена в них же соответственно 2,3; 1,1 и 1,3 г/т. Таким образом, величина отношения Mo : Re в медно-никелевых рудах весьма низка (10—20), но довольно постоянна. Из других элементов значимые параметры положительной линейной корреляционной связи характерны для пар

Таблица 25

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (x_i в г/т)

По *В. Иванову*

Тип месторождения	Минерал	Re	Se	Te	In	Cd	Tl	Ga	Sc
Магматические, пегматитовые и грейзеновые месторождения									
Магматический медно-никелевый	Халькопирит	<0,1	60	11	5	—	—	—	—
То же, титаномагнетитовый	Титаномагнетит	—	—	—	—	—	—	—	20
Пегматитовый редкометальный	Касситерит	—	—	—	3	—	—	50	160
Грейзеновый редкометальный	Касситерит	—	—	—	15	—	—	75	390
	Вольфрамит	—	—	—	6	—	—	—	121
	Молибденит	51	—	—	—	—	—	—	—
Скарновые, гидротермальные, колчеданные и другие месторождения									
Скарновый галенит-сфалеритовый	Галенит	—	124	39	—	—	27	—	—
	Сфалерит	—	—	—	51	4720	—	26	—
Касситерит-сульфидный	Касситерит	—	—	—	18	—	—	—	10
	Сфалерит	—	—	—	1470	3450	—	7	—
	Халькопирит	—	—	—	300	—	—	—	—
Молибденит-вольфрамит-сульфидный	Молибденит	40	—	—	—	—	—	—	—
Молибденит-халькопиритовый порфировый	Молибденит	660	—	—	—	—	—	—	—
	Халькопирит	1,6	153	44	—	—	—	—	—
	Пирит	1,3	60	24	—	—	—	—	—
Галенит-сфалеритовый в измененных силикатных породах	Галенит	—	35	16	—	—	1,4	—	—
	Сфалерит	—	—	—	116	2900	—	10	—
Галенит-сфалеритовый в измененных карбонатных породах	Галенит	—	3	1,8	—	—	20	—	—
	Сфалерит	—	—	—	50	2000	—	34	—
Колчеданный галенит-сфалерит-халькопиритовый	Галенит	—	550	85	—	—	14	—	—
	Сфалерит	—	—	—	6	2040	8	18	—
	Халькопирит	—	150	15	14	20	5	—	—
	Пирит	—	90	12	—	—	5	—	—
Стратиформный галенит-сфалеритовый	Галенит	—	28	6	—	—	8,5	—	—
	Сфалерит	—	—	—	9	2500	45	90	—
	Пирит	—	—	—	—	—	23	—	—
Антимонит-киноварный	Киноварь	—	1312	—	—	—	2	—	—
	Антимонит	—	125	—	—	—	3	—	—
Киноварный	Киноварь	—	478	—	—	—	6	—	—
Антимонитовый	Антимонит	—	34	—	—	—	3	—	—
Медноколчеданный	Халькопирит	—	91	65	11	20	5	—	—
	Сфалерит	—	—	—	23	1600	8	—	—
	Пирит	0,1	70	29	—	—	5	—	—

Re—Co и Re—Se в сплошных пирротиновых рудах и для Re—Ni — во вкрапленных.

Содержание рения в скарновых месторождениях зависит от степени обогащенности их медью и молибденом. В бедных медью молибденит-шеелитовых скарнах среднее содержание рения в главном его минерале-носителе молибдените составляет всего 11 г/т, а в обогащенных медью рудах оно несколько выше (60 г/т). Меньшие содержания рения типичны для древних, сильно метаморфизованных месторождений (Хакассия), высокие — для более молодых (Средняя Азия). Особенно высокие содержания рения характерны для молибденитов, образовавшихся позже скарновых парагенезисов.

Для пегматитовых и грейзеновых месторождений рений не очень характерен. Главным минералом-носителем его является молибденит, содержащий обычно 50—70 г/т рения (Иванов и др., 1969). K_{Re} для всех этих типов месторождений ниже единицы. Самые низкие содержания рения в молибдените отмечены для молибденитов из гранитных пегматитов (29 г/т) и жильных грейзеновых месторождений (15 г/т).

Среди гидротермальных месторождений по масштабам и величине концентрации рения резко выделяются молибденит-халькопиритовые порфировые руды (см. табл. 25). С. Бадаловым, И. Магакьяном, А. Фарамазяном, В. Гороховой, З. Мамедовым, Н. Хрущовым, В. Покаловым, М. Стайковым и др. были изучены месторождения Закавказья, Средней Азии, Казахстана, Народной Республики Болгарии. Этот тип минерализации во всем мире является одним из самых богатых рением (K_{Re} в среднем 5—10), и в капиталистических странах стоит на первом месте по получению этого элемента. Рений содержится в молибдените и в гораздо меньшем количестве в пирите ($<0{,}05$—7, $\bar{x} = 1{,}3$) и халькопирите ($<0{,}05$—6, $\bar{x} = 1{,}6$).

Величина концентрации рения в молибдените обычно находится в прямой зависимости от отношения Mo : Cu в рудах. В порфировых молибденит-халькопиритовых рудах, обогащенных медью, среднее содержание рения 880 г/т ($K_{Re} = 8$), тогда как для остальных молибденит-халькопиритовых руд оно в два раза ниже — 445 г/т.

Содержание рения в остальных сульфидах подчиняется той же закономерности: обогащенные медью месторождения примерно в два раза богаче рением, чем обедненные. В первых средние содержания рения в халькопирите 2,0, в пирите 1,0 г/т, во вторых соответственно 1,0 и $<1{,}0$ г/т. Приведенные величины в месторождениях различных районов значительно варьируют. По данным С. Бадалова, С. Баситовой и др. (К геохимии рения..., 1966), на долю изоморфной примеси рения в сульфидах меди и железа может приходиться более 80% от заключенного в рудах рения. Отношение Mo : Re в молибдените обычно довольно постоянное (1000—1500), а в остальных сульфидах изменяется в весьма широких пределах (Кавказ от 1 до 7000, Средняя Азия 1—13).

Корреляционные связи молибдена и рения в рудах также не остаются постоянными. Коэффициент корреляции наиболее высок ($r_{Mo-Re} = +0{,}8 - +0{,}9$) для месторождений, не обогащенных медью, и самый низкий (+0,42) установлен в богатых медью меднопорфировых рудах. Устойчивая корреляционная связь отмечалась также А. Фарамазяном в закавказских рудах для пары Re—Se. В большинстве типичных молибденит-халькопиритовых месторождениях рением относительно обогащены крупнокристаллические молибдениты, образовавшиеся в кварц-молибденит-халькопиритовую стадию, когда концентрируются медь и молибден. В самых ранних, так же как и в поздних минеральных ассоциациях величина концентрации рения в молибденитах в два раза

ниже. Известен случай, когда высокие содержания рения были установлены в молибдените, сохранившем следы коллоидного отложения.

Большинство молибденит-халькопиритовых месторождений отвечает охарактеризованным закономерностям. Однако по данным И. Магакьяна, А. Фарамазяна и др., имеется несколько небольших медно-молибденовых рудопроявлений (Закавказье), величина концентрации рения в молибденитах которых достигает 1,8% ($K_{Re} = 160$), а отношение Mo : Re в рудах гораздо ниже (до 2), чем в обычных медно-молибденовых месторождениях, что может указывать на наличие собственных минералов рения. Геологическое положение их также специфично. Они приурочены к районам преимущественного развития свинцово-цинковой и сурьмяной минерализации.

Остальные типы гидротермальных молибденовых месторождений характеризуются гораздо более низкими концентрациями рения (Иванов и др., 1969). Содержание рения в молибдените молибденит-силикатного (серицитового) типа в среднем 86 г/т ($K_{Re} = 0{,}8$). Если судить по некоторым месторождениям Сибири, то древние объекты беднее рением, чем молодые. В отличие от молибденит-халькопиритовых месторождений в молибденовых более высокой рениеносностью характеризуются молибдениты ранних минеральных парагенезисов. Зато так же как и в молибденит-халькопиритовых рудах, в последних рением обогащены крупнокристаллические разновидности молибденита. Многие наиболее крупные месторождения этого типа, как, например, Кляймекс (США), характеризуются низкими содержаниями рения в молибдените (7—10 г/т, $K_{Re} = 0{,}09$).

Рениеносность медно-цинк-колчеданных месторождений, судя в основном по месторождениям Кавказа, резко уступает медно-молибденовым. Главными носителями рения в них являются сульфиды меди и железа. В медноколчеданных месторождениях в халькопирите содержится в среднем рения 0,6 г/т, в пирите — 0,3 г/т. Намечается зависимость величины концентрации рения от степени метаморфизма руд: чем руды древнее и чем сильнее метаморфизованы, тем меньше в них содержится рения. Величина отношения Mo к Re в медноколчеданных рудах составляет: в халькопирите от <1 до 100, в пирите обычно <1. Устойчивых корреляционных связей с молибденом, а также с медью и селеном рений не проявляет. Наибольшие колебания величин отношений рения с этими элементами наблюдаются в поздних сфалерит-халькопиритовых парагенезисах. Единичные определения рения в колчеданно-полиметаллических рудах (Рудный Алтай) свидетельствуют, что рений содержится в них в еще более низких количествах (в халькопирите 0,1 г/т, в галените и сфалерите $\sim$0,05 г/т).

Среди сульфидных месторождений наиболее значительны по содержанию рения стратиформные залежи меди в пестроцветных отложениях (Поплавко и др., 1970). Характерной особенностью этих руд, которые должны рассматриваться как комплексные медно-рениевые, является наличие самостоятельных рениевых минералов и специфических закономерностей распределения рения. Так, например, в джезказганских рудах основная часть рения представлена тонкодисперсным джезказганитом — Cu (Mo, Re) S_n. В этом месторождении наибольшие скопления джезказганита отмечались: 1) в зоне перехода густовкрапленных борнитовых и борнит-халькопиритовых руд в редковкрапленные (обогащенные кальцитом) халькопиритовые или галенитовые; 2) в интенсивно карбонатизированных безрудных песчаниках; 3) в участках вкрапленных руд вблизи прожилков, где проявлено окварцевание песчаников; 4) во вкрапленных рудах с пятнистой текстурой. Наоборот, аномально пониженные содержания рения наблюдались в борнит-халькозиновых рудах прожилковой и про-

жилково-вкрапленной текстур. Прожилки обычно лишены рения, который, однако, часто фиксируется в их экзоконтактах. О выносе рения в процессе эпигенеза и переотложения сульфидов также свидетельствует уменьшение содержания рения в сульфидных вкрапленниках по мере увеличения их размера.

Отсутствие рения в сульфидах прожилковых руд объясняется как неблагоприятными условиями рудоотложения в них (замедленной кристаллизацией в открытых полостях, не способствующей захвату механических примесей), так и повышенными значениями Eh рудообразующих растворов, о чем свидетельствует образование барита, целестина, повеллита; отмечается также снижение содержаний рения с глубиной.

Таким образом, главная особенность распределения рения в рассматриваемых месторождениях — повышение его содержания по мере увеличения количества в рудах сульфидов меди, а также свинца, цинка и железа. Величина концентрации рения зависит от особенностей минерального состава руд и степени их метаморфизма. Отношение Re к Cu по мере увеличения степени изменений руд значительно снижается: от $1 : 10^3$ в практически неметаморфизованных месторождениях (Предсудетское и др., ПНР) и $1 : 10^2$ в слабо метаморфизованных (Джезказганское) до $1 : 10^6$ в сильно метаморфизованных (Удокан) месторождениях. Если преобразование месторождений происходило в условиях высоких значений Eh, о чем свидетельствует широкое развитие кислородсодержащих минералов, то руды оказываются обедненными рением наиболее резко.

В рассматриваемых месторождениях, сложенных различными минеральными типами руд, как, например, в Джезказгане, наиболее высокие содержания рения характерны для борнитовых руд, затем идут сфалеритовые и галенитовые; самые низкие содержания отмечены в халькозиновых и пиритовых рудах. Такая же последовательность уменьшения концентрации рения отмечена в сульфидах, выделенных из вкрапленных руд (в г/т): борнит 45, халькопирит 29, сфалерит 30, галенит 20, марказит 17, халькозин 14, пирит 5.

В рудах Джезказгана связь рения с главными промышленными компонентами руд подтверждается высокими значениями коэффициентов корреляции (от +0,7 до +0,9) пар Re—Cu в борнитовых, борнит-халькозиновых и халькопиритовых рудах, а также пары Re—Pb в галенитовых рудах. В медных рудах Предсудетского месторождения коэффициент корреляции Re—Cu в песчаниках и сланцах изменяется от +0,85 до +0,95, а в мергелях резко снижается (+0,2). Корреляционная связь Re—Mo в этом же месторождении оценивается коэффициентами корреляции +0,6 и так же как и для предыдущей пары в мергелях становится незначимой. В других месторождениях рассматриваемого типа коэффициенты корреляции чаще всего незначительные (+0,5; +0,6); при этом самые низкие значения характерны для руд, обогащенных рением.

Для рения характерна геохимическая связь с ураном и органическим веществом (Иванов и др., 1969; Бадалов и др., 1971). Урано-молибденовые месторождения плато Колорадо (США) и некоторых других районов, ренийсодержащие диктионемовые сланцы, костный детрит — вот лишь некоторые примеры этой связи. В урановых рудах рений проявляет тесную прямую связь с молибденом (r_{Re-Mo} до +0,98). С селеном рений показывает обратную корреляционную зависимость, что выражается в наличии пространственной зональности в распределении этих элементов (Некоторые генетические типы..., 1970). Вероятность обогащения рением осадков, как впервые показал Ю. Баранов, в значительной мере усиливается в районах интенсивного проявления

вулканических процессов, а также, как установлено Е. Поплавко, там, где сульфидо- и битумообразование совмещено с нефтеносными провинциями.

Содержание рения в сырой нефти изменяется от <0,002 до 0,2 г/т, т. е. нередко превышает среднее содержание этого элемента в земной коре более чем в 100 раз (О концентрации рения..., 1974).

В легких парафинистых нефтях содержание рения достигает 0,05—0,12 г/т, а в тяжелых асфальтосмолистых обычно не превышают 0,01 г/т. Наблюдается некоторое обогащение рением легких парафинистых нефтей Мангышлака и Дагестана, в которых содержание рения возрастает по мере увеличения выхода углеводородов парафинового ряда. В то же время известны смолистые нефти Татарии, содержащие 0,2 г/т рения, а в парафинистых нефтях Ставрополья содержание рения нередко ниже чувствительности определения. По-видимому, в отличие от ванадия и никеля, связанных со смолисто-асфальтеновыми компонентами нефтей, рений концентрируется преимущественно в углеводородных фракциях.

В твердых битумах концентрация рения в ряде случаев превышает среднее содержание его в земной коре более чем в 1000 раз. Максимальное содержание рения установлено в легких парафинистых углеводородах цепочечного строения (озокериты, байкериты, гильсониты), а также в шунгитах, минимальное — в продуктах окислительного изменения нефтей (асфальтитах, керитах, оксикеритах). Намечается обратная зависимость между содержанием в битумах рения и кислорода. В битуминозных породах содержание рения растет по мере увеличения содержания органического вещества или его фракций, экстрагируемых органическими растворителями.

Аномально высокими содержаниями рения отличаются (независимо от состава) битумы из зон дробления, а также из районов проявления рудной минерализации (медной — Донбасс, Гульча, Фергана; флюоритовой — Тимано-Печорская провинция). Накопление рения в битумах из зон дробления может быть обусловлено процессами повторной миграции углеводородов снизу и сорбцией элементов-примесей нефти ранее излившимися битумами. Повышенные концентрации рения в битумах из районов с рудной минерализацией можно рассматривать, по-видимому, как проявление местных факторов накопления рения.

Наиболее устойчивыми содержаниями рения отличаются битуминозные горючие сланцы, которые в ряде случаев следует рассматривать как комплексное ренийсодержащее сырье. Сопоставление рениеносности сланцев различных месторождений (Кашпирово, Ижмовское, Байсунское, Маарду и др.) показало, что концентрация в них рения нередко превышает среднее содержание его в земной коре более чем в 100 раз (О концентрации рения..., 1974).

В эндогенных и экзогенных месторождениях для накопления рения наиболее благоприятны парагенезисы, образующиеся в условиях резкого повышения кислотности растворов, а также в условиях восстановительной обстановки.

СЕЛЕН И ТЕЛЛУР

Эти элементы характеризуются тесной связью с серой и наличием значительного числа самостоятельных минералов, большинство которых представляет лишь минералогический интерес. Минералы, имеющие промышленное значение ($AuTe_2$ — калаверит; (Au, Ag) Te_2 — креннерит, PbSe — клаусталит и др.), в золоторудных и некоторых специфических теллуридных и селенидных месторождениях (Генетические типы..., 1966) составляют ничтожную долю в сырьевой базе этих элементов. Основное количество селена и теллура поступает

с комплексными сульфидными рудами цветных металлов (меди, свинца и др.; см. табл. 24) в виде изоморфной примеси в главных рудных минералах или мельчайших минеральных микровключений, селективное выделение которых из руд практически невозможно. Распределение селена и теллура в комплексных рудах характеризуется общими и индивидуальными особенностями (Синдеева, 1959; Геохимия..., 1964).

Селен и теллур широко распространены в медно-никелевых сульфидных рудах (Юшко-Захарова, 1964; Генетические типы..., 1966). Минералами-носителями этих элементов являются главные рудообразующие минералы (пирротин и халькопирит), содержащие в среднем довольно близкие количества селена и теллура (в г/т): 50 Se и 9 Te в пирротине и 60 Se и 11 Te — в халькопирите. Более высокие средние содержания селена и теллура характерны для пентландита и кубанита. В различных месторождениях они несколько меняются. Самые низкие содержания отмечаются в Печенгских месторождениях (в пирротине 30 г/т Se и 3 г/т Te; в халькопирите 36 г/т Se и 8 г/т Te), формировавшихся в наиболее неспокойной тектонической обстановке и сильно метаморфизованных; максимальные количества — в талнахских рудах Сибирской платформы (в пирротине 70 г/т Se и 11 г/т Te, в халькопирите 90 г/т Se и 15 г/т Te).

В случае более высоких содержаний теллура в медно-никелевых рудах, в шлифах при микроскопическом изучении обнаруживаются теллуриды золота, серебра, свинца, никеля, платины и палладия (гессит, сильванит, калаверит, алтаит, майченерит, мончеит, котульскит, имгрэит, мелонит). В. Коваленкер и другие установили наличие в талнахских рудах селенидов — микровключений минералов галенит-клаусталлитовой серии. Эти минералы обнаружены в самой поздней гидротермальной халькопирит-борнит-миллеритовой ассоциации. Теллуриды также образовывались в поздние стадии процесса. В Мончегорске, Талнахе и других месторождениях они наложены на все минеральные ассоциации халькопиритовых руд и наиболее часто ассоциируют с миллеритом, годлевскитом, никелином, галенитом и другими гидротермальными минералами. Высокие содержания теллура (0,3—2,6%) характерны для золото-серебряных минеральных фаз. Роль минералов теллура и особенно селена весьма незначительна. Основная масса этих элементов довольно равномерно распределена в рудах в виде примеси со средним отношением Se : Te, близким к 5.

В большинстве типов руд медно-никелевых месторождений селен и теллур связаны положительной зависимостью (+0,39 — +0,78). Связь с наибольшим числом элементов селен и теллур проявляют в сплошном халькопиритовом, а также во вкрапленном типах руд. Сила связи селена понижается в ряду Ni—Co—Cu—Pb—Te. Теллур не имеет столь разнообразных связей; он не проявляет значимой связи ни с одним из главных компонентов руд и обнаруживает зависимость только с Au, Ag, Pt и Bi.

В титаномагнетитовых рудах Кусинского месторождения, связанного с базит-гипербазитовыми интрузиями Уральской складчатой зоны, содержания селена и теллура в халькопирите (50 г/т Se и 8 г/т Te) и пирротине (30 г/т Se и 3 г/т Te) не отличаются от средних, подсчитанных для этих минералов из относительно обедненных этими элементами медно-никелевых месторождений области тектонической активизации Балтийского щита.

В месторождениях, непосредственно генетически связанных с гранитоидными породами повышенной кислотности, значительных концентраций селена неизвестно, а теллур иногда встречается в виде тетрадимита, жозеита и других минералов в тесной ассоциации с висмутом в кварц-вольфрамитовых и молибденитовых жилах и грейзенах.

По масштабам и степени концентрации селена и теллура первенство принадлежит сульфидным медно-молибденовым порфировым и колчеданным рудам. По данным С. Бадалова, Н. Хачатуряна, С. Рузматова, Н. Нечелюстова, Н. Митряевой, В. Покалова и других, высокие концентрации селена и теллура, превышающие их минеральные кларки, характерны для медно-молибденовых порфировых руд (см. табл. 24 и 25). За рубежом на них приходится около 50% от общего производства селена и теллура.

Средние содержания селена и теллура в халькопирите этих месторождений в СССР (в г/т): для Средней Азии 101 Se и 18 Te, для Кавказа 205 Se и 70 Te (K_{Se} до 2; K_{Te} до 1,9). Кроме того, 60 г/т селена и 24 г/т теллура в среднем содержится в главном минерале этих месторождений — пирите. Концентраторами селена (140—150 г/т) и теллура (до 40 г/т и более) являются молибдениты, в которых нередко отмечается корреляционная зависимость селена и рения. Гипотеза о наличии положительной корреляционной зависимости Se—Te в халькопирите и пирите для месторождений Средней Азии не подтвердилась. Такое поведение селена и теллура согласуется с данными Р. Рузматова, А. Карамяна и Г. Пиджана о наличии в меднопорфировых рудах микровключений теллуридов серебра, золота, свинца и теллуровисмутитов.

Не менее высокие концентрации селена и теллура характерны для скарновых медных, медно-молибденовых и свинцово-цинковых месторождений. Для двух первых типов поведение селена и теллура ничем не отличается от порфировых руд. В свинцово-цинковых скарновых месторождениях значительное количество этих элементов заключено в пирите (в среднем 16 г/т Se и 2 г/т Te). Наряду с этим главным минералом-концентратором селена и теллура становится галенит. Оценки средних содержаний селена и теллура в галените с учетом всех месторождений этого типа составляют 124 г/т селена и 39 г/т теллура ($K_{Se,\,Te} \geqslant 2$). Однако в некоторых случаях содержание теллура и селена составляет десятые доли процента и более. Минералов теллура и селена при этом обычно не появляется, и между этими элементами устанавливается положительная корреляционная связь ($r_{Se-Te} = 0{,}48$ для месторождения Алтын-Топкан). Для большинства месторождений ранние генерации галенитов в несколько раз богаче селеном и теллуром по сравнению с поздними, однако в некоторых случаях (Алтын-Топкан) наблюдается обратная картина.

Наибольшее количество селена и теллура в СССР концентрируется в медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических рудах. Как показали Н. Синдеева, М. Воробьева, Н. Петровская, Г. Муталов, А. Гармаш, А. Литвинович, В. Лукс, Н. Зульфугарлы, Г. Пшеничный и др., эти элементы являются постоянной примесью пирита, халькопирита, галенита и в меньшей степени сфалерита этих месторождений.

Медноколчеданные месторождения выделяются очень высокой степенью концентрации селена и особенно теллура. Если сравнить генеральные оценки их средних содержаний в пирите и халькопирите, полученные для типа в целом (см. табл. 25), и минеральные кларки (см. табл. 24), то видно, что отношение этих величин больше единицы ($K_{Se} = 1{,}1—1{,}2$; $K_{Te} = 1{,}4—1{,}9$). Селен распределен в рудах равномернее теллура и содержание его в пиритах и халькопиритах из месторождений различных районов может быть выражено одними и теми же оценками, статистически однородными и соответственно равными 70 и 91 г/т. Оценки среднего содержания теллура в пирите и халькопирите различных провинций значительно отличаются: в месторождениях Урала в пирите содержится 24 г/т Te, в халькопирите 97 г/т, а для Кавказа соответственно 24 и 34 г/т Te. В других провинциях они отличаются еще более значи-

тельно. Например, в месторождениях Народной Республики Болгарии в халькопирите в среднем содержится 187 г/т теллура ($K_{Te} = 5$) и отношение Se и Te может изменяться в пользу теллура.

Поведение селена и теллура в процессе колчеданного рудообразования имеет специфические особенности (Генетические типы..., 1966). Самые высокие содержания селена в главном минерале колчеданных руд — пирите — характерны для сплошных серноколчеданных руд (Северный Кавказ $\bar{x} = 290$ г/т, Средний Урал $\bar{x} = 194$ г/т). В сплошных пиритовых рудах медноколчеданных месторождений оно ниже, и для тех же районов составляют в среднем соответственно 155 и 103 г/т. В халькопирит-сфалеритовых рудах основным минералом-концентратором селена является халькопирит. В более поздних его генерациях, ассоциирующих с блеклыми рудами, содержания селена иногда наиболее велики (среднее 121 г/т) и приближаются к таковым в блеклых рудах ($\bar{x} = 400$ г/т). Основная масса халькопирита медноколчеданных руд концентрирует несколько меньшие, но превышающие минеральный кларк количества селена ($x \approx 70$ г/т), причем в колчеданных месторождениях с проявлением медно-пирротиновых руд халькопирит характеризуется наиболее высокими содержаниями селена и теллура.

Содержание теллура в пирите из серноколчеданных руд в отличие от селена ниже, чем в халькопирит-сфалеритовых рудах. Наиболее продуктивны по содержанию теллура медные руды, отличающиеся весьма высоким ($\bar{x} = 170$—900 г/т Te), но неравномерным его распределением, что связано с наличием микровключений теллуридов (0,01—0,001 мм и менее). Установлены соединения теллура с Bi, Ag, Au, Hg и др.: алтаит, теллуровисмутит, калаверит, креннерит, сильванит, гессит, тетрадимит, петцит, колородоит, волынскит, раклиджит, которые распределены в рудах весьма неравномерно, но чаще ассоциируют с галенитом и блеклыми рудами. Иногда теллуровисмутит и алтаит приурочены к более ранним минеральным ассоциациям. Характерно также, что дисперсия содержаний теллура, а также селена особенно велика в борнит-теннантитовой (энаргитовой) минеральной ассоциации.

В колчеданно-полиметаллических рудах распределение селена и теллура несколько отличается (Генетические типы..., 1966). Степень концентрации их в пирите и халькопирите более низка и неравномерна. В рудах, обогащенных медью, она во много раз выше, чем в свинцово-цинковых и особенно в барит-свинцово-цинковых. Для свинцово-цинковых руд она в среднем составляет (в г/т): в пирите Se 90 и Te 12; в халькопирите Se 150 и Te 15; для барит-свинцово-цинковых руд — в пирите Se 10 и Te 8; в халькопирите: Se 8, Te 6.

В колчеданно-полиметаллических месторождениях одним из главных селен- и теллурсодержащих минералов является галенит. Величина концентрации селена и теллура в этом минерале весьма велика, и содержания их во много раз превышают минеральные кларки этих элементов в галените. Характер распределения селена и теллура в галените сходен с остальными рудными минералами. Максимальные содержания селена отмечаются в галените из медно-свинцово-цинковых руд (Золотушинское месторождение $\bar{x} = 739$ г/т Se, $K_{Se} = 13$), меньше оно в свинцово-цинковых (Лениногорское месторождение $\bar{x} = 358$ г/т) и самое низкое — в барит-свинцово-цинковых (Зыряновское месторождение $\bar{x} = 54$ г/т). Теллур в галенитах различных типов руд распределен более равномерно, и для галенитов колчеданно-полиметаллических месторождений оценка его среднего содержания статистически однородна ($\bar{x} = 85$ г/т). Исключение составляют галениты Тишинского ($\bar{x} = 990$ г/т)

и некоторых других месторождений, обогащенных медью и минералами теллура.

Величина отношения Se к Te в процессе образования колчеданно-полиметаллических месторождений закономерно снижается от медистых руд к свинцово-баритовым, составляя в первых 5—15, а во-вторых 0,3—3. Такое снижение отмечается во всех рудообразующих минералах, а также в рудах и объясняется различными тенденциями поведения селена и теллура в ходе рудного процесса — происходит обеднение руд селеном и обогащение их теллуром.

В рудах, обогащенных теллуром, присутствуют микровключения минералов этого элемента, список которых велик и очень близок к приведенному для медноколчеданных руд.

Как установил А. Гармаш, соединения теллура с висмутом и золотом более характерны для ранних халькопирит-сфалеритовых парагенезисов, а соединения с серебром и свинцом — для поздних свинцовых. В. Аксенов, В. Инин и другие в рудах Орловского месторождения обнаружили наличие селенида висмута типа парагуанахуатита — лайтакариита. Эта первая достоверная находка в СССР минерала селена в колчеданно-полиметаллических рудах. Статистическая проверка корреляционных связей селена и теллура для всех рудных минералов отдельных колчеданно-полиметаллических месторождений показала, что значимая положительная линейная зависимость этих элементов наблюдается в галенитах многих месторождений (Золотушинское, Лениногорское и др.), гораздо слабее она в пиритах и не подтвердилась для халькопиритов.

Остальные типы эндогенных месторождений цветных металлов содержат меньшие количества селена и теллура. Вместе с тем эти элементы постоянно присутствуют в галените различных типов свинцово-цинковых месторождений ($K < 1$), снижаясь к стратиформному типу. Кроме отмеченных типов месторождений концентраторами селена являются ртутные месторождения (см. табл. 25).

Все постмагматические сульфидные руды характеризуются общей закономерностью — наиболее высокие концентрации селена и теллура возникают в условиях понижающего потенциала серы и высокого парциального давления кислорода.

Концентраторами селена являются многие урановые месторождения и битуминозные, часто сульфидоносные образования различного генезиса (Эгель, 1962; Генетические типы..., 1966). Для многих провинций с такой минерализацией (плато Колорадо, США и др.) отмечается весьма высокая селеноносность пород и руд и наличие разнообразных минералов селена.

Известны различного генезиса селеноносные урановые месторождения, среди которых наиболее широко распространены уран-никель-кобальт-серебро-висмутовые эндогенные и уран-ванадиевые (молибденовые) экзогенные месторождения. Эндогенные селенсодержащие урановые месторождения пяти- или трехэлементной (без серебра и висмута) формации приурочены к областям докембрийской и палеозойской складчатости и связаны с крупными тектоническими нарушениями (Африка, Канада, Европа). Рудные тела представлены жилами и штокверками различной протяженности и мощности и залегают в интенсивно измененных осадочных породах различного состава.

Селеновая минерализация имеет гнездовое или блоковое распространение и приурочена к неглубоко залегающим участкам рудных тел. В одном из крупных месторождений этого типа, залегающем в докембрийской сланцево-доломитовой толще, руды сложены уранинитом в ассоциации с кварцем, апатитом, монацитом, турмалином, хлоритом, карбонатами, молибденитом, сульфидами

и сульфоарсенидами никеля, кобальта, сопровождаются магнезитовыми породами и содержат разнообразные селениды и селеносульфиды. Среди них наиболее часто встречаются клаусталит, умангит, тиррелит, штиллеит, селеномолибденит, селенозигенит и др. Содержание селена в рудах в некоторых участках на глубине 80—120 м достигало 19%.

Селениды и селенсодержащие сульфидные минералы выделяются позднее никель-кобальтовых и часто образуют псевдоморфозы (копьевидные дендриты) по каким-то более ранним с минералом. В этом и других месторождениях отмечалась ассоциация селенидов с золотом и серебряными минералами. В месторождениях с настуран-карбонатным парагенезисом среди селеновых минералов наиболее часто встречаются берцелианит, эскеборнит, крукесит, умангит, эвкайрит, тиррелит, буковит, клаусталлит, иногда клокманнит. Типично позднее образование этих минералов и гнездовый характер их выделения в рудах. Отмечалась приуроченность селеновой минерализации к флангам месторождений.

Среди экзогенных эпигенетических и сингенетических селенсодержащих уран-ванадиевых (молибденовых) месторождений известно еще большее количество минералого-геохимических типов по сравнению с эндогенными селеноурановыми месторождениями.

Эпигенетические месторождения могут быть связаны как с органическим веществом нефтяного или угольного ряда, так и не связаны с определенными концентраторами и образованы в зонах окислительно-восстановительных барьеров. В геологическом отношении для них весьма характерны приуроченность к молодым активизированным платформам и полифациальность. Часто они тяготеют к краевым частям платформ, и в плане имеют форму полос, окружающих своды поднятий. Кроме урана, селен практически во всех случаях ассоциирует в рудах с ванадием и молибденом, очень часто с серебром, кобальтом, никелем, мышьяком, хромом, медью, свинцом и цинком. Типична приуроченность оруденения к песчаникам с глинистыми прослоями и многочисленными растительными остатками.

Минералогия урановых, ванадиевых и селеновых парагенезисов весьма разнообразна. Среди селеновых минералов наиболее часто отмечаются самородный селен, ферроселит, клаусталлит, халькоменит, кобальтоменит, а также различные селенсодержащие сульфиды. Распределение селена в рудах весьма неравномерное и подчиняется собственным закономерностям. При образовании уран-ванадий-молибден-селеновых округлых залежей (роллов) селен на фронтальном направлении рудообразующего потока накапливается в основном в окисленных породах и выклинивается у зоны пластового окисления. На флангах он часто концентрируется в неокисленных участках на контакте с окисленными, перекрывая урановое оруденение и распространяясь шире него (Каширцева, Сидельникова, 1970). В водоупорных горизонтах различные металлы накладываются один на другой, а в проницаемых образуют зональность (от внутренних к внешним частям) $Se \rightarrow U \rightarrow Mo$ или $U \rightarrow Se \rightarrow V$. Обычно в средах с повышенной кислотностью селеновое оруденение сдвинуто относительно уранового в пределы зон лимонитизации, в более щелочной среде селен может осаждаться и в сероцветных породах с закисным железом.

Сингенетические селенсодержащие урановые месторождения часто характеризуются ассоциацией селена с редкими землями и более устойчивыми содержаниями селена. Селенсодержащими могут являться фосфориты, глины, углисто-глинистые сланцы. Содержание селена нередко составляет сотни граммов на тонну и часто селен приурочен к породам, обогащенным органическим

веществом и сульфидами железа. Формы нахождения селена весьма разнообразны. Наряду с его минералами (ферроселитом, кадмоселитом, клаусталлитом, штиллеитом) он содержится в пирите и, по-видимому, образует металлоорганические соединения.

КАДМИЙ, ГАЛЛИЙ, ТАЛЛИЙ И ИНДИЙ

Эти элементы геохимически значительно отличаются друг от друга, но часто встречаются в одних и тех же рудных минералах и типах месторождений (см. табл. 24, 25). Все они хотя и имеют собственные минералы, практически полностью рассеяны в минералах широко распространенных элементов. В эндогенных процессах они следуют только за своими элементами-хозяевами и добываются попутно при комплексной переработке руд различных металлов. Кадмий преимущественно связан с цинком; галлий, индий и таллий также близки к цинку, но, проявляя литофильно-сидерофильные тенденции, первый ассоциирует с алюминием и железом, второй — с оловом и железом, а третий — с калием, железом и марганцем (Галлий, 1960; Иванов, 1966; Генетические типы..., 1966).

Для галлия специфична приуроченность наиболее крупных концентраций к щелочным изверженным породам. Нефелин, гакманит и содалитсодержащие образования (К. Власов, В. Герасимовский и др.) характеризуются весьма высокими содержаниями галлия: уртиты 100—250 г/т, содалитовые и пойкилитовые нефелиновые сиениты и натролит-гакманитовые пегматиты — 250—300 г/т. Галлий накапливается и в процессе альбитизации пород за счет концентрации его в альбите (50—100 г/т), а также в бокситах, а таллий — в процессах калиевого метасоматоза и при накоплении редких щелочных металлов (Cs, Rb, Li). Концентрации таллия в циннвальдите, лепидолите, микроклине и поллуците 100—200 г/т и более. Таллий, кроме того, концентрируется (сотни граммов на тонну) в гидротермальной реальгар-аурипигментовой минеральной ассоциации с лорандитом и врбаитом, а также с псиломелановыми и другими марганцевыми образованиями различного происхождения.

Индивидуальность индия проявляется в появлении его максимальных концентраций при процессах образования «деревянистого» касситерита в липаритах (до 1,35%) и сфалерит-халькопирит-пирротиновой ассоциации касситерит-сульфидных месторождений. K_{In} для сфалерита и халькопирита последних составляет соответственно 30 и 25. Максимальные концентрации кадмия отмечены в теннантит-фрейбергит-сфалеритовом парагенезисе, в котором кадмия может содержаться несколько килограммов на тонну за счет наличия минералов ряда CdS—ZnS и обогащенного кадмием сфалерита (K_{Cd} = 3—5).

Поведение кадмия, таллия, галлия и индия в широко распространенных комплексных рудах цветных металлов также имеет свои особенности, в чем легко убедиться, сравнив оценки средних содержаний этих элементов в рудообразующих минералах главных типов месторождений свинца, цинка и меди (см. табл. 25). Основным минералом-хозяином кадмия, индия и галлия является сфалерит, который иногда содержит и таллий. На втором месте по количеству одновременно присутствующих элементов-примесей стоит халькопирит, концентрирующий индий и содержащий незначительные количества кадмия, таллия и галлия, затем идут галенит (таллий, кадмий) и пирит (таллий). Кроме того, значительная, а нередко и основная масса галлия и таллия приурочена к серициту, хлориту и другим нерудным минералам.

Степень концентрации каждого из этих элементов в одном и том же минерале различных типов месторождений обычно отличается. Сфалерит из ранних постмагматических свинцово-цинковых руд в скарнах значительно обогащен кадмием ($K_{Cd} = 1{,}5—3$), содержит индий ($K_{In} \approx 1$) и относительно обеднен галлием и таллием ($K_{Ga, Tl} \leqslant 1$). Сфалериты из жильных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в различных гидротермально измененных породах, не выделяются по величине концентрации какого-либо элемента — $K \leqslant 1$, (см. табл. 24, 25). В сфалерите из карбонатных пород содержание галлия выше, а индия и кадмия, наоборот, примерно в два раза ниже, чем из силикатных. Сфалерит из стратиформных свинцово-цинковых месторождений значительно обогащен таллием ($K_{Tl} \approx 3$), галлием ($K_{Ga} \approx 3$), германием ($K_{Ge} > 5$), содержит кадмий ($K_{Cd} \leqslant 1$) и обеднен индием ($K_{In} = 0{,}2$). В некоторых случаях колломорфные и землистые разности сульфидов цинка из этих руд кроме очень больших количеств таллия отличаются высокой степенью кадмиеносности.

По оценкам средних содержаний кадмия и индия в сфалерите к свинцово-цинковым рудам стратиформного типа довольно близки колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные месторождения, однако степень концентрации таллия и галлия в них значительно ниже ($K < 1$). Несмотря на довольно низкие содержания рассматриваемых элементов, в этих месторождениях заключена значительная доля их запасов, бóльшая часть которых для индия приходится на халькопирит (см. табл. 25). Халькопирит из остальных типов медных руд (медно-никелевых магматических, меднопорфировых, медистых песчаников) несет более низкие содержания индия, а также кадмия, таллия и галлия ($K < 1$).

В свинцово-цинковых месторождениях, приуроченных к скарнам, а также к сильно- и среднеизмененным силикатным вмещающим породам, галенит и пирит отличаются самыми низкими содержаниями таллия ($K_{Tl} = 0{,}2—0{,}3$). Галенит из свинцово-цинковых месторождений в измененных карбонатных породах, наоборот, значительно обогащен таллием ($K_{Tl} = 4$). В галенитах колчеданно-полиметаллических ($K_{Tl} = 3$) и стратиформных свинцово-цинковых ($K_{Tl} \approx 2$) руд степень концентрации таллия в галените остается значительной, а в пирите из стратифомных руд она еще более увеличивается ($K_{Tl} = 3{,}3$). Во многих случаях отмечается обогащенность таллием поздних генераций галенитов, особенно ассоциирующих с сульфоантимонитами. При этом сульфоантимониты свинца нередко сами характеризуются весьма высокой степенью таллиеносности.

Изучение статистических корреляционных зависимостей между индием, кадмием, таллием, галлием, а также ими и другими элементами, произведенное для отдельных минералов, показало, что в сфалеритах значимыми положительными корреляционными зависимостями часто являются: Cd—In (r от 0,47 до 0,57), In — Ag ($r = 0{,}68$) In — Fe (r до 0,99) и Ga—In ($r = 0{,}52$) в рудах из карбонатных пород и Ge—Tl ($r = 0{,}94$) — в стратиформных свинцово-цинковых месторождениях. Для галенитов из месторождений в карбонатных породах установлена положительная корреляционная связь Tl—Sb ($r = 0{,}5—0{,}7$), и обратная — Tl—Bi ($r = —0{,}5—0{,}6$).

Сравнивая поведение кадмия, таллия и галлия в сульфидном процессе можно сделать вывод, что концентрации их в сфалерите благоприятствует образование последнего из растворов повышенной щелочности, тогда как накопление индия чаще происходит при нейтрализации кислых растворов.

СКАНДИЙ

Скандий характеризуется исключительно разнообразными условиями формирования его эндогенных концентраций. Геохимическая близость к магнию, железу, а также к алюминию, редким землям и др. и его взаимодействие с фтором приводят к наличию скандия в поздних производных ультраосновного — основного, щелочного и кислого магматизма (Борисенко, 1961, 1968). По данным Л. Борисенко, собственные минеральные виды скандия являются большой редкостью, обычно он входит в состав породо- и рудообразующих минералов. В процессах ультраосновного — основного магматизма это диопсид (178—150 г/т) и роговая обманка (65—200 г/т Sc), связанные с рудами титаномагнетита (45—33 г/т) в пироксенитах. Скандий также концентрируется в энстатите ($\bar{x}$ = 26 г/т Sc) хромитовых руд в перидотитах. Повышенной скандиеносностью характеризуются некоторые скарново-магнетитовые месторождения. Магнетит содержит незначительные (0,3—9,1 г/т) концентрации скандия. Однако в бериллиеносных слюдисто-флюорит-магнетитовых метасоматитах в ряде минералов содержания скандия очень высокие (в ферримусковите до 4040 г/т, в мусковите, берилле, гельвине и др. — около 650 г/т).

Значительно обогащены скандием некоторые производные гранитоидного магматизма. Главными его минералами-концентраторами в пегматитах и грейзенах являются касситерит (K_{Sc} 2—4) и вольфрамит, содержащие сотни граммов на тонну скандия (см. табл. 25). Весьма высокие содержания скандия установлены в бериллах (до 1300 г/т) грейзенового типа руд и в цирконах (260—520 г/т) альбититового типа руд, а в гранитных пегматитах обнаружены Sc-танталo-ниобат (3,9—4,0% Sc), Sc-иксиолит (3,8% Sc), Sc-перьерит (2,6—3,2% Sc) и многие другие скандийсодержащие редкоземельные минералы. Частым спутником скандийсодержащих минералов в этих условиях являются топаз или флюорит, а в более широком плане отмечается пространственная ассоциация кислых и основных пород.

Необходимо учитывать, что концентрации скандия нередко типичны для ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, а также для бокситов и уран-редкоземельных парагенезисов из древних метаморфических пород. В первых им обогащены новообразования оливина (до 130 г/т Sc), а также пироксены (65—110 г/т), а в карбонатитах пирохлор (до 520 г/т) и бадделеит (до 450 г/т).

Содержания скандия в бокситах более низкие (5—50 г/т), однако он может накапливаться в некоторых продуктах переработки. Уровень содержаний скандия в бокситах существенно зависит от состава материнских пород. Самая низкая скандиеносность типична для бокситов, образовавшихся на щелочных породах, повышенная — на основных интрузивных, эффузивных породах, а также в сланцах и песчаниках с повышенными концентрациями скандия. В урансодержащих рудах значительные количества скандия могут накапливаться в браннерите, давидите и т. д. Вообще ассоциация скандия с ураном проявлена весьма широко. Так, например, многие типы урановых руд и вмещающие их, богатые органикой, пестроцветные породы плато Колорадо (штаты Колорадо, Юта, Аризона, Нью-Мексика, США) содержат до сотен граммов на тонну скандия (Борисенко, 1968).

Известные типы природных концентраций скандия наиболее разнообразны и в случае необходимости могут обеспечить весьма значительный рост его получения. Этого нельзя сказать про большинство рассмотренных выше остальных рассеянных элементов, количество которых сейчас полностью зависит от масштабов производства цветных металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бадалов С. Т., Голованов И. Т., Дунин-Барковская Э. А. Химические особенности рудообразующих и редких элементов эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, «ФАН», 1971. 210 с.

Борисенко Л. Ф. Скандий. М., Изд-во АН СССР, 1961. 130 с.

Борисенко Л. Ф. Перспективные типы скандийсодержащих руд. — В кн.: Редкие элементы (сырье и экономика). М., 1968, с. 97—104.

Галлий. М., Изд-во АН СССР, 1960. 146 с. Авт.: О. В. Вершковская, В. С. Краснова, В. С. Салтыкова, А. Г. Первухина.

Генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966. 806 с.

Геохимия редких элементов. М., «Наука», 1964. 685 с.

Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов Ga, Ge, Cd, In, Tl в гидротермальных месторождениях. М., «Недра», 1966. 388 с.

Иванов В. В. Генеральные оценки средних содержаний элементов-примесей в главных рудных минералах. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 1, с. 185—186.

Иванов В. В., Поплавко Е. М., Горохова В. Н. Геохимия рения. М., «Наука», 1969. 159 с.

Каширцева М. Ф., Сидельникова В. Д. Селен, уран, молибден в эндогенных рудных телах типа роллов. Междунар. геохим. конгресс. Тезисы докл., т. 2, 1970, с. 889—890.

К геохимии рения и молибдена в эндогенных сульфидных месторождениях Средней Азии. — «Геохимия», 1966, № 1, с. 99—105. Авт.: С. Т. Бадалов, С. М. Баситова, Л. И. Годунова, Ф. Ш. Шодиев.

Некоторые генетические типы рениеносных месторождений. — В кн.: Металлургия рения. М., «Наука», 1970, с. 17—20. Авт.: Г. Н. Щерба, С. К. Калинин, А. А. Ковалев и др.

Поплавко Е. М., Иванов В. В., Карасик Т. Г. — В кн.: Металлургия рения. М., «Наука», 1970, с. 14—16.

О концентрации рения в нефтях, нефтяных битумах и горючих сланцах. — «Геохимия», 1974, № 9, с. 1399—1402. Авт.: Е. М. Поплавко, В. В. Иванов, Т. Г. Карасик и др.

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд-во АН СССР, 1959. 257 с.

Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., «Недра», 1973. 206 с. Авт.: В. В. Иванов, В. В. Белевитин, Л. Ф. Борисенко и др.

Эгель Л. Е. Экзогенные месторождения селена. — «Геология месторождений редких элементов», 1962, вып. 11. 141 с.

Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. М., «Наука», 1964. 110 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

Агаракское 82, 122, 158, 167
Агатовское 92
Айгедзор 119, 167
Акатуевское 85
Актюзское 85
Акчатау 78, 118, 190, 192, 194
Алмалык 85
Алтайское 87, 88
Алтын-Топканская группа 79
Алыс-Хая 247, 255, 256
Ангренское 467
Анкаванское 81, 124, 158, 167
Антоновогорское 202—204
Аркия 235
Арсеньевское 247, 267
Атджайлау 235
Африканда 440

Баймурзинское 224
Белая Гора 70—72
Балейское 7, 13, 23—25
Барун-Шивея 216—218
Белогорское 224
Белореченское 224
Белуха 206
Береговское 14
Березовское 47—50
Березовское 280, 281
Биджанское 235
Благодатненское 235
Благодатское 85
Богуты 200, 201, 219
Бодайбо 66—70
Большой Гусевки 114
Большой Каньон 235
Бом-Горхон 204, 205
Бощекуль 81, 159
Бугдаинское 119, 122, 149—152
Букука 78, 206, 213—215
Булатское 85
Булуктайское 118, 206
Бургочан 255, 256
Бутыгычагское 232—234

Валунистое 87, 88, 92
Валькумей 246, 247
Верхнее 267, 280
Верхне-Мейнекеченское 87
Воздвиженское 85
Восток-2 185—188, 219
Восточный Коунрад 118, 121, 123
Встречное 276

Гайское 82
Гаурдах 434
Гехи 124
Гитче-Тырныауз 126
Глафиринское 82, 124
Гуджирская россыпь 206

Дальнее 81, 82
Дальнее 247
Дальнетаежное 247
Дарасунское 56, 57, 59, 60
Дастакертское 158, 167
Дедовогорское 78
Депутатское 85, 246—252
Джалиндинское 12, 280, 281
Джанетское 123
Джезказган 82, 86, 477
Джидинское 78, 118, 123, 206—208, 219
Джиндаринское 81, 158, 167
Дубровское 247, 267—275

Ждановское 82
Жирекенское 119, 122, 152, 153, 155, 156, 166

Забытое 228
Змеиногорское 7, 14
Зодское 13, 22, 23
Золотушинское 481, 482
Зыряновское 481

Ивановское 85
Илинтас 247, 254—256
Инаглинское 108, 109, 114
Ингичке 180—183, 185
Инкурская россыпь 206
Инкурское 206, 208
Иультин 196—199, 219, 226

Каджаран 81, 82, 119, 158, 167—170
Калгутинское 206
Каменское 85
Канджольское 87—91
Канимансур 85
Кансайская группа 79
Карабасское 159
Карадуб 281
Карамкенское 12, 16, 17, 92
Караобинское 78, 219, 226
Каратас I 118, 122, 124, 132, 133
Каратас IV 119, 122, 135, 171, 173, 174
Каратау 81, 84
Карнаб 246
Качканарское 114
Кестерское 226—228

Киргилях 227
Кительское 235—238
Киялых-Узеньское 82, 118, 124, 159
Ключевское 60—62
Коктенкольское 78, 118, 123, 137, 138, 141, 143, 144
Кальмакырское 82, 122, 159
Кольская группа 78
Коммунаровское 51, 52
Кондёрское 108, 110, 114
Коунрад 81, 82, 159
Кочбулакское 13, 20—22
Кочкарское 42—45, 47
Красавчик 281
Кривой Рог 465
Кузнечиха 7
Куранахское 7, 13, 26, 28, 29
Кутурук 227

Лашкерек 87
Лебединское 14
Левицкое 267
Лево-Ингодинское 78
Лениногорское 481, 482
Лермонтовское 187—189, 219
Лесное 280
Лысогорское 246

Майкаин 64, 65
Майхура 235
Мало-Холтосонская россыпь 206
Малый Мукулан 126
Мангазейское 88, 89
Марсовое 258, 259
Мелентьевское 7
Миргалимсай 85
Многовершинное 13, 18, 19
Мончегорское 95, 96, 98, 104
Мукуланское 126
Мурунтау 37—41

Наугарзан 85
Нижнее 280
Нижне-Тагильское 110, 111, 114
Норильская группа 78
Норильское 95, 96, 103, 114
Нура-Талды 78

Обещающее 280
Озерное 289, 290
Октябрьское 95, 96, 98, 103
Олонойское 280, 281
Олохтох 227
Ольховское 53—55
Омчикандинское россыпное 219, 220
Орекитканское 118, 144, 145, 147
Орловское 482
Осин овское 290

Парагачайское 158, 167
Первомайское 206
Первомайское 235
Перевальное 263—265
Печенгское 98
Питкяранта 235, 237
Подорожненское 434
Пыркакайское 284—287

Раздольское 434
Ретиховское 467

Савинское 5 85
Сарыбулак 235
Сары-Чеку 159
Саякское 124, 159
Саякская группа 79, 82
Светлое 226
Северный Коунрад 118
Семилетка 82
Сибай 82
Силинское 85, 268
Синанча 85
Смирновское 85, 247, 276—279
Советское 33—36
Солнечное 247, 259—261, 263
Сорское 119, 159—161, 163, 165, 166
Спокойнинское 194—196
Суходол 235

Такоб 85
Талнахское 82, 95, 96, 98
Талыминское 228
Тарбальджей 78
Тарорское 79
Тарыэкан 85, 87
Тасеевское 23—25
Тастыгское 224
Тенкели 287
Тернистое 246, 247
Тетюхинская группа 79
Тишинское 481
Турьинская группа 79, 82
Тырныауз 117, 118, 125—129, 132
Тютю 126

Угольный Ручей 114
Удокан 82, 86, 477
Улахан-Эгелях 227, 247
Уленьское 124
Умальтинское 119, 121, 123
Урикское 224
Уруп 119
Усть-Теремки 88, 89
Учалы 82
Учкошкон 235, 242—245

Фестивальное 247, 261—263

Хаканджинское 11, 12, 87, 88, 92
Хапчеранга 85, 247
Харанорское 177
Хивинское 440

Хинганское 280—284
Холтосонское 206, 209—211

Хотон-Хая 227
Хрустальное 247, 267

Центральное 281

Чадак 12
Чангырташское 434
Чибагалах 235
Чорух-Дайрон 177, 179, 180

Шахтаминское 156—158
Шерловая Гора 85, 247
Шерловогорские россыпи 219
Школьное 89
Шорсу 434

Ыттыр-Халан 227

Эге-Хая 227, 247
Этыкинское 78, 228, 229, 230—232

Юбилейное 85
Юбилейный Октябрь 246
Южное 276
Южно-Янгиканское 124
Юлинское 124, 159
Юлия Медная 82

Яковлевское 465
Ярославское 235, 238—242

ЗАРУБЕЖНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Аберфойл (Австралия) 226, 359
Аврора (США) 92
Агуачилле (Мексика) 390
Агуила (США) 429
Альтенберг (ГДР) 225
Аннаберг (ФРГ) 88
Ахо (США) 158

Бая-Сприе (Румыния) 14
Бергфрайхайт (ГДР) 88
Берник-Лейк (Канада) 413, 414
Бетлехем (Канада) 158
Бингам (Бингем) (США) 158
Биндхэм (США) 81
Бихита (Родезия) 413
Блайнд-Ривер (Канада) 74
Блю-Тир (Австралия) 359
Болео (Мексика) 86
Браден (Чили) 158
Брокен-Хилл (Австралия) 84
Бушвельдское (ЮАР) 104, 105
Бьютт (США) 81

Вета-Мадре (Мексика) 88
Витватерсранд (ЮАР) 10, 74

Голдфильд (США) 12
Гольдскэл (США) 92
Грейберг (ГДР) 87

Дель-Оро (Мексика) 84, 88, 89
Джильберт (США) 92
Дорчестер (Канада) 431

Елаците (Болгария) 158

Жакобина (Бразилия) 74
Железная Гора (США) 357

Иейт (Англия) 426
Икуно-Акенобе (Япония) 246
Илба (Румыния) 14
Инсперейшн (США) 158
Иохимсталь 87, 88

Канганкунде-Хилл (Малави) 421, 423
Капник (Румыния) 14
Карибиб (Намибия) 413
Кидд-Крик (Канада) 80
Клаппа-Кампит (Индонезия) 235
Кляймекс (США) 476
Кобальт (Канада) 81, 87, 88
Колар (Индия) 64
Колгурли (Австралия) 64
Колквиирка (Перу) 88, 89
Комсток (США) 12, 64, 87, 88, 92
Конгсберг (Норвегия) 87
Кономаи (Япония) 12, 88, 92
Коппер-Крик (США) 158
Корокоро (Боливия) 86
Красно (ЧССР) 225
Кремница (ЧССР) 12, 88
Крипл-Крик (США) 13
Купферсчифер (ГДР) 86

Ладлоу (США) 429, 430
Лаочан (Китай) 235
Леслей (Франция) 359
Лоде-Хил (Австралия) 359
Лост-Ривер (США) 359

Майами (США) 158
Маноно-Китотоло (Заир) 224
Маунт-Айза (Австралия) 80
Маунт-Бишоф (Австралия) 235
Маучи (Бирма) 226
Мегнит (Австралия) 89
Медвежье озеро (Канада) 88
Медет (Болгария) 158
Мерисвейл (США) 119
Мичиган Коппер (США) 81
Монтевиве (Испания) 431
Моренси (США) 158
Морру-Велью (Бразилия) 64
Мотикоси (Япония) 12, 92
Мюнстер (ФРГ) 430

Новая Скотия (Боливия) 86
Норанда (Канада) 80
Нью-Калюме (Канада) 79
Нью-Корнелия (США) 158

Оруро (Боливия) 88

Пайн Пойнт (США) 81, 84
Панашкейра (Португалия) 226
Пачука (Мексика) 12, 81, 87, 88
Пиниок (Таиланд) 235
Пиркитас (Боливия) 88
Поларис (США) 84, 88, 89
Потгиетерсруст (ЮАР) 95
Потози (Потоси) (Боливия) 88
Потрерильос (Чили) 158
Предсудетское (Польша) 477
Провиденсия (Мексика) 424
Прохорово (Болгария) 158
Пяотан (Китай) 359

Рамагири (Индия) 64
Рапосос (Бразилия) 64
Раунд-Хилл (Австралия) 89
Ред-Маунтин (Канада) 158
Рей (США) 81, 158
Росс (США) 429, 430
Рэдстоун Ривер (Канада) 86

Садбери (Канада) 95, 104, 105
Садисдорф (ГДР) 225
Сан-Мануэль (США) 81
Санта Евлалия (Мексика) 79
Санта-Рита (США) 158
Саншайн (США) 84, 87—89
Сар-Чешмех (Иран) 158
Сасар (Румыния) 12, 88, 92
Саут Лоррэн (Канада) 88
Серро-Колорадо (Панама) 158
Серро-Асперезис (Аргентина) 135
Серро-Асперо (Аргентина) 135
Серро-де-Паско (Перу) 80
Сил-Лейк (Канада) 321
Соломон (США) 429, 430
Сонора (США) 158
Стиллуотер (США) 104, 105
Сулливан (Канада) 84
Суншуцзяо (Китай) 235
Сянхуалин (Китай 235)
Сэкэрн (Румыния) 13

Тарква (Гана) 10, 74
Тарнобжег (Польша) 434
Тетрот (Канада) 79
Титоси (Япония) 12, 88, 92
Токвепала (Перу) 158
Томас-Маунтин (США) 390
Тонопа (США) 12, 87, 88, 92

Уайт Пойн (США) 86
Учинотаи (Япония) 80

Флин-Флон (Канада) 80
Фрейберг (ГДР) 88

Хила-Бенд (США) 429
Хуанчака (Перу) 81, 88, 89

Циновец (Циннвальд) (ЧССР, ГДР) 225, 359

Чокайя (Боливия) 88
Чукикамата (Чили) 158

Шидлов (Польша) 434
Шмидеберг (ГДР) 88
Шнееберг (ГДР) 88
Штемница (ЧССР) 14

Эли Ахо (США) 81
Эльк Лейк (Канада) 88
Эль-Оро (Мексика) 12
Эль-Потози (Мексика) 84, 88, 89
Эль-Сальвадор (Чили) 158
Энон (Канада) 431

Югодзырь (МНР) 118

Янцзя-Чжанзы (Китай) 118, 124

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА *М. Б. Бородаевская, И. С. Рожков*

Группировка месторождений 5
Эндогенные месторождения 10
Близповерхностные месторождения 10
Хаканджинское месторождение (11). Карамкенское месторождение (16). Многовершинное месторождение (18). Кочбулакское месторождение (20). Зодское месторождение (22). Балейское и Тасеевское месторождения (23). Куранахское месторождение (26)
Среднеглубинные месторождения 29
Советское месторождение (33). Месторождение Мурунтау (37). Кочкарское месторождение (42). Березовское рудное поле (47). Коммунаровское месторождение (51). Ольховское месторождение (53). Дарасунское месторождение (56). Ключевское месторождение (60)
Золоторудные месторождения, сформированные в условиях больших глубин 63
Экзогенные месторождения 64
Месторождения кор выветривания 64
«Железная шляпа» месторождения Майкаин (64)
Золотоносные россыпи 66
Аллювиальные россыпи 66
Россыпи бассейна р. Бодайбо (Ленский район) (66)
Делювиальные и пролювиальные россыпи 70
Россыпи Белогорского золотоносного узла 70
Метаморфогенные месторождения 73
Список литературы 75

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕРЕБРА *К. Ф. Кузнецов, Р. В. Панфилов*

Общие сведения 77
Серебросодержащие месторождения с рассеянным типом серебряной минерализации 78
Собственные месторождения серебра 87
Серебряно-свинцовая формация 87
Канджольское месторождение (89)
Серебряно-золотая формация 91
Список литературы 92

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ *Л. В. Розин*

Общая группировка 94
Собственные месторождения платиновых металлов 94
Эндогенные месторождения 94
Магматические месторождения 94
Ликвационные платиново-палладиевые месторождения 95
Норильский тип 99
Мончегорский тип 104
Позднемагматические платиновые месторождения 106
Инаглинский тип 108
Нижнетагильский тип 110
Экзогенные месторождения 112

Стр.

Месторождения кор выветривания 112
Россыпные месторождения 112
Осадочные платиново-палладиевые рудопроявления 114

Месторождения с попутной платиновой металлоносностью 114

Список литературы 115

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНА — *В. Т. Покалов*

Группировка месторождений 117
Скарновые месторождения 123
Месторождение Тырныауз (125). Месторождение Каратас I (138)
Грейзеновые месторождения 135
Коктенкольское месторождение (137). Орекитканское месторождение (144)
Гидротермальные месторождения 147
Молибденовые месторождения 148
Бугдаинское месторождение (149). Жирекенское месторождение (152). Шахтаминское месторождение (156)
Медно-молибденовые месторождения 158
Сорское месторождение (160). Месторождение Каджаран (167). Месторождение Каратас IV (171)

Список литературы 174

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА — *А. Д. Щеглов, Т. В. Буткевич*

Группировка месторождений 176
Пегматитовые месторождения 176
Скарновые месторождения 177
Месторождение Чорух-Дайрон (177). Месторождение Ингичке (180). Месторождение Восток-2 (185). Лермонтовское месторождение (187)
Грейзеновые месторождения 190
Месторождение Акчатау (190). Спокойнинское месторождение (194)
Гидротермальные месторождения 196
Кварц-касситерит-вольфрамитовые месторождения 196
Месторождение Иультин (196)
Кварц-шеелитовые месторождения 199
Месторождение Богуты (200)
Кварц-вольфрамитовые месторождения 202
Антоновогорское месторождение (208). Месторождение Бом-Горхон (204)
Кварц-сульфидно-гюбнеритовые (вольфрамитовые) месторождения 206
Джидинское рудное поле (206). Ингурское месторождение (208). Холтосонское месторождение (209). Месторождение Букука (213)
Киноварь-антимонит-ферберитовые (ртутно-сурьмяно-вольфрамовые) месторождения 216
Месторождение Барун-Шивея (210)
Россыпные месторождения 219

Список литературы 221

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛОВА — *М. П. Материков*

Группировка месторождений 223
Месторождения интрузивной зоны 224
Оловоносные пегматиты 224
Оловоносные грейзены и другие типы месторождений касситерит-кварцевой формации 225
Месторождение Кестер (220). Этыкинское месторождение (218). Бутугычагское месторождение (232)
Месторождения околоинтрузивной зоны 234
Кительское месторождение (235). Ярославское месторождение (238). Месторождение Учкошкон (242)
Месторождения надынтрузивной зоны 245

Стр.
Депутатский рудный узел 247
Месторождения Дербеке-Нельгехинской рудной зоны 252
Месторождение Илинтас (254). Месторождение Алыс-Хая (255). Месторождение Бургочан (255)
Комсомольский (Мяо-Чанский) рудный район 256
Солнечное месторождение (159). Фестивальное месторождение (261). Перевальное месторождение (263)
Кавалеровский рудный район 268
Дубровское месторождение (268)
Краснореченский рудный район 276
Смирновское месторождение (276)
Хингано-Олонойский рудный район 279
Хинганское месторождение (282)
Оловоносные россыпи 284
Современные (позднечетвертичные) россыпи Пыркакайского рудного узла . . . 284
Многоярусные россыпи тектонических впадин в Якутии 287
Погребенные палеоген-неогеновые россыпи Вознесенского рудного узла . . . 289
Список литературы 290

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАНТАЛА И НИОБИЯ *А. И. Гинзбург, Л. Г. Фельдман*

Группировка месторождений 292
Редкометальные пегматиты 296
Редкометальные танталоносные граниты («апограниты») 303
Редкометальные криолит-литионитовые субщелочные и щелочные гранитоиды с тантало-ниобиевой минерализацией 311
Полевошпатовые приразломные метасоматиты 316
Альбититы нефелиновых сиенитов 320
Стратифицированные массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов 325
Карбонатиты 330
Гатчеттолитовые и пирохлоровые кальцитовые карбонатиты 332
Гатчеттолитовые апатит-магнетитовые руды 338
Гатчеттолитовые альбититы, сопутствующие карбонатитам 338
Экзогенные месторождения (коры выветривания и россыпи) 340
Список литературы 341

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ *Н. П. Заболотная*

Группировка месторождений 343
Месторождения формации бериллиеносных пегматитов 349
Месторождения формации бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов 349
Слюдисто-полевошпат-гентгельвиновый тип месторождений 350
Амфибол-альбит-бертрандит-лейкофановый тип месторождений 355
Месторождения формации бериллийсодержащих скарнов 357
Бериллиеносные магнетит-флюорит-хризоберилловые скарновые месторождения 357
Месторождения кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации 359
Молибденит-вольфрамит-берилловый тип месторождений 360
Месторождения флюорит-слюдисто-берилловой формации 363
Мусковит-флюорит-берилловый тип месторождений 364
Флогопит-маргарит-берилловый тип месторождений 367
Месторождения флюорит-бертрандит-фенакитовой формации 371
Флюорит-фенакитовый тип месторождений 373
Топаз-флюорит-хризоберилловый тип месторождений 379
Флюорит-фенакит-бертрандитовый тип месторождений 381
Флюорит-лейкофановый тип месторождений 388
Месторождения бертрандитовой формации 389
Кварц-адуляр-бертрандитовый тип месторождений 390
Список литературы 393

Стр.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛИТИЯ — *А. И. Гинзбург, Г. П. Луговской*

Общие сведения . . . 394
Гранитные пегматиты . . . 394
Сподуменовые пегматиты в андалузитовых сланцах в пределах герцинской складчатой области . . . 396
Сподуменовые пегматиты среди амфиболитов в пределах древних складчатых областей в краевой части платформы . . . 398
Сподуменовые пегматиты в толще переслаивания амфиболитов, амфиболитовых и слюдистых сланцев в пределах древней складчатой области в краевой части платформы 401
Сподуменовые пегматиты в габбро-анортозитах, приуроченные к узкому геосинклинальному трогу в кристаллическом фундаменте древнего щита . . . 405
Сподуменовые пегматиты в карбонатных породах в краевых частях срединных массивов . . . 408
Редкометальные (литий-фтористые) граниты и связанные с ними грейзены . . . 411
Минерализованные воды . . . 411

Список литературы . . . 412

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕЗИЯ — *А. И. Гинзбург*

Месторождения редкометальных поллуцитсодержащих пегматитов . . . 414
Поллуцитовые пегматиты в пределах герцинской складчатой области . . . 415
Поллуцитовые пегматиты в протерозойском геосинклинальном троге среди кристаллического фундамента древнего щита . . . 418

Список литературы . . . 420

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРОНЦИЯ — *В. В. Бурков*

Группировка месторождений . . . 421
Магматогенные месторождения . . . 422
Карбонатитовые месторождения . . . 423
Гидротермальные месторождения . . . 424
Экзогенные месторождения . . . 426
Седиментационно-диагенетические месторождения . . . 426
Эпигенетические месторождения . . . 430
Минерализованные воды . . . 435

Список литературы . . . 435

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ — *В. А. Невский, И. В. Чирков*

Группировка месторождений . . . 437

Эндогенные редкоземельные месторождения . . . 439

Магматические месторождения . . . 439
Карбонатитовые месторождения . . . 440
Альбититовые месторождения . . . 443
Грейзеновые месторождения . . . 446
Гидротермальные месторождения . . . 449
Торий-ниобиево-редкоземельные месторождения . . . 449
Торий-бериллий-редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения . . . 451
Ториево-редкоземельные месторождения . . . 454
Железо-редкоземельные месторождения . . . 456

Экзогенные редкоземельные месторождения . . . 458

Месторождения коры выветривания . . . 458
Россыпи . . . 459

Осадочные месторождения . . . 461

Список литературы . . . 468

Стр.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕРМАНИЯ *Ф. Я. Сапрыкин*

Общие сведения 464
Германий в железорудных месторождениях 464
Месторождения железных руд атасуйского типа 464
Месторождения железных кварцитов и образованных по ним мартит-гидрогематитовых руд 465
Германий в ископаемых углях 466
Список литературы 471

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (рений, селен, теллур, кадмий, галлий, таллий, индий, скандий) *В. В. Иванов, О. Е. Юшко-Захарова*

Общие сведения 472
Рений 473
Селен и теллур 478
Кадмий, галлий, таллий и индий 484
Скандий 486
Список литературы 487

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 488

ИБ № 2337

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

ТОМ I

Редакторы издательства З. И. БАШМАКОВА, Т. В. КОЛОШИНА
Переплет художника А. Е. ЧУЧКАНОВА
Художественный редактор В. В. ЕВДОКИМОВ
Технический редактор А. Г. ИВАНОВА
Корректоры Э. Г. АГЕЕВА, Т. С. СУВОРОВА

Сдано в набор 30.01.78. Подписано в печать 29.05.78. Т-11215. Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага № 2. Гарнитура обыкн. Печать высокая Печ. л. 31,0. Усл. п. л. 39,99. Уч.-изд. л. 44,45. Тираж 9000 экз. Заказ 791/6797—4. Цена 2 р. 80 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам полиграфии, издательств и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

2626