



М.М. ПОВИЛАЙТИС

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАЗМЕЩЕНИЯ  
И ФОРМИРОВАНИЯ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ВОЛЬФРАМА**

Издательство · Наука ·



Академия наук  
СССР

Институт геологии  
рудных месторождений,  
петрографии, минералогии  
и геохимии

553.463

М.М. ПОВИЛАЙТИС  
ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАЗМЕЩЕНИЯ  
И ФОРМИРОВАНИЯ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ВОЛЬФРАМА

1690



Издательство  
«Наука»  
Москва  
1975



В монографии рассматриваются закономерности формирования и размещения месторождений вольфрама. Магматические комплексы, с которыми ассоциированы в пространстве и по времени образования вольфрамовые месторождения, по морфологии и условиям залегания интрузивных тел подразделены на plutonic, вулкано-плутонические и вулканические.

Рассмотрены характер и интенсивность геотектонических движений во время становления этих комплексов. Вольфрамородные провинции подразделены на четыре главных типа в зависимости от предшествующего геотектонического развития и распространенности мио- и эвгеосинклинальных формаций начальной и зрелой стадии развития геосинклиналей.

Детально охарактеризованы типовые рудные провинции. В каждом типе провинций намечены три подтипа в зависимости от структурных условий становления рудосопреженного магматического комплекса. Выделены четыре формации месторождений вольфрама: плутогенная (силикатно-вольфраматная), вулкано-плутогенная (сульфидно-вольфраматная), вулканогенная (антимонито-вольфраматная) и гидроокисная вольфрамовая (телемагматическая?). Приводится их общая и детальная характеристика.

Ответственный редактор  
доктор геол.-мин. наук профессор  
Г. А. Соколов

Погибшим в боях под Сталинградом  
товарищам  
ГЕОРГИЮ РЕЖАБЕКУ  
и КОНСТАНТИНУ КРАСИЛОВУ  
посвящает свой труд автор

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая книга представляет собой результат исследований, проводившихся в 1966–1970 гг. по теме "Особенности рудных формаций молибден-вольфрамовых месторождений, связанные с геотектоническими условиями становления рудоносных интрузивов". Эта работа является продолжением исследований, посвященных особенностям минерального состава руд молибдено-вольфрамовых месторождений в зависимости от условий становления интрузивов, проводившихся автором в 1960–1965 гг.

К началу наших работ вопрос о влиянии геотектонической обстановки на условия формирования и состав вольфрамовых руд в литературе не освещался. Не было и общепринятых геотектонической терминологии и классификации геотектонических структур и магматических формаций, а также установившихся принципов классификации постмагматических месторождений, что затрудняло проведение исследований. После выхода в свет монографий Ю. А. Билибина (1955), В. Е. Хаина (1964) "Основы общей геотектоники" и статьи Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина (1967) "Гранитоидный магматизм и тектоника", давших геотектоническую основу для сопоставления месторождений, появилась возможность рассматривать состав руд как производное ряда конкретных геологических факторов.

В отношении классификации месторождений вольфрама наибольший интерес представляли статьи А. Д. Щеглова (1964) "К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений" и монография Е. П. Малиновского (1965) "Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений". В статье А. Д. Щеглова (1964) месторождения вольфрама классифицировались в зависимости от формационной принадлежности и времени проявления рудоносного магматического комплекса относительно складчатости. Е. П. Малиновским (1965) в основу систематики вольфрамитовых месторождений положены локальные структурные условия формирования их различных генетических групп.

В 1966 г., уже во время проведения наших исследований по теме, появилась монография Г. А. Твалчрелидзе "Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей", а в 1968–1969 г. — ряд публикаций о закономерностях распределения месторождений вольфрама в

блоках разной степени консолидации (Малиновский), в зависимости от геолого-структурной позиции (Дружинин), о явлениях онтогенеза и филогенеза в формировании рудных месторождений (Рундквист и др.), о формационных рядах рудных месторождений (Константинов и др.) и др. Выводы этих авторов, в той или иной мере созвучные результатам наших исследований, были уточнены нашими дальнейшими работами.

В процессе многолетней работы автора на вольфрамовых и вольфрам-содержащих месторождениях детально изучались состав руд и соотношения постмагматической минерализации с магматизмом в Западном Забайкалье и Центральном Казахстане. Кратковременные исследования осуществлены в Восточном Казахстане, Восточном Забайкалье, Средней Азии, на Урале, Кавказе и Чукотке.

В результате личных исследований и ознакомления с обширной литературой по месторождениям мира автор пришел к выводу о зависимости минерального состава руд от геотектонической обстановки, сопутствовавшей и предшествовавшей их формированию, что отражено в ряде публикаций 1967–1972 гг. и ежегодно освещалось на заседаниях эндогенного отдела ИГЕМ АН СССР и различных конференциях, I, II и III Всесоюзных совещаниях по минералогии, геохимии и генезису месторождений вольфрама СССР (1965, 1968, 1971, г. Ленинград), на Всесоюзных совещаниях по металлогении Тихоокеанского рудного пояса (1966, 1971, г. Владивосток), заседаниях МОИП (1971, г. Москва), Забайкальского географического общества (1968, г. Чита) и др.

Предлагаемая книга посвящена выяснению характера и степени влияния на минеральный и геохимический состав руд важнейших геологических факторов: 1) типа геологического развития крупной геотектонической структуры, вмещающей месторождение; 2) структурных условий становления и формационной принадлежности магматического комплекса, с которым оруденение сопряжено в пространстве и по времени образования; 3) структурных условий отложения руд.

В работе освещается также и вопрос о распределении месторождений того или иного типа в геотектонических структурах различной степени консолидации.

Автор выражает благодарность Г. А. Соколову, Г. Д. Афанасьеву, Н. В. Петровской, В. Е. Хаину, И. Н. Говорову, Н. Г. Марковой, Б. М. Келлеру, А. М. Даминовой, И. Д. Соболеву, П. В. Покровскому и другим исследователям, с которыми обсуждались отдельные вопросы, затронутые в монографии, а также Л. И. Лукину, сделавшему замечания по рукописи.

Как известно, тектонические условия — это наиболее общий и важный фактор, определяющий возникновение тех или иных структур, характер осадконакопления, появление магматических и рудных формаций. Для каждого этапа развития земной коры (геосинклинального, платформенного, орогенного) характерны определенные наборы геологических формаций, последовательность их накопления (возрастные ряды), распределение в пространстве, обусловленное миграцией геотектонических режимов, определенная совокупность положительных и отрицательных геотектонических структур, типы пликативных и дизъюнктивных деформаций, а также строение осадочной оболочки и земной коры в целом.

Вольфрамовое орудование формируется главным образом в орогенный этап развития земной коры и в этап тектоно-магматической активизации. К этому времени уже накопились в тех или иных соотношениях формации геосинклинального или платформенного, а местами и орогенного этапа, оформилось неоднородное строение, определился характер деформаций в верхней части земной коры, внедрились интрузивы гранитоидов. Качественная и количественная характеристика секторов тектоносферы, соответствующих рудным провинциям разных типов, существенно различается.

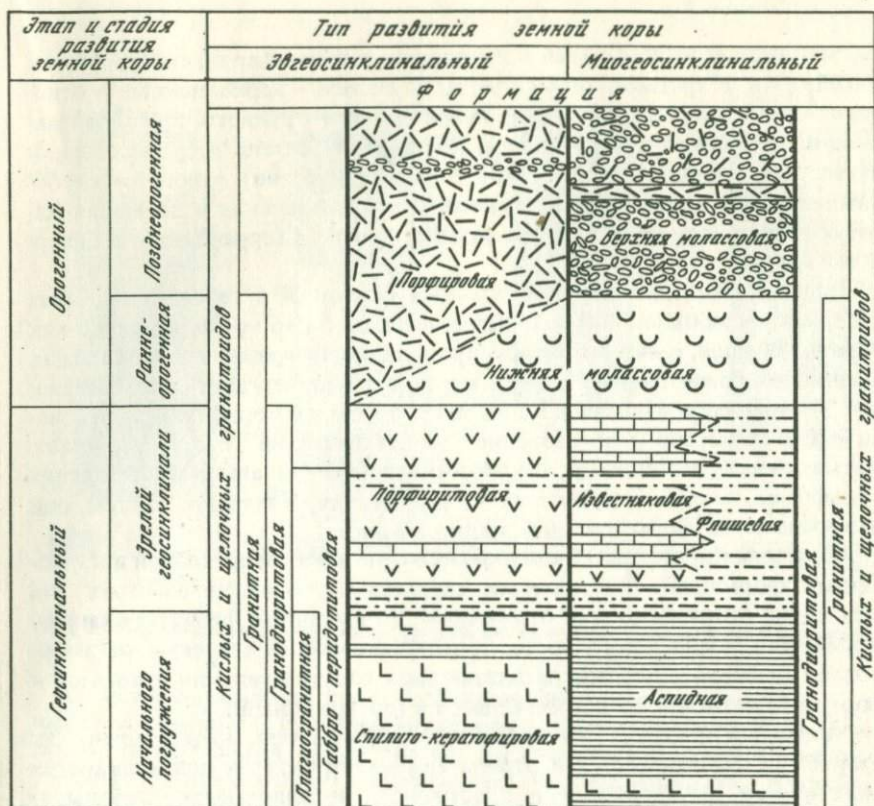
От тектонической подготовки тектоносферы зависит состав магм, поступающих в верхние горизонты земной коры. Интенсивность контаминации и ассимиляции (и, в частности, ассимиляционной специализации магмы) обусловлена составом, скоростью движения и степенью кинематической дифференциации магмы, мерой контрастности составов магмы и пород кровли, а также степенью их неоднородности, пористости и тектонической нарушенности кровли. Это вызывает необходимость классификации геотектонических структур по типам и стадиям их развития. К сожалению, таких общепринятых классификаций нет. Нами предпринята попытка разработать схему классификации геотектонических структур с целью систематизации вольфрамоворудных месторождений и выявления закономерностей их распределения в пространстве и времени. За геотектоническую основу принята схема развития геосинклиналей, предложенная В. Е. Хаиным (1964), в которую внесены коррективы в соответствии с обобщениями Н. П. Хераскова (1967), Е. Д. Карповой (1970).

В подвижных зонах геосинклинального типа по степени консолидации земной коры, времени проявления и темпу восходящих и нисходящих движений различаются следующие структурные единицы: срединные массивы, массивы ранней консолидации (краевые и внутренние массивы, интрагеоантиклинали), интрагеосинклинальные и передовые прогибы. Развитие подвижных зон геосинклинального типа начинается с заложения трога (стадия начального прогибания). Тогда же оформляются срединные массивы — реликты платформенных структур. Внутренние массивы ранней консолидации (линейные и неправильной формы интрагеоантиклинальные поднятия) возникают, обособляясь от интрагеосинклинальных прогибов, на стадии зрелой геосинклинали. По времени и темпам проявления движений эти структуры также различны. Раньше всего испытывают восходящие движения интрагеоантиклинальные поднятия и внутренние массивы (частная инверсия). Во время общей инверсии в поднятие вовлекается вся складчатая область, одновременно, вследствие компенсационных нисходящих движений, обычно возникают (на окологеосинклинальных пространствах платформ) передовые прогибы, в дальнейшем не подвергающиеся инверсии.

По режиму развития различают два типа геосинклинальных подвижных зон — эвгеосинклинальный (при широком развитии вулканогенных толщ) и миогеосинклинальный (при резком преобладании осадочных отложений). Распределение литологических формаций, как и время их накопления, неодинаково. В эвгеосинклинальных прогибах на стадии их заложения отлагаются породы осадочно-офиолитовой группы формаций (спилито-кератофирровая, спилито-диабазовая, яшмовая), а на интрагеоантиклинальных поднятиях — органогенные (рифогенные) известняки, а также вулканогены порфиритовой формации, характерные для стадии зрелой геосинклинали. В миогеосинклинальных прогибах на стадии заложения накапливаются породы аспидной формации, а в пределах поднятий — породы флишевой и карбонатной формаций, отложение которых продолжалось и на стадии зрелой геосинклинали. Породы перечисленных формаций среди геосинклинальных отложений наиболее распространены (фиг. 1).

Распределение интрузивных пород также неравномерно. В эвгеосинклинальных прогибах развиты породы габбро-перидотитовой и плагиогранитной формаций, образовавшиеся в конце стадии начального прогибания и частично на стадии зрелой геосинклинали. Гранодиоритовые и гранитные интрузивы формировались преимущественно в поднятиях на стадии зрелой геосинклинали в системах мио- и эвгеосинклинального типа. Состав внедряющихся магм становился все более кислым, а форма интрузивов изменялась от крутопадающих залежей, резко удлинённых в плане, до пологопадающих, в плане изометричных.

Благодаря неравномерности проявления и миграции геотектонических режимов в разных районах набор, степень развития и пространственные соотношения осадочных, магматических и рудных формаций различны. Можно наметить четыре главных варианта количественных соотношений пород геосинклинальных литологических формаций, разли-



Фиг. 1. Распределение осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций в подвижных зонах с различным типом развития земной коры

чающихся по условиям залегания, химическому составу и физико-механическим свойствам: преимущественное развитие пород спилюто-кератофировой, порфирировой, аспидной или известняковой формаций. Из формаций орогенного ряда наибольшее значение имеют отложения порфирировой формации.

По характеру развития тектонических форм и формаций орогенного ряда и их соотношениям с теми или иными наборами геосинклинальных формаций можно выделить четыре типа металлогенических провинций. Преобладание в разрезах вулканогенных формаций осадочно-офиолитового комплекса стадии прогибания эвгеосинклинальи характерно для уральского типа металлогенических провинций, к которому, кроме Урала, относятся палеозойские складчатые системы Восточных Аппалач и Западного Забайкалья. Породы порфирировой формации распространены в металлогенических провинциях центрально-казахстанского типа — в области каледонид и герцинид Казахстана, а также в охваченных тектоно-

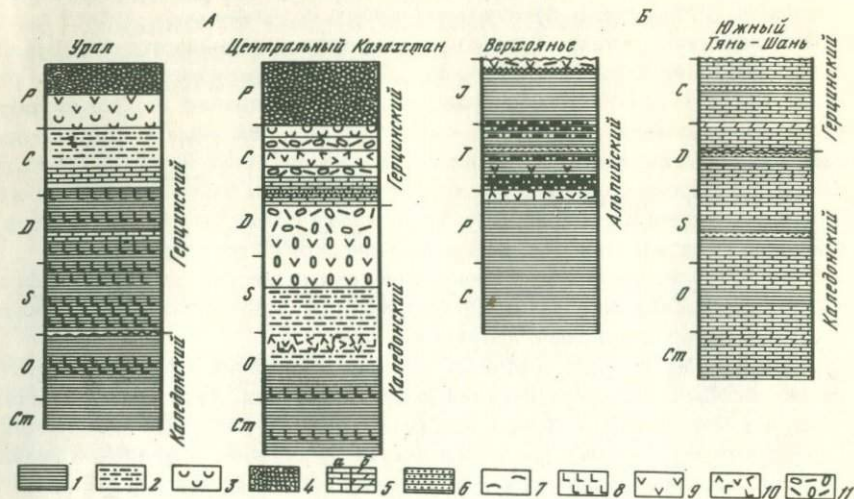
магматической активизацией в некоторых районах Европы и Восточного Забайкалья. К третьему типу складчатых систем — верхоянскому — относятся сланцевые геосинклинали Тихоокеанского рудного пояса, Зайсанская палеозойская геосинклиналь, Иберийская Мезета и др. Наконец, к четвертому главному типу (южно-тяньшаньский тип) относятся карбонатные геосинклинали Средней Азии (Нурата-Алайская и Зеравшан-Каратюбинская структурно-формационные зоны), Сьерра-Невада в Северной Америке.

После накопления пород указанных формаций в геосинклинальных системах происходила интенсивная складчатость, во время которой, как отметил Штилле, резко возрастала проницаемость земной коры для магм, внедрялись гранитоидные интрузивы, породы подвергались метаморфизму. Эти процессы вызывали консолидацию земной коры. Позже следовали общая инверсия и образование "малых интрузий" пестрого состава. Магматические комплексы, с которыми ассоциированы месторождения вольфрама, встречаются во всех четырех типах складчатых систем, они различаются по формационной принадлежности.

В пределах платформ накапливаются отложения терригенной и карбонатных формаций. При наличии сходства с геосинклинальными эти отложения отличаются, как отмечено М. В. Гзовским, физико-механическими свойствами (пористость, трещиноватость) и степенью метаморфизма. Гранитные породы на платформах отсутствуют или относятся к формации рапакиви, не встречающейся в геосинклиналях.

Формации и структуры орогенного ряда изучены недостаточно. Эти формации накапливаются в отрицательных структурах или вулканогенных поясах, разобщенных в пространстве и занимающих небольшую площадь, что затрудняет выяснение их пространственных и возрастных соотношений. Мы считаем, что орогенный этап имел самостоятельное значение, наравне с предшествующим геосинклинальным, и проявлялся на значительно более широких площадях, чем площади, ранее охваченные геосинклиналями, а "тектоно-магматическая активизация", особенно широко проявившаяся в мезо-кайнозой по периферии Тихоокеанской впадины, — это проявление орогенного этапа развития в пределах областей завершенной складчатости, передовых прогибов, платформ и щитов. Если орогенный этап завершал геосинклинальный, то от последнего он отделен крупной складчатостью. В регионах тектоно-магматической активизации орогенный этап мог быть отделен от геосинклинального промежутком времени в десятки и сотни миллионов лет. Нередко, например в некоторых каледонидах, этот этап затягивался на многие периоды (Херасков, 1967).

Положительные структуры орогенного ряда — сводовые поднятия, отрицательные формы — унаследованные и наложенные прогибы (грабены, приразломные впадины). Отрицательные структуры разобщены значительными площадями, в пределах которых не только не накапливаются стратифицированные отложения, но размываются более ранние. Здесь нередко развиваются цепочки мелких интрузивных тел, трассирующие разломы фундамента.



Фиг. 2. Формационные ряды, иллюстрирующие основные типы развития подвижных зон

А – эвгеосинклиальный тип, Б – миогеосинклиальный тип. Формации: 1 – аспидная, 2 – флишевая, 3 – нижняя молассовая, 4 – верхняя молассовая, 5 – карбонатная (а – известняки, б – доломиты), 6 – кварцево-песчаная, 7 – угленосная, 8 – спилито-кератофировая, 9 – порфиритовая, 10 – андезитовая, 11 – порфировая

Орогенные отложения накладывались на геосинклиальные и платформенные. Это – континентальные красноцветные, пестроцветные и угленосные формации, а также морские песчано-глинистые, галогенные, карбонатно-терригенные, карбонатные и угленосные породы эпиконтинентальных морей и лагун (нижнемолассовая формация), накапливавшиеся в передовых прогибах и внутренних впадинах, лишенных интрузивных тел и прослоев вулканогенных пород, а также вулканогены порфировой формации и наземные грубообломочные и угленосные породы (формация верхней молассы). Мощность формаций иногда значительная, залегание – горизонтальное или, в случае проявления приразломной складчатости, наклонное. Нередко они интродуцированы гранитной магмой.

Краевые интрузивно-вулканогенные пояса – одна из важных структурных форм орогенного ряда – возникают на раздробленном складчатом фундаменте в обрамлении молодых геосинклиально-складчатых структур. В их строении участвуют ряды наземных вулканогенных формаций среднего и кислого состава, а также интрузивы гранитоидных формаций. Эти пояса могут развиваться в орогенных впадинах, наложенных на внутренние массивы, интрагеоантиклинальные поднятия, и в пределах интрагеосинклиальных прогибов. Эффузивные формации

представлены в прогибах — кислыми, щелочными, основными породами, на сводовых поднятиях — кислыми, затем основными. Интрузивы различаются по морфологии. Их слагают породы различного, но преимущественно кислого состава. Гранитный магматизм развивается длительно, магма внедряется, согласно Н. А. Штрейсу, непрерывно-прерывисто. Граниты слагают крупные тела, залегающие в основании покровов порфировой формации, в плане — округлые или овальные с куполовидными выступами. Имеются также серии даек пестрого петрографического состава. Представляется, что принципиальной разницы между отложениями наложенных впадин (как и вулканоплутонических поясов) орогенного ряда и этапа тектоно-магматической активизации нет.

Наконец, уже после образования гипогенных месторождений вольфрама, в эпигеосинклинальный платформенный этап местами возникали покровы пород базальтовой формации.

Каждому из четырех типовых наборов формаций (фиг. 2) соответствует особый тип металлогенической провинции. Тип минерализации отражает металлогеническую специфику рудной провинции (или геотектонической структуры), он определяется сочетанием и полнотой развития тех или иных осадочных, эффузивных и интрузивных формаций, то есть в конечном счете режимом предшествовавшего геотектонического развития.

Попытаемся выявить черты вольфрамовой минерализации, типичные для районов, соответствующих простейшим случаям сочетания литологических формаций.

**ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ  
И ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА,  
ОБУСЛОВЛЕННЫЕ РАЗЛИЧИЯМИ  
ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИЙ**

**ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ С ШИРОКИМ  
РАЗВИТИЕМ ФОРМАЦИЙ ОСАДОЧНО-ОФИОЛИТОВОГО  
КОМПЛЕКСА (УРАЛЬСКИЙ ТИП)**

Вольфрамоворудные провинции с широким развитием формаций осадочно-офиолитового комплекса (уральский тип) — эвгеосинклинальные структурно-формационные зоны симатического профиля — очень редки. Они обнаружены лишь в северном полушарии. В нашей стране они находятся на Урале, Горном Алтае, Западном и Центральном Забайкалье, а за рубежом — в Аппалачах. Охарактеризуем наиболее крупную провинцию этого типа, расположенную в пределах уральской складчатой системы, и затем аппалачскую.

**УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА<sup>1</sup>**

Уральская складчатая система — одна из крупнейших складчатых систем — протягивается между Русской и Сибирской платформами. Она заложилась на раннедокембрийском цоколе и развивалась в позднем протерозое и палеозое. Металлогенический облик провинции предопределен особенностями развития герцинской геосинклинали, возникшей в нижнем ордовике.

Складчатая система состоит из разобщенных глубинными разломами продольных поднятий и прогибов, осложненных поперечными воздыманиями и погружениями. Различают две главнейшие системы структурно-формационных зон, разъединенные крупнейшим на Урале глубинным разломом: зону антиклинорий системы Уралтау ("западный склон") и зону зеленокаменных прогибов ("восточный склон"). Структуры, расположенные западнее упомянутого разлома, претерпели меньшее погружение, чем расположенные восточнее. Они различаются по глубинному строению и истории развития.

Система зон Западного склона структурно ближе к платформе, хотя фундамент здесь залегает глубже, чем на Русской платформе, в нем прослеживаются те же, что и на платформе, субширотные "доуральские" структуры. Выше залегают отложения лишь двух структурных этажей: каледонского, отражающего миогеосинклинальный режим развития, и постгеосинклинального.

<sup>1</sup> Использованы материалы Н. П. Хераскова (1967), И. Д. Соболева (1968), Б. М. Куплетского, Д. С. Штейнберга, П. В. Покровского и др.

Система зон Восточного склона Урала — именно та, к которой приурочено вольфрамовое оруденение, — выделяется в типовую металлогеническую провинцию (Харкевич, 1953; Радкевич, 1960, 1966<sub>1,2</sub>). "Базальтовый слой" поднимается здесь на 6—10 км, а гранитный утончается, и земная кора приближается к океаническому типу. "Доуральские" структуры фундамента переработаны процессами тектогенеза и магматизма. Имеются два геосинклинальных структурных этажа, отражающие эвгеосинклинальный режим развития, возникший здесь еще в докембрии. Нижний геосинклинальный этаж соответствует незавершенному каледонскому тектоно-магматическому циклу, он охватывает отложения  $O_1 - D_1$  (на северном и среднем Урале) и  $D_2$  (на южном Урале), а верхний герцинский этаж объединяет последующие отложения, включая нижнекарбоновые. Орогенному этапу развития соответствуют молассовые морские отложения ( $Pz_3$ ) краевых прогибов и внутренних впадин, а также угленосные континентальные отложения (Т) новообразованных грабенов. Вольфрамовые месторождения, как и основные уральские месторождения золота, локализованы в Восточно-Уральском палеозойском поднятии, расположенном между прогибами раннего заложения, заполненными зеленокаменными толщами осадочно-офиолитового комплекса, накопление которых завершилось внедрением интрузивов ультрабазитов и основных пород. Такие геотектоническое положение и тип развития структуры, вмещающей вольфрамовое оруденение, редки, поэтому выявление особенностей оруденения важно для выяснения характера его связи с геотектоническими условиями формирования. Рассмотрим пограничные структуры и сам антиклинорий подробнее.

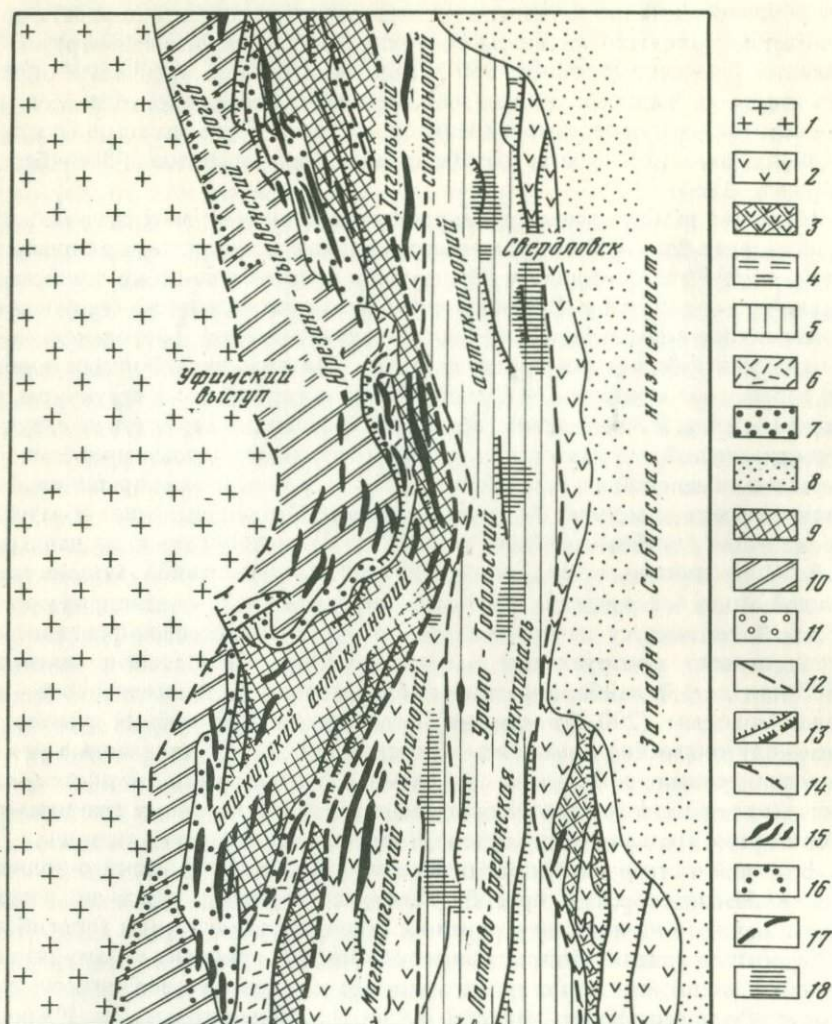
Историю развития пограничных структур рассмотрим на примере зоны зеленокаменных прогибов, с которой Восточно-Уральское поднятие граничит на западе. Прогибы заполнены отложениями осадочно-офиолитового комплекса нижнего яруса геосинклинального структурного этажа — мощными силурийскими, частью девонскими толщами вулканогенов основного, среднего и кислого состава, с которыми ассоциируют интрузивы комагматичных пород — от габбро до плагиогранитов, а также гипербазиты. Все они — дифференциаты базальтовой магмы. Слабее развиты толщи туфогенных песчаников, глинисто-кремнистых сланцев, яшм, рифогенных известняков. Эти прогибы разделены поперечными перемычками, возникшими в среднем девоне, на синклинии (Магнитогорский и др.). Верхний ярус геосинклинального этажа представлен отложениями формаций яшмовой, граувакковой (зилаирская свита), вулканогенной (березовская свита), местами — кремнисто-глинисто-карбонатной, флишоидной и карбонатной. Со среднего карбона накапливались грубообломочные морские и континентальные отложения орогенного этажа. Вдоль разломов, ограничивающих прогибы и внутренних, прослеживаются интрузивы.

Восточно-Уральское поднятие, возникшее не позже силура, на протяжении палеозоя было перекрыто морем. Оно сложено, в основном, породами фундамента и отложениями нижнего яруса герцинского геосинклинального этажа. Верхний девон часто отсутствует. Орогенный этаж

представлен заполняющими крупные прогибы и синклинали известняками нижнего карбона, местами подстилаемыми угленосной толщей. Особенностью поднятия, называемого также "зоной гранитных интрузий", является распространенность зон регионального метаморфизма и обнажающихся в ядрах антиклиналей крупных массивов ортогнейсов и мигматитов, гранодиоритов и гранитов; имеются более молодые (посленижнекарбоновые) мелкие гипабиссальные тела гранитов (Штейнберг, Соболев, 1964).

Поднятие разбито множеством продольных и поперечных разломов на разнородные блоки. Вольфрамовое оруденение встречается в различных блоках. В Приполярном и Южном Урале отмечено докембрийское шеелитовое оруденение. В Приполярном Урале имеется также герцинское комплексное вольфрам (шеелит) - молибден-висмутовое Торговское месторождение (абс. возраст оруденения 318–264 млн. лет). Вольфрамовое оруденение сосредоточено на Среднем Урале в средней части структуры, в месте поперечного наложения герцинских складчатых структур на структуры тиманской складчатости, в участке устойчивого воздымания земной коры и в тиманский и в герцинский орогенез, в поперечном приподнятом блоке против выступа Уфимской плиты. Это оруденение образует продольный линейный рудный пояс (фиг. 3), находящийся, по данным П.В. Покровского и др., на территории с повышенной мощностью земной коры – в пределах изогипсы поверхности М, соответствующей 45 км. Здесь имеется золото-шеелитовое оруденение, ассоциированное с герцинскими интрузивами гранодиоритов и плагиогранитов (308 млн. лет), а наиболее важное гюбнеритовое и часть шеелитового – с более молодым (290-255 млн. лет) комплексом аляскитовых гранитов. Это – плутонические комплексы (Белавин, 1971), представленные межформационными согласными залежами. Плагиограниты возникли на границе геосинклинального и орогенного этапов, а калиевые граниты – в промежутке времени между отложениями нижней и верхней молассы.

В южной части рудный пояс переходит с Восточно-Уральского поднятия в Магнитогорский прогиб. Наложение рудного пояса на зоны, различающиеся по истории развития и строению земной коры (прогиб, в отличие от поднятия, лишен сиалической коры), приводит к тому, что в разных его частях характер (и масштаб) оруденения неодинаков: на севере Среднего Урала развиты главные гюбнеритовые, на Южном Урале – шеелитовые проявления. Типы шеелитового оруденения разнообразны: кварцево-жильный, скарновый, пегматитовый. Шеелит содержится также в кварцево-жильных месторождениях золота (из них Айдырлинское и Кумакское на Южном Урале на глубине перешли в шеелито-кварцевые) и кварцево-жильных месторождениях гюбнерита. По П. В. Покровскому, шеелитоносные кварцевые жилы распространены на протяжении всего вольфраморудного пояса, а в его центральной части обособлены в зоне, огибающей с севера, запада и юга субмеридиональный, дугообразно выгнутый на запад, пояс гюбнеритовых месторождений. В центральной части последнего среди гранитов находятся Карасьевское и Юго-Коневское месторождения, а на флангах среди эффузи-



Фиг. 3. Положение вольфрамородного пояса на схеме расположения структурно-формационных зон Уральской складчатой системы

1 — Русская платформа. Эвгеосинклинальная зона Уральской складчатой системы; 2 — геосинклинальные отложения уралит в синклинориях, 3 — выходы доуралит в синклинориях ( $Rf - O$ ), 4 — геосинклинальные отложения уралит Урало-Тобольского антиклинория ( $D_3 - C_1$ ), 5 — неразделенные уралиты и доуралиты Урало-Тобольского антиклинория ( $Rf - D_3$ ). Миогеосинклинальная зона: 6 — геосинклинальные отложения уралит внутренней части миогеосинклинальной зоны — зилайская и другие свиты ( $O_3 - C_{1-2}$ ), 7 — геосинклинальные отложения уралит внешней части миогеосинклинальной зоны — Западно-Уральская карбонатная надформация. Кожимская формация и близкие к ней формации ( $O - C_{1-2}$ ), 8 — мезо-кайнозойский платформенный чехол на герцинском складча-

вов — кварцево-шеелито-гюбнеритовые Боевское и Пороховское. Шеелит и гюбнерит присутствуют в гранитных пегматитах и грейзенизированных гранитах (Жуклин, 1959).

Охарактеризуем рудные поля, по данным М. Н. Ивантишина, Н. В. Кулина, П. В. Покровского, А. И. Грабежева, Н. И. Бородаевского, П. И. Кутюхина, И. Т. Самарцева и др., последовательно: сначала — месторождения шеелита (скарновые, пегматитовые и наиболее распространенные жильные) и, наконец, — более важные жильные гюбнеритовые.

Шеелитоносные кварцево-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые жилы, относимые к пегматитам линии скрещения, известны в шовной зоне, ограничивающей Восточно-Уральское поднятие на востоке. Они залегают в полосе метаморфизованных пород, между гранитами и диоритами, включающей линзы ультрабазитов. Помимо пегматитовых, имеются шеелитоносные флюорито-мусковитовые, кварцевые и карбонатные жилы, содержащие акцессорные минералы бериллия.

Скарновые шеелитовые месторождения (Бурановское, Балканское и др.) сконцентрированы, в основном, в шовной зоне, разобщающей Восточно-Уральское поднятие и Магнитогорский прогиб. Они образуют "Гумбейскую" группу месторождений, приуроченных к контактам мелких массивов — выходам плутона, слагаемого гранитоидами повышенной основности. Скарны залегают среди отложений осадочно-офиолитового комплекса среднепалеозойского возраста, накопленных в стадию начального прогибания геосинклинали (переслаиваются кремнисто-глинистые сланцы, яшмовидные породы, авгитовые порфириды и их туфы, рифогенные известняки, мергели).

Скарны безрудные. Они сложены, в основном, маложелезистыми островными силикатами (гранат, эпидот), что, согласно В. А. Жарикову, свидетельствует об их относительно низкой (для скарнов) температуре образования. Эти породы содержат также диопсид, скаполит, волластонит, везувиан, плаггиоклаз, ортоклаз, кварц и другие, второстепенные минералы. Скарны пересекаются кварцевыми жилами и прожилками. В одних жилах содержится неравномерно распределенный, эпигенетичный шеелит, слагающий рудные гнезда, молибденит, пирит, халькопирит, блеклые руды, галенит, магнетит, в других — золотое оруденение, выходящее далеко за пределы скарновых тел во вмещающие, в том числе алюмосиликатные, породы. Рудоотложение сопровождалось актинолитизацией, хлоритизацией, эпидотизацией, серицитизацией.

---

### Продолжение подписи к фиг. 3

том основании, 9 — доуралиды (Rf — Cm). Орогенные образования уральца ( $C_{2-3} - T_1$ ): 10 — краевые прогибы, 11 — межгорные впадины, 12 — глубинные разломы и крупные тектонические швы, 13 — разломы: установленные и предполагаемые; 14 — крупные флексуры, 15 — оси антиклиналей, 16 — контуры площадей с соляной тектоникой, 17 — главный глубинный разлом Урала: восточнее него расположена эвгеосинклинальная зона, западнее — миогеосинклинальная зона, 18 — вольфрамонасные площади

Вблизи скарновых шеелитовых месторождений Гумбейской группы имеются рудопроявления, представленные кварцевыми жилами и прожилками, содержащими либо шеелит, либо золото (в малых количествах).

Шеелито-кварцевые рудопроявления широко распространены. Они выявлены в надинтрузивных зонах вблизи пологих контактов плутонов, сложенных гранитоидами повышенной основности, их сателлитов и куполов (данные Н. В. Куклина, Ф. И. Рукавишника, П. В. Покровского, А. Ф. Коржинского и др.).

Часть этих шеелитовых проявлений, как и скарновые Гумбейской группы, сопровождается золотом. В месторождениях Бурановском, Великопетровском, Ново-Березовском содержание вольфрама повышается по направлению к контактам массивов, но снижается с глубиной. В других месторождениях (например, в Айдырлинском) на глубине содержание вольфрама возрастает. В Айдырлинском месторождении имеются жилы, содержащие, наряду с шеелитом, вольфрамит. Сульфидов в жилах меньше 2%. Это висмутин, молибденит, пирит, халькопирит, арсенопирит. Золото ассоциирует с сульфидами. Околорудное изменение пород слабое — окварцевание, серицитизация, актинолитизация, хлоритизация, эпидотизация.

Значительно севернее месторождений Гумбейской группы, среди эффузивно-осадочных пород, в экзоконтактовой зоне Юго-Коневского массива калиевых гранитов, находится Пороховское месторождение. По геологическому строению рудного поля это месторождение сходно с гумбейскими, однако состав его руд иной. Месторождение представлено двумя системами крутопадающих кварцевых жил юго-восточного простирания разных румбов и пересекаемой ими небольшой залежью эпидот-гранатовых скарнов. Последняя залегает вдоль контакта пирокластических пород с известняками. В скарнах имеется вкрапленность шеелита и молибденита. Жилы разных направлений, пересекающие залежь скарнов, образовались не одновременно, сходны по минеральному составу: сложены, в основном, кварцем, содержат гюбнерит, шеелит (замещает гюбнерит, местами образует по нему псевдоморфозы), мусковит, флюорит, разнообразные сульфиды, маложелезистый сфалерит. По Н. В. Куклину, скарны пересечены шеелито-кварцевой жилой, а последняя — гюбнерито-кварцевыми жилами. Вмещающие породы вблизи жил березитизированы и импрегнированы флюоритом. По скарнированным известнякам местами образовались ритмично-полосчатые мусковит-флюоритовые породы. Эти породы, слагающие здесь очень мелкие разрозненные участки. В некоторых других месторождениях вольфрама развиты интенсивно.

Пороховское месторождение является, по существу, жильным. Оно отличается от жильных гюбнеритовых месторождений, в основном, наличием небольшой скарновой залежи и повышенным количественным соотношением шеелит: гюбнерит в рудах. И та и другая черты обусловлены локальной особенностью вмещающих толщ — наличием в них линзы известняка, при взаимодействии с которым рудоносные растворы обогатились кальцием.

Сходство с гюбнеритовыми месторождениями проявляется и в ассоциации оруденения с гранитами пониженной кислотности, наличии около жил зон фтористой березитизации. В этих же чертах, а также в наличии в рудах гюбнерита, молибденита, флюорита и отсутствии золотого оруденения – отличие этого месторождения от гумбейских скарных.

Месторождения гюбнерита, в отличие от золото-шеелитовых, связаны с комплексом калиевых гранитов (Карасьевский, Юго-Коневский, Пьянковский, Шабуровский, Игишанский массивы и др.). По гравиметрическим и геологическим данным, эти массивы на глубине в сотни метров объединяются в конкордантную межформационную пластообразную многофазную залежь – Шиловско-Коневский интрузив. Внедрился он в позднем палеозое, после нижнего карбона, во время главных блоковых движений, осуществлявшихся по многочисленным разломам. Высший контакт массива падает под углами 40-60° на восток, а лежащий – круче. Интрузив залегает в крыле антиклинали, в области сочленения Восточно-Уральского поднятия с одноименным прогибом (Раппопорт и др., 1971). Выступы массива приурочены к осевым частям брахиструктур. Конфигурация контактов, удлинение массивов и их апофиз согласные с общим простираем пород кровли.

1690  
Интрузив образовался в ряд фаз. К первой фазе относятся средне- и мелкозернистые биотитовые граниты, преобладающие в западной части массива, ко второй – господствующие в восточной части массива лейкократовые, аляскитовые и пегматоидные граниты. Первая фаза внедрения завершилась образованием даек аплитов, вторая – формированием даек аплитов и пегматитов, кварцевых жил с молибденитом и вольфрамитом и более поздних жил с гюбнеритом. Образование кварцевых жил с гюбнеритом и молибденитом разобщено во времени внедрением даек аплит-пегматитов (данные Б. М. Куплетского и П. К. Олерского).

Гюбнеритовые месторождения и рудопроявления сконцентрированы в блоке, вмещающем рудоносный Коневско-Карасьевский интрузив, вдоль ограничивающего его с востока субмеридионального, дугообразно изгибающегося на запад разлома, отражающего изгиб пород кровли интрузива (Раппопорт и др., 1971). Рудные поля приурочены к местам сопряжения субмеридиональных разрывных нарушений с поперечными и диагональными. Большинство рудных жил имеет субширотную ориентировку и локализовано в трещинах отрыва в эндоконтактной зоне массива. Многочисленные жилы иных направлений залегают в трещинах скалывания. Некоторые месторождения расположены в породах кровли.

Месторождения Карасьевское и Юго-Коневское и рудопроявления представлены жилами, приуроченными к многочисленным оперяющим тектонические зоны, крутопадающим трещинам отрыва и скалывания, связанным со сдвиговыми смещениями вдоль тектонических зон (Рундквист, 1961). Гюбнеритовое оруденение выдерживается на большую глубину, чем шеелитовое (Куклин, 1959, 1971). Оно представлено свитами коротких субпараллельных кварцевых жил, менее мощных, чем шеелито-кварцевые, контролируемых системой субширотных трещин скалывания и отрыва. Минеральный состав руд приведен на фиг. 4.



Месторождение	Жильные																
	Кварц	Альфибол	Полевой шпат	Мусковит	Диплоид	Бодластонит	Сфен	Везувин	Турмалин	Апатит	Флюорит	Гранат	Эпидот	Цокоит	Актинолит	Хлоритонды	Жильберит
Биргильда	●		◐	○							◐						○
Юго-Коневское	●		○	○							●						
Средний Урал	●		○	○													
Галочья гора	●		◐	◐				○			●						
Сосновское	●		◐	○				○			◐						
Павловское	●															○	
Аландское	●		◐	○													
Красногородское	●		○	○							○						
Байтукское	●			○													
Степановское	●																
Фуадовское	●																
Ялуинское	●			○				○								○	
Баженовское	●											●			○		
Ахуновское	●			○				○									○
Корепановское	●		○														
Острая горка	●																
Воронцовская жила	●																
Шаидуриха	●																
Первомайское	●		◐														
Кедровское	●		◐	○			○										
Ново-Березовское	●							◐			○						
Березовское	●																
Шарташское	●																
Аджетаровское	●			○													
Анненское	●		◐	◐									○				
Возрождение	●																
Мельниково-Зураullo	●							○								◐	
Кацбахское	●		○														○
Монетное	●		○														
Биткуевское	●			○						◐			○				
Балканское	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐
Бурановское скариное	◐	○	○	○						○	◐	◐	◐				
Бурановское жильное	●		◐							○							
Требиатское	●		○														
Арасланбаевское	●							○									
Кочкарское	●																
Андреевское	●		○					○									
Айдырлинское	●																
Шершевское	●																

● 1   ◐ 2   ◑ 3   ◒ 4   ○ 5

Фиг. 4. Распространенность гипогенных минералов в рудах вольфрамовых месторождений Урала (по П. В. Покровскому)

1 – преобладает или присутствует в сравнительно заметных количествах;



Карасьевское месторождение представлено микроклино-кварцевыми жилами с гюбнеритом, бедными по минеральному составу. Другие гюбнеритовые месторождения (Юго-Коневское, Пороховское, Боевское) представлены мусковито-кварцевым минеральным типом. Их минеральный состав довольно разнообразен. Помимо главных минералов (гюбнерита, кварца и мусковита) в этих жилах содержатся шеелит, флюорит, иногда родохрозит, разнообразные сульфиды, суммарное содержание которых не превышает 5–10%.

Изменение боковых пород около мусковито-кварцевых жил с гюбнеритом специфическое: внутренние зоны метасоматических колонок представлены микроклинитами, мусковититами, мусковито-микроклиновыми породами, изредка – альбититами. В процессе изменения исходных гранитов самым неустойчивым, помимо биотита, был кварц.

Рассмотрим соотношения вольфрамового оруденения с золотым. В золото-шеелитовых месторождениях вольфрам (в виде шеелита), при незначительных его концентрациях, содержится в кварцевых жилах с золотом. Если же он образует заметные концентрации, то входит в состав жил, обособленных от золоторудных. Золоторудные поля часто располагаются в интрузивах гранодиоритов и плагиогранитов или в надинтрузивной зоне этих массивов. Выявлена температурная и пульсационная зональность оруденения относительно массивов плагиогранитов. Золоторудные месторождения находятся вне пределов проекции контуров интрузивов калиевых гранитов на дневную поверхность, а все гюбнеритовые, а также шеелитовые, руды которых не содержат золота, располагаются в их пределах или в их надинтрузивных зонах (Раппопорт и др., 1971).

По данным Н. И. Бородаевского, микроклиновые граниты, вмещающие вольфрамито-кварцевые жилы, образовались позже плагиогранитов, с которыми ассоциировано золотое оруденение с шеелитом. В частности, абсолютный возраст плагиогранитов Пластского массива, с которым связано золотое оруденение месторождения Кочкарь, 340 млн. лет (определено калий-аргоновым методом по мусковиту), а возраст послерудных постмагматических образований в этом массиве – 338 млн. лет. Возраст микроклиновых гранитов соседнего Демаринского массива, вмещающего единичные жилы кварца с вольфрамитом и турмалином (материалы Ю. Овсянникова), установленный тем же методом по биотиту, 260–280 млн. лет.

Можно предположить, что золото-шеелитовое оруденение более раннее, чем вольфрамитовое, и связано, в отличие от последнего, с плагиогранитами, являющимися дифференциатом базальтоидной магмы (Жомарова, 1971; Раппопорт и др., 1971) либо продуктом кристаллизации самостоятельной магмы, тогда как микроклиновые граниты – продукт кристаллизации сиалической магмы. Разный магматический источник и обусловил различие минерального состава и масштабов вольфрамового оруденения.

Все вольфрамовые месторождения Урала высокотемпературные. Некоторые различия набора и содержаний сопутствующих минералов в

месторождениях шеелита и гюбнерита отмечал еще в 1940 г. П. В. Покровский. В кварцево-шеелитовых месторождениях распространены пирит и карбонаты, иногда халькопирит; встречаются единичные зерна турмалина и золота. В золото-шеелитовых месторождениях нередок галенит, иногда обилен арсенипирит. В гюбнеритовых месторождениях, помимо кварца, содержится много флюорита, слюды или калиевого полевого шпата, немного сульфидов (пирит, молибденит, сфалерит, иногда галенит); редко встречаются зерна сложных сульфидов и сульфосолей (халькопирит, айкинит, тетраэдрит).

Характер изменения боковых пород около шеелито-кварцевых и гюбнерито-кварцевых прожилков сходен: в породах основного состава — березитизация, а в породах кислого состава — калишпатизация и частично серицитизация, в небольшой степени — альбитизация, проявление которой в связи с отложением вольфрамовых руд является особенностью уральских гюбнеритовых месторождений.

В заключение вернемся к геотектоническому положению и режиму формирования рассматриваемых месторождений. Вольфрамовое оруденение приурочено лишь к одному из ряда параллельных антиклинорий Урала — Восточно-Уральскому. В этом антиклинории, в отличие от других, распространены герцинские гранитные интрузивы, в чем заключается одна из причин строгой локализации месторождений. В расположенном в зоне западного склона доордовикском антиклинории Уралтау, сложенном, преимущественно, древнейшими на Урале породами, месторождений нет. Западная, миогеосинклинальная зона Урала представляет собой каледониды, а последние отличаются незавершенностью тектоно-магматического цикла, редуцированностью орогенного этапа развития — именно того, с которым связано формирование вольфрамового оруденения. Тектоно-магматической активизации этой зоны в герцинское время не произошло, по-видимому, вследствие ускоренного замыкания Уральской геосинклинали, отличающейся от многих других межматериковым положением. Герцинский тектоно-магматический цикл на рассматриваемой территории отличается отсутствием позднегерцинских вулканоплутонических и вулканических образований. Возможно, что плутоническим характером вольфрамоносных магматических комплексов обусловлены рассредоточенность, однообразие вольфрамового оруденения — это гюбнерито-кварцевые жилы с устойчивым для всего региона составом минералов (вольфрамит; сфалерита), отсутствие ксено-, мезо- и эпитермальных месторождений.

## АППАЛАЧСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В складчатом поясе Аппалачей выявлено, наряду с рудопроявлениями, вольфрамовое месторождение Хэмм в Северной Каролине (Munds, Ewoldt, Cohen, 1944; White, 1945; Ahlfeld, 1958 и др.). Как известно, упомянутая складчатая система (линейный мегаантиклинорий) подразделяется на западную миогеосинклинальную зону и восточную — эвгеосинклинальную. Месторождение Хэмм находится в северной части послед-

ней, вблизи краевого шва трога, трассируемого серпентинитовым поясом.

Крупный конкордантный массив грубозернистых роговообманково-биотитовых гранитов, с которым связано оруденение, внедрился в разбитые крупными надвигами и сбросами кристаллические сланцы докембрия, вслед за главной геосинклинальной складчатостью (граница  $C_1$  и  $C_2$  (?)). Граниты пересечены дорудными дайками габбро и базальта, а также комагматичных с ними, но более молодых риолитов. В триасе, уже после отложения руд, в районе сформированы грабены, заполненные красноцветными и угленосными отложениями молассовой формации, смятыми в пологие складки и рассеченными множеством сбросов, и вновь образовались дайки и силлы габбро — самых молодых пород района.

Рудное поле расположено в экзоконтактной зоне массива в слюдяных сланцах и гнейсах "сланцевого пояса Северной Каролины" (толща вулканогенов, возникших при подводных излияниях, и аспидных сланцев  $См-O$  (?)). Ориентировку контакта интрузива, большинства рудных жил и даек контролирует субмеридиональная сланцеватость пород метаморфической толщи; имеются также субширотные крутопадающие жилы и дайки. Значительная мощность многих жил выдерживается на небольшие расстояния по простиранию: раздувы сменяются пережимами, жилы расщепляются, разбиты постминерализационными сбросами.

Имеется серия небольших субширотных сбросов, поперечных к региональному простиранию пород. Во время минерализации движения по сбросам еще продолжались. Дизъюнктивы не оказывали существенного воздействия на жилы, но наряду со сланцеватостью пород, определили морфологию триасовых даек. Вмещающие кристаллические сланцы интенсивно серицитизированы (вблизи жил), окремнены, пропицитизированы. Слабее изменены габбро и риолиты, слагающие дайки, еще слабее — граниты.

Жилы содержат маложелезистый зональный гюбнерит (главный рудный минерал), шеселит, обильные флюорит и серицит, немного родохрозита и сульфидов (галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, тетраэдрит), редкий апатит.

По истории развития эвгеосинклинальная зона Аппалачей сходна с соответствующими зонами ряда других палеозойских систем, особенно — Урала. Это сходство заключается в полноте проявления ранней стадии геосинклинального развития — начального погружения (в самом начале  $Pz$ ), наличии в зрелую стадию геосинклинального развития (в ордовике) геоантиклинали, разделяющей миогеосинклинальную и эвгеосинклинальную зоны; образовании в триасе грабенов, заполнявшихся угленосными отложениями. Однако вольфрамовое оруденение Урала протягивается в виде согласного линейного рудного пояса, а в Аппалачах оно сконцентрировано в месте предполагаемого пересечения складчатой системы глобальным широтным вольфрамоворудным поясом.

## ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА, РАЗМЕЩЕННЫХ В ПРОВИНЦИЯХ С ШИРОКИМ РАЗВИТИЕМ ПОРОД ОСАДОЧНО-ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Вольфраморудные провинции этого типа – эвгеосинклинальные зоны симатического профиля – обнаружены лишь в северном полушарии. В нашей стране они находятся, кроме Урала, в трех регионах – Западном Забайкалье, Центральном Забайкалье и Горном Алтае.

В таких провинциях, за исключением Урала, месторождения вольфрама редки. Масштабы крупнейших рудных объектов не столь велики, как в провинциях других типов. Наряду с вольфрамовыми месторождениями в некоторые рудные комплексы изредка входят золотые. Иногда вольфрамовому оруденению сопутствует акцессорная бериллиевая минерализация, представленная апоизвестняковыми ритмично-полосчатыми мусковит-флюоритовыми рудами типа бурундучных, в которых встречаются шеелит и ряд других акцессорных минералов. Гюбнеритовое оруденение накладывается на них в зонах тектоно-магматической активизации. Вольфрамовое оруденение, территориально, структурно и по времени образования сопряженное с интрузивными членами вулканоплутонических комплексов, ассоциировано с молибденовым, образующим здесь и монометалльные месторождения. Вольфрамовое оруденение образовалось позже него. Характерно отсутствие месторождений олова. Вольфрамовые месторождения представлены сходными структурно-морфологическими и минеральными типами руд, что сопряжено со специфической геотектонического развития рудных провинций.

Из магматических образований в таких провинциях шире других распространены дифференциаты базальтоидной магмы – субмаринные эффузивы формаций соответствующих стадий начального прогибания геосинклинали, а также интрузивы ультрабазитов и базитов. Осадочные формации часто представлены кремнистыми породами, связанными с деятельностью подводных вулканов, и органогенными (рифогенными) известняками. К моменту образования вольфрамовых руд стратифицированные толщи претерпели интенсивную складчатость, зеленокаменный метаморфизм, были разбиты многочисленными разломами и пронизаны интрузивными телами, что обусловило значительную консолидацию земной коры. Поверхность цоколя в таких складчатых зонах геофизическими методами не выявляется из-за метаморфизма пород среднего структурного этажа или переработки пород фундамента процессами, связанными с геосинклинальным развитием.

Рудоносные комплексы представлены чаще всего межформационными и межпластовыми согласными залежами лейкократовых, часто аляскитовых гранитов, редко – гранитоидами более высокой основности, мощностью в сотни метров. Угол их наклона соответствует таковому вмещающих толщ – 20-40°. Гранитная магма внедрилась, в основном, позже завершения геосинклинальной складчатости. Вдоль согласных нарушений в кровле и в гранитах залегают дайки аплитов и пегматитов, а также некоторые рудные жилы. Возраст оруденения пермский (на

Урале, в Аппалачах), верхнеюрский – нижнемеловой (Зап. и Центр. Забайкалье). Возраст вмещающих пород докембрийский (кристаллические сланцы на Бом-Горхоне), кембрийский (вулканогенно-осадочные толщи и гранодиориты на Джиде), каменноугольный и пермский (соответственно вулканогены, известняки и граниты на Урале). При сходстве других геологических факторов руды месторождений, залегающих в докембрийских отложениях, по минеральному составу сходны с залегающими в породах геосинклинального структурного этажа. Рудные поля находятся в структурах разной степени консолидации – интрагеоантиклинальных поднятиях, в глубинных разломах, ограничивающих древние трюги, в краевых зонах ранней консолидации, подвергшихся тектоно-магматической активизации.

Глубина формирования плутогенного оруденения порядка 1–2 км, вулканоплутогенного и вулканогенного – менее 1 км.

Поскольку оруденение развивается в хрупких магматических или глубокометаморфизованных алюмосиликатных породах, распространены кварцевые жилы, приуроченные к системам крутопадающих трещин отрыва и скола, реже (особенно в зонах тектоно-магматической активизации) штокверки прожилков.

В провинциях рассматриваемого типа из вольфрамовых количественно иногда преобладают шеелитовые рудопроявления. Среди них имеются редкие скарны, вмещающие лишь наложенное шеелитовое оруденение, и более распространенные кварцевые жилы. Шеелитовое оруденение находится и в некоторых золоторудных полях, главным образом, в жильных телах предшествующего золоторудному этапу минерализации (таковы же соотношения золотого и шеелитового оруденения в некоторых скарнах).

Более важны, даже в районах преимущественного распространения шеелитового оруденения, гюбнеритовые рудные объекты. Из них наиболее распространены жильные редкометалльно-гюбнеритовые месторождения, сходные по набору, количественным соотношениям, а также по составу рудных и нерудных минералов. К этому типу можно отнести кроме рассмотренных выше месторождений Боевского, Юго-Коневского, Хэмм еще Бом-Горхон (Центральное Забайкалье), Инкур и Булуктай (Западное Забайкалье). Сходно с ними и Пороховское рудное поле (на Урале), однако здесь наличие известняков привело к их скарнированию и обогащению руд минералами кальция (содержание шеелита относительно гюбнерита в рудах повышено). Имеются единичные сульфосольно-сульфидные гюбнеритовые месторождения (Холтосон в Джидинском рудном поле).

При общем сходстве минерального состава жильного заполнения изменение вмещающих пород на различных месторождениях неодинаково. Апогранитные околожильные породы представлены в плутонических комплексах (на Урале), преимущественно, зонами микроклинитов, а в вулканоплутоонических комплексах (Западное Забайкалье) – флюорит-мусковитовыми, реже – фельдшпатолитами, возникшими при воздействии на исходные породы богатых калием щелочных растворов, а околожильные мусковито-кварцевые грейзены, типичные для других

регионов (Центральный Казахстан, Центральное Забайкалье), встречаются исключительно редко — в случае пологого залегания гюбнерито-кварцевых жил (Центральное Забайкалье).

В рудах обильны мусковит, калиевый полевой шпат, флюорит, иногда (при наличии среди вмещающих пород известняков) — карбонаты (родохрозит, мангананкерит), фосфаты, сульфиды (особенно распространены пирит, молибденит, сульфиды меди). Из минералов фтора обилён флюорит, а топаза нет, хотя содержание фтора в составе руд высокое. Этот факт свидетельствует об умеренно кислой реакции рудоносных растворов даже в случае наиболее высокого содержания в рудах фтора. Минералы олова, ниобия, тантала, мышьяка, бора, хлора очень редки. Почти отсутствуют и примеси этих элементов в минералах других элементов. В некоторых рудных провинциях (Аппалачи) нередко обнаруживаются очень мелкие зерна акцессорных минералов бериллия (берилл, гельвин) и урана (браннерит), висмута (сульфовисмутиды меди и свинца из ряда твердых растворов айкинит — гладит, козалит), более распространены сфалерит, халькопирит. В жилах и особенно в прожилках среди пород повышенной основности распространён шеелит (частично развивается по гюбнериту).

В особый минеральный тип можно выделить месторождение Карасьевское (на Урале), представленное полевошпатово-кварцевыми жилами с гюбнеритом, отличающееся отсутствием в рудах водусодержащих минералов, в том числе слюд, и обилием в жильном заполнении калиевого полевого шпата.

Состав минералов, слагающих руды, специфичен. Вольфраматы, фосфаты, карбонаты — члены железо-марганцевых изоморфных рядов — обогащены марганцем, что свидетельствует об обилии (или высокой активности) марганца, по сравнению с железом, в рудоносных растворах. Из минералов вольфрама преобладает гюбнерит с содержанием окиси марганца 22-24%. Содержание ниобия и тантала в нем ничтожно, в гюбнерите самых ранних генераций несколько выше, чем в поздних. В гюбнерите из наиболее высокотемпературных образований (некоторые жилы месторождения Джиды) выявлена тончайшая зональность — следствие неполной смесимости компонентов.

В триплите и родохрозите содержание  $FeO$  ниже 1%. В слюдах содержание железа низкое. То же можно сказать о некоторых сульфидах. Например, сфалерит содержит лишь доли весовых процентов железа, но лишь в рудовмещающих меланократовых породах содержание его в сфалерите повышается до 2%, снижаясь к краям зерен.

Мы предполагаем, что богатство руд минералами марганца и меди обусловлено геохимической спецификой накопленных ко времени образования руд отложений — вулканогенов основного состава, а также глубоководных карбонатно-кремнистых отложений, богатых медью и марганцем (такие толщи отмечены, в частности, А. Л. Додиним на Джиде ниже горизонта рудоотложения). Они могли быть субстратом, из которого извлекались рудоносными растворами марганец и медь. При более широком ознакомлении с материалом выявилось, что имеются

гюбнеритовые месторождения (Хемм, Бом-Горхон), расположенные вне полей геосинклинальных отложений, в частности среди толщ биотитовых сланцев и гнейсов докембрия. Вероятно, обогащенность марганцем и медью руд, как и литологических формаций, является индикатором геохимической специфики глубинных частей соответствующих блоков земной коры и мантии.

Другие особенности руд обусловлены изначально высокой щелочностью постмагматических растворов, о которой можно судить по характеру околожильного изменения пород, обилию слюд и калиевого полевого шпата не только в околорудных породах, но и в жильном заполнении, многократному и в больших масштабах формированию прожилков полевых шпатов, присутствию в рудах минералов, синтез которых осуществлен только в щелочных средах (альбит, карбонаты, цеолиты и др.), слабо щелочной реакции газово-жидких включений в кварце отсутствию в рудах топаза<sup>1</sup> (топаз-гюбнерит – запрещенная ассоциация минералов) при высоком (до 5%) содержании фтора. Понижению кислотности постмагматических растворов благоприятствовало преимущественное возникновение относительно открытых трещинных систем во время рудоотложения, вследствие специфического состава и интенсивного метаморфизма (повышенная "жесткость") вмещающих пород. Этому заключению не противоречит высокое содержание в рудах фтора: последний мог содержаться в растворах в связанной форме (в составе комплексных анионов).

Кристаллохимической особенностью руд, даже высокотемпературных, является отсутствие силикатов с более плотными кристаллическими решетками, чем кольцевые. Возможно, что ввиду относительно малой роли газовой фазы в среде рудоотложения, даже при формировании самых ранних постмагматических продуктов, существенного возрастания внутреннего давления и кислотности растворов не происходило, чем обусловлено и отсутствие грейзеновых месторождений.

### ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ С ШИРОКИМ РАЗВИТИЕМ ЭФфуЗИВОВ ПОРФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ (ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКИЙ ТИП)

К центрально-казахстанскому типу мы относим провинции, в строении которых существенную роль играют субсеквентные кислые эффузивы порфировой формации – одной из главнейших формаций орогенного структурного этажа, иногда завершавшие также геосинклинальное развитие или накапливавшиеся в его процессе. Интрузивно-вулканогенные пояса возникали и в этап тектоно-магматической активизации складчатых систем. Они накладывались на консолидированные складчатые основания, раздробленные вблизи границ структур, продолжающих гео-

<sup>1</sup> Флюорит устойчив в более широком диапазоне рН, чем топаз.

синклинальное развитие или недавно его завершивших. Под покровами эффузивов формировались плутонические массивы комагматичных им рудоносных гранитов. Вольфраморудные провинции этого типа (площадные или островные) распространены относительно слабо, это — Центральный Казахстан, Восточное Забайкалье и Монголия, Рудные горы.

### ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Характеристика этой складчатой области приводится, в основном, по работам Н. Г. Марковой (1964), Б. И. Борсука (1956). Эту область слагают отложения докембрийского, палеозойского и мезо-кайнозойского структурных этажей. Строение территории мозаичное глыбово-складчатое. Имеются три геотектонические зоны. Две из них — дугообразные зоны ранних и поздних каледонид — концентрически окаймляют зону герцинид (Джунгаро-Балхашский прогиб); в каждой зоне имеются разобщенные и осложненные глубинными разломами, неодинаково ориентированные антиклинории и синклинории, объединяющие более мелкие структуры. Зоны развивались в три этапа: 1) раннегеосинклинальный (докембрий — верхний силур); 2) геосинклинальный; 3) мульдовый (по терминологии Н. Г. Марковой).

Фундамент палеозойской геосинклинали — позднепротерозойские гнейсы, амфиболиты, кварциты. Рифей, нижний и средний кембрий представлены базальтами, кремнисто-углистыми сланцами, кварцитами, яшмами, с прослоями карбонатных пород, отложениями аспидной формации, а ордовик — мощной толщей морских терригенных и карбонатных пород, а местами и основными вулканогенами. Дальнейшее развитие зон различалось, причем начала и окончания двух последних этапов во внутренних зонах прогрессивно запаздывали, а длительность их увеличивалась. Необычные форма и пространственные соотношения зон обусловлены прерывистым (от периферии к центру) сокращением изометричной геосинклинали. Вольфрамовое оруденение в каждой из трех зон имеет специфику. Это обстоятельство побуждает нас рассмотреть историю развития всей территории, а не только зоны герцинид, в которой сосредоточены наиболее интересные объекты.

В зоне ранних каледонид с конца ордовика до девона длился орогенный этап, внедрились гранитоиды (460—500 млн. лет), изредка рудоносные. В остаточных геосинклиналях в силуре накапливались толщи андезито-базальтов, реже более кислых эффузивов и красноцветов. С нижнего девона по пермь включительно формировались наложенные на каледонское, чаще докембрийское основание, редкие мульды и грабены с маломощными отложениями  $D_{1-2}$  андезито-дацитов, липаритов и терригенных пород, мощные красноцветы  $D_{2-3}$  или изливались средние и кислые лавы. В начале  $D_3$  появились межгорные впадины с континентальными терригенными и эффузивными толщами, последние смяты в складки. С эффузивами комагматичны плутоны гранитов первого и второго девонского комплексов. Девону и нижнему карбону соответствуют морские (известняки), терригенные и угленосные осадки,

а среднему и верхнему карбону — пестроцветные континентальные отложения.

В зоне поздних каледонид в конце ордовика поднятия меньше, гранитоиды не обильны. Здесь геосинклиальный этап продолжался в среднем палеозое. В силуре накапливались мощные толщи песчаников и аргиллитов с прослоями известняков, пестроцветные терригенные осадки, лавы среднего и кислого состава, их агломераты. Складчатость линейная, ориентировка ее унаследованная. Здесь, как и в зоне ранних каледонид, имеются пояса раннепалеозойских основных и ультраосновных интрузивов. В девоне преобладало общее воздымание и накопление мощных толщ континентальных порфиритов и альбитофиров того же состава, что и в силуре, с прослоями туфов, агломератов и слои красноцветов; они смяты в брахискладки. Выявлены субвулканические штоки и дайки. Тогда же внедрилось множество плутонов гранитоидов первого и второго девонского комплексов (440–380 млн. лет), комагматичных с эффузивами. Орогенный этап длился с фамена до франского яруса включительно и выражен полнее, чем в зоне ранних каледонид, хотя внутренние впадины заполнялись теми же осадочными формациями.

В фамене и туроне осадки карбонатные и терригенные, в ряде впадин — с прослоями спилитов, агломератовых и лепловых туфов, породы кремнисто-сланцевой и кремнисто-карбонатной формаций с железо-марганцевым оруденением. Визе соответствуют морские карбонатные и терригенные осадки, местами угленосные. С намюра по верхний карбон отлагались красноцветы и лимнические угленосные осадки. По границе с зоной герцинид изливались лавы андезито-базальтов и андезито-дацитов. Вблизи диагональных к простиранию зоны глубинных разломов в перми внедрились единичные рудоносные интрузивы лейкократовых гранитов (270 млн. лет).

В зоне герцинид — морской режим длился до визе. Нижний ярус геосинклиального этажа несогласно перекрыт терригенными породами силура (песчаники и алевролиты с прослоями рифовых известняков), местами — геосинклиальными формациями нижнего и среднего девона. На силуре согласно залегают интенсивно складчатые отложения девона (3500–7500 м) — морские песчано-алевролитовые породы с прослоями туфов, эффузивов и известняков. Отложения турне (мощность 1600 м) сходны, но с обильными лавами и туфами андезито-дацитов и липаритов. С конца нижнего карбона на фоне общего воздымания происходили глыбовые движения, возник Балхашский антиклинорий, где в верхнем палеозое формировались маломощные песчано-алевролитовые и карбонатные осадки, а затем — мощная терригенная толща, и окаймляющий его полукольцом синклиний с континентальными эффузивами мощностью до 2000 м. В визе — намюре извергались лавы и туфы андезитов и дацито-липаритов, что сопровождалось экструзиями и интрузиями порфиритов. Перечисленные отложения слагают брахискладки. Геосинклиальный режим закончился к середине  $S_1$ , а орогенный длился и в триасе. В среднем карбоне возникли внутренние впадины, в синклинойной зоне — унаследованные, в антиклинойной — наложенные. Со среднего карбона а

в центральной части и в триасе из вулканов центрального типа, от которых сохранились неки, силлы, кольцевые дайки, изливались лавы андезито-дацитов, дацито-липаритов и трахилипаритов, залегающие трансгрессивно, накапливались мощные пирокластические толщи. Кислотность и щелочность пород возрастали. Пестрые континентальные кислые эффузивы появились с перми. Отложения  $P_{1-2}$  (мощностью до 3000 м) залегают несогласно. Имеются гранитоиды двух комплексов: 1) многофазные гранитные интрузивы с признаками гибридизма (330 млн. лет), 2) аляскитовые и щелочные граниты, прорывающие отложения  $P_1$  и  $P_3$  (270–290 млн. лет). Известны субвулканические тела трахилипаритов, прорывающие эффузивы  $C_3$  и  $P$ , разобщающие пермские гранитоиды разных фаз. Здесь, в отличие от зоны поздних каледонид, гранитоиды внедрились по прекращении излияния лав. Внутренние впадины орогенного этапа отличаются от таковых зоны каледонид обилием магматических продуктов, не дискордантных к отложениям геосинклинального яруса и не оторванных от него во времени. Позднеорогенный этап проявлен не четко, объединен с орогенным.

В каледонский цикл в Центральном Казахстане внедрились гипербазиты, базиты и гранитоиды (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты) – доордовикские, дониждедевонские и доверхнедевонские. В салаирскую фазу складчатости в зонах ранних и поздних каледонид образовались пластовые тела гипербазитов и штоки базитов. Доордовикские массивы каледонских, существенно калишпатовых, гранитоидов (гранито-гнейсы) приурочены к северо-западным или субмеридиональным глубинным разломам, сопровождаются дайками плагиогранитов, аплитов, гранит-порфиров и (редко) лампрофиров, а также кварцевыми жилами и грейзенами, содержащими, как и контактово-метаморфизованные породы, минералы бора и фтора. В зоне герцинид возникли вначале офиолиты и вулканогены спилито-кератофировой формации, затем – базальтоидные плагиограниты и трондьемиты.

Среди герцинских образований преобладают сиалические гранитоиды и эффузивы; процессы дифференциации и ассимиляции были резко подчиненными. Магма пермских гранитов была ультракислой, однородной и возникла в результате многократного селективного плавления субстрата (Александрова и др., 1960). Гранитоиды, различающиеся по составу, образовались в два главных этапа: 1) раннегерцинские и среднегерцинские, 2) позднегерцинские.

В сложных раннегерцинских интрузивах, внедрившихся в поздние фазы саурской складчатости ( $D_3 - C_1$ ), преобладают диориты и гранодиориты, имеются габброиды и лейкократовые граниты. Вдоль субширотных зон смятия и разломов, секущих складчатые структуры, в среднем и верхнем карбоне изливались кислые лавы, внедрились комагматические с ними, преобладающие среди герцинских, гипабиссальные гранитоиды. Среди последних выделяют: 1) кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты (граница  $C_1 - C_2$ ); 2) кварцевые монзониты и граносиениты; 3) биотитовые и лейкократовые граниты.

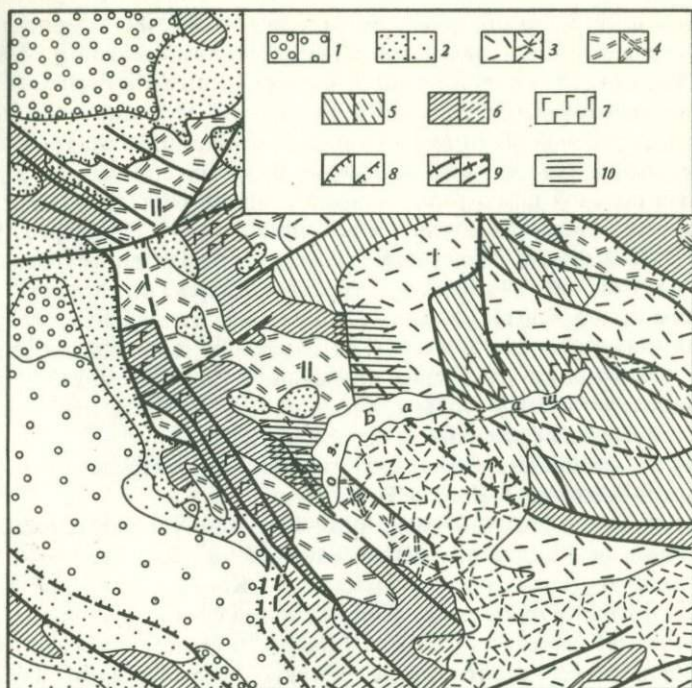
Позднегерцинские интрузивы (270 млн. лет) – их в Центральном Казахстане свыше двухсот – образовались на глубине 1,5–3,0 км во время инверсии, при вертикальных глыбовых движениях и отслаивании между фундаментом и герцинским структурным этажом, в основном в приподнятых блоках и ядрах антиклиналей. Магма, в отличие от среднегерцинской, проникла в эти отложения по непротяженным разломам. Форма массивов овальная, удлинение широтное либо меридиональное, площади выходов – сотни квадратных километров. По результатам грави- и магнитометрических съемок, мощность залежей гранитов до 5 км. Залегают они дискордантно относительно структур вмещающих толщ, контакты полого падают в стороны пород кровли, претерпевших ороговикование и фельдшпатизацию. Строение массивов сложное, их слагают лейкократовые граниты, различающиеся лишь по структурам: крупнозернистые порфириовидные, среднезернистые, мелкозернистые, гранит-порфиры (перечисление соответствует убыванию площадей выходов и порядку образования).

Затем магматическая деятельность резко ослабла – изливались основные лавы и внедрялись дайки диабазов.

Вольфрамовое оруденение в зоне ранних каледонид связано с докембрийскими и каледонскими комплексами. Самое раннее оруденение – шеелитово-золотое (месторождение Кууспек в Кокчетавской глыбе) – ассоциировано, по Х. И. Мурсалимову, с верхнепротерозойскими гнейсо-гранитами. С раннекаледонскими гранитоидами связано кварцево-турмалиновое медно-золото-шеелитовое оруденение (месторождение Одак), а с позднекаледонскими ( $S_2 - D_1$ ) – кварцево-золото-шеелитовое малосульфидное (месторождение Степняк). Руды Степняка отлагались по завершении складчатости Степняк-Селетинской геосинклинали, ассоциированы со штоками кварцевых диоритов степнякского комплекса, граносиенит-порфирами и с более поздними дайками плагиогранит-порфириров. Оруденение контролируется теми же структурами, что и малые интрузии, и локализовано на пересечении разломов в определенных структурных ярусах.

В зоне поздних каледонид оруденение встречается чаще, в южных районах вместе с оловянным, а в северных – с молибденовым и редкометальным. Ряд месторождений сосредоточен в гранитных массивах – Каракамысском ( $D_1$ ), Джельтауском ( $D_2^3$ ), Каибском ( $C_1 ?$ ), Майкульском (P) – в Чуилийской антиклинории, сложенной породами нижнего палеозоя, другие – в гранитных массивах Мунглу ( $D_2^3$ ), Куу (P), Кара-Оба (P) – в Западно-Балхашском синклинории, сложенной породами  $Pz_2$ . Все они находятся в пределах девонского наложенного интрузивно-вулканогенного пояса (фиг. 5). С раннекаледонским массивом Каракамыс (в Бурунтавском поднятии) связано одноименное шеелитовое месторождение. С позднекаледонскими массивами Джельтау и Мунглу (доверхнедевонскими, по О. С. Полквой) связаны рудопроявления вольфрама и месторождения молибдена.

Массив Джельтау, прорывающий альбитофиры  $D_1$  и перекрытый эффузивами  $D_3$ , сложен биотитовыми и роговообманковыми гранитами



Фиг. 5. Схема размещения глыбово-складчатых и геосинклинально-складчатых структур на территории Казахстана (по Карповой, 1970)

Наложённые глыбово-складчатые структуры: 1-2 – наложённые впадины: 1 – позднепалеозойские, 2 – среднепалеозойские; 3-4 – наложённые интрузивно-вулканогенные пояса: 3 – позднепалеозойские (I – Илийско-Балхашский), 4 – девонские (II – Центрально-Казахстанский). Геосинклинально-складчатые области: 5 – средне- и позднепалеозойской складчатости, 6 – позднепротерозойской и раннепалеозойской складчатости; 7 – зоны интенсивного проявления геосинклинального вулканизма; 8 – контуры наложённых впадин; 9 – крупные разломы; 10 – вольфрамоносные площади; ослабленными пунктирами и редкими знаками показаны структуры, погребённые под чехлом эпипалеозойской платформы и отложениями межгорных впадин

(в основном) и более основными породами, вплоть до габбро, частью – сиенитами и монцонитами. Из жильных пород имеются кварцевые порфиры, гранит-порфиры и диабазовые порфириты. В массиве имеются безрудные пегматоидные тела, множество кварцевых жил – безрудных, с полиметаллической или редкометальной минерализацией – кварцевые и кварцево-калишпатовые жилы, в том числе пологие, с шешелитом, вольфрамитом, местами с молибденитом и самородным висмутом, а также месторождение молибдена Сегиз-Сала.

Вблизи контакта массива Каиб находится месторождение Байхатын, приуроченное к дайке фельзит-порфиров, залегающей в песчано-сланце-

вой толще  $S_2$ . Здесь имеются жилы северо-западного простирания с падением на ЮЗ, преобладают жилы северо-восточного простирания с крутым или пологим падением. Рудные кварцевые жилы залегают в фельзит-порфирах, которые около жил превращены в грейзены – кварцево-мусковитовые (преобладают), кварцевые, мусковитовые и топазовые (в центральной части рудного поля), и в песчаниках, грейзенизированных слабее, чем фельзит-порфиры. В жилах содержатся мусковит, калиевый полевой шпат, топаз, флюорит, вольфрамит, шеелит, самородный висмут, висмутин, очень редко молибденит, касситерит, пирит и кальцит. Вблизи жил расположен мусковито-топазово-кварцевый грейзен, а дальше от зальбандов – серицито-кварцевые породы. Рудные минералы приурочены к жильному заполнению и к кварцевому грейзену. Имеется сеть прожилков кварца со слюдой и самородным висмутом, редкие полевошпато-кварцевые и кальцито-флюорито-полевошпатовые прожилки. Пострудные зоны дробления и нарушения проходят вдоль контактов дайки, пересекают ее и смешают жилы.

С пермским (акчатауским) интрузивным комплексом связано оруденение месторождений Майкуль, Куу и Кара-Оба.

Оловянно-вольфрамовое месторождение Майкуль расположено в толще песчаников  $S_1$  вблизи прорывающих их Джельтауского (D) и Майкульского (P) гранитных массивов. Контакт последнего полого погружается под рудное поле. Массив сложен средне- и крупнозернистыми лейкократовыми, а также биотитовыми крупнозернистыми, местами порфиroidными гранитами; в его краевых, особенно купольных, ближайших к рудному полю частях имеются амазонитовые граниты. Жильные породы представлены мелкозернистыми гранитами, аплитами, гранит-порфирами и пегматитами, местами нередки жилы амазонитовых пегматитов с аплитовыми оторочками. Массив пересечен меридиональной зоной даек диабазовых порфиритов и спессартитов, дайками кварцевых порфиритов и кварцевых диоритовых порфиритов. В гранитах имеются зоны грейзенизации, а также кварцевые прожилки и жилы с рудными минералами, местами многочисленны редкометалльные, вольфрамитовые (и шеелитовые), молибденовые, висмутовые и оловянные проявления. Обычны безрудные жилы гребенчатого кварца.

Простирание толщи пород нижнего силура, вмещающей рудное поле,  $300-330^\circ$ , падение моноклиальное на СВ под углом  $50-60^\circ$ . Апесчаниковые тонкополосчатые кварцево-биотитовые и андалузито-биотитовые роговики вмещают редкие жилы аплитов и аплит-пегматитов и широтные крутопадающие дайки диоритовых порфиритов, пересекаемые кварцевыми жилами с высокотемпературным оруденением. По данным Н. Л. Пламеневской и нашим, в массиве есть дайки диабазовых порфиритов, секущие (без смещения) рудные жилы. Простирание рудных жил и прожилков от  $280$  до  $40^\circ$ , падение на СВ под углом от  $50^\circ$  до вертикального, залегание часто согласное со слоистостью, имеются пережимы и разветвления по простиранию и падению. Нами намечены образования четырех этапов минерализации: 1) прожилки сахаровидного кварца; 2) кварцево-полевошпатовые и аплит-пегматоидные жилы и

прожилки; 3) кварцевые жилы с топазом; 4) кварцевые жилы и прожилки с топазом и рудными минералами.

Извилистые прожилки в трещинах отрыва и скопления сахаровидного кварца (иногда с включениями слюдки, пирита и халькопирита, еще реже — пирротина и флюорита), местами образуют густую сеть; песчаники около них обычно не изменены. Эти прожилки связаны, возможно, с Джелтауским массивом.

Амазонитсодержащие прожилки аплита и аплит-пегматита редки. Имеются пегматоидные жилы и прожилки с участками или с зонами аплита (изредка даже гранита), включающего вкрапленники полевого шпата, реже — кварца.

Кварцевые жилы с топазом, касситеритом и вольфрамитом нередко имеют полевошпатовые (в частности амазонитовые), а у поздних жил — мусковитовые, реже биотитовые оторочки. Жилы содержат еще флюорит, кальцит, шеелит, молибденит, висмутин, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, очень редкие и очень мелкие зерна галенита, турмалина. Жилы сопровождаются узкими зонами грейзенизации песчаников, местами зонами топазовой породы. Слюдяно-кварцевые прожилки с касситеритом секут кварц-вольфрамито-редкометалльные, но пересечены кальцитовыми жилками.

Массивы Мунглу и Куу расположены в Сасырлыкском прогибе Балхаш-Моинтинского поднятия, сложенном, в основном, палеозойскими магматическими породами. На размытой поверхности конгломератов, песчаников и сланцев рифея залегают альбитофиры  $D_1$ , а выше, после перерыва — конгломераты, песчаники и порфириды  $D_2 - D_3$ , переходящие в известняки  $D_2^3 - C_1$ . Со среднего карбона условия континентальные. Во время каледонского орогенеза эти отложения смяты в складки северо-западного направления; во время герцинского — в брахискладки. К единственному в упомянутом поднятии Караоба-Шалгинскому глубинному разлому северо-западного простирания (зона расланцевания) приурочены ультрабазиты ордовика или докембрия. По разломам, сопряженным с этим, проникла и гранитная магма, создавшая массивы Мунглу и Куу.

Массив Мунглу относится ко второму девонскому комплексу, завершающему каледонский этап развития. Это — межформационная залежь (мощностью 3—4 км) типа гарполита, внедрившаяся между девонскими эффузивами и протерозойским (?) цоколем.

Массив Куу (площадь 3000 км<sup>2</sup>) залегает в ядре антиклинали и удлинен согласно с общей широтной складчатостью. Форма его, по данным грави- и магнитометрической съемок, а также геологическим, лакколитообразная; в 1 км от видимых границ интрузива пологое падение контактов сменяется крутым. Массив прорывает гипербазиты, туфы альбитофиров  $D_1 - D_2$ , эффузивно-осадочные породы  $D_2 - D_3$ . Возраст гранитов и минерализации, по нашим данным, 265—280 млн. лет. В его контактовом ореоле песчано-глинистые и эффузивные породы превращены в полевошпатовые роговики с обильными темноцветными минералами.

Строение массива сложное. Выделено пять структурных разновидностей гранитов, соответствующих трем или четырем последовательным фазам внедрения магмы: крупно- и среднезернистые порфиридные граниты, среднезернистые граниты, гранит-порфиры. Из жильных пород развиты мелкозернистые граниты, аплиты дорудные, аплиты пострудные. В массиве имеются разобценные поля кварцевых жил, несущих оруденение: вольфрам-редкометалльные (сопровождаются топазо-слюдажно-кварцевыми грейзенами), а также молибденоворудные и вольфрамито-касситеритовые жилы (сопровождаются мусковито-кварцевыми грейзенами). Моложе других жилы гребенчатого кварца.

Месторождение Кара-Оба ассоциировано с одноименным пермским интрузивом гранитов, залегающим в вулканогенах  $D_{2-3}$  (туфы и игнимбриты липаритов, частично — дацитов). В экзоконтактовом ореоле (шириной до 300 м) породы ороговикованы (перекристаллизованы, содержат гнезда биотита). Массив размещен в девонском вулканическом аппарате, от которого сохранился кольцеобразный субвулканический интрузив липаритовых порфиров. Он сформирован в три последовательные фазы, которым соответствуют граниты крупно-среднезернистые порфиридные лейкократовые биотитовые, среднезернистые мусковитовые, мелкозернистые резко порфиридные аляскитовые. Есть пегматиты (шлировые, пластообразные, жильные) и дайки кислых пород первого этапа.

В рудном поле обнажен апикальный выступ дугообразно изгибающегося гребня. Кровля его погружается полого ( $25-40^\circ$ ). На гребне находятся три купола, ступенчато погружающихся к югу. Оруденение, в основном, жильное. Жилы Центрального участка залегают в гранитах и частью в породах кровли. Над средним куполом в эффузивах имеется штокверк полевошпато-кварцевых прожилков и жилы с молибденовым оруденением, полого погружающиеся к куполу. Между центральным и южным куполами залегают субпараллельные вольфрамито-кварцевые жилы. Структура месторождения и морфология рудных тел предопределены эндокинетической системой трещин, включающей пологие трещины в гранитах и в вулканогенах юго-западного участка, крутопадающие субширотные, северо-западные, субмеридиональные и северо-восточные.

Минеральные ассоциации: 1) молибденит-кварцевая, 2) вольфрамит-кварцевая с молибденитом, касситеритом, некоторыми другими минералами висмута, 3) вольфрамит-кварцевая с повышенным содержанием сульфидов; 4) флюоритовая, 5) кварцевая безрудная, 6) кальцитовая и цеолитовая, 7) роговикового кварца (данные Л. П. Ермиловой).

Простираение молибденито-кварцевых жил  $290-310^\circ$ , падение ( $20-30^\circ$ ) на север. Они залегают в трещинах, повторяющих форму поверхности купола гранитов. Жилы пересечены дайками микрогранитов, гранит-порфиров и аплитов, а эти дайки — вольфрамито-кварцевыми жилами. Строение вольфрамито-кварцевых жил кулисное, имеются апофизы, параллельные прожилки. При переходе жил в эффузивы мощности их уменьшаются, и на расстоянии в первые десятки метров жилы выклиниваются. Жилы сопровождаются кварцево-мусковитовыми с то-

пазом грейзенами. Вольфрамито-кварцевые с сульфидами жилы, залегающие в трещинах скола, сопровождаются серицитизацией.

В вулканогеных и известняках девона прослежена зона измененных пород, пронизанная кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом, и прожилками с молибденитом. В известняках карбона, слагающих крыло караобинской мульды, имеются зоны скарнов и мезозойских (?) слюдисто-флюоритовых пород с комплексной редкометальной минерализацией. Эти породы пересечены флюорито-топазовыми прожилками с редкометальными минералами, кварцевыми с гюбнеритом, флюоритом, изредка с молибденитом и минералами висмута.

В зоне герцинид месторождения вольфрама расположены в Жаман-Сарысуйском антиклинории (в основном) и Токрауском синклинории. По составу руд они различаются.

Жаман-Сарысуйский антиклинорий обособился как интрагеоантиклинальное поднятие во время каледонского тектогенеза (Александрова и др., 1960). Рудные узлы концентрируются вдоль глубинных разломов и на их пересечениях (Щерба, 1960). Большинство месторождений (Центральное, Байназар, Верхние Кайракты и др.) сосредоточено в зоне северо-северо-западного простирания, протягивающейся вдоль антиклинория между месторождениями Коунрад и Акмая. Эта зона, по-видимому, отражает разлом в фундаменте, выраженный в отложениях герцинского структурного этажа лишь серией рассредоточенных разломов.

Месторождение Центральное расположено в зоне герцинид на границе одного из крупных антиклинориев и Токрауского синклинория, заполненного эффузивами  $S_1$ . Рудное поле сложено песчаниками и сланцами  $S_2$  и породами трех интрузивных комплексов: девонского (?) — диориты (слагают шток), топарского ( $C_{1-2}$ ) (массив адамеллитов, по Г.Н. Щербе, по А.К. Абдрахманову, это — краевые гибридизированные фации гранитов) и позднегерцинского акчатауского (массив лейкократовых гранитов). Оруденение грейзеновое с зонами субпараллельных кварцевых жил среди среднезернистых гранитов и адамеллитов. Грейзены кварцевые, кварцево-топазовые, мусковито-кварцевые. В поперечном вертикальном сечении грейзеновые тела имеют пламеневидное зональное строение (Боголепов, Бочаров, 1968). Внутренние зоны метасоматической колонки расширяются книзу при сопряженном уменьшении мощности краевых зон и затем — сужаются. Самые энергоемкие (в их числе рудные) минералы образовались в средней (по вертикали) части рудных тел, но местами даже топазо-кварцевые грейзены безрудные. Хотя рудам грейзеновых месторождений присуща бедность сульфидами, здесь содержание пирита в грейзенах и жилах в среднем 5–8% (Щерба, 1960), а местами — до 50%. Вольфрамит представлен средними членами изоморфного ряда; в поздних жилах, как и в Кара-Обе, встречен гюбнерит.

Месторождение Байназар расположено в восточной части Шетского антиклинория, в породах двух структурных ярусов (Щерба, 1960). Нижний ярус сложен нижнекарбоневой толщей, смятой в складки субмеридионального простирания, круто падающей на ЮЗ. Это алевропе-

литы (преобладают), песчаники, сланцы и конгломераты. Породы ороговикованы. Верхний ярус, залегающий на нижнем несогласно, представлен вулканогенным наземным комплексом визе-намюра — кварцевыми порфирами, липаритами и их туфами, смятыми в субмеридиональные брахискладки. Г. Н. Щерба (1960) считает г. Байназар частью древнего стратовулкана. Интрузивы относятся к комплексам — топарскому (гранодиориты), калдырминскому (граниты), акчатаускому (гранит-порфиры, граниты) и байназарскому (субщелочные дифференциаты, внедрявшиеся от более кислых к основным: граносиенит-порфиры — монзонит-порфиры и сиенит-диориты — диабазы; есть керсантиты и вогезиты).

Рудный штокверк локализован в дайковом поле, протягивающемся на юго-запад, это — северный сектор субмеридиональной дугообразной дайковой зоны длиной 20 км и шириной 3—5 км. Имеются дорудные мощные дайки фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, гранит-порфиров, диабазов и аплитовидных гранитов, редкие маломощные (до сантиметров) внутрирудные дайки гранит-аплитов.

Рудоносный Байназарский интрузив гранитов акчатауского комплекса размещен в нижнем структурном ярусе, лишь его апофизы проникли в вулканогены, экранировавшие оруденение. Размещение массивов акчатауского комплекса контролировали, по Г. Н. Щербе, меридиональный разлом в фундаменте, к которому приурочены также вулканогенный пояс и раннегерцинские интрузивы гранодиоритов, и непротяженный субширотный разлом. Простираение зон, в которых локализованы самые поздние субщелочные дайки, северо-северо-восточное. Главная масса руд заключена в роговиках надинтрузивной зоны, а часть ниже — в апикальной части массива. По кислым породам образовались грейзены кварцево-сланцевые, топазо-кварцевые, по роговикам — кварцево-сланцевые, сланцевые, кварцево-флюорито-сланцевые. Грейзены слагают жилоподобные и штокоподобные тела, размещение и форма которых контролируются системами трещин скола и залеганием исходных пород. Грейзенизировались интенсивнее мелко- и среднезернистые граниты, слабее — биотитовые гранит-порфиры, кварцевые порфиры и их туфы и, наконец, ороговикованные породы. На глубине топазовые грейзены сменяются слюдяно-кварцевыми и затем — гранитами.

Жильный кварц и рудные минералы слагают до 12% массы штокверка. Вольфрамовые и молибденовые руды почти совмещены. Вольфрамит выделился в грейзенах и в жильном кварце, содержание его, как и молибденита, возрастает с ЮВ на СЗ и местами на глубине. Местами отложилось немного первичного шеелита. Молибденитовый этап минерализации — самый поздний из редкометалльных. В конце процесса выделилось больше сульфидов свинца, цинка, меди.

Месторождение Верхние Кайракты расположено в антиклинории в герцинской зоне, в висячем боку ветви одного из крупных надвигов (зоны смятия) в месте ее сопряжения с Куу-Кзылтау-Маман-тасским поясом позднегерцинских интрузий. Породы рассланцованы, амплитуда смещения с ЮВ на СЗ верхних горизонтов относительно нижних свыше 300 м. Рудное поле находится в надинтрузивной зоне

(интрузив не вскрыт), сложено силурийскими породами флишевой формации, превращенными в кварцево-биотитовые сланцы, с прослоями песчаников и горизонтом конгломератов, на крыле изгибающейся широтной складки вблизи места ее замыкания. Углы падения 50–75° соответственно на Ю, ЮВ и В. Сланцы гофрированы, хлоритизированы и серицитизированы. Они вмещают штоки позднекаледонских габбро-диабазов и дорудные дайки — плагиопорфиры и гранодиорит-порфиры (преобладают), диабазовые и диоритовые порфиры, сферолитовые и фельзитовые порфиры. Есть тела девонских субвулканических порфиритов и послерудная дайка диабазовых порфиритов. Простираение даек субширотное и северо-восточное, падение крутое. Вне рудного поля сланцы полого перекрыты породами альбитофирового комплекса (мощность 1400 м), смятого в брахискладки.

Ориентировка штокверка широтная, такая же, как у выступа рудоносного интрузива, залегающего, по данным магниторазведочных работ, на глубине 1,5 км (Щерба, 1960). Погружение рудного тела на ЮЮВ связано с дорудными линейными структурами течения. Простираение рудовмещающих трещин, в основном, северо-западное, падение крутое, выполаживается с глубиной. В блоках песчаников и габбро-диабазов прожилки сгущаются, залегание их выдержаннее. Распространены пологие дорудные кварцевые линзы. Имеются жилообразные тела, падающие круче, и кварцевые прожилки с хлоритом, биотитом, пиритом, апатитом. Последовательность образования прожилков: кварцевые → кварц-полевошпатовые и полевошпатовые → кварцевые → карбонатно-цеолитовые и ангидритовые, а рудной минерализации: вольфрамовая → вольфрам-молибдено-висмутовая → молибденовая → медно-цинково-свинцовая.

Около руд породы серицитизированы, окварцованы, слабо грейзенизированы. 90% вольфрама заключено в шеелите (частью замещающем вольфрамит) — в кварцево-пиритовых, кварцевых и кварцево-полевошпатовых прожилках. С глубиной содержание вольфрама снижается (в полтора раза), а молибдена — увеличивается по мере уменьшения количества ранних кварцевых и пирито-кварцевых прожилков относительно полевошпатовых и кварцевых с молибденитом прожилков иной генерации. В пирито-кварцевых прожилках содержание молибдена также увеличивается с глубиной.

Вольфрамовые месторождения Северный Коунрад, Вольфрамовые сопки и молибденовое Восточный Коунрад находятся на юго-западе Токрауского синклиниория в Коунрадском гранитном массиве (площадь выхода 120 км<sup>2</sup>), прорывающем песчаники и сланцы Ст — S, каледонские гранитоиды, эффузивы С<sub>1</sub>, гранофиры и гранофировые граниты. Массив многофазный. Породы главной интрузивной фации, по С. В. Ефремовой, это — крупно- и среднезернистые биотитовые граниты, а эндоконтактной фации — средне- и мелкозернистые. Их возраст 275 млн. лет (Чухров, Шлайн, 1962). Имеются дайки мелкозернистых и аплитовидных гранитов, аплитов, диорит-порфиритов и габбро-порфиритов.

Породы подверглись последовательной микроклинизации — альбитизации — микроклинизации, в результате которых образовались тела микроклинитов и альбититов, затем грейзенизации, сопровождающей высокотемпературные кварцевые жилы — безрудные, с молибденовым и вольфрамовым оруденением. В жилах молибденового месторождения Северный Коунрад выявлены подрудный, рудный и надрудный пояса (Чухров, 1960). Вольфрамит местами встречается в двух последних поясах.

В месторождении Северный Коунрад рудные жилы сопровождаются безрудными мусковито-кварцевыми грейзенами с флюоритом, а на глубине и с плагиоклазом, в отдельных кулисах — кварцевыми. Строение жил по простираанию и падению кулисообразное. Азимут простираания от  $300^{\circ}$  (преобладает) до  $22^{\circ}$ , падение  $70-90^{\circ}$  на СВ, редко на ЮЗ.

Эти жилы пересекают жилы полосчатого кварца (данные В. С. Чурикова), протягивающиеся на 300 м и глубже без изменения характера минерализации. С глубиной содержание молибдена возрастает, а висмута и вольфрама уменьшается. Обычны послерудные северо-восточные нарушения с амплитудами до 2 м. Из рудных минералов в жилах распространены вольфрамит, висмутин; мусковит (призальбандовые оторочки), пирит, флюорит и калиевый полевоый шпат относительно редки. В жильном кварце нередки друзовые полости. Имеются и другие, сходные по минерализации, рудные участки.

Итак, рудная нагрузка зависит от времени замыкания геосинклинали. В зоне ранних каледонид гранитных интрузивов орогенного этапа, как и месторождений вольфрама, нет; они появляются, наряду с герцинскими гранитоидами, в зоне поздних каледонид, которую можно отнести, поскольку геосинклинальный этап закончился здесь в середине девона, и к ранним герцинидам (Маркова, 1964), что придает особые черты ее металлогеническому облику. Оруденение связано с гранитными комплексами разного возраста, особенно с акчатауским, проявившимся во время "отраженной" тектоно-магматической активизации. Зоны глубинных разломов типа Караоба-Шалгиинской и оперяющих разломов перспективны также на вольфрамово-молибденовое оруденение, парагенетически связанное со штоками гранит-порфиров позднедевонского комплекса.

Особенно многочисленны месторождения вольфрама в зоне герцинид, отличающейся затяжным, геосинклинальным этапом, особенно его завершающих стадий, менее продолжительным орогенным и обилием пермских гранитных массивов, которые в зоне ранних каледонид отсутствуют, а в зоне поздних каледонид встречаются редко и лишь вблизи глубинных разломов. Они приурочены к вулканогенно-интрузивным поясам, возникающим вдоль краевых швов, разобщающих области геосинклинального развития и консолидированные, частично — к глубинным разломам, секущим последние. Е. П. Малиновский (1968) объясняет размещение месторождений предполагаемой, оптимальной для рудоотложения, мощностью эффузивной кровли по периферии Джунгаро-Балхашского прогиба, а В. Г. Боголепов — особыми условиями цирку-





ляции подземных вод в зоне сочленения геотектонических структур, различающихся по знаку вертикальных движений.

Орогенные структуры представлены интрузивно-вулканогенными поясами Центрально-Казахстанским среднепалеозойским и Илийско-Балхашским позднепалеозойским, в пределах которых, в основном, сконцентрирована вольфрамовая минерализация (см. фиг. 5), а также наложенными и унаследованными впадинами. Первый пояс несогласно наложен на каледониды (в его пределах есть более молодые впадины, заполненные осадочными формациями), а второй — на зону средне-позднепалеозойской складчатости.

Вольфрамовая минерализация неоднородна (фиг. 6), так как развивалась на мозаичном фоне — в зонах одновременной консолидации, связана с интрузивами различного возраста и состава, сформированными, как и руды, в неодинаковой по составу и свойствам среде, в разных структурных условиях. С удалением от краев геосинклинали, с омоложением времени консолидации, возраст вольфрамового оруденения уменьшается, а масштабы его возрастают. В зоне ранних каледонид вольфрамовая минерализация незначительна, связана с базальтоидными плагигранитными комплексами и сопровождает золотое оруденение, чем отличается от сходной минерализации других зон.

В зоне поздних каледонид вольфрамовое оруденение имеет каледонский, а частично — герцинский возраст. Самое раннее нижнедевонское оруденение (месторождение Каракамыс) представлено сфероидальными пегматоидными телами с молибдошеелитом. В массивах Мунглу и Джельтау, сформированных на границе среднего и верхнего девона, вольфрамовая минерализация чаще всего сопровождает штокверковое или жильное молибденовое оруденение. Это — кварцевые жилы и прожилки с шеелитом, в жилах, залегающих среди меланократовых пород — ферберитом, возникшие в более позднюю стадию, чем молибденовое оруденение. В массивах Куу, Майкуль и Кара-Оба, возникших в перми при тектоно-магматической активизации, обусловленной развитием соседней герцинской геосинклинали, вольфрамовое оруденение иное, предполагается оно в пределах прогибов — унаследованных (Куу) и наложенных (Кара-Оба). Месторождения Куу и Майкуль сходны по разнообразию состава руд и последовательности их образования. В этих герцинских плутонах главнейшие постмагматические процессы — это последовательно проявившиеся альбитизация, микроклинизация (иногда амазонитизация) и грейзенизация (наиболее распространена), сопровождаемая формированием кварцевых жил, реже — прожилков с молибдено-вольфрамовым, молибдено-вольфрамо-оловянным или вольфрам-оловянным, изредка — молибденовым оруденением. Разнородное оруденение рассредоточено в разных участках массивов, реже — в надинтрузивных зонах. Обособленные и околожильные грейзены, иногда рудоносные, — слюдяно-кварцевые (наиболее распространены), топазово-кварцевые (сопряжены с интенсивным оруденением) и другие. После отложения руд местами проявилась фельдшпатизация; при развитии последней по гранитам, грейzenам и жильному заполнению возникли фельдшпатиты

(Повилайтис, 1961<sub>3</sub>; Павлова, 1967). Еще позже сформированы безрудные жилы гребенчатого кварца с флюоритом и гематитом, сопровождаемые слабыми окварцеванием и каолинизацией. Внедрение плутона Куу, как и мунглинского каледонского, контролировал Шалгия-Караобинский разлом (зона смятия), прослеженный в северо-западном направлении на 100 км. Вблизи его окончаний находятся наиболее важные в этой зоне месторождения — вольфрам-молибденовое каледонское Шалгия (на северо-западе) и вольфрамовое пермское Кара-Оба (на юго-востоке).

Месторождение Кара-Оба, вероятно вследствие локализации его, в отличие от других, в самой зоне разлома, в наложенной терригенной впадине, оказалось наиболее важным и отличается от других пермских месторождений зоны поздних каледонид наличием сульфидно-вольфрамитовых жил поздних стадий, приуроченных к трещинам скола, наличием в рудах сложных сульфидов и сульфосолей (халькопирит, блеклая руда, козалит), карбонатов, обильного флюорита, отсутствием триоктаэдрических слюд.

Пермское вольфрамовое оруденение зоны герцинит сходно с одновозрастным оруденением зоны поздних каледонид, но расположено оно, в основном, в интрагеоантиклинальном поднятии, масштабы его больше, в рудах меньше олова, редких щелочей и скандия, здесь не проявлены амазонитизация, грейзенизация с триоктаэдрическими слюдами, поздняя фельдшпатизация, приведшая к образованию сиенитоподобных пород.

Вольфрамовые месторождения Центрального Казахстана — высокотемпературные кварцево-жильные, реже — штокверковые, изредка — грейзеновые. В жилах, а иногда в грейзенах, совместно выделялись минералы вольфрама, молибдена, олова, висмута и некоторые редкие. Хотя в жилах нередко содержится касситерит, его немного, нет и месторождений олова. В рудах обычно нет минералов бора, мышьяка, сурьмы, мало сульфидов (пирит, молибденит и висмутин). Особенность некоторых месторождений в целом и богатых вольфрамом жил — обилие топаза и богатых редкими щелочами слюд с высоким содержанием фтора (до 2%), а при наличии железистых слюд — до 7%. Вольфрамиты имеют промежуточный состав, часто обогащены (как и касситерит) танталом, ниобием, иногда скандием. В Кара-Обе вольфрамит варьирует от железистого до марганцовистого (на поздних стадиях), лишь в Восточном Коунраде и Северном Коунраде вольфрамит близок к гюбнериту (4% FeO), в рудах Нура-Талды и Шалгии содержится ферберит, что обусловлено извлечением соответственно железа и кальция из вмещающих пород.

Размещение месторождений и многие особенности руд Центрального Казахстана обусловлены спецификой геотектонического развития региона. В целом это провинция эвгеосинклинального типа. Однако здесь, в отличие от палеозойской же провинции восточного склона Урала, распространены вулканиты порфировой формации стадии зрелой геосинклинали и орогенного этапа, предшествовавшие становлению рудоносных интрузивов. Центральный Казахстан принят нами за типовую вольфрамоворудную провинцию еще и потому, что это — наиболее крупная провин-

ция этого типа и его металлогенические особенности связаны, в основном, с проявлением одного герцинского тектоно-магматического цикла. Состав этих эффузивов более кислый, ближе к составу пород рудоносных комплексов, чем состав эффузивов Урала, а их пологое залегание и отслоение при блоковых движениях по пологим межформационным нарушениям благоприятствует образованию плутонов. Лишь в зоны разлома внедрились резко удлинённые в вертикальном направлении тела — штоки и дайки.

В герцинский тектогенез по разломам северо-западного направления, заложенным в каледонскую эпоху, происходили сбросо-сдвиги (опущены северо-восточные крылья), с которыми сопряжены и северо-восточные трещины отрыва.

Плутоногенные месторождения вольфрама находятся в восточной части Жаман-Сарысуйского антиклинория, перекрытой эффузивами, экранировавшими магму и постмагматические растворы. По их цепочечному расположению можно предположить наличие скрытого глубинного разлома фундамента — рудоконцентрирующей структуры генерального для этого региона северо-западного направления, характерного еще для каледонского плана складчатых и крупнейших разрывных деформаций (за исключением зоны герцинид, где направление каледонид иное — меридиональное "уральское"), совпадающего с простираем алтае-сянских каледонских складчатых и разрывных структур. Это — направления Калба-Нарымского, Дегелен-Чингизского, Шалгия-Джелтауского рудных поясов. Простираем последнего — северо-западное, как и у Илийско-Балхашского интрузивно-вулканогенного пояса, но меньших румбов. Возможно продолжение пояса плутоногенных месторождений Жаман-Сарысуйского поднятия на юго-восток за Балхаш, где он, вероятно, соответствовал бы намеченному Е. Д. Карповой погребенному разлому, разобщающему каледониды и герциниды, и на северо-запад, уже как пояса вулканоплутоногенных месторождений.

Характер вольфрамового оруденения в полях развития эффузивов и вне их (и поисковые признаки) различны. Там, где разломы скрыты или рассредоточены (в краевой части Жаман-Сарысуйского антиклинория) и массивы формировались под экранами вулканогенных толщ, месторождения имеют черты плутоногенных, а там, где разломы выходят на поверхность вне эффузивных толщ, оруденение имеет черты переходного к вулканоплутоногенному.

Оптимальные условия для концентрации оруденения и появления крупных вольфрамородных объектов следующие. 1. Интрагеоантиклинальные поднятия. 2. Зона поздней (герцинской) консолидации, особенно вблизи ее сопряжения с зоной поздних каледонид. 3. Наличие северо-западного скрытого разлома фундамента, секущего по отношению к каледонской и герцинской складчатости и позднепалеозойскому интрузивно-вулканогенному поясу. 4. Расположение в зоне выклинивания разлома. Герцинские разломы северо-западного простираем выклиниваются по периферии герцинского прогиба, при выходе на поднятия. 5. Наличие экрана кислых эффузивов порфировой формации мощностью

500—800 м. 6. Наличие самого молодого акчатауского многофазного гранитного комплекса, контактовые и надинтрузивные зоны пермских плутонов, граниты "дополнительных интрузивов", поля даек первого этапа. 7. Залегание гранитов в виде субгоризонтальной пластовой залежи. 8. Слабое вскрытие эрозией гранитных массивов и их куполов или надинтрузивная зона. 9. Толща пород с повышенным содержанием кальция, обеспечивающим полнейшую фиксацию вольфрама. 10. Развитие оруденения в виде штокверков. В жильных месторождениях содержания выше, чем в штокверковых, но запасы меньше. 11. Наличие гранитных тел ритмично-зонального строения. 12. Наличие грейзенов, а в последних — минералов фтора (помимо слюды). Для вольфрамовых руд (но не гюбнеритовых и не шеелитовых) характерен топаз. Связь с фтором вольфрамового оруденения более тесная, чем молибденового (Покалов, 1964 и др.). Характер оруденения зависит от состава среды. В богатых кальцием песчано-сланцевых отложениях развивается шеелитовое оруденение, в гранитах — вольфрамитовое, реже гюбнеритовое, а в эффузивах надинтрузивной зоны, как подмечено Е. П. Малиновским (1965), — бедное молибденовое. В синклиниях также усиливается роль молибдена, а вольфрама снижается, вблизи эвгеосинклинальных трогов вольфрамное оруденение представлено гюбнеритом.

#### ПРОВИНЦИЯ РУДНЫХ ГОР

Эта провинция локализована на площади Западно-Европейского складчатого сооружения в Чешском внутреннем массиве ранней консолидации, подвергавшемся с конца палеозоя неоднократной тектоно-магматической активизации (Щеглов, 1968). Этот массив отличается от других внутренних массивов Европы тем, что граничит с альпийской складчатой системой. Фундамент его образован протерозойскими кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами и гранитами. Его перекрывают нижнепалеозойские отложения, местами слабо метаморфизованные. В перми возникли наложенные прогибы, заполнявшиеся континентальными пестроцветными осадками (красный лежень) и кислыми эффузивами, в мезозое и кайнозое в прилегающем районе возникли наложенные прогибы с угленосными отложениями.

Месторождения вольфрама выявлены на границе Рудногорского антиклинория с наложенным прогибом, ограниченным сбросами, залеженными в герцинское время. Прогиб заложен во время вулканических извержений и заполнен кислыми вулканитами. Излияние лав завершилось формированием многофазных гранитных комплексов "горского" (биотитовые граниты без признаков редкометальной специализации) и более молодого "рудногорского" (лейкократовые граниты натроллитового геохимического типа, специализированные на вольфрам и олово).

Массивы рудногорского комплекса слагаются гранитами (270—300 млн. лет), различающимися по структуре и составу; их границы постепенные, частью резкие. Доминируют среднезернистые граниты с

гипидиоморфной, реже микрографической структурой. В них преобладают кварц, микроклин-пертит и плагиоклаз № 5–12; около 2% слюд (от литиевого биотита до циннвальдита); аксессуарные – первичный топаз, флюорит, касситерит, циркон. Граниты поздних фаз обогащены альбитом и топазом. В контактах массивов и дополнительных интрузивов, особенно в куполах, прослеживаются пегматоидные залежи (“штокшейдеры”).

Куполы “рудногорских” гранитов, по геологическим и геофизическим данным, – выступы многофазной горизонтальной залежи, внедрившейся между покровом кварцевых порфиров и фундаментом. Зоны гранитных куполов считаются наиболее перспективными для концентрации оруденения, однако в Рудных горах имеются лишь небольшие месторождения вольфрама – Циновец (Циннвальд), Альтенберг, Крупка, Пехтельсгрюн, Чорлау, в ряде оловянных (Зауберг, Фирунг) вольфрам добывается попутно.

Месторождение Циновец представлено сериями пологих (10–15°) кварцевых жил (флэцы), сопровождаемых слюдяно-кварцевыми грейзенами (слюды содержат редкие щелочи) с топазом, и такими же пологими залежами рудоносных грейзенов, а Альтенберг – грейзеновым штокверком. Рудные тела залегают в апикальной части штокообразных выступов субпараллельно их поверхности и частично в кварцевых порфирах. Мощность жил – до 1 м, а зон грейзенов – до 100 м. В эффузивах жилы быстро обедняются и выклиниваются. В составе руд – кварц, циннвальдит, флюорит и топаз, а из рудных – вольфрамит, касситерит, более поздние – галенит, железистый сфалерит, станнин, халькопирит, борнит, а также арсенопирит, шеелит, гематит, очень мало турмалина, апатита, серицита, диккита. Баритовые жилы с флюоритом и теннантитом значительно моложе.

Кроме грейзенизации, проявлена дорудная альбитизация (образовались альбититы). Позже рудоотложения в гранитах, по данным М. Штемпрока, возникли зоны сиенитоподобных метасоматитов, аналогичных обнаруженным нами (Повилайтис, 1961<sub>3</sub>) в пермских плутонах Центрального Казахстана, и, наконец, произошла флюоритизация пород. В некоторых рудных объектах отмечено многократное чередование во времени ритма: граниты – пегматиты – рудные жилы.

В рудных полях Гейер-Эренфридерсдорф гранитные купола обнаружены на глубине 140–200 м при геофизических работах. Свиты субпараллельных рудных жил располагаются здесь в кристаллических сланцах, над гребневидными выступами плутонов. Простираение их субпараллельно гребням, а падение – веерообразное: в центральной части свит вертикальное, а в периферических – крутое к гребню. Крутопадающие жилы протягиваются дальше от гранитов, чем более пологие. Жилы содержат вольфрамит, касситерит, арсенопирит и немного молибденита, из жильных – кварц, флюорит, апатит, слюду, немного топаза, редкие пирит, сфалерит, галенит и кальцит. Грейзены Эренфридерсдорфа топазовые, кварцевые, слюдяные, в верхней зоне гребня гранитов они обогащены касситеритом, содержат арсенопирит, леллингит. Вольфрамит в жилах

появляется лишь в 30–40 м от гранитов, вблизи гранитного купола он теснее ассоциирован с касситеритом, чем вдали от контактов.

Оловянно-вольфрамовое оруденение Рудных гор исчезает на глубине 200–230 м, а сформировано на глубине нескольких сотен метров.

### ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА В ПРОВИНЦИЯХ С ШИРОКИМ РАЗВИТИЕМ ПОРОД ПОРФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ

Вольфраморудные районы в провинциях этого типа совпадают, в основном, с площадями, занятыми интрузивно-вулканогенными поясами. Рудные узлы концентрируются вдоль региональных разломов и на их пересечениях, в местах пересечения этими разломами внутренних массивов ранней консолидации, интрагеоантиклинальных поднятий, менее интенсивное оруденение встречается в остаточных интрагеосинклинальных прогибах. Магматизм отличается от такового провинций уральского типа меньшим развитием ультрабазитов и базитов и отложений осадочно-офиолитового комплекса, распространением пологих толщ кислых эффузивов порфировой формации и сформированных под этими толщами, после прекращения излияния лав, плутонов лейкократовых гранитов.

Д. В. Рундквист и др. (1968) отметили приуроченность грейзеновых месторождений к областям многократного проявления гранитного магматизма, указав на связь оруденения с самыми поздними интрузивными комплексами. Точнее было бы сказать, что оруденение ассоциирует с плутоническими комплексами гранитов самого кислого состава (в Западном Забайкалье, например, гипабиссальные субщелочные граниты вулcano-плутонических комплексов внедрялись многократно, но это не привело к образованию грейзеновых месторождений), образовавшихся в замках и на крыльях антиклиналей.

Руды ассоциированы с многофазными сложными плутонами в основном лейкократовых гранитов, сходных по составу с комагматичными эффузивами кровли. Слагающие их породы не несут признаков ассимиляции магмой инородных по составу пород. Судя по овальной (в плане) форме массивов, пологим контактам, отсутствию апофиз и даек, выходящих за пределы массивов, фельдшпатизации пород в контактовом ореоле, кровля экранировала магмы и рудоносные растворы. Массивы формировались на малых (0,6 км в Рудных горах, 2 км в Центральном Казахстане) глубинах. Сочетание этих факторов способствовало накоплению и длительному сохранению в магме летучих, о чем можно судить по крупности зерен преобладающих гранитов, наличию редких занорышей с кристаллами топаза и акцессорного берилла, высокому содержанию фтора в биотите, выделившемся в конце кристаллизации магмы (Повилайтис, Органова, 1963), наличию акцессорного топаза.

Типичных пегматитов нет, но распространены своеобразные пегматиты малых глубин – ритмично-зональные гранитные тела (Повилайтис, 1961<sub>2</sub>). Дайки кислых пород первого этапа (по терминологии В. С. Коп-

тева-Дворникова и О. С. Полквой) местами обильны, а дайки и рудные тела второго этапа редки.

Рудные тела приурочены к "дополнительным" интрузивам, полям развития даек первого этапа и зонам эндокинетической трещиноватости. Реже они рассредоточены в экзоконтактовых зонах массивов и представлены системами субпараллельных кулисообразных крутопадающих кварцевых жил небольшой мощности, приуроченных к трещинам отрыва. Изредка в гранитах выявляются многоярусные пологие и обособленные зоны топазо-кварцевых и кварцевых грейзенов. Вольфрамоносные грейзены приурочены к штоковидным, с крутопадающими контактными поверхностями, выступам плутонов. Пологие залежи грейзенов и жилы находятся в апикальных выступах в участках пологого залегания контактовой поверхности плутонов. Расположение крупнейших месторождений среди гранитов, остывавших под покровами плотных кварцевых порфиров, позволяет предположить роль экранирования растворов для накопления вольфрама. Экраны здесь площадные, а разломы более рассредоточенные, что благоприятствует возникновению структурных ловушек, концентрирующих летучие, выносящие из магмы рудные компоненты. Состав руд, особенно расположенных в эндоконтактах массивов, очень полно отражает состав растворов, связанных с неконтаминированной гранитной магмой. Но даже в одном массиве можно встретить рудные поля с вольфрамовым, молибдено-вольфрамовым, редкометалльно-оловянно-вольфрамовым, оловянно-вольфрамовым, оловянным, молибденовым или редкометалльным оруденением.

Жилы, залегающие в алюмосиликатных породах, сопровождаются флюоритсодержащими мусковито-кварцевыми и кварцевыми, реже — слюдяно-топазо-кварцевыми и топазо-кварцевыми грейзенами, иногда с вкрапленностью касситерита, вольфрамита, молибденита или акцессорного берилла. Жилы с мусковито-кварцевыми околожилными грейзенами сформированы менее кислыми растворами, чем жилы, сопровождаемые топазсодержащими грейзенами (Повилайтис, Варшал, 1968). Наряду с этим в экзоконтактовых зонах иногда развиваются апокарбонатные слюдяно-флюоритовые и топазо-флюоритовые метасоматиты. Наличие топаза отличает эти от подобных образований в провинциях уральского типа. В Караобинском рудном узле выявлен единственный случай нахождения в них гюбнерита и топаза в необычной для каждого из этих минералов обстановке — среди известняков. Как и в провинциях уральского типа, здесь гюбнерито-кварцевые прожилки пересекают апокарбонатные мусковито-флюоритовые и топазо-флюоритовые метасоматиты.

Из минералов вольфрама господствует вольфрамит. Шеелит преобладает только в штокверках, залегающих среди обогащенных кальцием осадочных пород. Минералы-спутники вольфрамовых те же, что определяют состав других месторождений соответствующего рудного комплекса. В одних районах (Центральный Казахстан) это — в основном молибденит, в других (Рудные горы, Монголия) — касситерит. Месторождения олова, а также большие концентрации его в рудах вольфрама с минералами лития, рублидия, скандия, локализованы в жестких, консолидирован-

ных структурах, оруденению здесь иногда сопутствует, наряду с грейзенизацией, амазонитизация гранитов. Из сульфидов преобладают пирит, молибденит, обычны висмутин, козалиит, иногда -- локальные концентрации арсенопирита. Нередок самородный висмут.

Особенности состава минералов следующие. Вольфрамиты имеют промежуточный состав, нередко богаты ниобием и танталом. Из слюд, помимо мусковита, иногда распространены триоктаэдрические, содержащие литий, железо, фтор. Топаз -- фтористый.

Баланс вещества при околожильном изменении пород, особенности состава руд, состав минералов и газовой-жидких включений в них свидетельствуют о повышенной кислотности и большой роли фтора в рудоносных растворах (данные Н. Г. Щербы, Е. И. Долмановой, В. Г. Боголепова и др.). Роль фтора сводилась, по-видимому, к повышению не только кислотности, но и окислительного потенциала среды (газообразный фтор -- сильнейший окислитель).

С накоплением летучих в газообразном состоянии в замкнутых системах (трещинах отрыва, частично, по-видимому, в зонах пластических деформаций гранитоидов), особенно под экранами эффузивов, связано понижение рН рудоотлагающих растворов, увеличение при грейзенизации пород структурной плотности кристаллических решеток силикатов, обычное для систем с возрастающими давлением и температурой. С ростом давления, увеличением кислотности и температуры содержания рудных компонентов, в том числе вольфрама, повышаются, поэтому здесь наиболее полно представлены высокотемпературные кварцевожильные и грейзеновые месторождения вольфрама, а руды часто содержат силикаты с кристаллическими решетками повышенной плотности, вплоть до безгидроксильных островных силикатов (топаз, гельвин), заместивших каркасные силикаты. Высокоэнергетические минералы -- топаз, вольфрамит, касситерит, иногда триоктаэдрические слюды -- отлагаются во внутренних зонах метасоматических колонок в виде пологих лент, иногда двух-трехкратных.

Месторождение Северный Коунрад по характеру околожильных изменений (развитие мусковито-кварцевых грейзенов) сходно с плутоногенным оруденением провинций рассматриваемого типа, но по составу жил аналогично жилам поздней стадии минерализации в месторождениях, расположенных здесь же в зонах глубинных разломов, по которым подводились основные и ультраосновные магмы, а также с уральскими губнеритовыми. Это месторождение расположено в участке, где вмещающая геотектоническая структура на раннем этапе развивалась по эвгеосинклинальному типу.

Местами минерализация непостоянная из-за пострудных процессов -- фельдшпатизации минералов жильного заполнения и вмещающих гранитов с образованием апогранитных сиенитоподобных пород и их замещением межминерализационными жильными гранитами и аплитами (Повилайтис, 1964). По нашим наблюдениям, в единичных массивах рудные жилы, сопровождающиеся грейзенами, содержащими топаз и триоктаэдрические слюды, пересечены не только дайками аплитовидных гранитов и

аплитов, но и гранитам! дополнительных интрузивов. Аналогичные случаи известны за рубежом (Bolduan, 1963). При замещении жильного кварца аплитовидным гранитом минералы с энергоемкими кристаллическими решетками — вольфрамит, берилл, топаз — сохраняются в виде реликтов. Реликты топаза с периферии замещены альбитом и биотитом, содержащим редкие щелочи.

В массиве Майкуль дайки "второго этапа" пересекают высокотемпературные рудные жилы (Пламеневская, 1958).

По региональным разломам, картируемым на поверхности, в участках малой мощности вулканитов либо вне полей развития последних, внедрялись гипабиссальные штоки, с которыми связаны штокверки, в которых резко возрастает значение молибденового оруденения, по сравнению с вольфрамовым (гюбнеритовым). Практически нет минералов олова, фтора, растворы были щелочными, чем обусловлено развитие околорудной калишпатизации, а не грейзенизации. Возраст пород, слагающих эти интрузивные тела, сходный. В других случаях штоки, по-видимому, предшествовали плутонам.

Провинциям этого типа не присущи скарновые месторождения. Нет и эпитермальных месторождений вольфрама, что может быть обусловлено повышенным геотермическим градиентом при малой глубине становления рудоносных плутонов.

В отношении поисков руд вольфрама более перспективны площадные провинции рассматриваемого типа. Масштаб оруденения зависит от типа вмещающих геотектонических структур и времени их консолидации. Наиболее перспективны периферийные части интрагеоантиклинальных поднятий наиболее поздней консолидации, на которые наложены интрузивно-вулканогенные пояса, особенно площади, расположенные вдоль крупных скрытых глубинных разломов вблизи выходов куполов и гребней. Во внутренних массивах ранней консолидации много рудопроявлений вольфрама, но значительные рудные объекты редки и расположены в самих зонах глубинных разломов. Наиболее крупные месторождения относятся к вольфрамито-кварцевой формации.

### ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ С ШИРОКИМ РАЗВИТИЕМ ПОРОД АСПИДНОЙ И ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИЙ (ВЕРХОЯНСКИЙ ТИП)

Вольфрамоворудные провинции этого типа наиболее распространены и имеют важнейшее значение в мировом балансе вольфрама. Среди них есть провинции, соответствующие интрагеоантиклинальным поднятиям (Боливийская, Бирманско-Малайская, Чукотская), их склонам (Калба-Нарымская), внутренним массивам ранней консолидации (Испанская Мезета, Армориканский массив), краевым массивам ранней консолидации (Корнуолл), областям тектоно-магматической активизации парагеосинклинальных прогибов на платформах (юго-восточный Китай). Рассмотрим две из них — Калба-Нарымскую и Чукотскую.

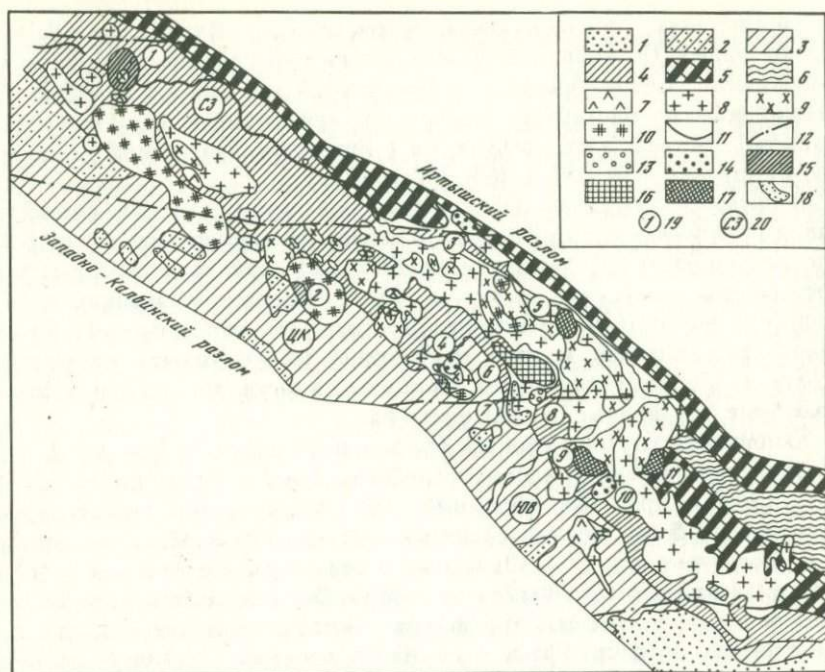
Эта провинция находится в пределах Иртышско-Зайсанской складчатой области. Последняя является фрагментом герцинской казахстанской складчатой области, граничащим с каледонской Алтае-Саянской областью. Этот фрагмент состоит из трех протяженных в северо-западном направлении, главных структурных элементов (Хорева, 1963), разоб- щенных глубинными разломами, — Жарминского (на юго-западе) и Калба-Нарымского (на северо-востоке) синклиналией и разделяющего их Чарского антиклинория. От Юго-Западного Алтая, относимого уже к каледонидам, рассматриваемая складчатая система отделена Иртышской "зоной смятия" — горст-антиклиналью (фиг. 7), возникшей на месте заложенного в докембрии Иртышско-Маркакульского глубинного разлома. Это барьерное поднятие образовалось в верхнем девоне и обусловило различия набора формаций и мощности отложений среднего и верхнего палеозоя в областях развития герцинид и каледонид.

Месторождения вольфрама, образующие согласный рудный пояс, приурочены к крылу Калба-Нарымского антиклинория, обособленного от Иртышской "зоны смятия" разломом, появившимся в герцинский этап развития.

Фундамент Иртышско-Зайсанской и Рудно-Алтайской геосинклиналей, как и у герцинид Центрального Казахстана, представлен толщами нижнего палеозоя и докембрия. Развитие этих структур различалось лишь с силой. В Иртышско-Зайсанской области геосинклинальный режим длился включительно по намюру, в Калба-Нарымском синклинории он был унаследован с каледонского времени и был наиболее длительным. С верхнего девона здесь отлагались терригенные осадки (мощностью 8000 м), часто флишеидные с прослоями андезито-дацитов (в верхах); они смяты в складки. Позднейшие отложения ( $C_1 - P$ ), в этой зоне, в отличие от прилегающих, залегают согласно, тесно связаны с геосинклинальными, представлены полнее, мощности их больше, много морских осадков. Отложения нижнего-среднего карбона (мощностью 1500 м) часто угленосные, параллические, с прослоями песчано-карбонатных пород (песчаники туфогенные). В верхнем карбоне морской режим сохраняется лишь в осевой части Иртышско-Зайсанской геосинклинали, где на месте ранних поднятий закладывается верхнепалеозойский прогиб (Хорева, 1963). На юго-востоке этой структуры отложения нижнего-среднего карбона перекрыты континентальными угленосными отложениями верхнего карбона, перми и триаса (мощностью 2500 м).

Итак, в Иртышско-Зайсанской структуре геосинклинальное развитие длилось до намюра, последнему соответствует перерыв, затем наступил орогенный этап: отлагались чередующиеся мощные угленосные и другие параллические осадки, а местами (вне Калба-Нарымского прогиба) — эффузивы.

В Калба-Нарымском синклинории, в отличие от ряда других продольных геотектонических структур Иртышско-Зайсанской складчатой области, доминировало погружение (границы геофизических "гранитного"



Фиг. 7. Схема положения вольфрамоносных площадей в Калба-Нарымской зоне (по Б. А. Дьячкову, 1972)

1 – рыхлые отложения Mz – Kz возраста. Осадочные формации Pz: 2 – молассовая ( $C_{1V} - C_2$ ); 3 – терригенные граувакковая и флишоидная ( $C_1$ ); 4 – терригенная аспидная ( $D_3?$ ); 5 – карбонатно-терригенная ( $D_2$ ); 6 – интенсивно метаморфизованные отложения Pz<sub>1</sub>. Интрузивные образования: 7 – плагиограниты и гранодиориты кунушского комплекса; 8-10 – гранитоиды калбинского комплекса: 8 – порфиroidные граниты и гранодиориты I фазы; 9 – мелко- и среднезернистые равномернозернистые граниты II фазы; 10 – крупнозернистые микроклиновые граниты III фазы («монастырский» тип). Глубинные разломы: 11 – краевые, ограничивающие тектонические зоны и подзоны; 12 – поперечные субширотные. Вольфрамоносные площади: 13 – грейзеновые с шеелитом; 14 – грейзеновые с касситеритом и шеелитом; 15-17 – гидротермальные (кварцевожилые) оловянно-вольфрамовые: 15 – касситерит-вольфрамитовые; 16 – касситерит-гюбнеритовые; 17 – касситерит-шеелитовые; 18 – гидротермальные (кварцевожилые) турмалин-ферберитовые; 19 – название рудоносных площадей (цифры в кружках): 1 – Убино-Каиндинская, 2 – Кировская, 3 – Гремячинская, 4 – Козловская, 5 – Мокропогореловская, 6 – Комсомольско-Карашская, 7 – Миролюбовская, 8 – Палатчинская, 9 – Осиново-Ленинская, 10 – Чердожская, 11 – Буландинско-Чебундинская; 20 – блоки (буквы в кружках): СЗ – Северо-Западный, ЦК – Центрально-Калбинский, ЮВ – Юго-Восточный

и "базальтового" слоев опущены), магматизм этих блоков сиалический, гранитоидный (Жаюпов, 1968). Имеется два многофазных интрузивных комплекса: змеиногорский — габбро-плагиогранитный и калбинский (гранодиориты, биотитовые граниты и аляскистовые микроклиновые граниты). Возраст этих комплексов в Иртышско-Зайсанской структуре соответственно 330—350 и 268—300 млн. лет.

В Иртышско-Зайсанской геосинклинали намечены два этапа формирования вольфрамового оруденения. Главное, позднегерцинское оруденение ассоциировано с гранитами калбинского комплекса, которые распространены шире, но только в Калба-Нарымском антиклинорном поднятии, возникшем в месте предшествующего максимального прогибания геосинклинали, к ним приурочены пегматитовые, жильные и другие месторождения редких металлов, в частности — оловянно-вольфрамовые, оловянные и вольфрамовые.

Калбинский плутон крупный (тысячи квадратных километров), становление его осуществлялось на глубинах 2,5—5 км (Гинзбург, Родионов, 1960 и др.). Он образован совокупностью пологозалегающих уплощенных более мелких гранитных тел, расположенных, по данным В. В. Лопатникова и Б. А. Дьячкова, в три этажа. Эти тела относятся к трем фазам внедрения (Щерба и др., 1971). Они разобщены перемычками кровли и имеют прихотливые формы, местами нечеткие контакты со множеством апофиз. Граниты калбинского типа (главная фаза) и жильные породы, связанные, в основном, с этими гранитами, развиты преимущественно в пределах первого структурного этажа, где интенсивнее всего проявились, ослабевая к третьему этажу, контактовый метаморфизм и гибридность. Ширина ореола развития биотитовых и биотит-полевошпатовых андалузитсодержащих роговиков здесь до 3 км. Гранитоиды каждого структурного этажа характеризуются специфическим оруденением.

Массивы слагаются, в основном, крупно- и среднезернистыми биотитовыми и двуслюдянными гранитами. Граниты ранних фаз возникли из контаминированной магмы, что обусловило увеличение содержания биотита и плагиоклаза, а также повышение основности последнего. По данным В. Ф. Кашеева и А. Р. Бутко, кислотность гранитов последующих фаз снижалась, с гранитами каждой фазы связаны многочисленные дайки гранитного состава, пегматиты, аплиты и кварцевые жилы, которыми изобилует приконтактная зона гранитов. В гранитах поздних фаз нами наблюдались, кроме того, шаровой формы турмалино-кварцевые образования, сходные по минеральному составу с околорудными грейзенами Корнуолла и ряда других регионов.

В тектонически устойчивых блоках плутона среди гранитов ранних фаз распространены связанные с ними пегматиты с разнообразной (в частности оловянной) минерализацией. Имеются жильные породы кислого, среднего и основного, иногда повышенной щелочности состава, относимые ко второму этапу дайкообразования или к комплексу малых интрузий (Щерба, 1957). Пояса этих интрузий образовались в нижней перми вдоль разломов северо-восточного простирания, заложенных в

фундаменте в начале развития герцинских геосинклиналей. Они секут не только граниты плутона и рудные жилы, но и Иртышскую зону смятия и прилегающие участки зон герцинид и каледонид.

В северной и южной частях провинции локализованы оловянно-вольфрамовые месторождения (соответственно — касситерит-вольфрамитовые Каиндинские, касситерит-шеелитовое Чердожк). В центральной части рудного пояса вольфрамовое оруденение встречается совместно с оловянным и обособленно от него: олово концентрируется в пегматитах, а вольфрам — в кварцевых жилах (месторождение Вольфрам). В Миролюбовском выступе гранитов в кварцевых жилах одних месторождений содержится только касситерит (Чудское), в других — касситерит и вольфрамит (Карашское, Комсомольское), в третьих — только вольфрамит (Большевик, Фурмановское и др.); в вольфрамовом рудопроявлении Палатцы оруденение представлено вкрапленностью шеелита в апогранитных мусковит-полевошпатовых метасоматитах.

Продуктивность на вольфрам возрастает от ранних к поздним фазам калбинского комплекса. По Б. А. Дьячкову (1971), порфиридные биотитовые граниты I фазы не сопровождаются вольфрамовым оруденением, в них превалирует тенденция к рассеянию вольфрама в порообразующих и аксессуарных минералах и в некоторых рудных минералах оловянных месторождений. Со среднезернистыми биотитовыми гранитами II фазы связано оловянно-вольфрамовое (вольфрамитовое) оруденение (месторождения Убинское, Каиндинское, Комсомольское, Карашское и др.). В гранитоидах повышенной основности оруденение касситерито-шеелитовое с турмалином (месторождения Ленинское, Буландинское, Козловское). С крупнозернистыми лейкократовыми гранитами III (монастырской) фазы связано оруденение вольфрамовых месторождений (Большевицкое, Раздольненское, Себинское, Мохнатухинское). В отличие от гранитов ранних фаз, эти бедны фтором, фосфором, оловом, но обогащены бором.

По данным Р. А. Бутко и В. Ф. Кашеева, как и в приведенной схеме, последовательно образуется оруденение шеелито-оловянное, шеелит-вольфрамитовое, вольфрамитовое. Продуктивные на вольфрам массивы на флангах Калба-Нарымской зоны локализируются в субмеридиональных секторах региональных флексурообразных изгибов складчатых структур. Рудные узлы расположены в местах пересечения древних глубинных северо-западных разломов субширотными и северо-восточными, в блоках повышенной тектонической подвижности, по А. К. Каюпову, над ступенчатыми перегибами "базальтового" слоя, постепенно погружающегося в Восточном Казахстане на ЮВ.

Вольфрамовое оруденение локализовано преимущественно в рассредоточенных, а оловянно-вольфрамовое — в более сосредоточенных разрывах. Месторождения, несущие вольфрамовое оруденение, представлены кулисообразными системами кварцевых жил, залегающих в трещинах отрыва в приконтактных частях Миролюбовского выступа гранитов, не выходя за их пределы, резко обрываясь у контакта. Простирание их северо-западное или субмеридиональное, падение под углом 40–85° на

Месторождение	Вольфрамит	Шеллит	Касситерит	Флюорит	Кварц	Турмалин	Мусковит	Полевой шпат	Молибденит	Пирит	Пирротин	Арсенопирит	Халькопирит	Сфалерит
Убинское	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Промежуточное	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Кандинское	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Комсомольское	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Карашское	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Вольфрам	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Себинское	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Муравьевское	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Большевик	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Фурмановское	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Редметовское	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Скалистое	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Раздольное	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

● 1    ● 2    ● 3    ● 4    ○ 5

Фиг. 8. Распространенность гипогенных минералов в оловянно-вольфрамовых и вольфрамовых месторождениях Калба-Нарымской зоны

1 – главные; 2 – широко распространенные; 3 – слабо распространенные; 4 – редкие; 5 – единичные зерна

запад, реже – на восток. Касситерито-вольфрамитовые рудные жилы залегают не только в эндоконтактовой зоне, но и в экзоконтактовой, вблизи гранитных куполов, в рубцовых трещинах, соответствующих начальной стадии развития сколовых нарушений. Жилы кварца с оловянным оруденением приурочены к трещинам скола. Расположение вольфрамоворудных полей повторяет конфигурацию контактов интрузивов. Положение месторождений вблизи Иртышской зоны смятия и единый во всем регионе план ориентировки рудовмещающих трещин позволяют предположить экзокинетическое происхождение последних. Некоторые месторождения олова и оловянно-вольфрамовые расположены в зоне смятия.

Изменение боковых пород около вольфрамито-кварцевых жил выражено слабо, главным образом, увеличением содержания кварца, мусковитизацией биотита, альбитизацией, турмалинизацией. В ходе этих процессов осуществлялись привнос бора, мышьяка, алюминия, магния, кальция, железа, титана, олова и вынос кремнезема, калия и в меньшей мере натрия. Около жил с касситерит-вольфрамитовым оруденением в гранитах и породах кровли развиты мусковито-кварцевые грейзены. Турмалин отсутствует или почти отсутствует. По данным И.В. Дубровой, вольфрамит частично замещен шеллитом и пиритом, а ильменит – почти полностью – рутилом и пиритом. Имеется вольфрамит II (распространен меньше вольфрамита I), он слагает каймы замещения шеллита, а также прожилки.

Кварцевые жилы с вольфрамитом отличаются от оловянно-вольфрамовых отсутствием в их составе касситерита, флюорита и наличием ильменита (фиг. 8). Вольфрамит по составу соответствует средним членам изоморфного ряда, в месторождениях вольфрама он более железистый (близок к фербериту) и с более высоким содержанием

ниобия, тантала, скандия, чем в касситерит-вольфрамитовых, а в последних отличается наличием примеси олова и свинца.

Ряд авторов (Бутко и Кашеев, Хисамутдинов и др.) выделяют ранне-мезозойский этап магматизма и формирования вольфрамового оруденения, обусловленный началом тектоно-магматической активизации герцинских структур. С гранитными массивами и серией порфировых даек генетически и парагенетически связаны пневмато-гидротермальные и мезотермальные рудопроявления и ореолы рассеивания вольфрама, которым присуща ассоциация вольфрама с оловом, висмутом, мышьяком, золотом, молибденом и ниобием.

Породы Калбинского плутона и сопровождающее его оруденение присущи рудоносным комплексам, возникшим в орогенный (инверсионный) этап в геосинклиналях с предшествующим накоплением песчано-глинистых толщ. Поэтому рассматриваемый район принимается нами как типовой для металлогенических провинций Верхоянского типа<sup>1</sup>. Вольфрамовое оруденение подобных провинций резко отличается от соответствующего оруденения Урала и Центрального Казахстана, хотя относится к тому же генетическому типу и имеет такой же возраст.

### ЧУКОТСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В Чукотской ветви мезозойд Северо-Востока СССР вольфрамовое оруденение представлено касситерит-вольфрамитовыми кварцевожильными месторождениями и рудопроявлениями, в редких случаях (месторождение Звонкое) вольфрам содержат и руды касситерит-силикатной формации (устное сообщение Ю. В. Цуканова).

Вольфрамоворудных районов два — Амгуэмский и Красноармейский. Важнейший Амгуэмский район расположен на севере центральной Чукотки, в юго-восточном окончании Куэквуньского антиклинория. Район включает рудные узлы — Иультинский (месторождения Иультин, Долинное и др.) и Северный (месторождения Светлое, Солнечное, Тенкергин). Оруденение связано с гранитными массивами иультинского типа ( $Cr_2$ ), внедрившимися в участках флексурных изгибов (в плане) антиклинальных структур. Поворот складчатых структур вызван влиянием поперечного поднятия или шва. Некоторые месторождения (Тенкергин) приурочены к местам изменения характера складчатости — распаду линейных структур на более мелкие складки, то есть, по-видимому, к границам блоков.

<sup>1</sup> Типы металлогенических провинций выделены нами по преобладающим литологическим формациям, накопленным в ходе предшествующего развития. Применение традиционного названия "верхоянский тип" в этом отношении не вызывает возражений. Однако следует помнить, что орогенное развитие Верхоянского прогиба было необычным, неполным: он сохранил синклинорную форму, хотя другие прогибы подобного типа (например, в Боливии) после складчатости претерпели воздымание наиболее прогнутых частей и приобрели форму антиклинориев, к осевым частям которых и приурочены вольфрамоворудные пояса.

Район сложен отложениями трех структурных этажей: нижнего — породы  $Pz_1$  и  $Pz_2$  (С), среднего ( $P_3$  и Т) — верхоянский комплекс геосинклинальных отложений, представленных переслаиванием аркозовых песчаников и сланцев, и верхнего — вулканогенов Охотско-Чукотского вулканического пояса ( $Cr_2$ ), возникшего на границе мезозойской и кайнозойской складчатости. Рудные узлы приурочены, по данным Ю. В. Цуканова и Г. В. Скворцова, к Центральной структурно-фациальной зоне, расположенной в Чукотской мезозойской геосинклинали, между ее внутренней и внешней областями с различной тектонической мобильностью, в ослабленной зоне над региональными расколами фундамента, разбитой сближенными разломами на узкие продольные блоки. Месторождения локализованы в структурах очагового типа на пересечении крупных продольных и поперечных разломов. Центральная зона, вмещающая гранитные интрузивы и дайковые пояса, граничит на ЮЗ по Кувет-Иультинскому глубинному разлому (амплитуда смещения по разлому превышает 1000—1500 м) с Паляваамским мегасинклинорием, сформировавшимся на месте наибольшего прогибания геосинклинального трога, а на СВ — по Северному глубинному разлому — с Чаун-Иультинским мегаантиклинорием, включающим Куэвуньский антиклинорий (также ограниченный глубинными разломами), в ядре которого обнажены отложения  $C_1$ ,  $P_3$  (?), а также позднемезозойские гранитоидные интрузии, а на крыльях — породы триаса. Мощность отложений перми и мезозоя в Центральной зоне средняя. Близость палеозойского основания (глубина фундамента 5 км) в пределах Куэвуньского антиклинория обуславливает спокойный характер складчатости. Здесь имеются Светлинская, Иультинская и др. антиклинали и Тенкергинская синклираль, углы падения их крыльев 15—35°.

Иультинская брахиантиклираль, по Ю. В. Цуканову и Г. В. Скворцову, — автономная структура в чукотских мезозоидах. Ее зарождение и развитие связано с динамическим воздействием на породы кровли Иультинского массива гранитов, внедрившегося в сеноманское (?) время. Массив сформирован в месте замыкания Куэвуньского антиклинория на пересечении Кувет-Иультинского продольного и Чаантальского поперечного глубинных разломов, во время формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Иультинская брахискладка — вытянутый купол с Иультинским массивом в ядре и отложениями С, Р и частично Т в периферических частях. Длинная ее ось расположена под углом 25—30° к северо-восточному простиранию главных складчатых структур мезозоид. Хотя сам интрузив дискордантен по отношению к складчатости (Лугов и др., 1972), апофизы его, прослеженные на расстоянии свыше 150—200 м, пологие и согласные, с глубиной контакты штока выполаживаются. Более 80% площади выхода занимают гранитоиды главной фазы, в которых наблюдаются элементы линейности, параллельные контактовой поверхности.

Трещинная тектоника развивалась на фоне формирования брахиантиклинали и гранитного массива. В рудном поле жилы объединяются в 3 группы: Водораздельную, Восточную и Южную. Жилы ориентированы

поперек складчатых структур. Расположение в пределах отдельных групп кулисное (характерно для южной группы), часты ветвления, выклинивание постепенное или (при кулисообразовании) резкое. В минерализованных дайках и апофизах штока гранитов встречаются редкие кварцевые "лестничные" жилы. Кулисы развиваются со стороны, обращенной к штоку гранитов.

Формирование жил южной группы началось раньше Водораздельной и Восточной зон, в более высокотемпературных условиях. Разновозрастные пологие и крутопадающие трещины северо-западного простирания заполнялись почти одновременно, но пологие жилы, образовавшиеся несколько раньше, богаче оловом.

Ветвление жил по восстановлению и в меньшей степени по простиранию отмечается для жил, расположенных непосредственно в эндо- и экзоконтактовых частях гранитного штока, ориентированных под острым углом к нему. Мощность отдельных жил и рудных тел, объединяющих жилы одной системы, суммарная мощность кулис сохраняются на протяжении десятков метров или изменяются постепенно. Возможно почти идеальное совмещение противоположных зальбандов, что свидетельствует, как это многократно уже отмечалось в литературе, об образовании жил путем заполнения. Наличие многочисленных прожилков рудоносных грейзенов вблизи пологих жил Южной группы, залегающих в гранитах, свидетельствует об участии в рудообразовании процессов метасоматоза.

Длина Водораздельной зоны 2000 м. Кварцевые жилы распространяются до 500–550 м, а вольфрамовые до 450–500 м от апикальной части штока гранитов, оловянное оруденение заканчивается ближе к штоку. Верхняя часть жил большей частью вольфрамоносная, ниже расположена оловянно-вольфрамовая, еще ниже – вновь вольфрамовая и, наконец, безрудная. Обогащенные металлами участки обычно имеют, по данным В. А. Мандыча, неправильную гнездообразную или линзообразную форму, распределение их в жилах полосчатое: чередуются полосы, богато и бедно минерализованные, протягивающиеся в горизонтальной плоскости в направлении напластования вмещающих осадочных пород. Жилы и зоны обогащены оловом и вольфрамом в местах пересечения ими слюдяных сланцев и возрастания роли последних в разрезе вмещающих пород.

Дорудные прожилки кварца на месторождении Тенкергин возникли, вероятно, при горизонтальном проскальзывании слоев, что подтверждает, по-видимому, соскладчатое образование этих прожилков. В этих прожилках на месторождениях Тенкергин, Светлое, Иультин встречается пирротин. На месторождении Светлое дорудные прожилки кварца пересечены жилой пирротина (мощностью 20 см), сопровождающейся серией маломощных различно ориентированных пирротиновых и зональных пирротин-халькопиритовых прожилков, которая, в свою очередь, пересечена прожилками халькопирита. Все эти образования не обнаруживают исключительной приуроченности к осадочным породам и извилистости, характерных для дорудного кварца. Эти прожилки связаны с послонными интрузиями триасового габбро (?). Они секутся рудными кварцевыми

жилами. В месте пересечения халькопирит и пирротин замещаются арсенопиритом (?) или леллингитом (?), а в жильном кварце много вольфрамита и леллингита.

Оруденение вольфрамоворудных провинций, независимо от возраста (мезозойское на Чукотке и палеозойское в Калба-Нарыме, Боливии, Испанской Мезете), имеет черты сходства, обусловленные близостью физико-механических и химических свойств вмещающих осадочных толщ (и гранитов), в частности, сходство продуктивных парагенетических ассоциаций руд. Некоторые различия (степень дискордантности интрузивных тел относительно вмещающих складчатых структур, отсутствие турмалина) обусловлены, по-видимому, разновозрастностью рудоносных магматических комплексов (плутонов). Их некоторое сходство с калбинскими — в резком преобладании вольфрама, однако от последних они отличаются ассоциацией касситерита и вольфрамита, обилием мусковита (слагает приконтактные оторочки), отсутствием турмалина, в чем сходны с Комсомольским и Карашским олово-вольфрамовыми месторождениями Калбы, наличием флюорита, а иногда и топаза. В этих жилах, в отличие от жил всех других месторождений района, обильны друзовые полости, больше сульфидов (на Калбе в жилах, залегающих среди осадочных пород, содержание сульфидов также повышенное). Однако на Чукотке распространены месторождения касситерит-силикатной формации, отсутствующие в Калбе.

#### **ОСОБЕННОСТИ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИХСЯ РАСПРОСТРАНЕНИЕМ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АСПИДНОЙ И ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИЙ**

Особенности оруденения месторождений вольфрама в этих провинциях в значительной мере обусловлены становлением магматических комплексов среди однообразных по составу песчано-сланцевых и сланцевых отложений аспидной и флишоидной формаций, не подвергшихся существенному региональному метаморфизму. Подобные интрузивы и их постмагматические производные изучали М. Ф. Стрелкин, Е. А. Радкевич, Е. И. Долomanова и Ив. Ф. Григорьев, Г. Н. Щерба, В. Л. Барсуков, М. П. Материков, С. Ф. Лугов, Б. А. Дьячков и др.

Эти интрузивы представляют собой крупные (площадью до тысяч квадратных километров) уплощенные в вертикальном направлении тела, имеющие пологие согласные апофизы. Их форма геофизическими методами устанавливается с трудом из-за сходства физико-механических свойств, а также состава, магматических и вмещающих осадочных пород. Массивы образованы совокупностью более мелких тел, относимых к разным фазам формирования комплекса. Они слагаются обычно крупно- и среднезернистыми двуслюдяными или биотитовыми гранитами с признаками ассимиляции пород кровли, изредка также (например, в Северной Боливии) породами повышенной основности и (или) щелочности (гранодиориты, адамеллиты, тоналиты, кварцевые сиениты, кварцевые

монциты, щелочные граниты, имеющие фациальные переходы в нормальные биотитовые граниты). С комплексами пород повышенной основности связано касситерит-вольфрамитовое кварцевожильное, а также вольфрамсодержащее касситерит-силикатное оруденение (Корнуолл, Бушвелд, Боливия, Чукотка). Сходство химического состава гранитов с составом песчано-сланцевых пород кровли и особенности их контактов позволили А. Н. Никольскому, П. Н. Кропоткину, Г. Н. Щербе предположить, что гранитоидная магма возникла за счет переплавления вмещающих толщ. Ассимиляция осадочных пород этой магмой доказывается не только петрохимическими исследованиями, но и геологическими — местами контактово-метаморфизованные осадочные породы — слюдисто-кварцевые роговики, иногда (в Верхоянье, Корнуолле, Испании) с кордиеритом и андалузитом — постепенно переходят в магматические с сохранением реликтовых структур. Гранитами унаследован набор не только петрогенных, но и рудных элементов; при ассимиляции осадочно-метаморфических пород геосинклинального этажа магма обогащалась оловом и др. В. Л. Барсуков предполагает, что слабее, чем олово и бор, во вмещающих породах накапливались, благодаря дифференциации в осадочном процессе, вольфрам и молибден, еще меньше — свинец и цинк. Принципиально осадочный процесс дифференциации возможен (Пилипчук, Волков, 1966 и др.).

В тектонически устойчивых блоках плутонов среди гранитов ранних фаз распространены поля или обособленные тела обогащенных летучими сложно дифференцированных пегматитов натро-литиевого типа с минералами олова, редких металлов, редких элементов. Среди силикатов замещающего комплекса в них имеются не только каркасные, листовые, но также кольцевые и даже безводные островные, возникшие, вероятно, в связи с возрастанием давления в ходе кристаллизации. В пегматитах встречаются ритмично-зональные текстуры, возникшие в отличие от сходных текстур гранит-порфиров и гранитов, при большом участии процессов метасоматоза.

В пегматитах оловянная и вольфрамовая минерализация не ассоциирует. Олово накапливается в пегматитах натро-литиевого типа, не содержащих вольфрама<sup>1</sup>. Концентрации вольфрама в пегматитах не сопровождаются концентрациями олова. Изредка вольфраматы накапливаются в полевошпато-кварцевых пегматитах "чистой линии" и "линии скрещения". Приуроченность вольфрама и олова к разным, но определенным типам или стадиям развития пегматитового процесса одной провинции, даже одного месторождения (например, Сильвер Хилл, США), свидетельствует, возможно, о генетической связи этого незначительного вольфрамового оруденения с пегматитами.

В позднемагматических образованиях в плутонических комплексах (вкрапленность в неизмененных гранитах) ассоциация олова и вольфрама теснее, чем в пегматитах, размеры некоторых их скоплений (например, в

<sup>1</sup> Отсутствие вольфрама в оловоносных пегматитах натро-литиевого типа выявляется из ряда работ (Kerr, 1946 и др.).

гранитах Бушвельдского комплекса) значительные. Промышленных масштабов подобное оруденение достигает, в основном, лишь после повторной концентрации в россыпях (в Малайе по С. Ф. Лугову, 1965).

Вольфрамовое оруденение сосредоточено, в основном, в кварцевых жилах и прожилках. В связи с распространением пород высокой пластичности (глинистых сланцев) среди рудных тел резко доминируют жилы; штокверки редки, они представлены системами субпараллельных прожилков. Плутоногенное оруденение рассредоточено больше, чем вулкано-плутоногенное и вулканогенное. Рудные поля приурочены к контактам интрузивов. Для локализации этого оруденения особенно благоприятны апикальные части гранитных плутонов, а также прикупольные и пригребневые участки кровли.

При сопоставлении особенностей развития структуры отдельных рудных полей (Иульгин) и при сравнении структур месторождений в пределах рудных провинций (Северная Боливия, Армориканский массив) выявляется, что пологие рудные жилы образовались раньше крутопадающих. Это доказывается геологическими соотношениями (пологие жилы залегают в той же системе трещин, что и апофизы массивов, пересекаются крутопадающими жилами), особенностями минерального состава (парагенетические ассоциации пологих жил более высокотемпературные), различием политипных модификаций содержащихся в них минералов (в пологих жилах некоторые минералы, например пирротин, представлены более высокотемпературными модификациями, чем в крутопадающих). Минералы крутопадающих жил более подверглись изменению под влиянием повышения активности серы.

Для локализации олово-вольфрамового оруденения Боливии песчаники оказались более благоприятной средой, чем глинистые сланцы. Контроль рудоотложения, главным образом, структурный. Хотя песчаники слагают лишь небольшую часть разреза осадочных формаций, в них локализованы многочисленные пологие жилы, параллельные напластованию пород, а также штокверки. Это обусловлено тем, что трещиноватость песчаников, благодаря их компетентности, превышает таковую глинистых сланцев. Локальная изменчивость элементов залегания жил вызывается (например, на Иульгине) различиями физико-механических свойств вмещающих пород — переслаиванием песчаников и сланцев. В зоне контактового ореола, где метаморфизм снизил контрастность физических свойств пород, структурный контроль был резко ослаблен, а в участках, удаленных от интрузива, сказался не только на различном распространении жил, но также на величине и форме рудных столбов.

Геохимическое родство вольфрама и олова полнее всего проявляется в высокотемпературных кварцевых жилах. Особенность постмагматического процесса, как и осадочного и магматического процессов, специализация на олове и бор. В рудах гидротермальных месторождений обильны касситерит и турмалин.

Повышенное содержание органического материала в терригенных осадках обусловило восстановительную среду рудоотложения, о которой можно судить по присутствию в рудах обильного арсенипирита, меллин-

гита, пирротина (преобладающего над пиритом), иногда троилита, графита.

Парагенетические ассоциации минералов в оловянных и вольфрамовых месторождениях некоторых районов (Северная Боливия) сходны, различаются лишь количественные соотношения минералов, в других регионах (Калба) различны. Стадии минерализации в месторождениях, ассоциированных с плутоническими комплексами, выражены нечетко. Лишь в некоторых месторождениях, например, в Северной Боливии, намечаются стадии: 1) ранняя жильная стадия, в которую сформированы большинство оловянных и вольфрамовых руд; 2) стадия сульфидов основных металлов; 3) стадия гипогенного изменения пирротина в пирит, марказит и сидерит; 4) стадия образования поздних кор и прожилков сидерита, флюорита и водных фосфатов. Соответствующие этим, сближенным во времени, стадиям минерализации минеральные ассоциации возникли, по-видимому, из единого потока растворов.

Особенности минерального состава руд следующие. Главный рудный минерал — вольфрамит — часто ассоциирован с касситеритом и обильными минералами железа (пирит, пирротин, изредка леллингит). Минералы марганца, меди, сурьмы почти никогда не обнаруживаются. Топаз обычно отсутствует, флюорит относительно редок. В некоторых рудных провинциях (Чукотка, Калба-Нарымский район) кварцевые жилы касситерит-вольфрамитовых месторождений содержат мусковит, слагающий призматические оторочки, а в собственно вольфрамито-кварцевых жилах мусковит редок.

Содержание шеелита колеблется, возрастая при повышении содержания кальция во вмещающих породах. Иногда намечаются различия состава жил в зависимости от их геолого-структурной позиции или условий залегания. Так, на Чукотке шеелита много в рудах месторождения Тенкергин, расположенного в синклиальной структуре, и очень мало в рудах месторождений Иультин и Светлое, находящихся в антиклиналях.

По набору сульфидов-спутников в рудах различных месторождений можно различать два ряда минеральных парагенезисов: 1) арсенипирит-лиллингит-пирит-пирротин, изменение количественных соотношений этих минералов вызывается, по-видимому, изменением соотношений концентраций в растворах мышьяка, серы и железа и окислительно-восстановительного потенциала рудоносных растворов, а не различием температуры; в ряде месторождений моносульфид железа выделился раньше диарсенида; 2) пирит-халькопирит-сфалерит-галенит, станный, различные наборы этих сульфидов объясняются качественным различием состава рудоносных растворов, различием их температуры и, как следствие, изменением степени диссоциации сероводорода.

В Северной Боливии богатые сульфидами кварцево-вольфрамитовые месторождения, например, Чикоте, возникли несколько позже малосульфидных вольфрамито-касситерито-кварцевых; одни и те же сульфиды представлены в них разными политипными модификациями. Например, в Болса Негра, Арака (Северная Боливия) пирротин представлен гексаго-

нальной разновидностью, а в месторождениях Центральной и Южной Боливии — моноклинной.

Вольфрамиты относятся к средним членам изоморфного ряда.

Важнейшими элементами-примесями в них являются тантал, ниобий и скандий. Содержание этих элементов от менее 0,001 до 1,6% ( $Ta_2O_5$ ), до 2,3 ( $Nb_2O_5$ ) и до 0,8%  $Sc_2O_5$ . Эти элементы входят в минерал в виде изоморфных примесей с верхними пределами содержания 0,3—0,4%  $Ta_2O_5$  и 0,8%  $Nb_2O_5$  (данные И. И. Четырбоцкой, В. В. Дистлера и др.); емкость этих примесей у вольфрамита больше, чем у касситерита. Избыток их содержится в виде микровыделений колумбита, танталита и др. По И. Е. Максимюк и В. В. Иванову, максимальные концентрации  $Ta_2O_5$  (6200 г/т) и  $Nb_2O_5$  (14000 г/т) установлены в вольфрамитах из грейзеновых месторождений и полевошпато-кварцевых жил. В вольфрамите из олово-вольфрамоворудных кварцевых жил содержится в среднем  $Ta_2O_5$  200—400 г/т, а  $Nb_2O_5$  2500 г/т, при отношении  $Ta:Nb=1,8:1,20$ . Содержания скандия в вольфрамитах из оловянно-вольфрамовых месторождений выше, чем в касситеритах (данные В. В. Иванова, Н. Н. Никулина и др.). Наиболее высокие содержания скандия в касситеритах и вольфрамитах из руд, содержащих топаз (Н. Н. Никулин), низкие содержания — в тех же минералах из месторождений турмалинового типа.

Индий, по данным В. В. Иванова, характернее для вольфрамитов оловоносных районов и оловянно-вольфрамовых проявлений, чем для неоловоносных районов и месторождений. Содержание его в вольфрамитах обычно в 1,2—20 раз выше, чем в касситеритах, максимальное (160 г/т) — в вольфрамитах с максимальным содержанием железа, тантала, ниобия, скандия. Соотношения  $Nb/Sc$  и  $Nb/In$  к  $Nb$ , а также  $Sc/In:Sc$  в касситеритах из месторождений кварцевой формации выше, чем в касситеритах из силикатно-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формаций (данные Б. В. Максеева).

Турмалин представлен железистой разновидностью (шерл).

Сфалерит из вольфрамовых, как и оловянных, месторождений Боливии содержит, по данным Келли и Тэрнора, свыше 19 мол. %  $FeS$ . В то же время этот же минерал из оловянно-серебряных, свинцово-серебряных, серебряно-цинковых, серебряных и сурьмяных месторождений того же региона содержит менее 11 мол. %  $FeS$ , а сфалерит из оловянно-цинковых месторождений — 4—28 мол. %  $FeS$ . Большинство боливийских "сфалеритов" являются вюртцитом или сфалерит-вюртцитом, варьируя от кубических (преобладают в большинстве образцов) до гексагональных. Отмечаются следующие политипные модификации  $ZnS$  и их комбинации: только 3С, 2Н или 6Н; 3С больше 2Н, 3С в равных количествах с 2Н; 2Н больше 3С, 3С больше 9R. В отличие от пирротина, при повышении активности серы сфалерит сохранял первоначальные состав и структуру. Имеются две разновидности сфалерита: 1) более распространенная, богатая железом, ассоциирована с пирротинном или вторичными продуктами по нему; 2) бедная железом ассоциирована с пиритом. Вхождению железа в сфалерит мешало высокое парциальное

давление серы. По данным Келли и Тэрнора, относительно повышенные количества продуктов распада в сфалеритах из боливийских месторождений позволяют предполагать, что руды оловянных и вольфрамовых месторождений образовались при температурах несколько более высоких, чем руды других упомянутых металлов, хотя содержание продуктов распада зависит и от состава флюидов.

Проявляется тенденция уменьшения концентрации вольфрама относительно олова при уменьшении глубины отложения руд (Матвеевко, 1959; Лугов, 1965), а также при смене plutonic комплексов вулкано-плутоническими.

Характерна вертикальная и горизонтальная зональность оруденения. Первая проявляется чаще всего в относительном распределении вольфрамового и оловянного плутогенного оруденения — в жильных, штокверковых и трубковых месторождениях. В Иультине, Корнуолле, Виллерей (Франция), Цинновце, Шуйсимяо (Цзянси), в Мульчихинском месторождении (Горный Алтай) и др. оловянное оруденение развито на глубине, на верхних горизонтах руды обогащены вольфрамом. На месторождениях Светлом (Чукотка), Яогансань (Цзянси), Эренфридерсдорф (ГДР), наоборот, руды нижних горизонтов существенно вольфрамовые, а верхних — относительно обогащены оловом. Оловоносные линзовидные и трубчатые рудные тела, залегающие в Бушвельдском гранитном массиве, в надрудной или подрудной зоне, вокруг нее или со стороны ее лежачего бока бывают обогащены шеелитом (Strauss, 1954).

В штокверковом месторождении Керфолё (Армориканский массив), богатом вольфрамитом и шеелитом, на глубине преобладают сульфиды (пирит, сфалерит, халькопирит) (Chauris, Guigues, 1969).

На глубине может изменяться и состав минералов. Так, в Иультине с глубиной в вольфрамитах возрастает роль марганца (Лугов и др., 1972) и соотношение  $Fe_2O_3/FeO$  (данные Г. А. Смелянской).

Нередко проявляется и литологическая зональность. Так, в Армориканском массиве минерализация жил, залегающих в гранитах, при их приближении к контакту с кристаллическими сланцами усиливается. В оловянно-вольфрамовых месторождениях провинции Цзянси (Китай) кварцевые рудные жилы, залегающие в гранитах, богаче вольфрамом (а также бериллием, танталом и ниобием, иногда молибденом) и беднее оловом и сульфидами меди, свинца и цинка, чем рудные тела, залегающие в породах кровли (Hsu-Ke-Chin, 1943; Казанский, 1972). Сходная закономерность отмечалась для жильных месторождений Чукотки (Лугов и др., 1972) и для трубчатых месторождений Австралии (Blanchard, 1947). В оловоносных трубках Австралии и кварцевых жилах, залегающих в песчано-сланцевых породах, в отличие от рудных тел, залегающих в гранитах, содержатся заметные количества сульфидов — арсенопирита, пирита, халькопирита и изредка станнина (в Малайзии) или диарсенидов (леллингит).

В разных регионах избирательное влияние на отложение руд оказывают и осадочные породы. Так, в Северной Боливии, по данным Тэрнора, песчаники оказались более благоприятной средой, чем глинистые сланцы.

причем избирательность в локализации руд проявлена столь же четко, как в других районах в известняках. В Иультине, судя по данным В. А. Мандыча, наоборот, вольфрамовое, как и оловянное оруденение больше приурочено к участкам жил, пересекающим глинистые сланцы. Большая часть сульфидов в обоих регионах приурочена к жилам, пересекающим сланцы.

В. Ф. Барабановым, И. И. Четырбоцкой, Л. Ф. Сырицо отмечалось повышение соотношения  $FeO:MnO$  в вольфрамитах при переходе кварцевых жил из гранитов в сланцы. В Иультине вольфрамит из жил, залегающих в гранитах, отличается от вольфрамитов из жил, залегающих в биотитовых роговиках, более высоким отношением  $Fe_2O_3/FeO$  (данные Г. А. Смелянской), что вызывает повышение их магнитной восприимчивости и снижение удельного веса; одновременно с этим и с повышением отношения  $Fe/Mn$  возрастает отражательная способность вольфрамита.

Иногда проявляется структурная зональность. Пологие жилы богаче касситеритом и беднее вольфрамитом, чем крутопадающие, содержат более высокотемпературные политипные модификации сульфидов (например, пирротина), их минералы слабее изменены наложенными гипогенными процессами. Трещины, появление которых обусловлено формированием куполов, приоткрывались не одновременно: вначале пологие, затем — поперечные к удлинению куполов трещины отрыва, еще позже — продольные. В Иультине, по В. К. Денисенко, с течением времени происходил как бы разворот (по часовой стрелке) раскрытия трещин в породах надинтрузивной зоны вокруг массива гранитов; при этом углы падения жил изменялись от пологих у ранних жил, размещающихся в гранитах, до более крутых — у жил, залегающих в сланцах. Такой же разворот трещин осуществлялся в месторождении Яоганьсань (Китай). Вследствие этого оловянно-вольфрамовое оруденение здесь частично пространственно разобщено в плане с более поздним вольфрамовым. Некоторые элементы структурной зональности, обусловленные различием физико-механических свойств чередующихся песчаников и сланцев, отмечались выше.

Рудоотложению предшествуют и частично сопутствуют альбитизация, турмалинизация, грейзенизация, сульфидизация и арсенидизация боковых пород. Первые два процесса предшествовали отложению руд в Арморианском, Центрально-Французском, Чешском срединных массивах и др. Однако и там за альбитизацией и турмалинизацией не всегда следовало рудоотложение, есть альбититы и турмалиниты. "стерильные" в отношении оловянно-вольфрамового оруденения, которое наиболее тесно связано с процессами грейзенизации (грейзены мусковито-кварцевые).

Выделяют два морфологических типа грейзенов: обособленные тела, вмещающие прожилки кварца, и околожилные. Так, в олово-вольфрамоворудном районе Сан-Ренан (Арморианский массив) наиболее важные зоны грейзенов длиной до 5–2 км ориентированы параллельно удлинению вмещающего гранитного массива. Они локализованы в апи-

кальной части (гребне) массива (Chauris, Guigues, 1969). Ориентировка зон грейзенов, как и удлинение самого массива, параллельна региональным геотектоническим структурам.

В месторождениях района Калбы вдоль кварцевых рудных жил наблюдаются мусковито-кварцевый грейзен, а в переходной зоне к неизменному граниту — интенсивная альбитизация (Стрелкин, 1963). Во многих месторождениях (вольфрамитовое месторождение Большевик и др. на Калбе, оловянно-вольфрамовое Ля Вилледер во Франции) около рудных жил граниты подверглись лишь альбитизации. Околожильная турмалинизация в Корнуолле, Калбе, Боливии, Квеймейшане в Китае, как и развитие арсенопирита (в Иультине, Светлом и др. на Чукотке), интенсивнее проявлены в тонкообломочных осадочных породах, слабее в гранитах. В Иультине околожильные изменения роговиков (их мусковитизация или грейзенизация, в меньшей мере — окварцевание и альбитизация) проявлены на расстоянии до 1,5 м, постепенно ослабевая с удалением от жилы (данные В.А. Мандыча и З.Г. Караевой). Вблизи и внутри жил, по нашим данным, на некоторых месторождениях (Светлое — на Чукотке) проявлялась альбитизация. В околожильных грейзенах и альбитизированных породах вкраплены касситерит и арсенопирит.

Р-Т условия формирования плутогенных оловянно-вольфрамовых месторождений, сходных по составу руд, близки. В оловянно-вольфрамовом месторождении Панашкейра (Португалия) пирротин и сфалерит отложились при 575–490°C, при давлении 1000 бар, арсенопирит — при 610±20°C и давлении 500–1000 бар (Clark, 1964). Составы арсенопирита и сфалерита из жил Панашкейры, залегающих в апикальной части интрузива и в удалении от него, изменяются в узких пределах. Это свидетельствует о выделении минералов в температурном равновесии с окружающей средой.

В Северной Боливии оловянно-вольфрамовые руды образовались при Р-Т условиях, близких к указанным<sup>1</sup>. Оловянные и вольфрамовые месторождения имели здесь сходную термическую историю (Kelly, Turneure, 1970): температуры возрастали от 300°C до 530°C, а затем — снижались до 70°. Продуктивная стадия сменялась сульфидной при 400°C, последняя заканчивалась при 260°C. Касситерит образовался, в основном, в интервале 410–510°C.

В Иультине (Чукотка) касситерит кристаллизовался, по данным декрепитации (Лугов и др., 1972), при 360–290°C (в жилах южной группы) и 280–180°C (в жилах водораздельной зоны). Температуры кристаллизации касситерита на верхних горизонтах ниже, чем на нижних. Температурный интервал декрепитации вольфрамита 220–146°C, кварца — 360–220°C. Средний градиент падения температуры, по данным В.А. Мандыча, около 0,45°C на 1 м глубины. Как и в Боливии, на Иультине имеются скелетные звездчатые формы микросрастаний сульфи-

<sup>1</sup> - Исследования в разных районах проводились различными методами на минералах, относимых к разным группам, что затрудняет сопоставление.

дов (Зильберминц, 1966). В рудах месторождения Тенкергин (в том же районе Чукотки), по нашим данным, выделения самородного висмута оплавлены, что свидетельствует об образовании жил при температуре, превышающей  $271^{\circ}\text{C}$ .

На вольфрам-оловянном месторождении Ушмунский гольц (в Восточном Забайкалье) давление при рудоотложении было 620 атм, средняя температура кристаллизации кварца первой стадии рудоотложения (по данным декрепитации)  $360\text{--}340^{\circ}$ , касситерита —  $340^{\circ}$  (Доломанова и др., 1971). Несколько ниже температуры образования кварца и вольфрамитов из рудных жил Дедовогорского, Антоновогорского, Зун-Ундурского месторождений этого же региона (Наумов, Иванова, 1971).

Кварц из рудных жил вольфрамитовых месторождений Большевик, Раздольное, Редмет (Калба) кристаллизовался, по нашим данным, при  $320\text{--}380^{\circ}\text{C}$  (данные декрепитации без учета давления); интервал температур массового растрескивания кварца  $320\text{--}500^{\circ}\text{C}$ . Кварц из оловянно-вольфрамового (Чердолак) и оловянного (Чудское) месторождений того же региона начинает растрескиваться при  $240^{\circ}\text{C}$ . Термофизическими методами (декрепитация, термолюминесценция) по кварцам района Калбы установлена (Нарсеев и др., 1968) однородность температурного поля не только по простираанию и падению вольфрамоворудных кварцевых жил, но и в пределах отдельных вольфрамоворудных полей (месторождение Вольфрам), что соответствует приведенным выше данным по Панашкейре.

Величины давлений, полученные экспериментальным путем для касситерит-вольфрамитовых рудных тел, ассоциированных с плутонами Португалии, Боливии и Восточного Забайкалья, совпадают с давлением литостатической нагрузки на глубине 2000—4000 м (Clark, 1964; Доломанова и др., 1971; Kelly a. oth., 1971). Эти данные относятся к малосульфидным месторождениям. Глубины формирования месторождений, судя по мощностям разреза в Восточном Забайкалье, Калбе, Португалии, Северной Боливии, также сходны — 3,5 км (Гинзбург, Родионов, 1960; Clark, 1964; Некрасов, 1964; Investigaciones, 1968; Kelly, Turneure, 1970).

Итак, в провинциях верхоянского типа плутоногенные руды образовались на сходных глубинах при близких давлениях, определяемых величиной литостатической нагрузки перекрывающих толщ. В связи с остыванием магмы на относительно больших глубинах, значительной концентрации летучих, даже под экранами пластичных глинистых сланцев, не происходит, поэтому в этих провинциях и редки топазовые грейзены. Набор минералов в рудах относительно беден, единообразен, объединяет минералы с узким интервалом значений структурной рыхлости кристаллической решетки ( $6,5\text{--}8,5 \omega$ ). Минеральный состав жил однотипных месторождений в пределах одного района (например, Калба-Нарымского) сходен, близок, по нашим данным и материалам других исследователей, и состав отдельных минеральных видов (вольфрамиты, турмалины). Последнее обстоятельство могло быть обусловлено особенно узким интервалом физико-химических параметров постмагматиче-

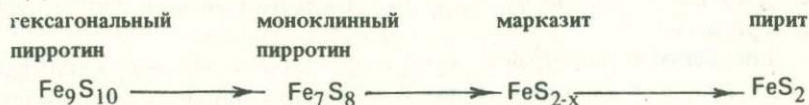
ского процесса. В пользу этого говорят следующие факты и соображения. 1. Рудные жилы часто располагаются в гранитах вольфрамоносных комплексов, сформированных при температурах порядка 700°C. 2. Температура кристаллизации кварца, вольфрамита, касситерита и сульфидов в кварцевых жилах всего рудного района составляет 400–350°C. Температуры образования руд месторождений, связанных с единым плутоническим комплексом, сходны, они определяются общим температурным полем остывающих плутонов.

Химический состав газовой-жидких включений в кварце из рудных жил изучен Келли и Тэрнором. По их данным, рудоносные растворы вскипали. При этом содержащаяся в них углекислота переходила в газовую фазу, растворы же обогащались солями, что вызывало выпадение кварца и касситерита. Плотность рассолов, включающих лишь кристаллы галита, содержащих 0,317 г NaCl на 1 см<sup>3</sup>, 1,99 (при 20°C), а рассолов, насыщенных NaCl и KCl, содержащих 0,126 г KCl и 0,258 г NaCl на 1 см<sup>3</sup>, 1,234. Соленость варьирует от 26,4 до 46,9 вес.%; содержание NaCl в сложных растворах, отложивших продуктивную ассоциацию минералов, — до 46 вес.%, содержание CO<sub>2</sub> было низким.

Общее содержание соли в сульфидную стадию упало до 10%, а в заключительные стадии минерализации приблизилось к таковому в чистой воде.

Оловоносные флюиды многих месторождений мира обычно содержат, по данным Литтла, большие количества CO<sub>2</sub>, но в боливийских включениях, хотя они и содержат немного CO<sub>2</sub>, жидкой углекислоты не обнаружено, следовательно, давление CO<sub>2</sub> было низким (до 25 бар), обычно 10–14 бар. Во включениях II и III типов, наблюдающихся лишь в ранних кварце и касситерите, CO<sub>2</sub> намного больше, чем во включениях I типа, но даже в них внутреннее давление CO<sub>2</sub> меньше 45 бар — минимального давления, при котором возможно ожигение углекислоты.

Во многих вольфрамовых и оловянных месторождениях минералы железа продуктивной ассоциации (вольфрамит, ильменит, пирротин, леллингит), с увеличением парциального давления серы вследствие ее привноса или диссоциации H<sub>2</sub>S замещались дисульфидами Fe. Келли и Тэрнор отметили распространенность в месторождениях Северной Боливии гипогенного замещения:



При замещении (иногда псевдоморфном) пирротина дисульфидами железа возрастала пористость, образовались также сидерит и, возможно, арсенипирит, сфалерит, станнин и халькопирит. При этом ранний кварц корродировался и замещался железистым хлоритом (тюрингит). Авторы предполагают, что замещение вызвано выносом железа. Замещение произошло, судя по температурам гомогенизации жидких включений в сидерите, при 203–284°C, а вероятнее 262–224°C, или, с учетом температуры образования флюорита, — при 260–200°C. В некоторых месторожде-

ниях этому процессу предшествует замещение леллингита арсенопиритом и затем — пирротинном. В месторождениях района Калбы вольфрамит замещался шеелитом и пиритом, а ильменит — рутилом и пиритом. Этот процесс вызван, по данным И. В. Дубровой, растворами, обогащенными сероводородом и кальцием. По нашим данным, на месторождении Светлое на Чукотке вольфрамит во многих жилах подвергся замещению сульфидами (пирит, арсенопирит), а также интенсивному гипогенному растворению с образованием полостей. В полостях отложены, кроме того, серицит, местами гюбнерит. Кристаллы вольфрамита местами перекристаллизованы, приобрели блоковое строение. Итак, неустойчивыми являются не только сульфиды железа, но и окислы, вольфраматы, титанаты железа, что свидетельствует о привносе или повышении активности серы вследствие возрастания ее парциального давления, а не только выноса железа, как считают Келли и Тэрнор.

Ранние рудообразующие флюиды, по данным Келли и Тэрнора, содержали много железа (до 3000 фунтов на тонну). Отложение в этих условиях пирротина, а не пирита или даже отсутствие сульфидов может отражать преобладание  $SO_2$  над  $H_2S$ . Возрастание диссоциации  $H_2S$  могло вызвать отложение сульфидов железа в сульфидную стадию без предварительного изменения концентрации компонентов во флюидах, о чем можно судить по отсутствию дробления перед началом сульфидной стадии. С охлаждением растворов и возрастанием диссоциации кислот, подобных  $HCl$ , пирротин ствемится заместиться пиритом или марказитом:



(реакция предложена Келли и Тэрнором).

Упомянутые авторы указывают, что при расчете растворимости  $FeS$  и  $FeS_2$  в гидротермальной модели, соответствующей боливийским флюидам (растворы, содержащие 15%  $NaCl$  при  $pH$  4), по Хельгессону, растворимость пирита при температуре ниже  $300^\circ C$  становится меньше растворимости пирротина. Именно при такой низкой температуре ( $200^\circ C$ ) произошло изменение пирротина в боливийских рудах. Количество железа, освободившегося при обычном для данного раствора содержании углекислоты, могло оказаться недостаточным для отложения сидерита.

Еще более распространен процесс гипогенного замещения вольфрамита шеелитом. В месторождениях Калбы замещение вольфрамита шеелитом и пиритом сопровождалось замещением ильменита рутилом и пиритом (данные И. В. Дубровой). В малосульфидных месторождениях (Аляскинском, Сибирь), олово-вольфрамоворудных (Ля Вилледер, Лесли и Коат ан Ноз на востоке Франции), наоборот, оказался неустойчивым шеелит, и по нему образовались псевдоморфозы ферберита (рейнит).

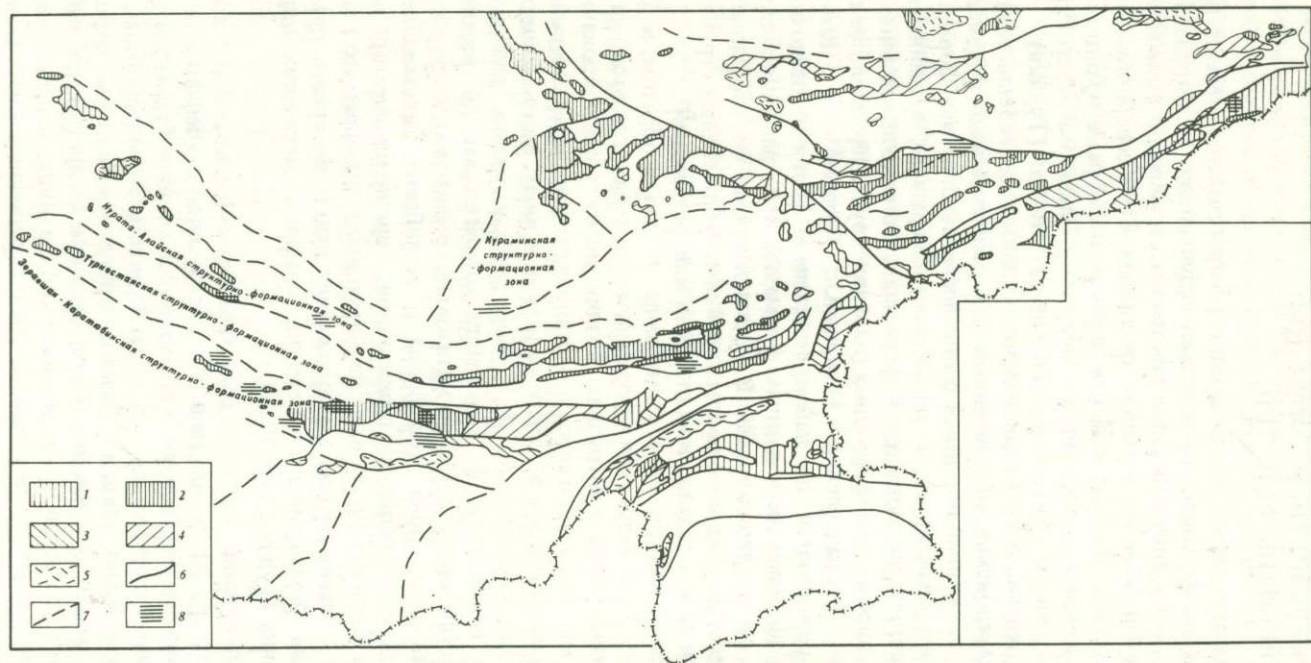
## ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ С ШИРОКИМ РАЗВИТИЕМ ПОРОД КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ (ЮЖНО-ТЯНЬШАНЬСКИЙ ТИП)

Такие вольфрамоторудные провинции распространены меньше провинций верхоянского типа, но вмещают крупнейшие месторождения вольфрама. К этому типу относятся некоторые структурно-формационные зоны Средней Азии, невадийская провинция США, северо-восточная Бразилия, Хакассия. Важные объекты добычи вольфрама находятся в относительно небольших структурах – Восток-2 (Приморье), Флат Ривер (Аляска), Сангдонг (Корея), Азегур (Африка), Улу-Даг (Турция).

В строении земной коры Средней Азии выявлены два геосинклинальных этажа – каледонский, образованный породами сланцевой формации, и герцинский, сложенный породами флишевой и карбонатной формаций (нижний структурный ярус), а также конгломератами, песчаниками, сланцами, известняками молассовой формации, а в некоторых зонах – вулканитами порфириевой формации (верхний ярус). Крупнейшие геотектонические подразделения – Северный, Средний и Южный Тянь-Шань – различаются по набору и степени развития осадочных, интрузивных, эффузивных и рудных формаций и по распространению пород разных структурных этажей. В пределах каждой из этих складчатых областей намечен ряд в основном линейных, субширотных структурно-формационных зон, разобщенных глубинными разломами.

Месторождения вольфрама локализованы, главным образом, в Южном Тянь-Шане, в тех структурно-формационных зонах, где распространены карбонатные толщи и интрузивы, возникшие из гибридизированной гранитной магмы. Руды отлагались в обстановке общей инверсии складчатой области, начавшейся с верхнего палеозоя, в зонах, воздымавшихся относительно прилегающих, по А. В. Королеву, в местах разгрузки тектонических напряжений. Е. Д. Карпова отмечает, что до верхнего палеозоя возникли лишь мелкие пегматитовые, грейзеновые и кварцевожильные проявления олова, вольфрама и молибдена, залегающие в "батолитах" среднепалеозойских гранитоидов; герцинские месторождения вольфрама почти все скарновые; пегматитовые и вольфрамито-кварцевые (иногда с касситеритом) месторождения редки. Во время третичной активизации сформированы отложения вольфрамсодержащих гидрокислов марганца (Турчинский, 1965).

На западе провинции имеются три структурно-формационные зоны северо-западного простирания (фиг. 9), образующие ступенчатое антиклинорное поднятие. В осевой части последнего находится Туркестанская зона, ограниченная с севера вертикальным Туркестанским разломом, а с юга – Вахшским. В этой зоне, в отличие от других, доминируют породы сланцевой формации, месторождений вольфрама нет, они сосредоточены в прилегающей с юга Зеравшан-Каратюбинской и в прилегающей с севера Нурата-Алайской зонах, отличающихся распространением карбонатных толщ. Эти структурно-формационные зоны мы рассматриваем как типовые.



Фиг. 9. Схема положения вольфрамородных районов в структурно-формационных зонах Средней Азии (выкопировка из схемы размещения рудных полей Средней Азии, составленной В.А. Королевым).

Породы среднего палеозоя: 1 – сланцевая формация; 2 – карбонатная формация; 3 – карбонатно-терригенная формация; 4 – терригенная формация; 5 – вулканогенная формация; 6 – глубинные разломы; 7 – границы структурно-формационных зон; 8 – вольфрамоносные площади

Эта зона ограничена Вахшским, Южно-Зеравшанским и Северо-Гиссарским разломами. В ней значительно шире, чем в других зонах, распространены отложения карбонатной, терригенной и терригенно-карбонатной формаций ( $S_2 - C_1$ ). Здесь, в районах преобладания карбонатных толщ, выявлены месторождения вольфрама Ингички, Каратюбе, Ургут, Джилау, Майхура, Кабуты, а в поле развития терригенных пород — Такфон. Приведем описание типичных месторождений.

Месторождение Ингички находится вблизи глубинного разлома, отделяющего рассматриваемую зону от Туркестанской. Осадочные отложения (мощность их 6000 м) представлены четырьмя свитами: нижней — кварцево-биотитовых сланцев, известняковой, верхней сланцевой (филлиты, глинистые сланцы и др.), верхней известняковой. Эта толща смята в широтную синклираль, осложненную антиклиналью, разбита дорудными надвигами и сбросами и прорвана крупным, удлиненным в широтном направлении, герцинским соскладчатым Зирабулакским интрузивом. Залежи скарнов расположены в его согласном и подобном контакте с известняково-сланцевой толщей верхнего силура.

По И. М. Хамрабаеву (1958), интрузив слагается биотитовыми гранитами и их фациальными разновидностями. По данным Н. В. Нечелюстова массив сформирован в три фазы: граниты биотитовые, двуслюдяные и лейкократовые (аляскиты). По Х. М. Абдуллаеву (1947), в эндоконтактах основность пород повышена (гранодиориты и кварцевые диориты); лейкократовые граниты располагаются вдоль контактов интрузива и его куполовидных поднятий, окаймлены диоритами. Дайки представлены апплитами, пегматитами, а также лампрофирами двух генераций: ранние внедрились до гранитов, участвуют в складкообразовании, частично скарнированы, поздние — пересекают аляскиты.

Южный, пологий контакт интрузива почти совпадает с подошвой известняков. По В. А. Королеву, вдоль этой поверхности во время скарнирования, частью происходившего на фоне складкообразования, породы кровли смещались на юг. Для скарнирования благоприятнее контакты мраморов с биотитовыми гранитами, чем с лейкократовыми гранитами или, особенно, с роговиками. Гранитоиды местами слабо скарнированы (вдоль нарушений), грейзенизированы, серицитизированы и карбонатизированы. В них развиты пологие и крутые трещины (контракционные), отрыва и скалывания. Крутые трещины развиваются и в известняках. По зонам трещиноватости, проникающим в кровлю на сотни метров, произошли сбросо-сдвиги.

Скарны, возникшие по мраморам, распределены вдоль контакта интрузива и даек лейкократовых пород, они имеют раздувы и пережимы. Минерализация сопровождала многократные подвижки, дробившие скарны и граниты. Шеелит наложился на скарны относительно равномерно. По В. А. Королеву и П. А. Шехтману, мощность рудных тел и интенсивность оруденения возрастают в синклиналях, логообразных понижениях и определенно ориентированных перегибах контактовой поверхности, ме-

стах ее выполаживания, вблизи трещинных зон. Рудные гнезда вытянуты по падению.

Скарны пироксеновые (диопсид-геденбергит), бедны минералами глинозема, в частности гранатом (по Н.В. Нечелюстову и Х.М. Абдуллаеву), образовались в две фазы: 1) силикатную (пироксен, гранат и др.) и 2) кварцевую с сульфидами и шеелитом, частью в виде прожилков. Пироксен в оруденелых местах уралитизирован.

Рудное поле Каратюбе сложено толщей битуминозных известняков и сланцев верхнего силура, смятой в широтную брахиантиклиналь, и среднезернистыми гранитами верхнего карбона – нижней перми. Последовательно внедрились биотитовые граниты (преобладают, в эндоконтактах переходят в гранодиориты), затем – лейкократовые. Из жильных пород имеются гранодиорит-аплиты, микрограниты, пегматиты и аплиты.

Сланцы преобразованы в пироксен- и амфибол-полевошпатовые роговики, известняки – в мраморы. Залежи скарнов приурочены к межпластовым и (реже) к межформационным трещинам в кровле. В контактах биотитовых гранитов они обычнее, чем в контактах лейкократовых гранитов. Самые крупные залежи возникли в более пологом крыле брахиантиклинали по пропласткам известняков в толще сланцев. Распространены, особенно на контакте роговиков, околоскарновые пироксен-плагиоклазовые породы.

Скарновые тела пластообразные, линзообразные, неправильные, жиллообразные, иногда – в "опаловых" известняках – штокверковые. Скарны везувиановые и гранат-везувиановые (наиболее распространены), волластонитовые, полевошпат-везувиановые, полевошпат-пироксеновые, полевошпат-гранат-везувиановые и цоизит-везувиановые. Везувиан входит в апороговиковые скарны (их 70–80%) чаще, чем в апоизвестняковые, содержание его возрастает с удалением от интрузива. Интенсивность оруденения разновидностей скарнов различна. Форма скарновых и рудных тел не всегда совпадает. Последовательно возникали парагенетические ассоциации: скарново-шеелитовая, кварцево-шеелитовая, уралит-шеелитовая и редкие кварц-сульфидно-шеелитовая (с пиритом, реже сфалеритом, изредка – галенитом, пирротинном, халькопиритом, молибденитом), кальцито-шеелитовая с флюоритом.

Шеелит I замещает пироксен, гранат и везувиан, но отложился раньше эпидота. Шеелит II и III слагает гнезда и линзы в скарнах, околоскарновых и вмещающих породах, его выделение сопровождалось окварцеванием, эпидотизацией и уралитизацией; пересекается кварцево-сульфидными и карбонатными прожилками. Шеелит IV и V выделился в зонах нарушений, обособлен от скарнов. Сульфиды редки, распространены неравномерно, в виде линз и гнезд.

Месторождения Зеравшанской группы – Такфон (Кух-и-Сафит), Петинское, Арчамайдан-Сарымат – расположены вокруг небольшого Петинского интрузива гранитов.

Мышьяк-вольфрам-оловянное месторождение Такфон находится в 5 км от интрузива, в северо-восточной зоне смятия, на крыле антиклина-

ли, ось которой погружается на запад. Рудное поле, по В. А. Королеву, — тектонический блок, приподнятый относительно окружающих сланцевых толщ. Большая его часть сложена перемежающимися известняками и сланцами верхнего силура, падающими на юг под углом 45–55°. В соседних районах эта толща тектонически перекрыта интенсивно дислоцированной толщей кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев нижнего палеозоя или девона, залегающих в основании разреза.

Сланцы, карбонатно-терригенные отложения и скарны прорваны редкими дайками лампрофиров, локализованными в сбросах, падающих на СЗ под углами 40–70°. По множеству сколовых трещин такого же залегания осуществлялись сбросы и взбросы, сопровождаемые сдвигами. Меньше развиты поперечные нарушения. Самое крупное из них ограничивает рудное поле на востоке. Дизъюнктивы и дайки на крыльях антиклинали ориентированы косо к простиранию пород. По В. А. Королеву, скарны приурочены к имеющим наибольшие румбы участкам разломов северо-западного направления, сильнее приоткрытым во время скарнирования. Скарновые залежи апоизвестняковые, залегают согласно среди сланцев, форма их — линзы, жилы. Рудоподводящими структурами являлись тектонический контакт известняков и сланцев, а также секущие трещины. Рудные тела (столбы, линзы) возникли в участках дробления скарнов вблизи нарушений северо-восточного направления. В скарнах преобладают диопсид-геденбергит, кварц (слагает до 50% породы), пирротин, амфибол, кальцит; сульфиды отложились позже силикатов. Граната, эпидота, сфалерита мало; минералы, содержащие летучие компоненты, кроме скудного апатита, отсутствуют. Шеелит тонко равномерно вкраплен, ассоциирован с пироксеном и кварцем, выделился позже силикатов скарна, но раньше кварца и сульфидов.

Распространены кварц-касситеритовые и кварц-сульфидные жилы, сформированные в трещинах отрыва. Морфология их сложная, элементы залегания непостоянны. Жилы залегают в контакте скарнов и известняков, реже, как и скарны, в контакте известняков со сланцами, в северо-восточных нарушениях, секущих скарны, и среди сланцев; в некоторых рудных телах чередуются скарновые и кварцевые участки. Набор рудных минералов в жилах и скарнах сходный, но для жил, кроме кальцита, пироксена и амфибола, типичны арсенопирит и касситерит, в меньшем количестве встречаются пирротин, халькопирит, станнин; изредка — пирит, сфалерит, галенит, висмутин, самородный висмут. Шеелит сконцентрирован в пироксеновом скарне, единичные зерна его встречены в кварцевых жилах.

Петинское скарновое поле приурочено к одноименному интрузиву гранодиоритов, залегающему в антиклинали, сложенной известняково-сланцевой толщей (Абдуллаев, 1947). Жильные породы представлены аплитами и лампрофирами. Скарны, возникшие по известнякам, крупнокристаллические пироксеновые с обильным пирротинном. По обилию пирротина они сходны со скарнами Такфона, но содержат гораздо больше граната. Порядок выделения минералов: пироксен, гранат, шеелит, амфибол, альбит, кварц, касситерит, пирротин, сфалерит, халькопи-

рит, галенит, станнин, марказит. Шеелит (густая вкрапленность мелких зерен) ассоциирован с пироксеном.

В рудном поле Арчамайдан-Сарымат скарны также пироксеновые с пирротинном, реже — актинолитизированные, залегают на контакте купола гранодиоритов, прорывающего доломитизированные известняки верхнего силура. Залежь пластообразная. Шеелит микроскопический, распределен неравномерно, ассоциирован с пироксеном и кальцитом. В контакте известняков с гранодиоритами распространены и кварцево-сульфидные тела, содержащие арсенопирит, халькопирит, пирит, молибденит, станнин, минералы висмута, шеелит.

В рудном поле Рарз, по Х. М. Абдуллаеву, В.М.Крейтеру и Д.П. Резвому, известняково-сланцевая свита верхнего силура, слагающая антиклиналь, прорвана куполом верхнепалеозойских гранодиоритов. Имеются роговики (кальцит-биотито-кварцевые, гранато-волластонитовые, кальцито-волластонитовые, кальцито-пироксеновые). В контакте с интрузивом по глинистым и кварцево-слюдистым сланцам образовались кварциты (по Н.В. Нечелюстову). Известняки вблизи гранитов озмеевикованы на 20–40% (Абдуллаев, 1947). Оруденение приурочено к пластообразным залежам скарнов, расположенным на крыльях антиклинали, в контакте гранодиоритов с известняками, по плоскостям наложения осадочных пород, в трещинах, секущих известняки, частично в интрузивных породах, в виде скарновых штокверков и жил.

Скарны пироксеновые, часто с обильным пирротинном, редко — окварцованные пироксеновые. В составе первых пироксен слагает 65–70%, актинолит — 10–15%, пирротин — 2–3%; в составе вторых пироксена 40–45%, пирротина — 40–45%; в состав третьих входят кварц (60–65%), пироксен (35–40%), немного шеелита и пирротина. Амфиболовые скарны залегают среди пироксеновых и пироксеновых с обильным пирротинном. Местами скарны окварцованы. Главнейшие рудные минералы скарнов — шеелит, арсенопирит и молибденит. Шеелит (как и породообразующие минералы скарнов) мелкозернистый, содержание его возрастает к контакту с гранодиоритами. Кварц отлагался после главной массы шеелита и замещал последний.

Скарны Рарза и Такфона, связанные со становлением аплит-гранитов, секутся жилами аплита и керсантита.

Отложение шеелита сопровождалось уралитизацией пироксена, затем шеелит частично замещался тремолитом. На скарны наложилась кварцево-сульфидная фаза (арсенопирит, халькопирит, пирротин, висмутин и шеелит). Распространены кварцевые жилы — безрудные (среди рогови-ков) и рудные — кварцево-арсенопиритовые с висмутином, халькопиритом, пирротинном и кварцево-молибденитовые с шеелитом — секущие скарны и гранодиориты.

Недалеко от Такфона, вблизи Северо-Гиссарского разлома, в центральной приосевой части антиклинория Гиссарского хребта, где генеральное простирание складчатых дуг Тянь-Шаня меняется с северо-восточного на северо-западное, находятся месторождения Майхура и Кабуты.

Вольфрамово-оловорудное поле Майхура сложено нижнепалеозойской карбонатно-терригенной толщей и гранодиоритами (Абдуллаев, 1947). Известково-сланцевая толща (переменяющиеся сланцы и известняки) слагает антиклиналь, ядро которой прорвано штоками биотитовых гранитов. Субгоризонтальная поверхность массива гранодиоритов срезает осадочную толщу, круто падающую на ЮВ. Рудное поле приурочено к пересечению северо-восточного разлома с северо-западной зоной растяжения, вмещающей многочисленные поперечные дайки.

Известняки, залегающие среди сланцев, скарнированы и подверглись оруденению. Скарны образуют четыре узкие (до десятков метров) субмеридиональные контактовые залежи, изгибающиеся по мере изменения простирания карбонатной толщи. Скарны по известнякам — пироксеновые и гранато-пироксеновые, по роговикам — гранатовые, по гранодиоритам — кварц-гранатовые. Шеелит распределен неравномерно, содержание его возрастает к контакту с известняками. Скарны и осадочные породы пересечены кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми с флогопитом и сульфидами жилами, вмещающими главную массу шеелита и касситерит. Кварц сечет и замещает как скарнообразующие минералы, так и шеелит.

Шеелито-касситеритовая минерализация образует гнезда и удлиненные тела в контактовых залежах пироксеновых (преимущественно) и гранато-пироксеновых скарнов. Шеелит ассоциирован с кварцем, приурочен к хлоритизированному участку висячем боку залежи, вблизи контакта с известняками, в скарнах — заполнил интерстиции и трещинки (Нечелюстов, 1947). По В. А. Королеву, на размещение оруденения влияли секущий контакт интрузива, зоны дробления скарнов в неровностях контактовой поверхности, участки прогибов и ступенчатых гребней последней, а также секущих трещин.

Стадии минерализации: 1) скарнирования, 2) ранних окислов (шеелит, касситерит, немного молибденита), 3) ранних сульфидов (пирротин, арсенопирит), 4) поздних сульфидов (сфалерит, галенит, халькопирит, пирит).

## НУРАТА-АЛАЙСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Нурата-Алайская зона находится севернее Туркестанской, между Южно-Ферганским и Туркестанским разломами. В этой зоне, как и в Зеравшан-Каратюбинской, имеются карбонатные толщи среднего палеозоя и сланцы нижнего палеозоя, перекрытые здесь карбоновыми конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. Здесь расположены месторождения Лянгар, Койташ, Мелик-су, сопровождаемые рудопроявлениями.

Месторождение Лянгар находится в борту Туркестанского разлома. Шеелитоносные скарновые залежи приурочены к контакту крупного (800 км<sup>2</sup>) Нуратинского интрузива, залегающего в ядре антиклинали, с известняками и сланцами нижнего палеозоя, относящимися к основанию стратиграфического разреза. Контакт нижнепалеозойских сланцев (сло-

дистые, роговообманковые, клиноцоизито-силлиманитовые, кварцево-андалузитовые) и роговиков (цоизито-хлоритовые, актинолитовые, кварцево-роговообманковые) с перекрывающими известняками тектонических, хотя и согласный.

Упомянутый интрузив — межформационное тело, его слагают биотитовые граниты, близкие к адамеллитам. В контактовой зоне (шириной 20 м) со сланцами залегают гранодиориты и кварцевые диориты, а в контактах с мраморами — аплитовидные граниты. Они возникли вследствие ассимиляции или являются поздними дифференциатами магмы. Последовательно в три фазы сформировались кварцевые диориты, биотитовые граниты и аляскиты; с последними связаны мощные дайки безрудных пегматитов с письменной структурой, секущие скарны, аплиты и еще более редкие порфириды.

В контактовой зоне сланцы превращены в роговики — силикатные (слюдистые и кордиеритовые) и известково-силикатные (кварцево-пироксеновые, гранато-эпидотовые, пироксено-везувиано-волластонитовые), а известняки перекристаллизованы, окварцованы, местами скарнированы. Скарны слагают круто- и пологопадающие пластообразные залежи, жилы в крутопадающих трещинах, реже — линзы, штоки, гнезда, штокверки. Скарнирование и рудоотложение контролировались северо-западным разломом, проходящим в центре рудного поля; вдоль него прослежена мощная прерывистая полоса богатых руд; важнейшие залежи находятся в местах сопряжения крутопадающих разломов с контактными поверхностями (по Н.В. Нечелюстову), пластовые тела локализованы в пологих секущих контактах интрузива.

Скарны — диопсидовые с обильным кварцем, образовавшиеся по биотитовым гранитам, реже — гранатовые с кварцем (залегают ближе к адамеллитам) по аляскитам (пироксеновые) и самые распространенные гранат-пироксеновые — по слюдистым сланцам, пироксеновые, гранатовые, везувиановые, гранат-везувиановые и амфиболовые — по известнякам. На контакте гранат-пироксеновых скарнов с известняками залегают пироксеновые скарны, а в них — линзы и гнезда гранатовых и гранат-амфиболовых; имеются флюорито-гранато-амфиболитовые скарны. Светлосиликатные околоскарновые породы, развитые висячем боку залежей, пересекаются и замещаются скарнами. Оруденение наложилось на скарны и жильные породы неравномерно. В гранато-везувиановых скарнах шеелит редок, а в гранато-пироксеновых, гранатовых и особенно пироксеновых образует обильную равномерную тонкую вкрапленность, прожилки и гнезда, местами цементирует брекчированные скарны или, наряду с халькопиритом, встречается в кварцевых (частью с карбонатом или полевым шпатом) жилах и прожилках, секущих скарны и осадочные толщи. Шеелит выявлен на всем протяжении залежей скарнов в их висячем боку, некоторые гнезда возникли по реликтам мраморов (Мясников, 1951).

В противоположность шеелиту, молибденит концентрируется в кварц-диопсидовых жилах и линзах апогранитоидных скарнов в эндоконтакте интрузива и в зоне разлома среди гранато-пироксенового

скарна. Кварц-гранатовые тела с молибденитом приурочены к контактам даек аляскитов и аплитов, иногда обособлены в виде жил.

Кварц двух генераций: ранний, с молибденитом, входит в состав скарнов и поздний, включающий не только молибденит, но и шеелит, халькопирит, пирит, пирротин, слагает жилы, секущие скарны и прилегающие породы. На других месторождениях вблизи интрузива возникли апосланцевые кварциты (по данным Н.В. Нечелюстова).

Стадии минерализации следующие: 1) силикатная — образование пироксенового и гранатового скарнов; 2) рудная — дробление скарнов, кристаллизация шеелита, затем молибденита; 3) кварцево-сульфидная — выделение в трещинах кварца, пирита, халькопирита и др., одновременно окварцевание скарнов, формирование кварцево-пироксеновых, кварцево-гранатовых пород; 4) отложение безрудного кварца с кальцитом.

Главная масса шеелита выделилась, по данным В.С. Мясникова и др., позже пироксена, везувиана, граната, но раньше амфибола, ливерита, эпидота, полевых шпатов, слюд, кварца, хлорита, кальцита, флюорита, сульфидов. Отложение шеелита второй генерации сопровождали уралитизация пироксена и эпидотизация скарнов. Отложение кальцита сопровождалось хлоритизацией, образованием хлорито-кальцитовых пород, иногда с молибденитом.

Месторождение Койташ находится в 12 км от внутреннего разлома, параллельного граничным. По В. А. Королеву, рудное поле приурочено к той части Северо-Тяньшаньского разлома, где обнажены породы офиолитовой формации; скарновые залежи, как и ультрабазиты, находятся в ослабленном при меридиональном сжатии участке разлома.

Рудное поле сложено гранитами, терригенными отложениями верхнего силура, среднекарбовыми мраморами и роговиками, верхнекарбовыми роговиками и сланцами, пермскими конгломератами, песчаниками, сланцами. Осадочная толща образует сопряженные структуры северо-западного простирания: на севере — антиклиналь, на юге — синклиналь, ось которой полого погружается к центру рудного поля, углы падения крыльев складок пологие. В ядре антиклинали среди сланцев нижнего палеозоя размещен герцинский межформационный Койташский интрузив (площадью 55 км<sup>2</sup>), прорывающий толщу карбона и перми. В контактовом ореоле глинистые сланцы превращены в биотитовые роговики, глинистые известняки — в известково-силикатные (пироксеновые) роговики, известняки — в мраморы.

Интрузив слагается гранодиоритами (адамеллитами) и гранитами. Из жильных пород упоминаются аплитовидные граниты, аплиты, гранит-порфиры, диорит-порфириты, реже — пегматиты. В эндоконтактах интрузива имеются кварцевые жилы. В главном рудном поле скарны контактируют с гранодиоритами, а на участке Угат — с гранитами. Интрузив и осадочная толща разбиты субмеридиональными трещинами отрыва, вмещающими дайки средних и основных пород, и северо-восточными трещинами скола, по которым происходили сдвиги-сбросы. Дизъюнктивные нарушения интенсивнее всего проявлены вдоль оси мульды.

Скарны приурочены к крутопадающим контактам интрузива с горизонтом известняков среднего карбона, образуют биметасоматические приконтактные ленты мощностью до нескольких метров, межпластовые и секущие залежи — внутрипластовые (инфильтрационные) "апофизы" в известняках. Важнейшие залежи находятся в местях сопряжения крутопадающих разломов с контактными поверхностями — изверженных пород с осадочными, сланцев с известняками или песчаниками. По В. А. Королеву, рудоносные растворы подводились по зоне пересечения пологой поверхности интрузива субмеридиональными разрывами (с удалением от зоны метаморфизм пород и интенсивность оруденения ослабевают) и экранировались множеством апофиз гранитоидов. Интенсивность оруденения возрастает в участках дробления скарнов и проявления мелкой складчатости.

Легче других пород скарнировались и подвергались оруденению мергелистые известняки. При замещении магматических пород, известково-силикатных и пироксеновых роговиков возникли скарны второстепенного значения. Господствующие скарны образованы диопсид-геденберgitом и расположены в контакте известняков с гранитами, а пироксено-гранатовые — на контакте известняков с известково-силикатными роговиками или среди последних. Имеются гранатовые скарны. Скарнирование было многостадийным и следовало после внедрения жильных аплитов и пегматитов. Однако контактовые скарновые залежи пересечены не только жилами кварца, но и дайками аплитов, плагиогранитов (Абдуллаев, 1947). Соотношения светлосиликатных скарнов и тактитов — как на Лянгаре. В результате дорудного изменения образовались силикаты — амфибол, эпидот, волластонит, везувиан; упоминается наличие скаполита. Из рудных минералов раньше других отложился шеелит, а в последующую кварцево-сульфидную стадию — молибденит, часть пирротина, еще позже — пирротин, пирит, халькопирит.

Шеелит образует в скарнах (за исключением гранатовых) равномерную вкрапленность, гнезда и массивные скопления, частью линзовидные, обнаруживается в кварцевых жилах среди адамеллитов и скарнированных интрузивных и осадочных пород. Богаче других пироксеновые скарны, отложение в них шеелита сопровождалось уралитизацией, иногда — хлоритизацией пироксена, окварцеванием скарнов, особенно вблизи кварцевых и кварцево-карбонатных жил. Молибденит находится в кварцевых жилах и трещинах, секущих скарны, в которых встречаются и поздние тела массивных сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит).

В участке Угат развиты отложения нижнего палеозоя и среднекарбонные — известняки и подстилающие их песчано-глинистые сланцы. Скарны приурочены к контакту известняков с гранодиоритами и особенно с биотитовыми роговиками. По А. В. Пуркину, рудоносные растворы подводились по нарушению, секущему гранодиориты и породы кровли, заполненному ныне кварцем с шеелитом. Эти скарны, в отличие от скарнов Койташа, почти мономинеральные — пироксеновые, частью с обильным пирритином. Наряду со скарнированием известняков интенсивно развито автоскарнирование гранодиоритов. Оруденение менее равно-

мерное, чем на Койташе. Шеелит в скарнах образует вкрапленность (до 3 мм) и более крупные выделения, особенно вблизи гранодиоритов (при приближении к которым возрастает и содержание вольфрама) и в зальбандах кварцевых жил. Содержание шеелита в автоскарнах невелико.

К Меликсуйской группе месторождений относятся Мелик-су, Чал-Куйрюк, Кумыч-Таш, Беш-Арча и другие с тождественным минеральным составом руд. Оруденение рудных штоковерков Беш-Арча и Кумыч-Таш, кварцево-пироксеновых тел Мелик-су и кварцево-грейзеновых жил сая Лагерного, связанное с малыми интрузиями, контролировалось крупным северо-западным "Сурьметашским" разломом и локализовано в месте пересечения этого разлома поперечными разрывами. Тот же разлом контролирует в районе кварцево-сульфидные жилы и шеелитоносные скарново-пирротиновые залежи.

Месторождение Мелик-су находится в восточном окончании Алайского хребта, севернее Туркестанского разлома, по В. А. Королеву – в контакте интрузива, секущего напластование вмещающих пород; по разлому, представленному в этом участке широтной тектонической зоной, выпуклой к югу, господствовали сдвиговые движения.

Рудное поле сложено известняками ( $S_2 - D$ ), перекрывающими сланцы нижнего палеозоя и смятыми в антиклиналь, ось которой погружается на восток. На них несогласно налегают конгломераты и сланцы верхнего карбона. Эта толща прорвана двумя "малыми" интрузиями гранодиоритов, окруженными контактовым ореолом шириной до 100 м. Рудное поле расположено в крыле складки, в южном контакте с известняками кварцевых диоритов – краевой фации крупного, глубоко эродированного гранодиоритового массива. Простираение контакта  $300-310^\circ$ , падение крутое на ЮЗ. Вмещающие породы (в том числе известняки и гальки конгломератов) скарнированы, окварцованы и содержат вкрапленность сульфидов и шеелита.

В районе Мелик-су гранодиориты и известняки разобщены пачкой ороговикованных сланцев. В зоне контакта появляется узкая (30 см) кайма лейкократовых гранитов. Скарны (окварцованные пироксеновые, иногда с галенитом, частью пироксеновые с пирротином) залегают на контакте известняков ( $S-D$  или  $D_3-C_{1-2}$ ) и ороговикованных сланцев ( $D_3 - C_{1-2}$ ). "Пирротиновые скарны" представляют собой кварцево-пироксеновую основу с вкрапленностью пирротина, галенита, сфалерита, халькопирита, шеелита, висмутина, арсенипирита и станнина, а также с линзами и прожилками пироксено-пирротиновой породы.

Выявлены рудные тела: три крупных (преобладающее простираение северо-западное) и несколько мелких. Согласно В. А. Королеву, они залегают вдоль прослоев ороговикованных сланцев и известняков, на контакте известняков с гранодиоритами, в участках контакта с меньшими азимутами простираения, в виде столбообразных и линзовидных тел, круто склоняющихся по падению. В всячем боку рудных столбов залегают известняки, в лежачем – сланцы. В скарнах проявлена зональность: скарны лежачего бока – пироксеновые с пирротином – окварцованные пироксеновые.

В известняках выявлены системы кварцевых жил в крутопадающих трещинах отрыва юго-западного направления и субмеридиональные зоны метасоматической амфибол-хлоритовой породы. Согласно Х. М. Абдуллаеву (1947), эта порода слагает также межпластовые и секущие тела, подверглась скарнированию и шеелитизации. Особенность месторождения – интенсивное проявление в кварцевых диоритах грейзенизации.

По данным В. А. Королева, по контактовой поверхности преобладало свдвиговое смещение, а наличие амфибол-хлоритовых зон, падающих навстречу контакту, свидетельствует также о сбросовом смещении. Скарны образовались в участках чередования пластов, различающихся по механическим свойствам.

Скарны пироксеновые (диопсид-геденбергит), апоизвестняковые. Процесс минерализации многостадийный. Последовательность выделения парагенетических комплексов: а) пироксен, б) актинолит-шеелит-кварц, в) кварц-пирротин, г) халькопирит-сфалерит-галенит, д) кварц-кальцит. Форма рудных тел совпадает с формой скарновых залежей и контактовых пород, шеелит тонкозернистый, распределен в различных скарнах равномерно; часто ассоциирован с кварцем.

По возрасту вмещающих пород месторождения вольфрама Средней Азии можно подразделить на три группы. Руды преобладающей части залегают в породах нижнего яруса геосинклиналиного этажа, хотя в рудных полях Койташ, Кумбель, Кара-Тюбе имеются осадочные породы  $S_1$ . В месторождениях Чорух-Дайрон, Беш-Арча орудуению подверглись осадочные или эффузивные породы  $S_1$ ; руды Тоссорского месторождения в Терской Алатау залегают в палеозойских гранитах, но минерализация имеется и в неогеновых отложениях. По составу вмещающих пород месторождения можно подразделить, в зависимости от того, отложились ли руды преимущественно в алюмосиликатной или карбонатной среде, по морфологии рудных тел – на вкрапленные, жильные и штокверковые.

Почти все месторождения шеелитовые, скарновые, но минеральный состав руд каждого рудного узла (фиг. 10) несет региональные черты, отличающие его от соседних. Еще В. С. Мясников и В. П. Флоренский, а также Х. М. Абдуллаев и Н. В. Нечелюстов, отметили, что для скарнов Зеравшанского хребта типичны касситерит, станный и арсенопирит, необычные для скарнов Нуратинских и Зирабулакских гор. Х. М. Абдуллаев сгруппировал скарновые месторождения вольфрама по минералого-геохимическим особенностям орудуения в четыре группы: Зирабулакскую, Зеравшанскую, Кураминскую, Кумбельскую. В Алайском хребте (Мелик-су), Гиссарском (Кабуты) и Зеравшанском (Тагобы-сор, Арча-Майдан, Кух-и-Сафит, Саук-Джейляу) апоскарновые породы богаты сульфидами. По резко преобладающему минералу их называют пирротиновыми. Количество гранатов в них незначительное.

Столь же существенно различается набор и степень распространения нерудных минералов. Так, скарновые тела Зеравшанского хребта (за исключением скарнов месторождения Пети), а также Зирабулакских гор (Койташ, Ингичке), частично Лянгара (Шуратинские горы) сложены, в основном, геденбергитом (по данным В. С. Мясникова, В. П. Флоренского

и др.). Ему подчинены гранат, эпидот и роговая обманка; распространены также кварц, из рудных минералов характерны шеелит, касситерит, самородный висмут, висмутовый блеск, пирротин, арсенипит. молибденит, халькопирит, станнин и др. Гранатовые скарны развиты на Лянгаре, Кумбеле, Кашка-су, Кендыке и особенно на Каратюбе. В Зеравшано-Гиссарском рудном узле все месторождения оловянно-вольфрамовые с обильными пирротином и железистым пироксеном (геденберgit). В отличие от других скарнов упомянутой группы, скарны Майхуры сравнительно крупнозернистые, содержат много пирротина, граната и везувиана; в них обильны водные силикаты. Касситерит тесно ассоциирует с арсенипитом.

Скарны месторождения Ингичке малосульфидные, сложены геденберgitом, отличающимся от пироксенов других месторождений Средней Азии самым высоким содержанием железа и марганца. Скарны рудных полей Кара-Тюбе, Айназарат в горах Кара-Тюбе также малосульфидные, но отличаются маложелезистостью. Они имеют гранатовый (гроссуляр) и гранато-везувиановый состав, причем гранаты содержат примесь олова, а везувианы — бериллия; пироксена (диопсид) в них очень мало.

Имеются различия и во времени выделения минералов. На Лянгаре главная масса шеелита выделилась в силикатной стадии процесса или позже дробления силикатов, слагающих скарны. В месторождениях Зеравшанского хребта отложением шеелита начинается сульфидная фаза.

Из изложенного видно, что распределение месторождений вольфрама в Средней Азии зонально-поясовое. Здесь имеется два продольных вольфраморудных пояса субширотного простирания — северный и южный, расположенных вдоль граничных разломов, на склонах ступенчатого антиклинорного поднятия (длина их 400 и 250 км, ширина — 20—40 км), форма их предопределена линейностью структурно-формационных зон. Соответственно изгибу структурно-формационных зон, в западной части провинции согласные рудные пояса имеют северо-западное простирание, на юге они обрываются в месте сопряжения с субширотными структурно-формационными зонами, в которых восточнее места сопряжения до Талассо-Ферганского разлома месторождений вольфрама нет.

Приуроченность вольфраморудных поясов к склонам ступенчатого антиклинорного поднятия, а не к его осевой зоне — особенность провинции, возможно, обусловленная несовпадением во времени максимального воздымания осевой зоны с рудоотложением (вертикальное движение блоков, соответствующих структурно-формационным зонам, было дифференцированным) или приуроченностью рудоносных интрузивов не к поднятию, а к ограничивающим его глубинным разломам, что намечается и для некоторых других вольфраморудных провинций (Урал).

Вольфраморудные пояса возникли во время раннеорогенного (инверсионного) этапа. Выявлена продольная зональность и сопряженность особенностей минерализации северного и южного поясов. Минерализация рудного узла Мелик-су (северный пояс) сходна с таковой Зеравшано-Гиссарского узла (южный пояс), а минерализация Лянгара (северный пояс) — с таковой месторождений Ингичке и Кара-Тюбе (южный пояс).

(южный пояс). В западной части района в обоих рудных поясах в некоторых месторождениях содержатся везувиан, манган-геденбергит. С запада на восток возрастает содержание водных силикатов (актинолит, хлорит).

Какие же геологические факторы могли обусловить неоднородность минерализации вольфрамоворудных поясов? Геологическое строение скарновых полей в северном и южном вольфрамоворудных поясах не вполне одинаково. Южный пояс расположен в миогеосинклинальной зоне на ее границе с эвгеосинклинальной зоной Южного Гиссара. Именно в этом поясе сосредоточены более крупные месторождения.

В северном поясе в рудных полях Койташ, Кумбель, Мелик-су, Беш-Арча и др. имеются отложения верхнего палеозоя — конгломераты, песчаники, сланцы, известняки. Ни в одном рудном поле южного пояса (кроме Кара-Тюбе) отложений этого возраста не обнаружено. В северном рудном поясе дайки малых интрузий слагаются меланократовыми породами нормального ряда, это — порфириды и порфиры, в южном поясе жильные породы малых интрузий представлены лампрофирами.

Соответственно различию геологического строения рудных полей неодинаков и характер оруденения. Так, в рудных полях северного пояса (Лянгар, Койташ) шире распространены эндоскарны, наряду с пироксеном обильны островные силикаты — гранаты (андрадит), эпидот, для которых обычно сонахождение. Местами обильны пирит или магнетит и гематит; нередко (в рудах Лянгара, Койташа и других месторождений) распространен молибденит; галенит и сфалерит отсутствуют. Шеелит ассоциирует с силикатами скарнов и кварцем.

В рудах месторождений южного пояса силикаты алюминия развиты слабо, а из породообразующих минералов скарнов минералы трехвалентного железа обычно отсутствуют, зато обильны или даже господствуют минералы двухвалентного железа — геденбергит, пирротин. Шеелит ассоциирует (кроме Ингичке и Кара-Тюбе) с наложенными на скарны сульфидами; минералы олова (касситерит, станнин) и мышьяка (арсенопирит) более характерны для южного пояса.

Несмотря на то, что рудные пояса продольные, согласные с простираанием структурно-формационных зон, степень и характер развития осадочных и интрузивных формаций в них и, как следствие этого, роль вмещающих пород того или иного состава в рудообразовании существенно различаются. В соответствии с неоднородностью распределения литологических отложений по простираанию зон (породы карбонатной формации представлены не только известняками, но местами и доломитами) находятся региональные черты минерализации. Так, в области развития магнезиальных отложений — доломитов (месторождения Тилягульсай, Яхтон, Чаштепе в горах Чакыл-Калян), наряду с известковистыми скарнами, имеются магнезиальные, в них, наряду с гранатом, появляются еще два островных силиката — форстерит и хондродит, из пироксенов распространен диопсид. Участки магнезиальных скарнов почти не содержат шеелита. В том же районе и вблизи месторождения Мелик-су вмещающие оруденение известняки претерпели серпентинизацию.

Из всех среднеазиатских месторождений вольфрама только те, которые находятся в восточной части Зеравшанского и Гиссарского хребтов, размещены среди толщ среднего палеозоя, в составе которых, помимо пород карбонатной и карбонатно-терригенной формаций, участвуют глинистые сланцы, переслаивающиеся здесь с карбонатными породами.

В Зеравшан-Каратюбинской зоне преобладают пироксеновые скарны; гранаты (то есть безводные островные силикаты алюминия) развиты слабо. Эти скарны отличаются высоким содержанием минералов железа (они, за исключением скарнов Ингичке и Кара-Тюбе, содержат обильный пирротин), более богатым минеральным составом, обусловленным обилием и разнообразием сульфидов: постоянно присутствуют галенит, сфалерит, висмутин, арсенопирит, появляется станнин, обильнее кварц и кальцит; с запада на восток возрастает содержание водных силикатов (актинолит, хлорит), при этом содержания пироксена и замещающего его хлорита всюду коррелируются.

С запада на восток рудоносные интрузивы уменьшаются в размерах, становятся дискордантными, приурочены к сбросам, прорывают конгломераты  $C_3$ , вызывая скарнирование известняков гальки. Распространение месторождений вольфрама зависит от распространения интрузивных пород различных фаз. Так, в северном поясе вольфрамовое оруденение наблюдается на западном фланге соответствующей структурно-формационной зоны, в средней ее части (Алайский хребет) оно сменяется телетермальным сурьмяным и ртутным, которое формируется в иных геологических условиях и связано с субвулканическими интрузиями щелочных магм, относящимися к более поздним фазам герцинского тектоно-магматического цикла (абс. возраст 220–240 млн. лет); интрузивы гранитоидов здесь редки. Восточнее вновь появляется вольфрамоворудный узел (Мелик-су). Здесь в рудах месторождения Беш-Арча, связанных с интрузивом, прорывающим конгломераты  $C_3$ , и сформированных в сильно нарушенном участке земной коры, содержатся не встреченные в других скарновых месторождениях шеелита минералы сурьмы — джемсонит, буланжерит, антимонит. С запада на восток происходит смена бессульфидных или малосульфидных силикатных скарнов обогащенными сульфидами и увеличивается возрастная отрыв шеелитового оруденения от скарнообразования. На востоке шеелит связан преимущественно с сульфидной стадией, оруденение более низкотемпературное, поступает с больших глубин, ассоциирует с малыми интрузиями — дайками, небольшими гранитными интрузивами.

Локализация месторождений вольфрама определяется литологическими и магматическими факторами, однородными в продольных складчатых структурах. Месторождения вольфрама Ингичке и Лянгар, расположенные в западной части провинции, сформированы в наиболее типичной для скарновых месторождений обстановке, в породах нижнего структурного яруса геосинклинального этажа, при пологом залегании кровли, в условиях меньшего отрыва становления рудоносных интрузивов от главного геосинклинального складкообразования, при небольшом разрыве во времени рудоотложения и скарнообразования.

Тот факт, что структурно-формационные зоны, вмещающие вольфрамородные пояса, продолжают западнее известных месторождений, геологическая обстановка в них типична для формирования скарновых шеелитовых месторождений, что позволяет предположить возможность нахождения месторождений, в частности скрытых под четвертичными отложениями, на продолжении северного и южного рудных поясов. Самыми перспективными в подобных районах следует считать залежи, приуроченные к пологим контактам (и их логообразным понижениям) крупных плутонов, залегающих согласно с вмещающими толщами. Вероятно, помимо других благоприятных для оруденения факторов, здесь играет роль экранирование растворов напластованием осадочных пород. Поскольку наиболее крупные скопления шеелит образует в железистых пироксеновых экскарнах, шире распространенных в южном рудном поясе, наиболее перспективна в отношении поисков скрытых месторождений вольфрама западная часть последнего

#### **ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА В ПРОВИНЦИЯХ С ШИРОКИМ РАСПРОСТРАНЕНИЕМ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Этому типу провинций присуще шеелитовое оруденение в скарнах. Особенности состава руд и условий их залегания обусловлены тем, что кровля представлена не алюмосиликатными породами, как в провинциях других типов, а карбонатными, имеющими специфические состав и физико-механические (теплофизические и др.) свойства, обуславливающие их повышенную химическую активность. Оруденение ассоциировано, в основном, с плутонами (площадью до тысяч квадратных километров) гранитоидов, возникших из гибридизированной сиалической магмы. Это — пологие пластовые тела, часто межформационные. В таких же пологих нарушениях залегают, по нашим наблюдениям вблизи Лянгара, согласно с вмещающими толщами апофизы плутонов, а в самих плутонах — тела безрудных пегматитов и полевошпатово-кварцевые жилы с шеелитом. Глубина формирования плутонов, по Н. В. Нечелюстову, И.П. Кушнареву, А.А. Малахову и др., 1,5–3,5 км, иногда больше.

Строение массивов нередко многофазное. Состав слагающих их пород различен, но во всех случаях кислотность магмы возрастала во времени. В Западном Узбекистане около 70% скарновых месторождений и рудопроявлений вольфрама и молибдена ассоциирует, по Х. М. Абдуллаеву, с гранодиоритами, около 30% — с биотитовыми, двуслюдяными или лейкократовыми гранитами. От состава магматических комплексов зависят минеральный тип скарнов и характер оруденения. В Средней Азии, по М. С. Кучуковой, с гранодиоритовыми комплексами ассоциируют гранат-пироксеновые скарны, с гранитными — гранат-везувиановые. Обширный материал по скарновым месторождениям мира подтверждает эту закономерность и позволяет отметить, что с турмалиновыми и двуслюдя-

ными гранитами ассоциирует оловянное оруденение. По Р. Б. Баратову и А. К. Мельниченко, возраст гранитов гиссарского плутона  $300-326 \pm 10$  млн. лет ( $C_2 - C_3$ ), биотита и флогопита из приконтактовых скарнов  $290-312 \pm 10$  млн. лет ( $C_3$ ), а наложенного оловянно-вольфрамового оруденения  $257-270 \pm 8$  млн. лет ( $P_1$ ). По Е. М. Головину, Р. И. Ярославскому и др., возраст гранитоидов массива Койташ, с которым ассоциировано молибдено-вольфрамовое скарное оруденение, 272 млн. лет, а возраст лейкократовых гранитов массива Кара-Тюбе и связанного с ними редкометалльно-вольфрамового оруденения в скарнах соответственно  $265 \pm 7$  и  $254 \pm 7$  млн. лет. Эти, а также данные по Кузнецкому Алатау, Хакассии, Уралу, Казахстану позволяют наметить сводный ряд последовательности оруденения скарных месторождений с комплексным оруденением: медно-золото-вольфрамовые  $\rightarrow$  золото-вольфрамовые  $\rightarrow$  оловянно-вольфрамовые  $\rightarrow$  молибдено-вольфрамовые  $\rightarrow$  редкометалльно-вольфрамовые. При этом ранние члены этого ряда ассоциируют с базальтоидными гранитоидами, а поздние — с сиалическими.

Шеелитовое оруденение бывает связано с разными фазами интрузивного комплекса (Абдуллаев, 1960; Абдуллаев и др., 1963). По Н. В. Нечелюстову, Х. М. Абдуллаеву, Н. А. Блохиной, В. Т. Покалову и др., скарные рудные тела иногда пересечены гранитами поздних фаз, чаще — дайками письменного пегматита (в Кумбеле, Тамчи), микропегматита (в Хакассии), аплита и микрогранита (в Койташе, Кара-Тюбе, Рарзе, Такфоне), аплит-гранита и тоналита (в Лянгаре), андезита (в Раунд Вэлли, Калифорния), диабазового порфирита (в Тамчи). В Беш-Арча и Чаштепе скарны пересечены дайками лампрофиров. В Варзобском районе дайки лампрофиров секут скарны, но пересекаются кварцево-арсенипиритовыми жилами. На Рарзе, Такфоне и Майхуре, по Россейкину, дайками керсантитов пересечены не только скарны, но и кварцеворудные тела. Таким образом, дайки первого этапа пересекают скарны, а дайки второго этапа, как и в случае плутогенного вольфрамитового оруденения, пересекают и наложенные на скарны малосульфидные рудные тела.

Рудовмещающие скарны слагают плитообразные залежи длиной до 1,5 км, мощностью до десятков метров. Они локализованы, в основном, в контактах алюмосиликатных пород (в одних регионах интрузивных, в других — метаморфизованных осадочных) с карбонатными. Так, в Средней Азии, по Х. М. Абдуллаеву, около 70% объема шеелитоносных скарнов залегает в контактах интрузивов с породами кровли, 15% — в кровле. Скарны месторождений Глафиринского, Иттюй (Хакассия), Тырныауз (Кавказ), Санг-Донг (Корея), Кинг-Айленд (Тасмания) залегают в надинтрузивных зонах, вдоль поверхностей напластования известняков и нижележащих сланцев. Штокверки скарнов локализованы в сильно нарушенных участках, часто в перегибах антиклиналей (на Лянгаре, Рарзе, Тырныаузе). Разные структурно-морфологические типы скарнов представлены разными минеральными типами и сопровождаются разным оруденением: контактовые обычно гроссуляр-геденбергитовые с

шеелитом, межформационные — диопсид-андрадитовые с молибдошеелитом.

В рудах доминируют минералы кальция и железа (или магния) — пироксены, гранаты, меньше распространены амфиболы, волластонит, эпидот, везувиян, карбонаты (кальцит, доломит), иногда фосфаты (апатит) и силикаты бора (датолит, аксинит и др.), встречаются минералы натрия — альбит, скаполит (мариалит), характерны плагиоклазы, иногда обилён кварц.

Минеральные типы руд и месторождений часто определяются локальными различиями состава скарнированных пород — соотношением в них кальция и магния, наличием алюминия, органического вещества, а также масштабами привноса  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и др., структурной обстановкой рудоотложения, влияющей на Eh и pH среды, давлением  $\text{CO}_2$  и др. При высоком содержании в исходных породах магния (доломиты, доломитизированные известняки) закон действия масс приводит к образованию в скарнах минералов магния (форстерит, диопсид, серпентин, флогопит, лейхтенбергит). Магнезиальный гранат не возникает, что объясняется нехваткой кремнезема и глинозема и высокой активностью железа.

Шеелитоносные скарны можно подразделить на известково-железистые и известково-магнезиальные. В известково-магнезиальных скарнах пироксен представлен диопсидом, в известково-железистых — диопсидгеденбергитом или геденбергитом. Гранат в геденбергитовых (обогащенных пирротином) скарнах чаще всего отсутствует. В более открытых системах, более кислых и восстановительных средах, кристаллизуются пироксены, особенно близкие к геденбергиту, в более закрытых системах, более щелочных и окислительных средах — ортосиликаты (при избытке  $\text{SiO}_2$  — гранаты, при недостатке  $\text{SiO}_2$  — оливины), для появления которых необходимы, по-видимому, особенно высокие содержания летучих. В Средней Азии шеелитовое оруденение вмещают только известково-железистые скарны, даже в тех рудных полях (Яхтон), где развиты и магнезиальные скарны. В Корее, Новой Зеландии, Аляске шеелитоносны известково-магнезиальные (диопсид-андрадитовые) скарны. По Н. Д. Ушакову, в Ингичке скарнированию предшествовала дедоломитизация, фиксирующая участки с максимальными ступенями термального метаморфизма.

Сульфиды связаны с более поздней, чем скарнирование, гидротермальной стадией, проявляющейся при наличии в пределах рудных полей крупных разломов. Они образуют прожилки, секущие рудные скарны, а местами (Такфон, Угат, Кабуты) — массивные скопления. Они кристаллизовались синхронно с главной массой кварца и кальцита. В карбонатной ассоциации шеелит находится только в наложенных на скарны жилах (в Кумбеле), сформированных в зоне крупнейшего глубинного разлома. Обычны простые сульфиды — пирротин больше, чем пирит и халькопирит; более редки молибденит (иногда обильный), арсенопирит, самородный висмут, висмутовый блеск, сфалерит, блеклые руды и галенит. Нередки, а местами доминируют магнетит и гематит. Из аксессуарных — титанит, апатит, ортит, рутил.

В рудах редки минералы фтора<sup>1</sup> (слюды, топаз, флюорит), бора (датолит и аксинит, столь же редкие, как и турмалин), сурьмы, редких щелочей, редких земель, ниобия, тантала, марганца, олова (касситерит, станнин). Лишь в рудах, сформированных среди отложений, в которых, наряду с карбонатными, распространены песчано-глинистые, иногда (Шварценберг, Питкьяранта, Рарз, Такфон) появляются касситерит и станнин. В Такфоне касситерит отложился в кварц-кальцитовых обособлениях с арсенопиритом, относимых к более поздней, чем шеелит, фазе рудоотложения.

Составу руд присущи региональные особенности. Так, в шеелитоносных гранатовых скарнах Хакассии распространен пренит ( $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ), содержится скаполит. Их другая особенность — наличие медного оруденения в значительных количествах — обусловлена, по-видимому, наличием эффузивов основного состава.

Минералам, слагающим руды, присущи специфические черты. Так, гранаты представлены не спессартином, как в месторождениях, расположенных в провинциях центрально-казахстанского типа, и не андрадитом, как в провинциях уральского типа, а кальциевыми разновидностями; соотношение алюминия и железа в них сильно варьирует; преобладают алюминийсодержащий (гроссуляр), иногда с примесью олова и железосодержащий (андрадит). Это зависит, по-видимому, от степени кислотности скарнирующих растворов (кислотоустойчивость гранатов, как известно, возрастает в ряду андрадит-пироп-гроссуляр) и соотношения железа и алюминия.

Минералы кальций-натриевых изоморфных серий представлены натриевыми членами (альбит, мариалит). Флюориты не содержат редких земель (данные Н. Н. Васильковой) — обычной изоморфной примеси во флюоритах вольфрамитовых месторождений: обилие кальция препятствует вхождению изоморфных с ним элементов в кристаллические решетки кальциевых минералов. Из слюд встречается только флогопит, не содержащий, вследствие проявления закона действия масс, изоморфных с магнием элементов (за исключением железа).

Из минералов вольфрама в известково-железистых скарнах господствует шеелит, не содержащий примеси молибдена, а в известково-магнезиальных обычен молибдошеелит с содержанием  $\text{MoO}_3$  до 32,8% (зейригит). Вольфрамит редок, представлен ферберитом, что обусловлено восстановительной обстановкой скарнирования и рудоотложения, он приурочен к пироксеновым скаернам с обильным пирротинном, а также с халькопиритом, пиритом, арсенопиритом (в Мосриффе, Майхуре, Лянгаре, особенно распространен в Кабутах), где выделился в ассоциации с кварцем — после скарнообразующих силикатов, но до шеелита. Сульфиды корродируют вольфрамит и шеелит.

---

<sup>1</sup> Топаз и турмалин не характерны для скарнов, хотя и встречаются, например, в Шварценберге (Рудные горы) и Тырнаузе.

По О. В. Брызгалину (1971), при наличии в растворе  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Ca}^{2+}$  образование шеелита или вольфрамита может определяться парциальным давлением  $\text{H}_2\text{S}$ . В нейтральной или слабо щелочной среде при  $300^\circ\text{C}$  равновесие реакции  $\text{FeWO}_4 + \text{H}_2\text{S} + \text{Ca}^{2+} \rightleftharpoons \text{FeS} + \text{CaWO}_4 + 2\text{H}^+$  достигается при  $P_{\text{H}_2\text{S}} = 10^{-7,3}$  атм. Повышение кислотности и температуры среды и понижение давления  $\text{H}_2\text{S}$  сдвигает равновесие в сторону образования вольфрамита. Сфалерит представлен железистой (более 2% Fe) разновидностью.

Распространенность и обилие силикатов с высоким удельным весом обусловлены, вероятно, особенно высокой для постмагматических процессов температурой скарнирования ( $600\text{--}400^\circ\text{C}$ ) и возрастанием внутреннего давления в связи с накоплением углекислоты, высвободившейся при интенсивном замещении карбонатов силикатами, хотя для образования этих силикатов повышенное давление и не обязательно. По расчетам Эдвардса и др. (Edwards a. oth., 1956), в Кинг Айленд (Тасмания) при превращении 100000 т мрамора в руду удалено 350000 т  $\text{CO}_2$ . Такая масса углекислоты не может раствориться в поровых растворах, хотя на внезапное возрастание давления минеральная среда реагировала резким увеличением пористости (до нескольких процентов по Ю. А. Розанову, И. П. Тимченко и др.). Особенно высокая температура и широкий диапазон давлений обусловили то, что в скарных рудах, в отличие от руд, возникших в алюмосиликатной среде, обнаруживаются представители почти всех групп силикатов — островные (гранаты, редко форстерит, хондродит, везувиан, иногда — датолит, аксинит), вдвоенно-цепочечные (пироксены), ленточные (амфиболы), каркасные (кварц, полевые шпаты); обычно отсутствуют лишь кольцевые алюмосиликаты (берилл, турмалин), отличающиеся от других тем, что в них алюминий находится в шестерной координации, а не в четверной. Последовательность образования силикатов в скарнах в целом соответствует усложнению связей в кристаллической решетке: пироксены  $\longrightarrow$  гранаты  $\longrightarrow$  амфиболы  $\longrightarrow$  кварц. В этом кристаллохимическом ряду от ранних к поздним минералам повышается содержание  $\text{SiO}_2$ ; лишь последовательность отложения гранатов и пироксенов обратная, что обусловлено влиянием степени открытости системы: гранат образуется в условиях большей открытости. Амфиболовые скарны возникают при обилии в растворах алюминия и воды, в менее богатой кальцием среде ( $\text{Ca} : (\text{Mg}, \text{Fe})$  в пироксенах = 1 : 1, а в амфиболах = 2 : 5). Обильны минералы, содержащие железо в двух- (пироксен, пирротин) или в трехвалентной (андрадит, гематит, магнетит) форме. Eh растворов в первом случае более низкое, чем во втором. Вблизи поверхности вместо силикатов и алюмосиликатов железа отлагались обильные гематит и магнетит. Причиной обилия силикатов железа с цепочечными и ленточными кристаллическими решетками могли быть значительный привнос железа и недостаток алюминия в карбонатных отложениях, а также, возможно, интенсивность пластических деформаций, необходимых для их образования. Среди известняков, содержащих значительную примесь алюмосиликатов, наря-

ду с пироксенами, распространены гранаты. Оловоносные скарны возникают в более восстановительных условиях, чем вольфрамоносные, и часто содержат арсенопирит. Минералы олова, арсенопирит, как и вольфрамит, обнаруживаются в наиболее железистых геденбергитовых (с пирротинном) скарнах. Последние возникают там, где распространены битуминозные известняки и где образовались эндоскарны. Больше, чем в месторождениях иных типов, содержание сульфидов обусловлено тем, что вследствие разложения белковых веществ битуминозных известняков при их метаморфизме в восстановительных условиях образуется сероводород.

При внедрении магмы карбонатные породы не только нагреваются, но и возрастает их пластичность, значительно превышающая, особенно при нагревании, пластичность силикатных пород. Поэтому постмагматический процесс стадии скарнирования смещается в анизотропную специфическую по составу экзоконтактовую зону. Скарнирование происходит при 600–400°С. Предполагают, что известняки в ходе метаморфизма расширялись и были проницаемы для растворов, ороговикование пород вело к их контракции. Однако, по А. Н. Дудареву, роль пород разного состава в скарнировании и рудообразовании зависит от интенсивности их прогрева: выше 500°С мраморы термически активнее сланцев, ниже 500°С, вследствие изменения удельной теплоемкости пород, активнее сланцы. Иногда легче скарнируются известняки, загрязненные алюмосиликатами. Самые ранние постмагматические растворы проникали, по В.Ф. Чернышеву и др., в зоны пластического течения карбонатных пород, затем — в трещины отрыва и, наконец, в трещины скола.

Резкое повышение энергетического состояния новообразованных силикатов по сравнению с исходными, равномерное рассеяние сингенетичной вкрапленности шеелита и другие черты сближают скарновые шеелитовые и грейзеновые вольфрамитовые месторождения. Но здесь чаще, чем в провинциях иных типов, возникают вкрапленные руды, так как отложению шеелита предшествует образование высокопористых пород, состоящих из железистых силикатов, разлагающихся при воздействии рудоносных растворов. В приконтактных известково-силикатных скарнах шеелит часто находится и в кварцевых выделениях или прожилках, наложенных на скарны и повышающих их продуктивность, очень редко — в кварцевых жилах, обособленных от скарнов. В скарнах, развивающихся в надинтрузивных зонах вдали от контактов интрузивов, шеелитоносные прожилки кварца приурочены к контракционным трещинам отрыва, возникающим при скарнировании. Вблизи шеелитоносных жил и прожилков скарны хлоритизированы, актинолитизированы, эпидотизированы, окварцованы. Объекты, в которых шеелит сосредоточен в секущих скарны кварцевых жилах, приуроченных к трещинам отрыва (Лянгар, Майхура), сопоставимы с жилными шеелитовыми и вольфрамитовыми месторождениями. В месторождениях Кабуты и Кумбель, описание которых приведено в главе IV, главные массы шеелита находятся соответственно в сульфидной парагенетической ассоциации или даже в карбонатной.

В. А. Николаев (1953) скарновую ассоциацию минералов и частью следующую – шеелитовую – связывает с пневматолитовым эффектом относительно открытых систем, а стадии сульфидную и заключительную – безрудную (с карбонатами, баритом, кварцем) – с поступлением гидротермальных растворов.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ РАЗНЫХ ТИПОВ

В предшествующих разделах показано, что особенности вольфрамового оруденения обусловлены специфическими чертами геотектонического развития территорий, о которых можно судить по набору, количественным и пространственным соотношениям литологических (и магматических) формаций. Здесь мы сделаем акцент на сопоставлении этих особенностей и наметим их возможные причины.

В уральском, центрально-казахстанском и верхоянском типах провинций преобладают алюмосиликатные отложения, а в южно-тяньшаньском – карбонатные. Эти отложения различаются не только по составу, но и по химическим и физико-механическим свойствам (теплофизические параметры, хрупкость, пористость и др.). Сходные по составу породы разнотипных провинций отличаются по свойствам, что обусловлено разным происхождением. Например, известняки в провинциях южно-тяньшаньского типа хемогенные, а в провинциях уральского типа – мелководные органогенные (рифогенные, криноидные), с повышенной пористостью и с большей величиной пор. Алюмосиликатные породы провинций разных типов различны по составу, а также по степени метаморфизма. Так, в уральском типе провинций эти породы отличаются большей основностью, их региональный метаморфизм и степень консолидации к моменту отложения руд проявились значительно интенсивнее (зеленокаменное изменение), чем в верхоянском типе провинций (превращение тонкообломочных терригенных отложений, близких по химическому составу к гранитам, в глинистые сланцы).

Провинциям каждого типа присущи специфические тектонические черты. В провинциях уральского типа обычны линейные складчато-глыбовые структуры, разбитые поперечными разломами. В провинциях центрально-казахстанского типа распространены пологие брахискладки, ориентировка разломов беспорядочная. Для провинций верхоянского типа характерны линейные пликативные дислокации, выдержанность простирания складок на значительные расстояния, наличие удлинённых куполообразных структур осадочных слоев в верхних структурных этажах и отсутствие их в нижних этажах.

Хотя направленность (а иногда диапазон) эволюции плутонического магматизма во всех типах провинций сходна, в провинциях южно-тяньшаньского типа оруденение ассоциировано обычно с гранодиоритовыми комплексами, а в провинциях других типов – с гранитными, разного

состава. Различны также характер и интенсивность контактового воздействия плутонов.

Пояса плутоногенных месторождений вольфрама в провинциях верхоянского типа однородны по минерализации на больших протяжениях, а в провинциях других типов неоднородны, из-за их расположения ближе к продольным граничным глубинным разломам и поперечно-блокового строения поднятий.

Неодинакова распространенность и роль тех или иных формаций, генетических типов (пегматитов, скарнов, грейзенов, гидротермалитов), а также минеральных типов (турмалинового, хлоритового, топазо-слюдяно-кварцевого и др.). В разнотипных провинциях оруденение представлено разнородными их наборами. Например, в провинциях южно-тяньшаньского типа преобладают и имеют наибольшее значение скарны, что вызвано распространением и благоприятными физико-механическими свойствами известняков и мезократовым составом особенно высокотемпературных гранитоидных интрузий, оптимальными для возникновения пластических деформаций известняков и для появления высокотемпературных растворов. Грейзены в этих провинциях отсутствуют, жильные месторождения редки и незначительны.

В провинциях верхоянского и уральского типов (Чукотка, Урал, Западное Забайкалье, Алтай), где также имеются, хотя и не столь обширные, территории, сложенные карбонатными породами, около гранитоидных массивов рудоносных комплексов, контактирующих с известняками, скарновых месторождений не возникает или они редки, а масштабы оруденения малы. Здесь в известняках чаще образуются кварцевые жилы с шеелитом. Вольфрамоносные скарны в провинциях уральского типа, в отличие от вольфрамоносных скарнов провинций южно-тяньшаньского типа, сложены островными силикатами алюминия, кальция и железа (гранат-эпидотовые скарны), а изменение пород около пересекающих скарны шеелитоносных жилков кварца выражено в необычной для скарновых провинций южно-тяньшаньского типа калишпатизации ("гумбеизации"), вследствие высокой подвижности и активности алюминия, калия и фтора. Высокая активность перечисленных элементов характерна для провинций уральского типа и неблагоприятна для образования шеелитоносных скарнов.

В провинциях центрально-казахстанского типа, отличающихся наличием площадных экранов, близким к земной поверхности становлением плутонов, обилием в растворах калия и фтора, наряду с жильными, иногда большое значение приобретают грейзеновые месторождения. В уральском типе провинций, где вследствие глубокого метаморфизма алюмосиликатных отложений возникают относительно открытые системы трещин, доминируют и наиболее важны гидротермальные, в основном, жильные месторождения.

Рудные тела одного генетического типа в разнотипных провинциях имеют неодинаковые характеристики. Например, скарны в южно-тяньшаньском типе провинций, главным образом, геденбергит-гроссуляровые, а в провинциях уральского типа — более низкотемпературные и

представлены более кислотной фацией — эпидот-андрадитовой, значительно менее ценной как источник вольфрама. В провинциях всех типов, кроме южно-тяньшаньского, для которого малохарактерны калий и фтор, встречаются слюдяно-флюоритовые, апокарбонатные залежи с шеелитом, иногда имеющие самостоятельное значение (Крабат Пулаи в Малайе), а чаще их образование является несущественным для вольфрамового оруденения фрагментом скарнового или жильного процесса.

Минеральные ассоциации в рудах и сочетания металлов определяются общим металлогеническим профилем провинции, а также рудным комплексом, в который входит месторождение. Если в рудном комплексе имеются месторождения касситерита (в провинциях верхоянского типа), то в вольфрамовых рудах содержится касситерит, если в рудной провинции распространены месторождения золота (провинции уральского типа), то в вольфрамовых рудах, ассоциированных с тем же интрузивным комплексом, появляется золото.

Различна распространенность отдельных типов рудовмещающих структур. Для уральского типа характерны жилы, часто приуроченные к трещинам скалывания, реже встречаются штокверки прожилков. В провинциях центрально-казахстанского типа преобладают жилы, приуроченные к трещинам отрыва, ориентировка их в пределах каждой жильной системы сходная, но в различных жильных системах, даже в пределах одного массива, различна; нередко, особенно в выступах плутонов, самые близкоповерхностные тела представлены зонами грейзенов, пологими жилами или свитами прожилков. В провинциях верхоянского типа штокверки исключительно редки, господствуют жилы, локализованные обычно в крутопадающих трещинах отрыва, поперечных или параллельных простиранию складчатости; в местах изгибов последней изменяется и ориентировка жильных систем. В провинциях южно-тяньшаньского типа доминируют вкрапленные и прожилковые руды в залежах скарнов, поскольку эти последние состоят из силикатов железа и магния, которые легко разлагаются под воздействием рудоносных растворов.

Глубины формирования оруденения, особенно плутоногенного, различны. В верхоянском типе провинций они наибольшие (2–3,5 км), а в центрально-казахстанском — наименьшие (0,6–2 км), а значит различен эрозийный срез, оптимальный для обнаружения руд.

Различны и P–T условия образования руд. В верхоянском типе провинций давление при рудоотложении соответствовало литостатической нагрузке, а в центрально-казахстанском — резко превышало последнюю, вследствие большой роли в литостатическом давлении летучих компонентов. В провинциях верхоянского типа, особенно при формировании оруденения на больших глубинах, P–T условия выдерживаются на больших площадях (Калба, Северная Боливия и др.), следствием чего является выдержанность минерального состава руд (если они расположены в сходных породах и ассоциированы с одной интрузивной фазой), а также узость диапазона колебаний состава минералов, даже таких сложных, как вольфрамиты, сфалериты, турмалины. В центрально-ка-

захстанском типе провинций минеральный состав значительно разнообразнее из-за блокового строения территорий.

Наиболее различен состав высокотемпературных плутоногенных руд (Повилайтис, 1971<sub>1</sub>). В провинциях южно-тяньшаньского и частично уральского типов руды отлагаются в среде, более обогащенной кальцием и магнием, чем в провинциях других типов, поэтому оруденение, в основном, шеелитовое. В провинциях уральского типа распространен также гюбнерит (бедный примесью тантала, ниобия и скандия), а провинциям других типов присущи вольфрамиты (средние члены ряда, более богатые ниобием, танталом, иногда скандием).

В провинциях южно-тяньшаньского типа силикаты с разнообразными типами кристаллических решеток представлены полнее, чем в провинциях других типов. Силикаты кристаллохимических групп, встречающихся в провинциях разных типов, в каждом представлены специфическими минеральными типами.

Так, гранаты в провинциях южно-тяньшаньского типа относятся к ряду гроссуляр-андрадит, а в провинциях других типов — к ряду альмандин-спессартин.

Вольфрамовые руды провинций всех типов, кроме южно-тяньшаньского, часто содержат кольцевые силикаты — турмалин (в провинциях верхоянского типа), изредка берилл, в которых алюминий находится только в шестерной координации, а силикаты с более плотными структурами необычны. В провинциях южно-тяньшаньского типа минералы бора представлены островными силикатами (датолит, аксинит), а олово и бериллий, если и встречаются, рассеяны в островных силикатах (гранате, везувиане).

В рудах разнотипных провинций различны количественные соотношения летучих компонентов, щелочных металлов: фтор и калий, источник которых, по-видимому, ювенильный, обильны в эвгеосинклинальных провинциях, хлор, бор и натрий, возможно заимствованные из осадочных толщ, — в миогеосинклинальных. Различны и минеральные виды, которыми представлены летучие. В провинциях уральского типа из минералов фтора встречен лишь флюорит, а в провинциях центрально-казахстанского типа над флюоритом часто преобладает фтор-топаз. В провинциях южно-тяньшаньского типа флюорита мало и он не содержит обычной в провинциях других типов примеси редких земель.

Различны наборы минералов серы, железа. В эвгеосинклинальных провинциях это в основном молибденит и минерал трехвалентного железа — пирит, изредка — гельвин, кристаллизующиеся в окислительной обстановке, обусловленной наличием сильных окислителей — фтора (особенно газообразного), а в уральском типе провинций — и марганца. В миогеосинклинальных провинциях сульфиды, сульфоарсениды, диарсениды содержат железо в двухвалентной форме (пирротин, арсенопирит, леллингит, троилит), они отлагаются в более восстановительной обстановке, чем пирит. В провинциях уральского типа из сульфосолей развиты сульфовисмутиды меди и свинца, в провинциях верхоянского типа — сульфовисмутиды свинца, сульфостаннаты.

Поскольку характер оруденения разнотипных провинций (и примеси в минералах) различен, по-разному проявляется и его зональность: в провинциях с эвгеосинклинальным режимом развития на глубине в рудах может возрасти доля молибдена, а в провинциях верхоянского типа — доля олова. В вольфрамитах в провинциях центрально-казахстанского и верхоянского типов, в отличие от уральского, повышены содержания тантала, ниобия и скандия, поэтому здесь можно ожидать проявление зональности в распределении примесей.

В провинциях разных типов вольфрамовое оруденение имеет различные закономерности локализации, различные поисковые и оценочные критерии. В провинциях южно-тяньшаньского типа оруденение наложено на скарны, приурочено к логообразным понижениям контактовой поверхности плутонов гранитоидов повышенной основности, а не к выступам плутонов, как преимущественно жильное вольфрамитовое оруденение в провинциях других типов, ассоциированное с плутонами гранитов пониженной основности. Поисковыми признаками на скарновое шеелитовое оруденение являются также зоны интенсивной перекристаллизации известняков, их дедоломитизации и наличие жильных доломитов в самых верхних горизонтах. В провинциях других типов поисковыми признаками являются зоны грейзенизации.

Различны структурно-текстурные особенности руд, в частности, в скарнах провинций южно-тяньшаньского типа рудный минерал обычно чрезвычайно тонкозернист, а в провинциях других типов преобладают крупнокристаллические руды. Различны наборы промышленных компонентов и их распределение в минералах. Все это приводит к различию технологических качеств руд.

## ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ПЕРЕХОДНОГО ТИПА

### КУРАМИНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Кураминская зона — антиклинорное поднятие между Кызылкумской и Ферганской структурными зонами с тенденцией прогибания. Это — единственная клиновидная зона в Средней Азии (протяженность основания клина 125 км, а сторон 150 км). Зона расположена против места перегиба простирающихся выше линейных структур и отличается от других вольфрамоносных зон тем, что в ней образования верхнего палеозоя, как и часть более древних, в значительной мере представлены средними и кислыми вулканогенами, а возраст вольфрамового оруденения в скарнах самый молодой, триасовый, причем оруденение пространственно и по времени образования ассоциирует с малыми интрузиями, частью представленными некками. Эффузивы входят в состав Кураминско-Кызылкумского краевого вулканогенно-интрузивного пояса, формировавшегося от силура до триаса, прослеженного на 900 км в северо-

западном направлении вдоль границы позднепротерозойской и раннепалеозойской складчатости с зоной средне- и позднепалеозойской складчатости (Карпова, 1970). На границе девона и карбона здесь накапливались красноцветные и карбонатные отложения.

Кураминская группа объединяет скарновые поля Могол-Тау: Чорух-Дайрон, Тамчи, Ингырчак, Айна-булак, из которых рассмотрим только первое. Магматические породы района формировались в течение двух интрузивных циклов (по Н.В. Нечелюстову). С первым связано становление Музбекского массива гранодиоритов ( $C_{2-3}$ ), со вторым — внедрение "малых интрузий" чорухского комплекса. Формирование пород каждого цикла сопровождалось скарнированием. "Древние" скарны, возникшие по гранодиоритам и их жильным дериватам, залегают в кровле Музбекского массива, они секутся "малыми интрузиями" и связанными с ними жильными скарнами, залегающими в зонах разлома. Скарны пересечены жилами кварца и барита.

Рудное поле Чорух-Дайрон приурочено к крупным субширотным разломам, расположенным между падающими навстречу один другому глубинными разломами — Северо-Ферганским и Каракызтуганским (главное рудоконтролирующее нарушение). Особенность рудного поля — отсутствие осадочных отложений (они обнажены лишь в 1–2 км), господствуют в нем эффузивные и прорывающие их интрузивные породы — главным образом гранодиориты Музбекского массива, внедрившегося, как известно, в сводовую часть антиклинали северо-западного направления. Те и другие пересечены диоритами и монцонитами верхнего карбона, гранодиоритами и гранит-порфирами нижнепермских малых интрузий, образующими дайковое поле северо-западного простирания. Малые интрузии внедрялись в порядке повышения кислотности пород, вдоль эффузивного разлома.

Эффузивы, распространенные на СВ и ЮЗ рудного поля, представлены минбулакской ( $C_2$ ) и акчинской ( $C_2-C_3$ ) свитами. Первая свита (мощность ее в районе Янгикана 700 м) сложена базальтовыми порфиридами, переслаивающимися с кремнистыми и глинистыми сланцами, а также апоизвестняковыми скарнами. Акчинская свита (андезито-дацитовые и дацитовые порфиры) несогласно перекрывает минбулакскую.

Древнейший Эффузивный разлом залечен лавами, смещен крутопадающим на ЮВ Каракызтуганским и оперяющими последний крутопадающими Северным, Андыгенским, Тюябогузским, по которым преобладали, согласно В. А. Королеву, горизонтальные смещения. Рудное поле расположено в месте сопряжения этих разломов, разбивающих его на клинья.

Вдоль Каракызтуганского разлома (по которому северное крыло опущено) породы серицитизированы, хлоритизированы, каолинизированы, пиритизированы, окварцованы и пронизаны кварцевыми жилами с гематитом.

Северный разлом, в котором локализована кварц-барит-флюоритовая жила, прослежен на протяжении 15 км. Андыгенский разлом — сброс-сдвиг с горизонтальной амплитудой смещения 175 м, а вертикальной —

125–200 м – представлен зоной милонитизированных измененных пород, содержащих альбит, серицит, кварц, турмалин, скаполит, гематит, пирит; оруденение в них бедное – вольфрамовое, медное и полиметаллическое. Вдоль Тюябогузского разлома, по которому произошел взброс с амплитудой 160 м, породы окварцованы, эпидотизированы и пелитизированы.

Блочные перемещения по разломам обусловили, по В. А. Королеву, появление четырех систем северо-восточных трещин скалывания, по которым произошли взбросо-сдвиги, или оперяющих Тюябогузский разлом трещин отрыва, развившихся по прототектоническим трещинам в монзонитах и гранодиоритах. В одних из этих трещин (Главная, Новая и Диагональная зоны) преобладает вольфрамовое оруденение, в других (Шурале I, Шурале III и Южный Янгикан) – вольфрамово-молибденовое с флюоритом (висячем боку Тюябогузского разлома) и полиметаллическое (в его лежащем боку). Четвертая система – слабо минерализованные пологие трещины. Рудные тела представлены жилами и зонами в системах северо-восточных оперяющих трещин отрыва, они приурочены также к местам сопряжений различных трещин и разломов, к приоткрытым искривленным участкам сколовых трещин. Форма рудных тел столбообразная, склонение – по падению.

Стадии минерализаций (Кристалльный, 1963; Кристалльный, Чернышев, 1963): гранат-пироксен-скаполитовая, шеелит-гранатовая, альбитовая, шеелит-альбит-сульфидная, шеелит-сульфидно-кварцевая, флюорит-барит-кварцевая, кальцитовая. З. Г. Сескутова и А. А. Сескутов выделяют силикатную прерудную, шеелит-молибденитовую, окисно-карбонатную, сульфидную и барито-флюоритовую стадии. Те же авторы отмечают горизонтальную и вертикальную зональность минерализации: на глубине вольфрамовое оруденение сменяется молибденовым; ранние ассоциации преобладают на ЮЗ рудного поля, поздние – на СВ.

Возникновению шеелитоносных скаполитовых, гранато-скаполитовых, скаполито-пироксено-амфиболовых, гранатовых и гранато-пироксеновых жилообразных тел предшествовала альбитизация пород. В альбитизированных монзонитах распространены жилки скаполитовых скарнов. Среди гранодиоритов имеются гранатовые скарны – массивные и зернисто-дрозовидные, они содержат небольшое количество кварца и кальцита. Состав древних и молодых скарнов сходен. Первые состоят из скаполита (преимущественно) и замещающего его граната; присутствует альбит (по скаполиту), молодые – из скаполита и анизотропного граната.

Гранат, кубической системы, трещиноватый, из метасоматических залежей представлен grosular-андрадитом, а трещинных залежей представлен более светлым андрадитом; скаполит встречается мариалитового состава. Шеелит образовался после скаполита, но до выделения граната (с которым он идиоморфен), прожилки шеелита секут альбитизированные гранитоиды и скаполититы; размеры его зерен от мельчайших (преобладают) до нескольких сантиметров, скопления достигают веса 60 кг.

Уникальные черты этого рудного узла — развитие скарнов среди эффузивов, обилие в рудах скаполита, интенсивность предшествующей и сопутствующей оруденению фельдшпатизации, значительная величина кристаллов шеелита, наличие послерудных жил барита — обусловлены, возможно, необычностью для скарновых месторождений геотектонической предыстории: в соответствующей структурно-формационной зоне сочетаются мощные толщи карбонатных отложений, присущие провинциям южно-тяньшаньского типа, и перекрывающие их вулканогены порфировой формации, обычно распространенные в провинциях центрально-казахстанского типа.

**МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, С КОТОРЫМИ СОПРЯЖЕНО  
В ПРОСТРАНСТВЕ, СТРУКТУРНО И ПО ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ  
ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ****СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ  
РУДОСОПРЯЖЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

Вольфрамовое оруденение связано преимущественно с сиалической гранитной магмой<sup>1</sup>. Однако появление в земной коре этой магмы еще не означает возможности образования месторождений. В регионах развития гранитизации, анатексиса и палингенеза рудные компоненты не накапливаются, а по некоторым данным, даже рассеиваются. Рудоносность магм проявляется лишь при определенной степени проницаемости для магм земной коры, наличии в ней ослабленных зон — тангенциальных и радиальных нарушений, межформационных или секущих напластование вмещающих толщ. Относительно быстрое перемещение гранитных магм с предполагаемых глубин зарождения (10–15 км) в более высокие горизонты земной коры создает предпосылки для неравновесных условий кристаллизации, способствующих перераспределению и созданию неравномерной концентрации металлов, отделению рудоносных растворов. Об этом говорят и данные о распределении вольфрама в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов различного генезиса (табл. 1).

Из приведенных в таблице материалов видно, что содержание вольфрама в различных минералах из гранитоидов автохтонных и габбровой формации сходно — порядка 2,5 г/т, а в одних и тех же минералах из автохтонных и интрузивных гранитоидов существенно различается. В палингенных интрузивных гранитоидах имеются минералы-концентраторы — магнетит, биотит (в котором содержание вольфрама может достигать 18 г/т), в меньшей мере амфибол — минералы-носители вольфрама, на которые приходится главная доля содержания вольфрама в гранитах, — кварц, полевые шпаты, причем в натриевом и калиевом полевых шпатах содержание вольфрама чаще всего практически одинаково. Биотит и магнетит из интрузивных гранитоидов богаче вольфрамом, чем те же минералы из автохтонных гранитоидов, а кварц — беднее. Г. Ф. Иванова указывает, что резко повышенные концентрации вольфрама отмечены в акцессорных минералах титана и железа — сфене, рутиле

<sup>1</sup> В единичных важных случаях гранитоиды вблизи месторождений не выявлены до глубин порядка 1200 м (Верхнее Кайракты в Центральном Казахстане), или даже отсутствуют любые интрузивные породы (Барун-Шивея в Восточном Забайкалье, Гленорчи в Новой Зеландии, Панкушань в Китае).

Таблица 1

Средние содержания вольфрама (г/т) в минералах из гранитоидов  
(составлена по данным В. В. Ляховича и Л. Н. Овчинникова, 1970)

Минерал	Гранитоиды		
	автохтонные	палингенные интрузивные	габбровой формации
Биотит	2,8	6,8	—
Плагиоклаз	2,3	2,4	2,2
Кварц	2,5	2,1	2,5
Калиевый полевой шпат	2,5	2,4	2,0
Магнетит	1,2	13	—

*Примечание.* Количество проб, по которым выведено среднее содержание, варьирует от 3 до 131.

(4,0–8,8 г/т)<sup>1</sup>, ильмените (2,8–56 г/т)<sup>2</sup>, магнетите (1,8–21,9 г/т)<sup>3</sup>, гематите (3,7–9,3 г/т)<sup>2</sup>, в которых допускается изоморфное замещение вольфрамом  $Fe^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ , а максимальные — в минералах ниобия и тантала. По данным В. В. Ляховича, среднее содержание вольфрама в сфене гранитоидов 20 г/т, ильмените 17 г/т. Акцессорные вольфрамит и шеелит обнаружены только в палингенных интрузивных гранитоидах (средние содержания их составляют соответственно 0,1 и 1,27 г/т, при среднем содержании вольфрама 1,5 г/т), тогда как в гранитоидах габбровой формации и автохтонных, где эти минералы не выявлены, средние содержания вольфрама одинаково низкие — 0,7 г/т.

В палеозойских, мезозойских и кайнозойских интрузивных телах, внедрившихся на глубины 0,5–2,0 км, выявлены признаки неравновесности условий кристаллизации кислой магмы — ритмично-зональные текстуры пород. Эти значения глубин совпадают с критическими глубинами рудоотложения, намеченными Ф. И. Вольфсоном и Л. И. Лукиным (1965), а также Л. Н. Овчинниковым, по размещению пород с повышенной степенью проницаемости для растворов. По нашим данным (Повилайтис, 1961<sub>1,2</sub>), при кристаллизации гранитных магм в неравновесных условиях возможна существенная концентрация вольфрама (и молибдена) уже в магматическую стадию. Однако первичных концентраций вольфрама промышленной важности в породах эффузивных (как это

<sup>1</sup> Данные Д. Г. Декейта для пород Индии.

<sup>2</sup> Данные Р. Г. Джеффри.

<sup>3</sup> Данные Д. Г. Декейта и Р. Г. Джеффри.

отмечалось для олова) или возникших в непосредственной близости к дневной поверхности, что имеет место в отношении молибдена, неизвестно. Итак, существует не только нижняя, но и верхняя критическая глубина становления вольфрамоносных магматических комплексов.

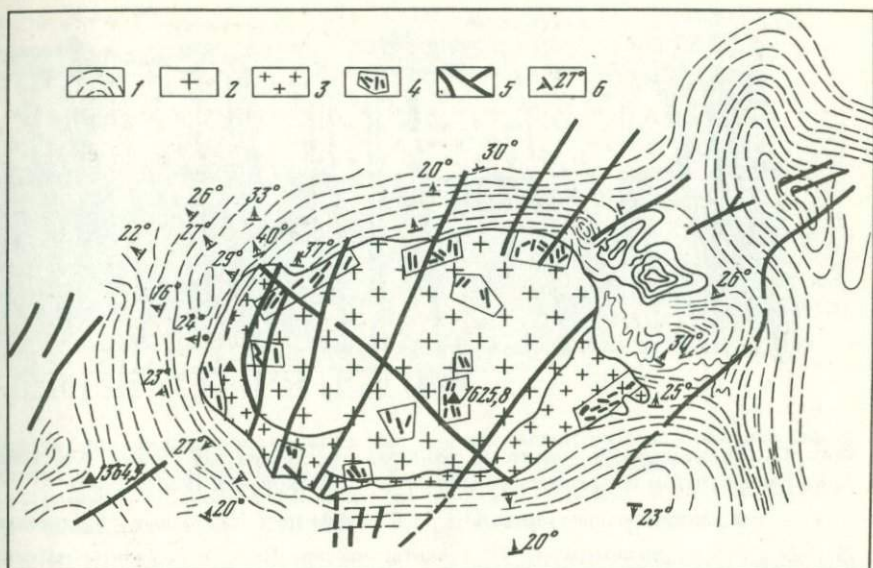
Становление упомянутых комплексов в складчатых системах происходит, в основном, после окончания геосинклинального развития и завершающей его главной складчатости, во время инверсии или тектономагматической активизации, а на платформах — в этап тектономагматической активизации.

По условиям становления рассматриваемые комплексы отнесены нами (Повилайтис, 1971<sub>1</sub>) к плутоническим, вулканоплутоническим и вулканическим. В целом это комплексы малых глубин. Различия их условий формирования не столько фациальные (в общепринятом смысле — по глубинности, которая сильно варьирует и в пределах каждой из выделенных групп), сколько структурные, обусловившие разнообразие способов размещения в пространстве, морфологии и величины интрузивных тел, их положения относительно земной поверхности. Интрузивы плутонических комплексов — это громадные пологие согласные залежи гранитоидов (фиг. 11, 12, 13). Во время их формирования магматический очаг не сообщался с земной поверхностью, апикальные части массивов формировались в интервале глубин 0,6–4,0 км.

Эти комплексы можно подразделить на гипабиссальные (глубина становления 1,5–4 км) и близповерхностные (глубина становления 0,6–1,5 км). В каждой рудной провинции глубина становления рудоконтролирующего комплекса варьирует, но наибольшая глубина становления более характерна для провинций верхоянского типа, а наименьшая — для провинций центрально-казахстанского типа. Интрузивные тела вулканоплутонических комплексов — небольшие штоки<sup>1</sup>, этмолиты и непротяженные дайки, сформированные в трещинных структурах (фиг. 14, 15), обычно не выходивших на поверхность, на глубине менее 1 км, хотя породивший эти тела магматический очаг сообщался с поверхностью в других местах или через непродолжительные промежутки времени. Изредка оруденение ассоциирует с некками (фиг. 16). Наконец, интрузивные тела вулканических комплексов — это корни лавовых покровов, нередко они приурочены к каналам, выводившим магму на поверхность. Очаги магмы, питавшие интрузивные тела, глубже всего были расположены в последнем случае.

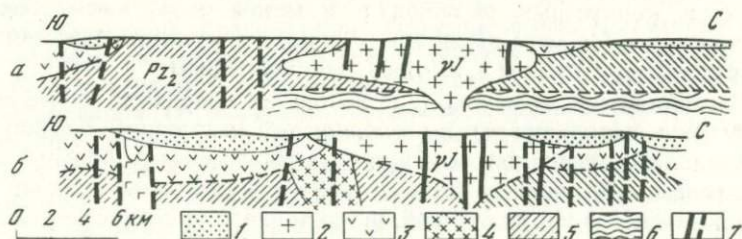
Эти комплексы возникают на фоне геотектонических движений разного типа и интенсивности, синхронно с накоплением литологических

<sup>1</sup> Термин "шток" целесообразно сохранить лишь для обозначения мелких изометричных в плане, иногда расширяющихся на глубине, интрузивных тел вулканоплутонических комплексов. Применять его, как это делается, например, в Рудных горах, к крутопадающим мелким телам, протяжение которых на глубину ограничивается 200 м, после чего контактовая поверхность выполаживается и массив приобретает обычную форму пологих залежей, не следует. Эти тела лучше называть штоковидными выступами плутонов.



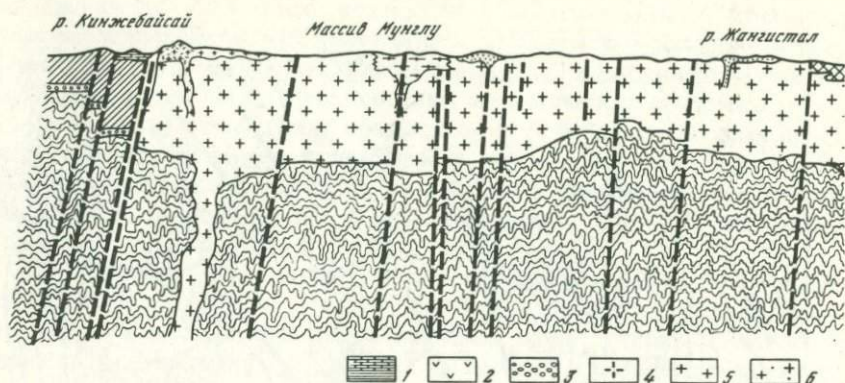
Фиг. 11. Схематическая геологическая карта Бага-Газрынского массива по данным Ч. Буяна, Ц. Гундсамбуу и др. (Коваленко и др., 1971)

1 – песчано-сланцевая толща с прослоями эффузивных пород пермского возраста; 2 – крупнозернистые топазсодержащие аляскиты главной фазы с эндоконтактной фацией порфириформных пород; 3 – мелкозернистые топазсодержащие аляскиты фазы дополнительных интрузий; 4 – участки расположения биотитовых и кварц-топазовых цвиттеров; 5 – зоны брекчирования и разломы; 6 – элементы залегания



Фиг. 12. Форма Онгон-Хайрханского (а) и Их-Хайрханского (б) массивов в разрезе по гравиметрическим данным (материалы А.Ф. Куругузкина, А.И. Гришко, В.И. Коваленко и др.; см. Коваленко и др., 1971)

1 – мезозойские слабо метаморфизованные отложения; 2 – граниты модотинского типа; 3 – триасовые эффузивные образования; 4 – палеозойские граниты; 5 – среднепалеозойские осадочно-метаморфические породы; 6 – нижнепалеозойские-декамбрийские метаморфические породы; 7 – тектонические нарушения, выявленные по геологическим (сплошная линия) и по геофизическим (пунктирная линия) данным



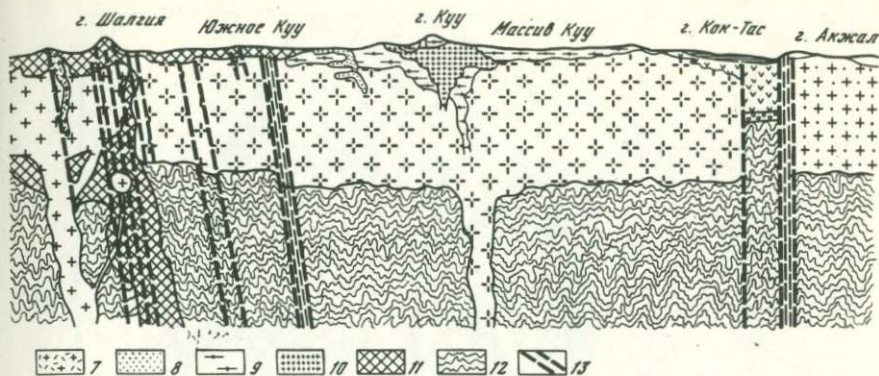
Фиг. 13. Схематический разрез к геолого-петрографической карте. Составил А. И. Ежов с учетом геофизических данных Ю. В. Юнаковской (Ежов, 1964)

1 - известняки и аргиллиты  $D_{3fm}$ ; 2 - эффузивно-осадочные образования  $D_1 - D_{2fr}$ ; 3 - конгломераты; 4 - граниты массива Куу; 5 - граниты массива

формаций, главным образом, орогенного ряда, соответствующих трем крупным этапам структурной эволюции земной коры (табл. 2). По мере консолидации последней и смены медленных инверсионных процессов (раннеорогенный этап) резким воздыманием, формирующим сильно расчлененный рельеф (этапы позднеорогенный и тектоно-магматической активизации), plutонический магматизм сменяется вулканоплутоническим и затем - вулканическим. В связи с изменением структурной позиции и состава рудосопреженных комплексов во времени в пределах конкретных регионов и в целом имеет место тенденция направленной (по мере омоложения) смены оруденения плутоногенного вулканоплутоническим и, наконец, вулканогенным.

Плутонические комплексы, с которыми сопряжено вольфрамовое оруденение, возникают раньше заполняющей наложенные впадины красноцветной формации, при малой, но проявляющейся на больших площадях, радиальной проницаемости земной коры для магм, вулканоплутонические - после красноцветной, но до верхнемолассовой формации или синхронно с последней, при умеренной проницаемости земной коры, вулканические<sup>1</sup> - позже верхней молассы, при наличии глубоких расколов, достигающих земной поверхности. Различия интенсивности радиальных движений земной коры сказываются на неодинаковой глубине зарождения очагов магмы, разных характере и масштабах проявления

<sup>1</sup> Лишь в пределах Турции, Греции и Австрии такие комплексы возникли и в стадию заложения геосинклиналей, когда излияния основных лав чередовались с накоплением тонкообломочного материала.



Мунглу; 6 – граниты массива Кара-Тас; 7 – серицитизированные и окварцованные граниты; 8 – жильные граниты; 9 – граниты I дополнительных интрузивов; 10 – граниты II дополнительных интрузивов; 11 – гипербазиты массива Шалгия; 12 – нижнепалеозойские образования; 13 – тектонические нарушения

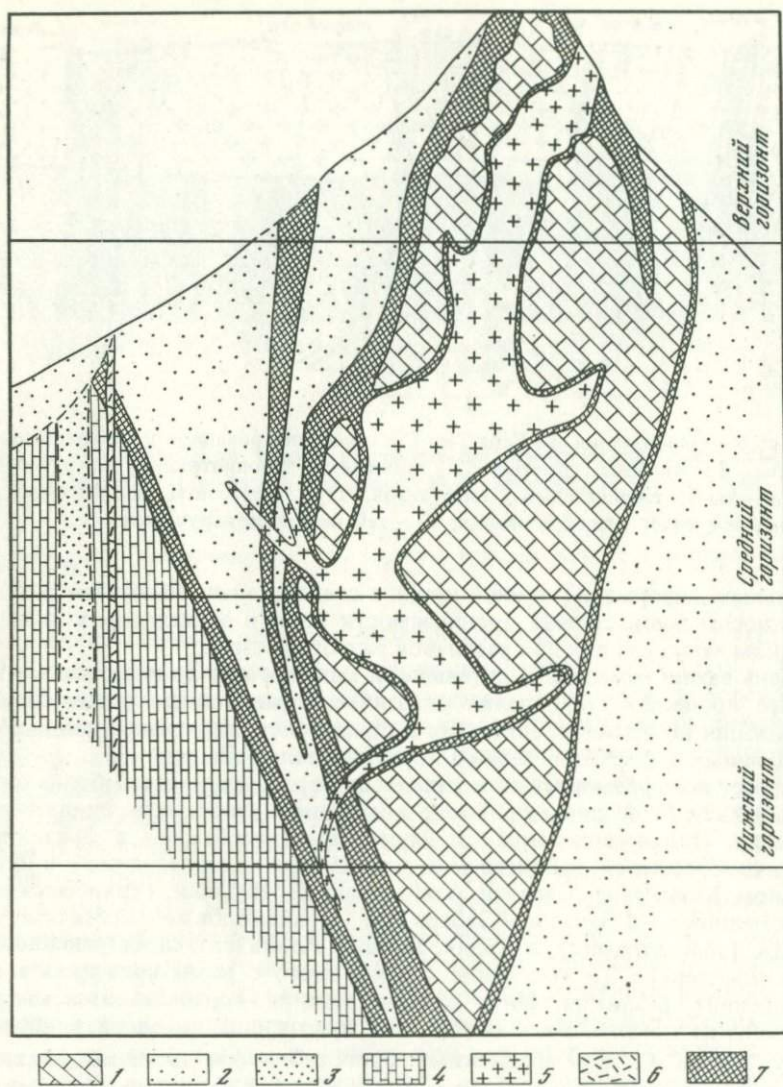
локальных деформаций земной коры, а следовательно, вызывают различие относительной степени проницаемости коры в радиальном и тангенциальном направлениях для расплавов разного состава.

Очень важно изменение длительности магматического и постмагматического процессов становления указанных комплексов – тенденция ее уменьшения во времени, связанная в общем случае со сменой процессов пликативных деформаций земной коры дизъюнктивными.

Возраст вольфрамоносных комплексов варьирует от докембрийского до кайнозойского: докембрийские комплексы известны в Финляндии, Норвегии, Индии, архейские – в Корее, протерозойские – в Бразилии, нижнепалеозойские – в Енисейском крае, верхнепалеозойские – в Центральном Казахстане, Средней Азии, Франции, Испании, верхнеюрские-нижнемеловые – в Западном Забайкалье, верхнемеловые и третичные – в США (зона ларамид), в Андах, Японии, Кавказе. Распространенность этих комплексов (и масштабы сопряженного с ними вольфрамового оруденения) различны. Шире других развиты верхнепалеозойские и мезозойские комплексы, которые, как и в отношении олова, наиболее продуктивны. С докембрийскими орогеническими циклами связано около 1% мировых ресурсов вольфрама (без СССР), с верхнепалеозойскими – около 20%, с мезозойским – около 60%.

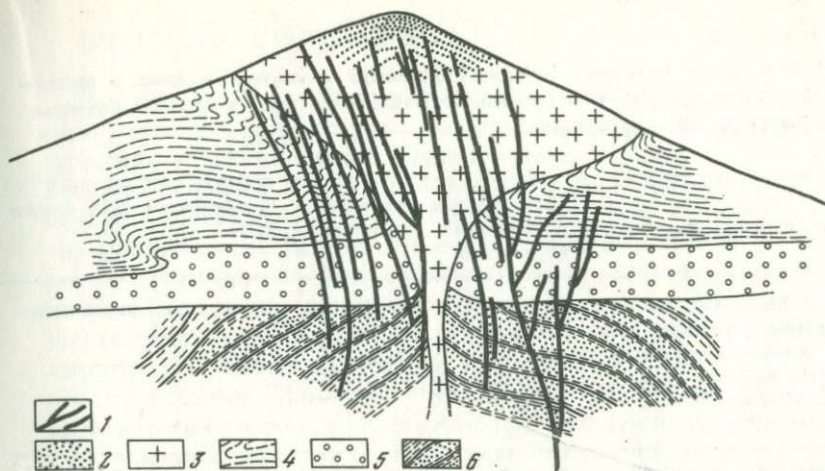
В некоторых регионах вольфрамовое оруденение ассоциировано с магматическими комплексами различного возраста. Так, в Зайсанской геосинклинали, по данным А. Р. Бутко и В. Ф. Кашеева, оруденение образовалось дважды – в герцинский и мезозойский этапы, в Якутии также выделены два комплекса, несущие оловянно-вольфрамовое оруденение.

Относительная роль различных этапов геотектонического развития в формировании месторождений оценивается неоднозначно. В последние



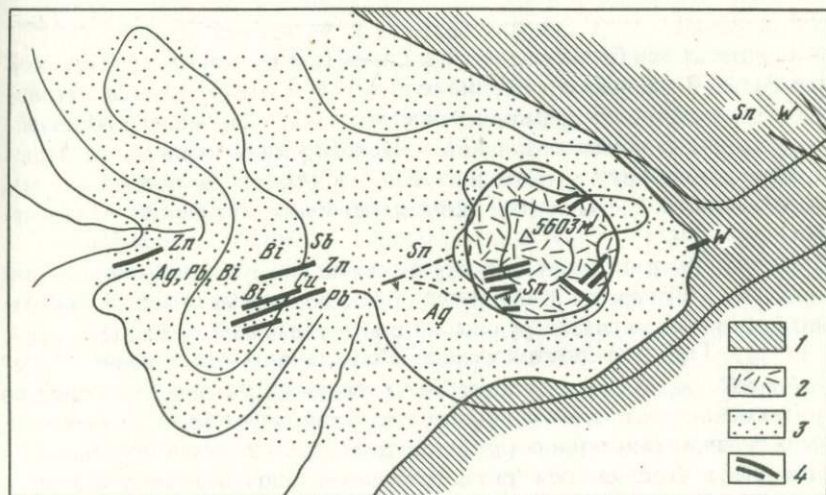
Фиг. 14. Форма интрузивного тела плагиогранитов в рудном поле месторождения Тырныауз (схематический разрез месторождения Тырныауз по данным А. В. Пэка, 1962)

1 – мраморы Главного рудного тела; 2 – биотитовые роговики; 3 – прослой биотитовых роговиков в мраморах; 4 – мраморы; 5 – лейкократовые гранитоиды; 6 – липариты; 7 – скарны и пироксеновые роговики



Фиг. 15. Схематический разрез месторождения Потоси по данным Pivas и др., 1968 (из статьи Ф. К. Шипулина и В. И. Казанского, 1972)

1 - рудные жилы; 2 - зоны окварцевания; 3 - кварцевые порфиры - дациты штока Серро-Рико; 4 - формация Караколес; 5 - формация Паилавири; 6 - нерасчлененные породы ордовика



Фиг. 16. Зональное расположение оруденения относительно риолитового нека Королькве (Ahlfeld, 1938)

1 - палеозойские отложения; 2 - вулканическая брекчия; 3 - туфы; 4 - рудные жилы

Таблица 2

Соотношения вольфраморудных формаций с литологическими и магматическими формациями орогенного ряда во времени и геотектоническая обстановка их образований

Литологические формации	Магматические формации и фациальные условия их образования	Вольфраморудные формации
Грубообломочные континентальные отложения с прослоями лав основного состава (верхняя моласса), заполняющие наложенные грабены	Риолито-диабазовая (вулканическая)	Антимонито-вольфраматная
Красноцветные континентальные отложения, заполняющие наложенные впадины	Кислых и щелочных гранитоидов (вулканоплутоническая)	Сульфидно-вольфраматная
Формации геосинклинального этапа структурного развития земной коры (включая порфировую формацию, входящую в состав интрузивно-вулканических поясов)	Гранитная и гранодиоритовая (плутонические)	Силикатно-вольфраматная

годы придается все большее значение процессам тектоно-магматической активизации. В раннепалеозойский этап тектоно-магматической активизации образовался вольфрамоносный магматический комплекс в Енисейском крае, в верхнепалеозойский — рудногорский комплекс (в Чешском, Центрально-Французском и других внутренних массивах Европы), в мезозойский — Яньшаньский комплекс Южно-Китайской параплатформы.

В согласии с приведенными особенностями в структурном положении рудоносных комплексов изменяются облик постмагматической минерализации и характер связи оруденения с интрузивными телами (Повилайтис, 1971). Термины "плутоногенное", "вулканоплутоногенное", "вулканогенное" оруденение мы употребляем условно. Если в первом случае, по ряду признаков, источником рудного вещества могли быть упомянутые пологие залежи гранитоидов (связь оруденения с ними генетическая), то во втором и третьем эта связь соответственно парагенетическая и косвенная, структурная. Под термином "вулканогенное" оруденение мы подразумеваем лишь то, что последнее породил магматический очаг, продуктом которого являются породы субвулканических тел жильной формы, приуроченных к тем же региональным, а часто и локальным структурам, что и соответствующее оруденение, с которым они приблизительно синхронны.

## ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Вольфрамовое оруденение в большинстве рудных провинций мира пространственно, структурно и по времени образования ассоциировано с интрузивами плутонических гранитоидных комплексов. В складчатых областях подобные интрузивы возникают в раннеорогенный этап, начало которого совпадает с началом общей инверсии и знаменует смену геосинклинального режима режимом устойчивых поднятий. Внедрение магмы происходит на фоне медленного воздымания территорий. Гранодиоритовые вольфрамосные комплексы следуют за проявлением главной геосинклинальной складчатости, а гранитные, особенно повышенной кислотности, больше оторваны от главной геосинклинальной складчатости во времени (Шеглов, 1964). В областях тектоно-магматической активизации структур такие же по форме, условиям залегания и составу тела образуются в обстановке быстрого воздымания, при наличии литологических экранов — мощных толщ тонкообломочных отложений платформенного этажа (в провинции Цзянси) или эффузивов порфировой формации (в Рудных горах).

Характер интрузивного и постмагматического процессов сильно зависит от типа предшествующего геотектонического развития. В провинциях центрально-казахстанского типа (интрузивно-вулканогенные пояса) магма поднималась по разломам фундамента и экранировалась эффузивами, возникшими из ее же порций, излившихся на поверхность раньше. Близповерхностные плутоны часто относятся к кольцевым комплексам. Они размещаются в субвулканических постройках. В Центральном Казахстане распространены, по Б. С. Зейлику и Е. В. Альперович, кольцевые и полукольцевые вулканические структуры, подобные кальдерам и полукальдерам, выявляемые при дешифрировании снимков, полученных при высотных аэрофотосъемках. Гранитные интрузии пермского рудоносного акчатауского комплекса при внедрении использовали древние зоны главных эруптивных каналов. Изометричная округлая форма интрузивов, наличие вокруг них кольцевых даек и дугообразных разломов, определяют и тем, что сам процесс становления интрузий относится к тому же типу явлений, что и процесс образования кальдер.

По петрогеохимическим признакам и набору аксессуарных минералов породы этих комплексов комагматичны с эффузивами.

Некоторые структурные и текстурные особенности жильных пород первого этапа (онгонитов), ассоциированных с плутоническими комплексами гранитов литий-фтористого типа, — стекловатый базис, резкая порфирированность, флюиальность — еще более характерны для пород вулканических комплексов. Такие особенности, как и кольцевые структуры, проявляются в провинциях центрально-казахстанского типа, в породах, возникших из наиболее поздних магм, обогащенных фтором и редкими щелочами, способствующими снижению вязкости и температуры кристаллизации кислой магмы.

Таким образом, в пределах интрузивно-вулканогенных поясов относимые нами к плутоническим комплексам близповерхностные гранитные массивы, контролирующие размещение месторождений вольфрама, имеют двойственную природу: по форме и условиям залегания они соответствуют плутонам, а генетически сходны с субвулканами, намечая переход к вулcano-плутонической группе интрузивных комплексов, что сказывается и на особенностях ассоциированных с ними руд, обсуждаемых в следующей главе. Перечисленные морфологические и другие особенности плутонических членов интрузивно-вулканогенных поясов обусловлены, по-видимому, особенно малой глубиной их становления в провинциях центрально-казахстанского типа.

В провинциях остальных типов эволюция земной коры ко времени становления рудоконтролирующих плутонических комплексов не достигла стадии излияния лав порфировой формации и ассоциация интрузивных тел с вулканическими постройками не наблюдается. Однако в некоторых регионах верхоянского типа распространены удлиненные купольные, иногда встречаются и кольцевые структуры, что свидетельствует о формировании и этих магматических комплексов в условиях незначительных глубин. Как показано в следующей главе, глубина становления рудоконтролирующего плутонического комплекса оказывает существенное влияние на характер оруденения.

Интрузивы приурочены к разнообразным геотектоническим структурам. На платформах они встречаются в выходах протерозойского фундамента щитов (возраст оруденения в этом случае также протерозойский) и зонах тектоно-магматической активизации. В геосинклинальных системах эти массивы приурочены к инверсионным антиклинориям, развившимся чаще всего в участках предшествующего максимального прогибания, внутренним массивам ранней консолидации, изредка — интрагеосинклинальным прогибам. Некоторые массивы локализованы в отрицательных структурах (геосинклинальные части авлакогенов, шовные грабен-синклинали), но только таких, которые во время рудоотложения испытывали погружение на фоне общего воздымания территорий.

Интрузивы залегают, судя по их преобладающей ориентировке, вдоль (или на пересечениях) скрытых разломов фундамента, глубинные разломы ограничивали область распространения магмы. Этим телам присущи пологое, обычно согласное со структурами вмещающих складчатых толщ, залегание, приуроченность к межформационным нарушениям, разобщающим, в частности, структурные этажи и ярусы, расположение преимущественно во внутренних структурах ранней консолидации или на их склонах. По данным гравиметрических и магнитометрических съемок, проведенных на Урале, в Центральном Казахстане, Восточном Казахстане, Средней Азии, Восточном Забайкалье, Монголии, Рудных горах, Южной Африке и других регионах, это громадные (сотни квадратных километров) залежи относительно малой (2–10 км) мощности, на поверхности обнажены лишь их апикальные выступы. В пологих согласных нарушениях, особенности залегания и размещения которых обусловлены, по-ви-

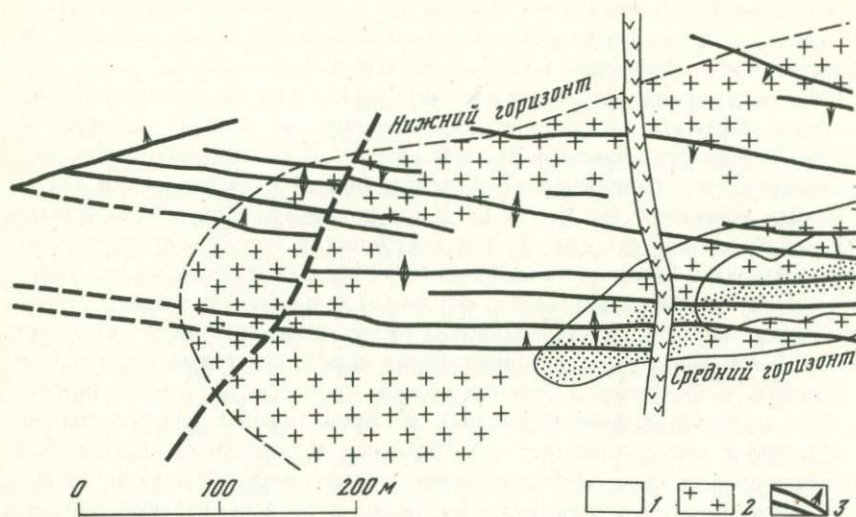
димому, региональной тектоникой, локализованы залежи как калиевых гранитов (они приурочены к наиболее приподнятым структурам), так и натриевых, а также гранодиоритов (находятся в слабее воздымавшихся структурах или возникших в начальные стадии воздымания).

Изложенное свидетельствует о значительной тангенциальной проницаемости земной коры для кислых расплавов во время становления плутонических комплексов и незначительной, но площадного характера, вертикальной ее проницаемости, выраженной как в проплавлении, так и, по предположению Г. Н. Щербы (1960), в приподымании магмой отдельных межразломных блоков кровли. По существу, плутоны представляют собой результат раскристаллизации магмы промежуточных малоглубинных очагов, не обнаруживающих четкой связи с глубинными источниками магмы. Магма широким фронтом распространялась вверх, вызывая контактовый метаморфизм прилегающих пород, а местами (особенно в провинциях верхоянского типа, где породы кровли мало консолидированы и даже слабо метаморфизованы), их проплавление и гранитизацию. Контактный ореол достигает максимальной мощности (1–3,5 км) над центральными частями плутонов. Незначительная вертикальная проницаемость земной коры для магмы и малая скорость вертикальных перемещений последней играли существенную роль в последующем накоплении летучих компонентов, концентрировавшихся в апикальных частях плутонов.

Характер верхней поверхности плутонов в существенной мере зависит от глубины их становления и физико-механических свойств пород кровли. В районах относительно большой глубины их становления среди пород аспидной формации контуры их неправильные, в пределах плутонов как бы просвечивает слоистое строение осадочных толщ. В регионах развития пород порфировой формации магматический процесс завершается формированием плутонов, глубина их становления значительно меньше. Для таких регионов характерны ограничение интрузивных тел разломами и субгоризонтальными поверхностями межформационных несогласий, штоковидные и гребневидные выступы в породы кровли (фиг. 17).

Вольфрамоносные комплексы являются поздними, многофазными. Состав магмы главных интрузивных фаз зависит от типа провинции и времени появления магматического очага в общем ходе эволюции магматизма, а последующая эволюция состава магмы гомодромная — от более основной к более кислой; лишь в провинциях центрально-казахстанского типа, где состав рудоносной магмы был особенно близок к эвтектическому, последовательно образовались породы сходного химического (и минерального) состава. Условия кристаллизации магмы были относительно равновесными. Это выражено в большой степени их взаимодействия с породами кровли, наличии в контактах интрузивов признаков замещения вмещающих пород, гомодромном изменении химического состава последовательно образующихся пород.

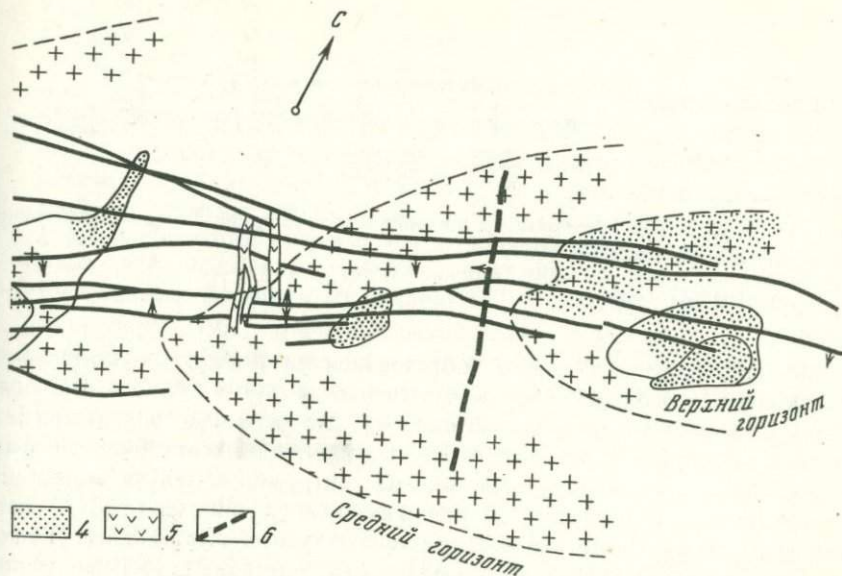
Последовательно формировавшиеся породы расположены в пределах объемов, занятых породами главной фазы, либо в их контактах. поэтому



Фиг. 17. Морфология гранитного выступа и пространственное положение зон грейзенов и кварцевых жил относительно этого выступа на месторождении Эренфридерсдорф (Bolduan, 1963)

строение массивов сложное. Дополнительные интрузивы и жильные породы первого этапа (пегматиты, аплиты, мелкозернистые граниты), предваряющие рудоотложение и межминерализационные (фиг. 18, 19), локализованы в пологих и крутопадающих нарушениях, обычно в самих интрузивах (Коптев-Дворников, 1952; Негрей, 1972).

Некоторые массивы сопровождаются выходящими далеко за их пределы дайками "второго" этапа, они представлены как лейкократовыми, так и меланократовыми породами. Это — гранит-порфиры, диорит-порфириты, габбро-диабазы, лампрофиры. Их магматический источник, по мнению О. С. Полквой и В. С. Коптева-Дворникова, — гранитный очаг, а по представлениям Ф. К. Шипулина, Г. Н. Щербы, С. В. Ефремовой — более глубокий. Специальное картирование, проведенное Ю. В. Цукановым на Чукотке, показало, что распространение подобных даек контролируется теми же структурно-фациальными зонами, к которым приурочены плутонические комплексы, но не ограничивается, например, зонами контактовых ореолов интрузивов. В других регионах (Калба) пояса этих даек секут границы структурно-формационных зон. В отдельных регионах, вследствие проявления миграционной зональности, интрузивные тела, соответствующие последовательным фазам, закономерно смещены в пространстве. Наиболее интенсивное оруденение связано с поздними магматическими фазами, поэтому в таких областях (Боливия, Урал) поисковым признаком могут быть конечные зоны миграции магмы. В таких регионах породы ранних фаз локализованы в

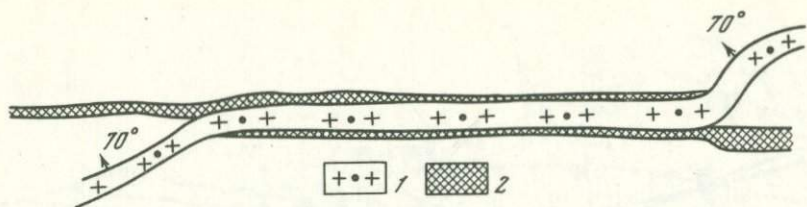


1 — кристаллический сланец; 2 — гранит; 3 — кварцевые жилы; 4 — грейзен; 5 — лампрофир; 6 — дизъюнктивные нарушения

согласных, существенно тангенциальных зонах проницаемости в центральных частях поднятий, а породы каждой последующей фазы приурочены ко все более крутопадающим, более секущим нарушениям, смещенным к границам блоков. Оруденение, связанное с последовательными интрузивными фазами, сменяется от пегматитового к гидротермальному — вначале малосульфидному, затем с повышенным содержанием сульфидов, пространственное распределение этого оруденения отражает закономерности размещения соответственных интрузивных фаз. Так, в Боливии по мере перехода от северных к центральным районам страны сопряженно с изменением структурных условий становления рудоносного комплекса изменяется характер и интенсивность минерализации месторождений кварцево-вольфрамотной формации. Наконец, в связи с качественным изменением структурных условий становления рудосопряженного комплекса (переходом от плутонического к вулканоплутоническому комплексу) скачкообразно изменяется характер и снижается интенсивность вольфрамовой минерализации, изменяется тип сопутствующего оруденения.

Гранитные массивы отвечают районам локальных гравитационных минимумов. Кольцевые морфоструктуры, расположенные в границах гравитационных минимумов, могут рассматриваться как поисковый признак.

Месторождения приурочены к зонам сопряжения или внутренним блокам кольцевых структур.

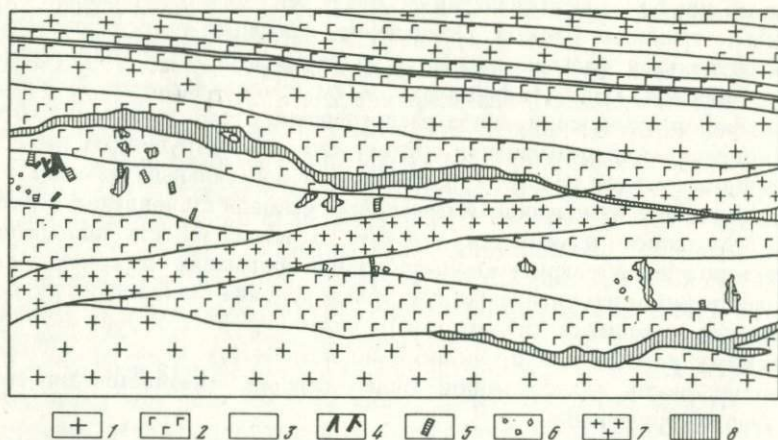


Фиг. 18. Пересечение грейзенового прожилка дайкой аплита на месторождении Эренфридерсдорф (Bolduan, 1963)

1 – аплиты; 2 – грейзен

Вольфрамовое оруденение, образовавшееся позже дополнительных интрузивов, расположено преимущественно вокруг последних, накладываясь и на них; в отдельных регионах оруденение начало формироваться раньше внедрения пород некоторых дополнительных интрузивных фаз, пересекается гранитами дополнительных интрузивов, будучи сопряжено (генетически и структурно) с каждой фазой внедрения магмы. На Урале, в Рудных горах, Центральном Казахстане, Восточном Забайкалье, Монголии во времени чередовалось образование оруденения и жильных пород первого этапа.

Так же, как породы последовательных фаз сходны по петрохимическим и петрографическим особенностям, рудные жилы, контролируемые последовательными интрузивными фазами, сходны по минеральному (и геохимическому) составу (Boidian, 1963; Повилайтис, 1964). Наиболее



Фиг. 19. Пересечение вольфрамоносной кварцевой жилы дайкой аплита в массиве Куу

1 – крупнозернистый порфирированный гранит; 2 – топазо-сидерофилито-кварцевый грейзен; 3 – жильный кварц; 4 – вольфрамит; 5 – топаз; 6 – касситерит; 7 – аплит; 8 – прожилки калиевого полевого шпата

тесные возрастные соотношения оруденения с породами plutонических комплексов выявлены в провинциях центрально-казахстанского типа.

Так, в процессе становления рудногорского комплекса, представленного главной фазой и двумя дополнительными, вольфрамовое оруденение проявляется неоднократно. Последовательность формирования этого комплекса в районе месторождений Гейер-Эренфридерсдорф, где промышленное значение имеют и оловянное и вольфрамовое оруденение, наиболее сложная: гранит I – аплит I – пегматит I (штокшейдер) – грейзеновые прожилки I и пегматит II – пологие тела с оловянным оруденением – крутопадающие грейзеновые прожилки II – аплит II – пегматит III – грейзеновые прожилки III – аплит III – пегматит IV – грейзеновые прожилки IV. Затем гранит II – пегматит V (штокшейдер) – грейзенизация V – пегматит VI и, наконец, гранит III – грейзенизация VI – прожилки с баритом – молодые нарушения (Bolduan, 1963). Главным мотивом становления рудногорского комплекса являются, таким образом, повторяющиеся ритмы: гранит – аплит – пегматит – грейзен рудоносный.

С приведенной сходна схема последовательности становления вольфрамоносных магматических комплексов Центрального Казахстана (Коптев-Дворников, 1952; Негрей, 1972; Повилайтис, 1964). Однако после образования рудных жил в некоторых массивах здесь формировались зоны фельдшпатизации, аналогичные рудногорским, охарактеризованным М. Штемпроком, затем дайки II этапа, затем безрудные жилы гребенчатого кварца, изредка жилы с вкрапленностью галенита (очень редко). На конкретных объектах отдельные звенья этого процесса выпадали.

Жилы, сходные по составу с пегматитами, встречаются здесь реже, чем в Рудных горах, и их соотношения с рудными телами не столь ясны, но прожилки альбит-моноклин-кварцевого состава, секущие рудные жилы, в некоторых массивах имеются, хотя встречаются здесь значительно реже и отличаются малой мощностью (до 2 см).

Приконтактные пегматоидные тела, называемые в Рудных горах штокшейдерами, встречаются и здесь (Повилайтис, 1961<sub>2</sub>). Штокшейдеры представляют собой наблюдаемые в куполовидных выступах плутонов приконтактные ритмично-зональные пегматоидные образования, в которых чередуются многократные (до десятка) зоны мелко- или среднезернистых аплитовидных гранитов, не имеющих признаков ориентированного роста зерен, с зонами, образованными ориентированными кристаллами тех же породообразующих и аксессуарных минералов, что и в соседних зонах, но в иных количественных соотношениях. В зонах ориентированного роста основания кристаллов расположены у контактов или на извилистых, субпараллельных контактах, уровнях, а их головки направлены от контакта и могут сильно выступать в прилегающую зону породы. По нашим данным, ритмично-зональное строение апикальных эндоконтактных зон плутонов и дополнительных интрузивов обусловлено фракционной ритмичной кристаллизацией анхизвтектической магмы в условиях интенсивного теплоотвода при становлении интрузивного

комплекса вблизи поверхности. Эти тела соответствуют определенным, существовавшим во время становления рудоконтролирующих магматических комплексов, энергетическим уровням. Их наличие указывает на субгоризонтальный характер распределения в крутопадающих жилах, залегающих в пределах интрузивов, рудных столбов.

Аплиты и пегматиты часто совмещены в пределах единых даек. Изредка в последних от контактов к осевым частям наблюдается смена образований: граниты – пегматоиды – кварцевые ядра, сходные по составу с рудными жилами, то есть последовательность формирования гранитов, аплитов, пегматитов, рудных тел соответствует таковой района Рудных гор. Подобное усложнение схемы формирования характерно для апикальных частей интрузивных камер и вызвано, возможно, особенно малыми глубинами становления магматических комплексов, приводящими к усиленному накоплению летучих и легкоплавких компонентов, понижающих температуру кристаллизации магмы и повышающих температуру отложения вольфрамовых руд до  $400^{\circ}\text{C}$  и выше, что создает возможность проявления "возрастной вилки" оруденения и магматических образований. Оба рассмотренных рудных района соответствуют внутренним массивам ранней консолидации, расположенным на границе зон разновозрастной складчатости, в пределах интрузивно-вулканогенных поясов.

Чередование во времени редкометального оруденения с интрузивными телами последовательных фаз внедрения и с жильными породами первого этапа дайкообразования установлено в провинциях всех типов, кроме верхоянского, где становление плутонических комплексов, как и накопление осадков, осуществляется в более спокойной обстановке и на большей глубине, здесь последовательно образовались граниты, пегматиты и, наконец, рудные жилы, в частности, вольфрамоносные. Отсутствие гранитных тел ритмично-зонального строения, большая полнота проявления вольфраморудных формаций, приуроченность большей части запасов вольфрама к провинциям верхоянского типа – все это признаки большей равновесности протекания магматического и постмагматического процессов в провинциях указанного типа.

Соотношения во времени плутоногенного оруденения с дайками второго этапа сходные, независимо от характера геотектонического развития (эвгеосинклиального, миогеосинклиального) провинции и формационной принадлежности рудоносного магматического комплекса. Дайки II этапа секут вольфрамовое оруденение месторождений Ново-Березовского (провинция уральского типа), Большевик (провинция верхоянского типа), Майкуль (центрально-казахстанский тип провинции), Парз и Такфон (южно-тяньшаньский тип провинции). В приведенных примерах породы рудоносных комплексов представлены соответственно плагиогранитами, гранитами, лейкократовыми гранитами, гранодиоритами.

О связи оруденения с определенными магматическими комплексами свидетельствует ряд признаков, отмечавшихся нами (Повилайтис, 1957) и многими другими исследователями. Они подытожены в сводной работе

В. С. Коптева-Дворникова и М. Г. Руб (1965), в которой различий плутонических и вулканоплутонических комплексов не выявлено. Указанные ими признаки связи оруденения с магматическими комплексами характерны и для плутоногенного и для вулканоплутоногенного оруденения.

В дополнение к этому укажем признаки, имеющие общее значение для плутонических и вулканоплутонических комплексов. 1. Сходство некоторых геохимических черт (например, повышенная щелочность — калиевая или натриевая) гидротермальных растворов и пород соответствующего комплекса. 2. Характерность для рудоносных комплексов определенных типов ритмично-зональных текстур гранитов и гранит-порфиров, наблюдаемых в эндоконтактовых частях интрузивных тел. 3. Статистически установленное соответствие структурно-морфологических особенностей рудных тел структурным условиям становления магматических комплексов. 4. Соответствие набора минералов в рудах магматическим комплексам определенного состава.

Ряд признаков специфичен для комплексов определенного структурного положения. Так, только с плутоническими комплексами связаны своеобразные позднемагматические образования — пегматиты (редкометалльные, простые и сложнодифференцированные, и камерные хрусталоносные), приконтактовые (шокшейдеры) и осевые ритмично-зональные тела гранитов и аплитов, кварцевые, микроклино- и турмалинокварцевые шаровидные или уплощенные сфероидные тела. Некоторые из этих образований включают вольфрамит, шеелит и другие рудные минералы.

Так, полевошпато-кварцевые линзовидные и неправильной формы тела, обнаруживаемые иногда в рудных полях, находящихся в апикальных частях рудоносных плутонов в провинциях центрально-казахстанского типа, включают единичные крупные кристаллы вольфрамита и их скопления (Повилайтис, 1961<sub>2</sub>; Коваленко, Кузьмин и др., 1971). Камерные пегматиты, иногда также включающие вольфрамит, в плутонах, с которыми ассоциированы месторождения вольфрама, не встречаются, хотя бывают связаны с тем же, что и последние, магматическим комплексом. Содержание вольфрама (до 30 г/т) в пегматитах и аплитах внешней зоны камерных пегматитов, по А. И. Захарченко, в 10–15 раз превышает кларковое для гранитных пород, в породах центральных зон оно резко снижается, хотя в остаточных полостях здесь встречаются крупные кристаллы вольфрамита.

## ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Вулканоплутонические вольфрамоносные комплексы редки. В ряде регионов нашей страны, а также в Центральной Боливии и США (рудный пояс, окаймляющий плато Колорадо) с ними связаны значительные рудные скопления.

К этим комплексам мы относим штоки, этмолиты, субвулканические (некки) (см. фиг. 17) и дайкоподобные тела, характеризующиеся небольшой (доли километра) величиной в горизонтальном сечении и значительным (километры) вертикальным протяжением. Нередко они сопровождаются множеством апофиз, а иногда имеют переходы в покровы. В отличие от охарактеризованных ниже интрузивных тел вулканических комплексов, эти обычно изометричны или немного удлинены в плане и сложены кислыми породами. Интрузивные тела, соответственно их относительному возрасту и режиму вертикальных движений во время их образования, можно подразделить на две группы. Одни из них формируются в ходе медленного инверсионного воздымания территорий, другие — при быстром, сопровождающемся горообразованием воздымании, осуществляющемся в этап тектоно-магматической активизации консолидированных структур, значительно позже (иногда свыше чем на 150 млн. лет) проявления в них главной геосинклинальной складчатости. Эти тела находятся в пределах передовых прогибов, внутренних массивов ранней консолидации, инверсионных антиклинориев, а также в ограничивающих последние шовных зонах (грабен-синклиналиях), испытывающих погружение на фоне общего поднятия.

Эти интрузивные тела, в отличие от плутонов, наблюдаются непосредственно в зонах глубинных разломов — продольных, разобщающих или косо секущих внутренние структуры складчатых систем, в местах их сопряжения с поперечными или к узлам их скрещения, в местах утыкания клиновидных выступов древних платформ (континентальных или океанических) в огибающие их складчатые системы. В ряде случаев они приурочены к граничным разломам или краевым швам, достигающим, по-видимому, перидотитового слоя (слой Гутенберга) промежуточной оболочки (глубин 100—300 км).

Интрузивные тела нередко расположены на контактах более древних плутонов с осадочными и метаморфическими толщами. Они образуют цепочки вдоль разломов. С направлением цепочек совпадает удлинение интрузивных тел, их апофиз, а также наиболее крупных рудных тел.

Состав пород, слагающих интрузивные тела, разнообразный, преимущественно кислый.

Структура пород порфировая, реже равномернозернистая. Периодически образуются породы, отличающиеся от предшествующих более крупнозернистой структурой. Преобладают граниты более мелкозернистые, чем в плутонах, распространены гранит-порфиры; фациальные пегматиты, занорыши, миаролитовые полости, шпиры в этих породах отсутствуют. Признаки влияния состава кровли на состав магматических пород не существенны, большую роль играют процессы глубинного гибридизма.

Магматические комплексы часто многофазные, но интрузивные тела редко приобретают сложное строение: обычно границы между слагающими их породами постепенные. Дополнительных интрузивов и полого залегающих пластовых тел, столь характерных для плутонических комплексов, здесь обычно нет. Более крупные рудные скопления ассоциируют

со сближенными интрузивными телами, имеющими неоднородное строение и сформированными в условиях динамического внедрения магмы<sup>1</sup>.

Текстуры пород зависят от условий становления интрузивных тел. Так, штоки гранит-порфиров (в отличие от этмолитов) в апикальных частях нередко имеют ритмично-зональное строение, проявленное в закономерном чередовании параллельных контактам зон, различающихся по характеру развития в них минералов: зон обычной породы, без признаков ориентированного роста зерен, и кварцевых зон, в которых такие признаки имеются. Чередование зон является отражением периодического отложения в магматической камере по мере снижения температуры, на определенных, субпараллельных контактах изотермических поверхностях (соответствующих эвтектической температуре) слоев эвтектического состава и слоев, в которых столь же ритмично фиксировался наиболее тугоплавкий избыточный компонент эвтектической системы.

Принципиальная возможность подобного хода кристаллизации анхизвтектических расплавов, указанного нами (Повилайтис, 1961<sub>1</sub>) на основании результатов изучения ритмично-зональных тел, доказана экспериментально и теоретически (Агошков, 1964; Ярошевский, 1964, 1970), а некоторыми исследователями (Потапов, 1972 и др.) принимается даже, с нашей точки зрения излишне, как обычный ход кристаллизации кислой магмы.

Сведения о составе, характере залегания, приуроченности к определенным геотектоническим структурам, положению в истории геотектонического развития территорий, а также специфические текстурные и структурные особенности ритмично-зональных тел приведены нами (Повилайтис, 1961<sub>1,2</sub>, 1966, 1969, 1971<sub>1</sub>). С подобными телами ассоциированы молибдено-вольфрамовые месторождения, в частности, Джиды (Западное Забайкалье), Тырнауз (на Кавказе), Селтей (Центральный Казахстан).

В различных регионах повторяются крайне неустойчивые структурные и физико-химические условия становления ритмично-зональных тел (как и отложения руд), что, наряду с другими признаками, свидетельствует о сходной обстановке их формирования. Ритмично-зональное строение гранит-порфировых тел – следствие быстрого остывания анхизвтектической магмы среди слабо прогретых пород. Внезапный подъем магмы, вероятно со значительных глубин, создавал большой перепад температур от контактов к центральным частям тел, предопределивший возможность осуществления релаксационных колебаний составов в кристаллизующейся магме. Температура магмы в момент внедрения, судя по морфологии и особенностям двойникования кристаллов кварца в зонах ориентированного роста (морфология кристаллов соответствует высокотемпературной модификации, многочисленны двойники инверсии), обилию сферолитов кварца, порфировой текстуре и тонкозернистой структуре главной массы породы, превышала 600° и была выше температуры образования

<sup>1</sup> Диапиризм магмы при ее внедрении отмечен в Западном Забайкалье (Джиды), в США (Кляймэкс), в Центральной Боливии.

гранитов ритмично-зональных тел, относимых к плутоническим комплексам.

Становление ритмично-зональных тел гранит-порфиров осуществлялось в близповерхностных условиях, синхронно с излиянием лав порфировой формации. Имеется ряд промежуточных образований от тел без явных признаков субвулканического происхождения до тел, несущих следы взрывных явлений. Приуроченность к глубинным разломам или местам их сопряжения, сложная морфология тел, наличие переходов гранит-порфиров в покровы или в цемент магматических и эруптивных брекчий, частая пространственная и возрастная сопряженность ритмично-зональных тел с дайками "второго этапа" — все эти признаки свидетельствуют о неспокойной тектонической обстановке внедрения магмы. Становление же ритмично-зональных тел происходило в короткие моменты относительного тектонического покоя. Резкие температурный и гравитационный градиенты поля кристаллизации магмы предопределили неравновесность этого процесса, что, судя по данным экспериментальных работ по зонной плавке, могло быть одним из решающих условий концентрации металлов и отделения рудоносных растворов. Присутствие среди аксессуарных минералов этих пород магнетита, гематита, барита (данные автора по массиву Селтей) свидетельствует о высоком химическом потенциале кислорода.

Содержание молибдена, частью вольфрама в гранит-порфирах ритмично-зональных тел превышает кларковое и фоновое содержание для кислых пород, вероятно, вследствие наложения рудной минерализации.

Ритмично-зональные тела гранит-порфиров возникают из конечного дифференциата гранитной магмы сиалического происхождения, который, вследствие своей легкоплавкости, далеко мигрировал вдоль крупных разломов от продуктов ранней кристаллизации. При этом выявлена тесная возрастная и структурная связь с ними вольфрамсодержащих молибденовурудных, реже вольфрамовурудных тел.

Ритмично-зональные текстуры гранит-порфиров могут служить дополнительным поисковым признаком. Другой особенностью, возможно, также имеющей поисковое значение, является наличие многократно пересекающихся прожилков аплитов или гранит-порфиров, нередко межминерализационных, что может быть следствием необычно низкой вязкости и высокой температуры внедряющейся магмы.

Характерно развитие дорудных, межминерализационных и пострудных даек кислого, среднего или основного состава, иногда повышенной щелочности. Основность жильных пород последовательно формирующихся даек меняется незакономерно и часто возрастает во времени. Вольфрамовое оруденение иногда следует после даек основных и субщелочных пород.

Становление рудоносных комплексов осуществлялось менее длительно, чем плутоногенных, в неспокойной тектонической обстановке. Так, магматические тела многофазного вулканоплутонического комплекса, с которым связано вольфрам-молибденовое оруденение месторождения

Тырныауз, по данным А. В. Пэка, З. Г. Акимидзе и ряда других исследователей, сформированы в последовательности: 1. биотитовые порфиroidные граниты I фазы Эльджуртинского массива; 2. лейкократовые гранитоиды штока Паук, окаймленные пироксен-плагноклазовыми скарнами с преимущественным молибдошеелитовым оруденением и пересеченные штокверком молибденито-кварцевых прожилков; 3. лейкократовые гранитоиды интрузивного тела Самолет, пересекающие оруденелые скарны; 4. биотитовые порфиroidные граниты II фазы внедрения Эльджуртинского массива, пересекаемые единичными молибденито-кварцевыми прожилками; 5. липариты, слагающие покровы. Главная часть вольфрамового оруденения сформировалась синхронно с одним из ранних поступлений магмы, тогда как молибденовое оруденение формировалось и позже.

Столь же сложны соотношения оруденения с магматическими породами на Джидинском молибдено-вольфрамовом месторождении и на ряде других (Повилайтис, 1957; Косалс, Дмитриева, 1971 и др.).

Аналогичные соотношения оруденения с интрузивными телами рудоносных комплексов отмечены в некоторых молибденовых месторождениях. Например, на Сорском месторождении возрастные соотношения магматических и рудных образований соответствуют, по данным В. И. Сотникова, схеме: магматическое тело — руда — магматическое тело — руда — магматическое тело — руда, причем каждому постмагматическому процессу соответствует комплекс калишпатизированных, альбитизированных, окварцованных и серицитизированных пород, отражающий кислотно-щелочную, дифференциацию. Звено пегматитов в этой схеме выпадает. По В. И. Сотникову, не исключена связь полиасцендентности с пульсационностью развития глубинного теплового потока.

Формирование кварцевых жил после даек меланократовых пород второго этапа, приуроченность их к трещинам скалывания, значительная протяженность по простиранию и на глубину, а также ряд особенностей минерального состава, рассмотренных ниже, — все это свидетельствует о поступлении рудоносных растворов с больших глубин, чем в вольфрамитовых месторождениях, связанных с плутоническими комплексами, и о парагенетическом характере связи оруденения с одновозрастными малыми интрузиями, локализованными в тех же тектонических структурах.

Предполагают, что вольфрамоворудные растворы отделялись не поздних этапах эволюции магматического очага с больших глубин, чем молибденоносные растворы ранних этапов постмагматического процесса. В других объектах вольфрамоворудные тела формировались раньше оловорудных или золоторудных. Закономерные набор металлов и последовательность формирования минерализации, а также возрастание масштабов вольфрамового оруденения при поступлении рудоносных растворов с больших глубин свидетельствуют, возможно, об определенной роли гравитационной дифференциации в вертикальных магматических колоннах.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Вулканические комплексы редко вольфрамоносны. Они располагаются вдоль граничных, а также сквозных глубинных разломов, секущих структуры разной степени консолидации. Они относятся к риолитодиабазовой, диабазовой, а также риолитовой формациям. Хотя с последней в Мексике связано и оловянное оруденение, ассоциация вольфрамового и оловянного оруденения редка. В отличие от оловянного оруденения, связанного всегда с кислыми комплексами, вольфрамовое — чаще ассоциировано с основными членами контрастно дифференцированных комплексов.

Различия раннегеосинклинальных и постгеосинклинальных рудосопряженных вулканических комплексов заключаются, как известно, в том, что первые возникают в субмаринной обстановке и представлены только основными членами, а вторые проявляются в наземных условиях и представлены резко контрастными продуктами дифференциации — базальтами, риолитами и др.

### О СОСТАВЕ РУДОСОПРЯЖЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Вольфрамовое оруденение может быть связано с магматическими комплексами одинакового структурного положения, но разного состава. По петрографическому и петрохимическому составу, а также по типу металлогенических провинций, которым они присущи, рудосопряженные plutонические комплексы подразделены нами на формации: гранодиоритовую (зирабулакский тип), нормальных биотитовых и двуслюдяных гранитов (калбинский тип), лейкократовых гранитов (акчатауский тип) и аляскитовых гранитов (юго-коневский тип)<sup>1</sup>. Вольфрамоносные комплексы каждой формации встречены в рудных провинциях разных типов, но гранодиоритовые характерны для южно-тяньшаньского типа провинций, биотитовых и двуслюдяных гранитов — для верхоянского типа, лейкократовых гранитов — для центрально-казахстанского типа, аляскитовых гранитов — для уральского типа. Состав вольфрамовых руд зависит как от типа металлогенической провинции, так и от состава рудоносного комплекса, поэтому выведение среднего состава пород вольфрамоносных комплексов имеет смысл отдельно для каждого типа провинций и для каждой магматической формации, а не в более широком плане, как это делали С.Д.Попов (1955) и ряд других исследователей. Еще целесообразнее было бы сопоставлять кривые изменения средних содержаний главных компонентов (вариационные ряды изменения составов пород рудоносных комплексов) в провинциях одного типа. Однако состав руд, ассоциированных с интрузивными комплексами

<sup>1</sup> По И. Н. Говорову (1964), каждой фации гранитоидов (биотитовых, лейкократовых, аляскитовых гранитов) соответствует рудная формация.

разного состава, в одном типе провинций, например в миогеосинклинальных провинциях верхоянского типа, не всегда сходен. Например, в Северной Боливии это породы более основного состава, чем гранитоиды Калбинского района.

Родоначальная магма вулканоплутонических комплексов, представленная нормальными и субщелочными гранитоидами, обычно имеет сиалическое происхождение. Определенную роль в рудообразовании играли плагиигранитные комплексы базальтоидного происхождения. Вулканические комплексы представлены средними, основными, реже кислыми породами риолито-диабазовой формации. Магматический источник последней, судя по контрастности составов комагматических пород, расположен вблизи границы сиалического и базальтового слоев земной коры.

Породы гранитоидных комплексов разных формаций принципиально различаются по: 1. набору и количественным соотношениям породообразующих и особенно акцессорных минералов (и примесей в них); 2. контрастности дифференциации (снижается от первой к последней формации); 3. времени проявления в ходе геотектонической эволюции подвижных областей (порядок перечисления магматических формаций соответствует их возрастным соотношениям); 4. температурным диапозонам и температурным интервалам формирования (в указанном ряду они последовательно снижаются от свыше 700°C до 400°C).

Магматические комплексы различаются и по характерным для них летучим компонентам. Подмеченная О. Д. Левицким разобщенность ореолов развития борной и фторной минерализации объясняется преимущественной приуроченностью бороносных комплексов (формация биотитовых и двуслюдяных гранитов) к провинциям верхоянского типа и фтороносных (формация лейкократовых и аляскитовых гранитов) — к провинциям центрально-казахстанского и уральского типов. В связи с плагиигранитной магмой из летучих компонентов накапливаются, преимущественно, углекислота и вода, а в связи с магмой калиевых гранитов, кроме того, фтор.

Намечается как бы скольжение места вольфрамового оруденения в ходе магматической эволюции. В одних провинциях вольфрамовое оруденение связано почти исключительно с ранними гранодиоритовыми комплексами, повышенная основность которых обычно имеет ассимиляционное происхождение, в других — только с более поздними гранитными.

В провинциях центрально-казахстанского типа граниты последовательных фаз рудоносного комплекса имеют сходный лейкократовый облик, сходный минеральный и химический состав, близкий к эвтектическому. В провинциях других типов главная фаза представлена гранитоидами более высокой основности, состав пород последовательных фаз различается, состав пород конечных фаз внедрения с которыми ассоциировано наиболее интенсивное оруденение, сходен и близок к гранитной эвтектике.

В провинциях уральского типа интрузивные тела рудосопреженных комплексов, будь то плутоны или штоки, цепочки малых интрузий

слагаются лейкократовыми гранитами аляскитового типа, не вмещающими ни пегматитовых тел, ни занорышей. Граниты рудоносных комплексов отличаются от среднего состава гранитов и аляскитов по Дэли пониженным содержанием железа, магния, кальция, титана и повышенным — щелочей, при обычном преобладании К над Na. Особенностью их минерального состава является, судя по данным З. Г. Комаровой (1971) для Среднего Урала и Л. М. Афанасьева для Западного Забайкалья, более кислый, чем обычно, состав плагиоклаза (альбит, реже олигоклаз). Породообразующие слюды представлены биотитом. Среди акцессорных минералов нет топаза и других минералов (кроме флюорита), содержащих летучие компоненты.

З. Г. Комарова (1971), основываясь на относительно низких содержаниях альбитовой составляющей в микроклине (9–16 мол.%), соотношении К и Na в калиевых полевых шпатах и плагиоклазах, почти полном отсутствии пертитов распада, высоких значениях 2V микроклинов, повышенной железистости биотита, пришла к выводу, что на Урале максимальные температуры кристаллизации (660–445°) характерны для биотитовых порфиридных гранитов I субфазы; граниты II субфазы, с которыми теснее всего ассоциировано оруденение, кристаллизовались при 455–330°С.

В районах, сложенных терригенными песчано-сланцевыми отложениями, вольфрамовое оруденение связано с теми же, что и оловянное, комплексами, породы которых возникли из магмы, ассимилировавшей алюмосиликатные породы, сходные с ней по составу. Такие комплексы формируются в несколько фаз и субфаз последовательно: гранодиориты и кварцевые диориты, иногда (в Боливии, по Investigaciones..., 1968) кварцевые сиениты или кварцевые монзониты (их фациальные разновидности — адаметлиты, тоналиты, щелочные граниты) — биотитовые или двуслюдяные<sup>1</sup> граниты — лейкократовые, аляскитовые, пегматоидные граниты. Повышенная основность пород ранних интрузивных фаз характерна для Боливии, Приморья, в отличие от других регионов Евразии, Африки, Австралии. Дайки представлены микрогранодиоритами, аплитами, иногда керсантитами и другими породами из группы лампрофиров. С ранними интрузивными фазами, более меланократовыми, связаны пегматиты и кварцевые жилы с оловянным оруденением кварцевой формации, с поздними, представленными наиболее кислыми дифференциатами, — вольфрамовое.

Согласно Я. Д. Готману и М. Г. Руб, породам олово-вольфрамоносных комплексов присущ ряд минералого-петрографических особенностей: 1) преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом; 2) небольшое (до 3–4%) содержание темноцветных минералов (био-

<sup>1</sup> Двуслюдяные граниты — это не мусковитизированные граниты, как утверждает М. Г. Руб (Константинов и др., 1969), а граниты (например, двуслюдяные граниты калбинского региона), в которых соотношения биотита и мусковита парагенетические.

тит); 3) кислый состав плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз, реже олигоклаз); 4) определенный набор акцессорных минералов – циркон, апатит, магнетит, касситерит, флюорит, турмалин, еще реже ортит, ксенотим, монацит, иногда, вследствие интенсивной ассимиляции песчано-глинистых толщ, андалузит, силлиманит, корунд и др.; 5) наличие порфиroidных структур; 6) широкое развитие процессов альбитизации, окварцевания и особенно грейзенизации.

В Центральной Чукотке, по данным В. С. Иванова, в ходе эволюции гранитоидов иультинского комплекса от более основных разностей к кислым активность калия снижалась, а натрия возрастала. Повышенная активность калия способствовала появлению ранних монцонитоидных разностей гранитоидов и резкопорфиroidных гранитов и гранодиоритов. Повышение химической активности натрия к концу эволюции магматического очага, наряду с ростом кремнекислотности магмы и снижением температуры кристаллизации (повышением химического потенциала воды), по предположению В. С. Иванова, являются одними из главных факторов тесной пространственной и генетической связи олово-вольфрамовых месторождений региона с молодыми гранитами и гранит-порфирами.

Как отмечает М. Г. Руб (Константинов и др., 1969), олово-вольфрамоносные граниты отличаются от средних типов пород по Р. А. Дэли и С. Р. Ноккольдсу повышенным содержанием кремнезема и окиси калия (содержание калия в породах Боливии превышает содержание натрия в 2,5–3 раза) и пониженным – окисей кальция, магния и железа, т. е. занимают промежуточное положение между средним типом гранитов по Дэли и аляскитом или приближаются к последнему.

В районах широкого распространения карбонатных толщ (Средняя Азия, Западные штаты США, Бразилия, Корея и др.) вольфрамоносными являются контаминированные интрузивы с контрастными магматическими дифференциатами. При контаминации магма обогащалась, по предположению Д. Я. Суражского, Х. М. Абдуллаева и др., не только кальцием, магнием, железом, но и другими рудными компонентами, а также летучими, и обеднялась кремнеземом и калием; последующая ее дифференциация приводила к появлению обогащенных кремнеземом и калием кислых и субщелочных пород поздних фаз. С такими комплексами связаны вольфрамоносные скарны.

Согласно М. Г. Руб, для образования рудоносных магматических комплексов необходимы богатство магматического расплава летучими компонентами (обогащение которыми происходит, по Х. М. Абдуллаеву, вследствие ассимиляции и гибридизма); наличие кристаллохимических факторов, препятствующих рассеиванию рудных элементов в других минералах и способствующих образованию самостоятельных минералов; благоприятная структурная обстановка и др.

Наиболее важное орудование приурочено к многофазным магматическим комплексам кислого состава. Рудоносные растворы отделялись от магмы неоднократно – после образования эффузивных, субвулканических и интрузивных пород различных фаз. Однако в основном рудонос-

ные растворы появились после образования самых кислых производных остаточного магматического очага, насыщенных летучими компонентами и рудными элементами, – лейкократовых гранитов.

Согласно В. С. Коптеву-Дворникову, для обособления в магме рудоносных растворов имела значения эманационная дифференциация. Однако, поскольку в миароловых гранитах минералы вольфрама встречаются неизмеримо реже минералов олова и молибдена, можно предположить меньшую роль процессов эманационной дифференциации в появлении первичных концентраций вольфрама, чем в случае двух других упомянутых металлов.

В формации лейкократовых гранитов можно выделить два геохимических типа, представленных: а) гранитами, в которых породообразующей слюдой является биотит, и б) гранитами, в которых породообразующая слюда является промежуточным членом изоморфной серии биотит – лепидолит.

Эти типы гранитов проявляются последовательно в провинциях центрально-казахстанского типа и занимают закономерное место в истории развития земной коры, различаясь по геотектонической и геолого-структурной позиции. Доказательства в пользу магматического происхождения натро-литиевых гранитов высказаны нами (Повилайтис, 1961<sub>2</sub>), О. Д. Левицким и др. (1963), Коваленко и др. (1971). Натро-литиевые граниты – конечный, реже – промежуточный продукт кристаллизации магмы стандартных гранитов. По минеральному составу и геохимическим особенностям, это – аналоги соответствующих пегматитов, но натро-литиевые пегматиты образуются в провинциях другого (верхоянского) типа и на больших глубинах. С натрий-литиевым геохи-

Таблица 3

Температура кристаллизации гранитов последовательных фаз внедрения рудоносных комплексов\*

Фаза внедрения гранитов	Тип металлогенической провинции		
	уральский (Комарова, 1970)	центрально-казахстанский (Петрей, 1972)	верхоянский (Clark, 1964)
Первая фаза	660 445	770 725** 730***	700±50
Вторая фаза	455 330	630 580** 530***	

\*Как геотермометры использовались полевые шпаты (соотношение К : Na, величина 2V), биотит (содержание скандия).

\*\*Минералы I генерации.

\*\*\*Минералы II генерации.

Таблица 4

Температуры кристаллизации породообразующих минералов в гранитах главного и дополнительных интрузивов массива Сарытау (составлена по данным Е.В. Негрей, 1972)

Минералы	Граниты интрузивной фазы		Граниты дополнительного интрузива		Жильные граниты I этапа
	первая генерация (70–80% объема породы)	вторая генерация (20–30% объема породы)	первая генерация	вторая генерация	
Полевые шпаты	770–760	730	630	530	500
Биотит	725	-	600–580		
Кварц	>573				

мическим типом гранитов связано вольфрам-оловянное оруденение, с калий-фтористым, при совместном нахождении в тех же регионах, существенно вольфрамовое.

В табл. 3 приведены данные, свидетельствующие о различии температур кристаллизации гранитов в провинциях разных типов. Сведения о температурах кристаллизации породообразующих минералов в гранитах последовательных фаз внедрения одного рудоносного магматического комплекса иллюстрируются табл. 4. Из этих данных видно, что в провинциях центрально-казахстанского типа температура образования гранитов интрузивной фазы и дополнительных интрузивов выше температуры образования гранитов вольфрамоносного интрузивного комплекса Урала.

Приведенные температуры согласуются с относительным временем кристаллизации минералов, установленным наблюдениями под микроскопом. Пониженные значения температур выделения биотитов обусловлены повышенным содержанием в магме элементов, снижающих температуру ее плавления, — лития и фтора. По составу и времени выделения эти слюды сходны со слюдами из негматитов (Повилайтис, Органова, 1963).

К аналогичным выводам об особенностях состава слюд из гранитов кукульбейского комплекса (Восточное Забайкалье) пришел В. Л. Литвинов.

Эффузивные и интрузивные образования вольфрамоносных вулканоплутонических комплексов комагматичны. Формирование комплексов начинается обычно с излияния эффузивов, затем возникают субвулканические и, наконец, плутонические тела.

## О РОЛИ МАГМАТИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Оценка роли магматизма в формировании оруденения различна. В. С. Коптев-Дворников и М. Г. Руб (1965), а также И. Г. Ганеев, П. Г. Недашковский признают металлогеническую специализацию магматических комплексов (комплексную на ряд элементов рудного комплекса и в частности на вольфрам) и влияние на нее степени контаминации и ассимиляции магмы. Различия состава гранитной магмы и наличие геохимических и металлогенических провинций М. Г. Руб (Константинов и др., 1969) объясняет особенностями состава субстрата, в котором зарождались очаги гранитной магмы, количеством и составом газовой фазы, влияющей на ход кристаллизации и способствующей накоплению рудных элементов в остаточном расплаве. Показателем рудоносности она считает неравномерное распределение и резкое увеличение содержания рудных и летучих компонентов в породах, соответствующих начальным и конечным интрузивным фазам, появление в них акцессорных минералов вольфрама.

По Г. Ф. Ивановой, значения геохимической дисперсии вольфрама обусловлены высокой аналитической ошибкой, они не могут свидетельствовать о различии в геохимических условиях становления массивов. Высокие содержания вольфрама в акцессорных минералах характерны не только для рудоносных, но и для нерудоносных гранитоидов, в последних сфен может содержать до 16 г/т вольфрама. Сравнение особенностей распределения вольфрама в породообразующих и акцессорных минералах биотитовых гранитов, мономинерального баланса, по личным данным и данным ряда других исследователей, привело Г. Ф. Иванову (1972) к выводу о значительном рассеянии вольфрама в процессе магматической кристаллизации. Более отчетливые тенденции к его концентрации проявляются в постмагматических процессах, иногда ассимиляционных.

По данным С. Д. Попова, Г. Ф. Ивановой, А. М. Гребенникова, показателем рудоносности является набор акцессорных минералов. Так, рудоносные массивы Восточного Забайкалья относятся, по данным Г. Ф. Ивановой, в большинстве случаев к ильменит-монацитовому типу, а нерудоносные — к сфен-ортитовому. А. М. Гребенников отмечает более широкий спектр акцессорных минералов в вольфрамоносных гранитоидах того же региона, относя их к ильменит-циркон-монацитовому с ксенотимом типу.

В Приморье (данные П. Г. Недашковского) региональные кларки вольфрама повышаются в мезозойских рудоносных гранитоидах. В Восточном Забайкалье (по А. М. Гребенникову), Калбинском районе (по данным А. Р. Бутко, Б. А. Дьячкова и др.) проявляется тенденция к накоплению вольфрама в гранитах конечных фаз интрузий и особенно в завершающих последние постмагматических образованиях.

Уайт, М. Штемпрок, Е. Е. Рожко и ряд других исследователей приписывают доминирующую роль в концентрации вольфрама структурному

фактору, предопределяющему единство путей миграции магмы и рудоносных растворов с больших глубин. Так, по Е.Е.Рожко, в Центральном Казахстане специализированы на вольфрам отдельные интрузивы, а не комплексы в целом, что противоречит представлениям о концентрации редких металлов в гранитоидах в связи с их глубинной специализацией.

По А. И. Захарченко, руды вольфрама в Казахстане возникли в нарушенных участках массивов за счет мобилизации металлов из специализированных гранитов. В Приполярном Урале, по Н. П. Юшкину, области мобилизации вольфрама из гранитоидов фиксируются вольфрамометрической съемкой в виде негативных аномалий. Вольфрам, по представлениям Н. П. Юшкина, был мобилизован из доордовикских комплексов гидротермальными растворами в герцинский тектоно-магматический этап, в который образовались месторождения. В процессе образования рудоносных зон в гранодиоритах Синегорского массива (Приморье) источником вольфрама явился плагиоклаз гранодиоритов (Левашев, Недашковский, 1971).

По представлениям Г. Ф. Ивановой (1972), наоборот, для вольфрама, не имеющего минералов-концентраторов в биотитовых гранитах, процессы его последующего перераспределения не могли иметь большого значения; накопление вольфрама в процессе грейзенизации, вероятно, практически целиком обусловлено его привнесом.

Л. В. Таусон отмечает, что "металлогенической специализации магм, в старом понимании этого слова, предусматривающей резкое обогащение материнской интрузии тем рудным элементом, месторождения которого с ней генетически связаны, не существует". Предлагается пользоваться термином "потенциальная рудоносность" магмы, отражающим благоприятные тектоническую обстановку, глубину становления интрузивов, концентрацию и соотношения летучих ( $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $HCl$ ,  $B$ ,  $HF$ ) и поведение их в процессе кристаллизации и дифференциации гранитной магмы.

Я. А. Косалс, основываясь на результатах работ ряда исследователей о принципиальной возможности отделения летучих компонентов, а следовательно, и рудного вещества не только при понижении температуры, но и при понижении давления, пришел к выводу о резком увеличении объемов отделяющихся летучих и рудных компонентов при кристаллизации магм в неспокойной тектонической обстановке. В этих условиях рудное вещество, по представлениям Я. А. Косалса, не только экстрагируется из уже закристаллизовавшихся пород, но и отделяется, вместе с летучими компонентами, непосредственно от расплавов каждой фазы многофазных интрузивных комплексов. Среднее содержание вольфрама в гранитоидах среднего состава ниже (1,9 г/т), чем в кислых (2,4 г/т) (табл. 5). Эти значения близки к кларку вольфрама в песчано-глинистых породах —  $2 \cdot 10^{-4}$  и значительно выше, чем в базальтах ( $1 \cdot 10^{-4}$ ).

В.Ф.Барабанов (1971), приводя аналогичные данные, обращает внимание на то, что содержание вольфрама в стандартном граните G-1 из Westerly, Rhode Island, США, принятом за геохимический эталон, составляет лишь 0,375 г/т. В стандартном диабазе W-1 из Centerville, Вирджиния,

Таблица 5

Содержание вольфрама в гранитах (в г/т) \*

Образец (в скобках — число образцов)	Содержание	Ссылка
Гранитные породы, среднее	2,0	Turekian, Wedepohl, 1961
То же	1,5	Виноградов, 1962
Граниты СССР, среднее (8)	2,4	Виноградов и др., 1958
Граниты Северного Кавказа	1,7—2,2	Студеникова и др., 1960
Граниты биотитовые Горного Алтая	2,0	Сотников, Изюмова, 1965
Граниты биотитовые Восточного Забайкалья (115)	1,0—2,95	Иванова, 1967
Граниты Северной Америки, среднее (34)	1,6	Sandell, 1946
Граниты Африки (9)	1,3	То же
Граниты Уганды, Африка (52)	1,4	Jeffery, 1959
Граниты Японии (63)	2,0	Kuroda, 1956
Сложносмешанная проба гранита, Япония	0,66	Hamaguchi, 1962
Граниты Индии (147)	3,7	Decate, 1966

\*Таблица заимствована из работы Г. Ф. Ивановой (1972).

ния, США, содержание вольфрама, по данным Геологической службы США, составляет 0,495 г/т, а по А. Amiruddin и W. D. Ehmann 0,265 г/т. Содержание вольфрама в обсидианах, по данным двух последних исследователей, колебалось от 0,83 (риолитовое стекло из Аризоны) до 1,60 г/т (образец из Big Glass Mountain). Еще более высокое (1,67 г/т) содержание вольфрама в стеклообразной массе с западного побережья Тасмании, которая, как полагают, образовалась в результате удара метеорита.

Согласно приведенным выше представлениям о первичной металлогенической специализации интрузивных комплексов на вольфрам, породы рудоносных комплексов содержат вольфрам в повышенных против кларка количествах. Л. В. Таусон, Г. Ф. Иванова, В. Л. Барсуков, В. В. Ляхович и др., основываясь на химико-аналитических данных по гранитоидам других регионов, отрицают возможность проявления подобной специализации. В. И. Коваленко и др. (1971) различают на территории МНР вольфрамоносные гранитоиды: литий-фтористые и "стандартного" геохимического типа (с кларковыми содержаниями редких элементов). С теми и другими гранитоидами генетически связаны месторождения вольфрама.

Приведем конкретные сведения. Содержание вольфрама в гранитах акчатауского комплекса I, II и III фаз соответственно 10,3; 17,6 г/т и следы; в дайках II серии — следы. В дорудных блоковых пегматитах 20 г/т; в образованиях рудной стадии: в минерализованных пегматитах и пегматоидных прожилках начальных этапов 48 г/т, в калишпатовых и калишпато-кварцевых жилах и прожилках главного этапа 40 г/т, в поздних калишпатовых прожилках и просечках заключительных этапов — 100 г/т (данные Г. Н. Щербы и др.). По данным И. Г. Ганесва,

содержания вольфрама в гранитах массива Кара-Оба намного превосходят кларковые значения (в %): в среднезернистом порфиroidном - 0,0082 (с удалением от поверхности содержание вольфрама уменьшается: на глубине 150 м - 0,0038, а на глубине 450 м - 0,0037), в среднезернистом равномернозернистом, подвергшемся альбитизации - 0,020; в мелкозернистом с порфиroidной структурой - 0,003; в мелкозернистом (жильном) с порфиroidной структурой - 0,002, в таком же граните без порфиroidной структуры - 0,012; в аплите - 0,002. Таким образом, содержания вольфрама в гранитах этого массива превышают кларковые значения для подобных пород в 5-10 раз, а в пределах одной разновидности гранитов в апикальной части массива - в 15 раз.

В гранитах массива Куу (Центральный Казахстан) немного акцессорного вольфрамита встречено, по данным В. В. Ляховича, лишь в аплитах III генерации (послерудных). По нашим данным, в том же массиве содержание вольфрама в биотитах из гранитов крупнозернистых - 0,021, из среднезернистых - 0,012, из гранит-порфиров - 0,01% (аналитик - Т. М. Митюшина).

В гранитоидных комплексах Главного Кавказского хребта (габбродиоритах, диоритах, кварцевых гранодиоритах, плагиогранитах, микроклиновых диоритах и двуслюдяных гранитах), по данным З. В. Студениковой, содержание вольфрама 1,6-1,8 г/т, а в аляскитовых гранитах - 2,2-2,7 г/т (Студеникова, Иванова, 1971). По данным В. В. Ляховича, среднее содержание вольфрама в эльджуртинских гранитах 1,7 г/т, в биотите из этих гранитов 1,87 г/т, в кварце из той же породы 1,2 г/т.

Наиболее вероятное значение содержания вольфрама в гранитоидах Восточного Забайкалья (вольфрамоносных и невольфрамоносных комплексов), изученных Г. Ф. Ивановой, находится за пределом чувствительности метода - обычно менее 2 г/т и варьирует от 1,00 до 2,95 г/т. Среднее содержание вольфрама (1,40 и 1,55 г/т) в биотитовых гранитах двух рудоносных массивов соответствует кларку для кислых пород; верхнее значение для гранодиоритов составляет 3,3 г/т, а для двуслюдяных и мусковитовых гранитов - 8,5 г/т. По Г. Ф. Ивановой, характернейшие черты в поведении вольфрама - относительно монотонное содержание в гранитах различных регионов и связь повышенных концентраций с зонами наложенного изменения пород, особенно ранней грейзенизации.

В. Л. Барсуков отмечает сходное содержание (1,2 г/т) в гранитоидах Мяо-Чана, хотя в районе известны лишь незначительные рудопроявления вольфрама. Содержание вольфрама в гранитах Горного Алтая, резко различных по рудоносности, обычно не превышает 2 г/т (данные Сотникова, Изюмовой). В Калба-Нарымском районе, по данным Б. А. Дьячкова (1971), в порфиroidных биотитовых гранитах первой фазы калбинского комплекса, не сопровождающихся рудопроявлениями вольфрама, примесь последнего фиксируется в минералах ранней щелочной стадии кристаллизации - ильмените (2700 г/т), апатите и цирконе (1000 г/т), биотите и полевом шпате (до 23-30 г/т), а позднее, в кислотную стадию - турмалине (3000 г/т) и мусковите (100 г/т).

Среднее содержание вольфрама в невольфрамоносных гранитоидах Дальнего Востока, по данным Г. Б. Левашева и П. Г. Недашковского (1971), 1,8 г/т; элемент накапливается в апикальных частях интрузивов (до 4,2 г/т) и в гранитоидах дополнительных интрузивных фаз (до 2,7–3,1 г/т), рассчитаны средневзвешенные (кларковые) содержания вольфрама в гранитоидах четырех структурных зон Дальнего Востока. Их значения повышаются в этих зонах от ранних к поздним возрастным группам гранитоидов, и лишь в Становой области самое высокое содержание элемента характерно для древних гранитов. Региональные кларки вольфрама в гранитах Буреинского массива и Становой области равны кларку элемента в кислых породах земной коры, определенному А. П. Виноградовым, а в гранитах Ханкайского массива и Сихотэ-Алиня превышают земной кларк в полтора раза.

Г. Б. Левашев и И. Н. Говоров с сотрудниками, изучив распределение вольфрама в позднемезозойских гранитоидах и офиолитовых комплексах Сихотэ-Алиня, пришли к выводу о внесиалическом источнике вольфрама золото-шеелит-сульфидного оруденения. По их данным, решающим условием поступления вольфрама в селективные и селективно-палингенные магматические очаги и необходимым фактором его концентрации в гидротермально-сульфидном остатке является обилие "интрателлурического" калия: оруденение парагенетически связано с высококалиевыми (монцонитоидными) магмами. Палингенные, метаморфогенные и мобилизационные (из гранитоидов) варианты концентрации вольфрама для Приморья, по их мнению, малопродуктивны.

Повышенные равномерные содержания молибдена и вольфрама в стекле (липариты Тырнауза, онгониты Монголии) – признак связи оруденения с интрузивными комплексами, однако форма, в которой вольфрам присутствует в этих породах, неясна. Лучше изучены в этом отношении полнокристаллические породы.

П. Г. Недашковским с сотрудниками и Г. Ф. Ивановой приводятся содержания вольфрама в породообразующих минералах биотитовых гранитов рудоносных и нерудоносных комплексов Восточного Забайкалья и Дальнего Востока. По П. Г. Недашковскому, вольфрам содержится в плагиоклазе (30–50%), калишпате (5–20%), биотите (10–20%), кварце (до 10%) и роговой обманке (до 5%). В рудоносных комплексах вольфрам накапливается, в основном, в акцессорных вольфрамите, зейригите и шеелите, повышены концентрации вольфрама в мусковите и гранате.

В ряде случаев вольфрам концентрировался в магматическую стадию. К магматическому генетическому типу относится уникальное месторождение Монмэн во Франции. Об условиях образования его руд можно судить по результатам проведенного нами изучения ритмично-зональных гранитоидных тел других регионов. Это специфическое зональное строение возникает при резком переохлаждении магмы на малых глубинах. При формировании зон ориентированного роста, включающих вольфрамит или молибденит, в магме происходили не только кристаллизация, но и своеобразные пластические деформации. Ряд признаков

отражают разные стадии деформации смятия при конвекционном течении магмы, разную степень консолидации вещества породы в предкристаллизационном пластическом состоянии вблизи температуры кристаллизации (Повилайтис, 1972). Это — полусферическая форма внутренней, удаленной от контактов интрузивного тела, поверхности фестончатых выступов зон гранитов и аплитов, вызванная поверхностным натяжением (результат проявления своеобразных пластических деформаций), расплющивание этих зон, дробление самых тонких кварцевых зон, поворот и растаскивание их обломков, особенно в сильно выступающих внутри интрузивного тела участках при отсутствии подобного дробления в соседних зонах, обтекание зернами порообразующего кварца головок крупных кристаллов, выступающих из предшествующей зоны ориентированного роста. Признаком сингенетичной пластической деформации зон является складкообразная форма отдельных участков и несогласная ориентировка осевых плоскостей "складчатости" в соседних зонах породы. Встречаются и пластически деформированные полусферические сегменты сферолитов кварца (очень редки).

Изучая морфологию и размеры сферических и полусферических образований, радиус их кривизны, масштабы и степень пластической деформации, распределение деформированных участков и фестонов той или иной величины, шаг ритма и вертикальный интервал проявления зональности, можно рассчитать относительную вязкость магмы и скорость ее кристаллизации. Выпояживание зон и уменьшение амплитуды изгибов на глубине обязано возрастанию температуры и уменьшению вязкости магмы по направлению вниз.

В месторождении Монмэн, находящемся в Центрально-Французском массиве ранней консолидации, оруденение возникло при тектоно-магматической активизации, сопряженной с инверсией в герцинской геосинклинали, окружающей массив. Многочисленные рудные тела представлены ритмично-зональными дайками аплитов (Evrard, 1950). Дайки залегают в слюдяных сланцах и гранитах, местами пересекая их контакт. Простирание даек меридиональное, падение в гранитах крутое, в сланцах — согласное. В дайках, залегающих в сланцах, вольфрамит слагает параллельные контактам зоны, ассоциирован с кварцем и аплитом, содержащим ортоклаз, альбит (№ 2—3) и немного мусковита. В более мощных зонах заметны три подзоны. В подзоне, соответствующей началу кристаллизации, иголки вольфрамита радиально расходятся из различных центров в секторе около  $180^\circ$ ; увеличиваясь в количестве и по величине, они сливаются, вольфрамит постепенно начинает преобладать над кварцево-полевошпатовой массой. Во второй подзоне, соответствующей массовой кристаллизации вольфрамита, радиально-лучистая структура менее четкая; в третьей подзоне вольфрамит распределен только в кварце — в виде довольно крупных таблитчатых кристаллов и микроскопических округлых зерен.

Количества кварца и альбита в зоне, предшествующей вольфрамитовой по времени образования и находящейся ближе к контакту дайки, почти равны. В прослойках жильной массы, разобцающих зоны вольф-

рамита, а также в подзоне с игольчатыми кристаллами вольфрамита, преобладает кварц. В самой дальней от контакта дайки подзоне жильная масса слагается альбитом, а еще далее с ним ассоциирует кварц; в зонах, богатых этими двумя минералами, рассеяны зерна топаза. В контактах даек перпендикулярно им отложились кристаллы (3 x 1 мм) ортоклаза с пламеневидными пертитовыми вростками, между этими кристаллами наблюдаются редкие зерна кварца. В аплитовой массе величина зерен изменяется: в зонах, где кварц и полевые шпаты предшествовали или сопровождали кристаллизацию вольфрамита, зерна мельче, чем в следующих зонах. Величина зерен кварца, полевых шпатов и вольфрамита изменяется сопряженно. Некоторые таблитчатые кристаллики вольфрамита разбиты трещинами, обломки их повернуты один относительно другого и сцементированы плаггиоклазом и кварцем, они возникли прежде завершения кристаллизации вмещающей их среды. Зональные дайки пересекаются повторными дайками различного состава, а изредка — жилками кварца и топаза или флюорита.

П. Эврар считает, что дайки образовались путем фракционной ритмичной кристаллизации последовательных инъекций остаточных магматических расплавов-растворов, содержащих минерализаторы; вольфрамит и породообразующие минералы жильной массы кристаллизовались одновременно. На основании вытянутости кристаллов альбита вдоль плоскостей двойникования и мелкозернистого облика кварц-альбитовой массы П. Эврар приходит к выводу о быстром охлаждении, а увеличение величины зерен по мере кристаллизации связывает с уменьшением скорости кристаллизации при периодическом снижении степени пересыщения растворов.

Сходные по морфологии, условиям залегания и ритмично-зональному строению гранитные тела, но не содержащие вольфрамита, изучены нами (Повилайтис, 1961<sub>2</sub>) в Центральном Казахстане. Мы сомневаемся относительно возможности возникновения ритмично-зональных текстур гранитов вследствие многократных инъекций (этому противоречит отсутствие подводящих каналов и следов течения магмы). Ритмичная зональность обусловлена особым ходом кристаллизации богатой летучими и редкими элементами магмы в замкнутых магматических камерах. Формирование гранитных тел с ритмично-зональным строением, вероятно, происходило путем периодического отложения от контактов к осевым частям зон породы и зон ориентированного роста кристаллов в результате ритмичной, частью фракционной кристаллизации.

Итак, вольфрамовое оруденение пространственно, структурно и по времени образования сопряжено с магматическими комплексами малых (0,5–4,0 км) глубин. Последние по структурным условиям становления, форме и условиям залегания интрузивных тел подразделены на плутонические (гипабиссальные и близповерхностные, имеющие черты субвулканических образований), вулканоплутонические и вулканические. Интрузивные тела вулканических комплексов не всегда являются корнями наземных вулканических построек: их очаги всегда сообщались с поверхностью, но их магматический источник находился глубже, чем в случае плу-

тонических и вулканоплутонических комплексов. Об этом, как и о слабом проявлении гибридности в верхних горизонтах земной коры, можно судить по однородности состава пород на больших площадях.

Связь оруденения, даже плутоногенного, с магмой сложная. Первичные концентрации вольфрама могли создаваться в магме во время ее подъема (повышенные содержания вольфрама в некоторых липаритах и стекле кварцевых кератофилов (онгонитов), сформированных особенно близко к поверхности) или, судя по присутствию и характеру выделений вольфрамита в зонах ориентированного роста ритмично-зональных тел, во время кристаллизации магмы. Образование вулканоплутонического оруденения иногда раньше интрузивных тел рудосопряженного комплекса и локализация его ниже подошвы интрузивов (этмолитов) — эти факты свидетельствуют о единстве путей миграции рудоносных растворов и магм, возможно, с больших глубин. В пользу связи оруденения с магматизмом говорит появление промышленных концентраций вольфрама в момент внедрения больших объемов калиевых гранитов на определенном этапе геотектонической эволюции, во время воздыманий земной коры.

Вольфрамоносные комплексы приурочены к воздымающимся геотектоническим структурам. Калиевые магмы приурочены к поднятиям, натриевые — к прогибам.

Не исключается и возможность последующей мобилизации рудного вещества из пород.

Для проявления потенциальной рудоносности магмы необходимо ее перемещение из очагов зарождения в верхние структурные этажи земной коры, образование на малых глубинах промежуточных очагов калиевых магм, беспокойная тектоническая обстановка кристаллизации последних, вызывающая резкое изменение физических параметров — температуры и давления, неравновесность процесса кристаллизации, изменение содержания летучих компонентов.

Типы рудолокализирующих структур, ассоциированных в пространстве и по времени образования с гранитоидными плутонами, в существенной мере обусловлены условиями внедрения и охлаждения магматических масс, что позволяет называть эти магматические комплексы рудоконтролирующими и рудоконцентрирующими. Такова же роль интрузивов вулканоплутонических комплексов на ранней стадии их становления, на поздней стадии они являются уже лишь рудосопряженными. Наконец, вулканические комплексы являются лишь рудосопряженными, их размещение контролируется теми же структурами, которые определяют места локализации оруденения.

Вопросы металлогенической специализации магм и источников рудного вещества должны решаться в первую очередь на стандартных рудных объектах, ассоциированных с плутоническими комплексами. Вулканоплутонические, а тем более вулканические, комплексы для решения подобных задач менее пригодны вследствие привноса рудного вещества по тем же локальным путям миграции, по которым поступала в верхние горизонты земной коры магма.

Изменение состава пород plutонических комплексов во времени обычно гомодромное: состав магм эволюционирует от основного к кислому. Вольфрамовое оруденение проявляется на разных стадиях эволюции состава магм. Оно может быть ассоциировано с гранодиоритовыми комплексами или с гранитными, развивающимися последовательно от биотитовых к лейкократовым и затем к аляскитовым. В каждой вольфрамоворудной провинции рассматриваемое оруденение сопряжено в пространстве, структурно и по времени образования, в основном, с магматическим комплексом определенного состава. Состав магматического комплекса закономерно меняется от одного типа провинций к другому. В провинциях южно-тяньшаньского типа вольфрамоносны обычно гранодиоритовые комплексы, в провинциях верхоянского типа — комплексы биотитов и двуслюдяных гранитов; в провинциях центрально-казахстанского типа — лейкократовые граниты, иногда литий-фтористого геохимического типов, в провинциях уральского типа — аляскиты. Соответственно составу пород рудосопряженного комплекса различается и состав руд.

Состав пород вулcano-плутонических комплексов в целом соответствует таковому плутонических. В большинстве случаев это — калиевые гранитоиды, иногда субщелочные, или гранитоиды повышенной основности.

Гранитоидов литий-фтористого типа нет ни в вулcano-плутонических, ни, тем более, в вулканических комплексах, они характерны лишь для плутонических комплексов центрально-казахстанского типа провинций. Среди вулканических комплексов нет лампрофиров, которые встречаются в плутонических и вулcano-плутонических комплексах.

**РАЗЛИЧИЯ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ,  
АССОЦИИРОВАННОГО С МАГМАТИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ,  
СФОРМИРОВАННЫМИ В РАЗНЫХ СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЯХ**

Месторождения, ассоциированные с магматическими комплексами, различающимися по структурным условиям становления, разнятся по закономерностям локализации, условиям формирования, структурно-морфологическим и минеральным типам. Рассмотрим особенности месторождений, ассоциированных с плутоническими, вулканоплутоническими и вулканическими комплексами последовательно.

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ, АССОЦИИРОВАННЫЕ С МАССИВАМИ  
ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

Большинство месторождений вольфрама (в том числе крупных) попадают в эту группу. Оруденение формировалось, в основном, на фоне медленного воздымания земной коры в инверсионную стадию развития или в начале тектоно-магматической активизации, в условиях слабой дифференциации скорости вертикальных движений блоков земной коры и развития в последних тангенциальных нарушений.

Во многих провинциях месторождения сосредоточены в рудных поясах, согласных с простираем вмещающих структурно-формационных зон. Интенсивность оруденения в рудных поясах (Китай, Урал, Центральный Казахстан) возрастает в местах резко несогласного наложения складчатых структур геосинклинального структурного этажа на структуры фундамента.

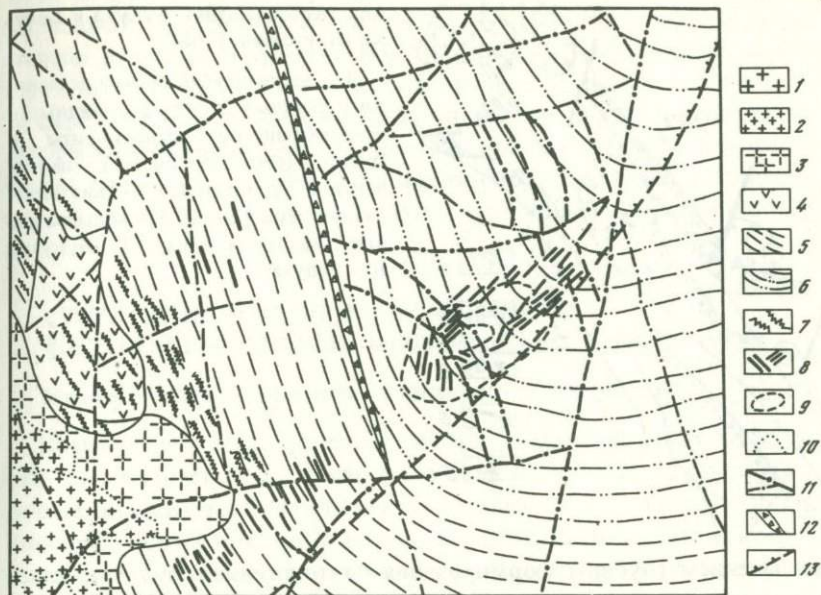
Обычно рудным поясам присуща однородная минерализация или направленное ее изменение — продольная зональность. На фоне этой зональности выявляются блоки с минерализацией, не соответствующей общей тенденции изменения характера оруденения в рудном поясе. Это связано со спецификой развития блоков — иным составом вольфрамоносного интрузивного комплекса (например, в районе Кара-Тюбе в Средней Азии лейкократовых гранитов, а не гранодиоритов, как в других частях рудного пояса), неоднородностью состава литологических толщ (Чакыл-Калян в том же регионе) или разной степенью тектонической подготовки земной коры ко времени рудоотложения (в ряде регионов

Армориканского массива). В складчатых системах, имеющих изометричные очертания (Центральный Казахстан) проявляется миграционная рудная зональность, поперечная к простиранию структурно-формационных зон.

Пояса вольфрамитовых месторождений прослеживаются, в основном, во внутренних массивах ранней консолидации, вдоль интрагеоантиклиналей, кварцево-шеелитовые — в грабен-синклиналях (и их бортах), расположенных в пределах этих поднятий, и в синклиниях, а скарновые шеелитовые — на склонах поднятий, в синклиниях и во внутрисинклинорных приподнятых блоках.

Как это отмечалось Д. В. Рундквистом, В. К. Денисенко, Е. П. Малиновским, Г. М. Мейтувом, нами (Повилайтис, 1971<sub>2</sub>) и другими исследователями, месторождения сформированы, в основном, во внутренних частях поднятий, в межразломных блоках, а иногда — в оперяющих региональные разломы трещинах. Малосульфидные месторождения локализованы обычно в местах изгибов складчатых структур в горизонтальной (фиг. 20) или вертикальной плоскости или в местах изменения характера складчатости, то есть в местах, где границы блоков выражаются, в основном, в пликативных деформациях складчатых толщ. Руды месторождений, сформированных в зонах продольных и поперечных граничных разломов, обогащены сульфидами железа, меди, цинка. Месторождения с обильными сульфидами не только перечисленных металлов, но и свинца, находятся в зонах крутопадающих поперечных или секущих глубинных разломов (фиг. 21). Эти месторождения формируются значительно позже малосульфидных, в локальных участках усиления вертикальных движений по крутопадающим разломам (та же закономерность прослеживается и при рассмотрении условий развития отдельных рудных полей).

Рудные тела разнообразны по морфологии. Это — зоны измененных пород с вкрапленностью вольфрамита или шеелита, существенно кварцевые жилы в трещинах отрыва и скола, системы закономерно ориентированных прожилков, редко сфероидальные или трубчатые тела. Вольфрамитовые руды залегают в апикальных частях и куполовидных выступах, возвышающихся над поверхностью гранитных массивов на 100—200 м, а иногда и больше, или в надинтрузивных зонах, что еще более характерно для шеелитовых жильных и штокверковых руд, а шеелитовое оруденение в скарнах приурочено к логообразным понижениям контактовой поверхности интрузивов гранодиоритового состава, а также к поверхностям напластования алюмосиликатных и карбонатных пород в надинтрузивных зонах. Рудные тела могут располагаться согласно с контактами плутонов или являться секущими. Вертикальный диапазон распространения оруденения колеблется, особенно у рудных тел, приуроченных к трещинам отрыва. Обычно он составляет 200—300 м, у более крупных



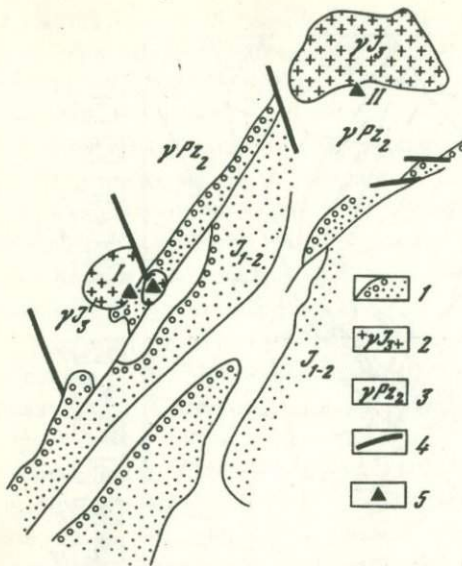
Фиг. 20. Геолого-структурная позиция месторождения Иультин (А. Ф. Грачев)

Граниты Иультинского массива: 1 – граниты I фазы; 2 – граниты III фазы; 3 – граниты IV фазы; 4 – субпластовые тела амфиболитов; 5 – простираение плоскостей послыного кливажа в отложениях иультинской свиты; 6 – простираение плоскостей послыного кливажа в отложениях амгуэмской свиты; 7 – пояс даек кислого состава; 8 – кварцевые жилы с вольфрамитом; 9 – стратоизогипсы кровли подземного штока гранитов IV фазы Иультинского массива; 10 – границы фаз Иультинского гранитного массива; 11 – тектонические нарушения; 12 – зоны дробления; 13 – предполагаемый глубинный разлом, устанавливаемый геофизическими работами

объектов – около 400 м, а иногда 1000 м (Корнуолл, Циновец, Чохья), 600 м (Панашкейра) или снижается до десятков метров.

Глубина отложения руд от 600 м до 3500 м или более (редко). В провинциях верхоянского типа она наибольшая – 2500–3500 м, в провинциях центрально-казахстанского типа – наименьшая, местами снижается до 700 м. Некоторые различия состава руд, расположенных в провинциях одного типа и ассоциированных со сходными по составу plutonicкими комплексами, обусловлены неодинаковой глубиной становления последних. В частности, на уральских месторождениях вольфрама глубинность гранитоидов, по А. И. Грабежеву и П. В. Покровскому, влияет на щелочность постмагматических растворов и на концентрацию тантала и ниобия в метасоматитах. В провинциях верхоянского типа

Фиг. 21. Геолого-структурная позиция месторождений Букука и Белуха (Дружинин, 1968)



1 – ниже-среднеюрские песчаники и сланцы; 2 – порфирировидные и среднезернистые гранодиориты и граниты (верхнеюрские); 3 – палеозойские гранитоиды; 4 – дизъюнктивные нарушения; 5 – вольфрамовые месторождения: I – Букука, II – Белуха

с уменьшением глубины формирования плутогенных руд возрастает соотношение олово:вольфрам. То же соотношение в провинциях центрально-казахстанского типа часто возрастает при смене стандартного геохимического типа гранитов литий-фтористым. Если ранние фазы плутонов представлены гранитоидами повышенной основности или плагиогранитами, то в них формируется, в основном, шеелитовое оруденение, а если биотитовыми или лейкократовыми гранитами, – вольфрамитовое. На количественное соотношение и последовательность выделения вольфрамов кальция и железо-марганцевых влияет и состав вмещающих пород. Эти закономерности отмечались Н. А. Смольяниновым, Г. П. Воларовичем, В. Ф. Барабановым, О. В. Брызгалиным, нами и другими исследователями.

В вольфрамитовых и шеелитовых (жильных и скарновых) месторождениях проявляется сходная тенденция развития минерализации: 1) наиболее интенсивное изменение вмещающих пород, несколько опережающее рудоотложение; 2) кварцево-вольфрамитная стадия (вольфраматы могут сопутствовать, находясь с ними в разных количественных соотношениях, минералы, характерные для рудного комплекса данного региона, чаще всего – касситерит, молибденит, акцессорный берилл и др.); 3) стадия сульфидов меди, цинка, свинца; 4) карбонатная стадия. Эта тенденция проявляется тем ярче, чем сложнее структурные условия формирования руд. Чаще всего вольфраматы входят в единственную продуктивную ассоциацию минералов, но в условиях большей открытости системы рудоотложения, в зонах повышенной проницаемости для растворов, могут появляться и в более поздних ассоциациях.

Рассмотрим структурно-морфологические типы рудных тел в порядке последовательности возникновения, усложнения, а также возрастания степени открытости рудовмещающих структур, акцентируя также внимание на типах металлогенических провинций, формационной принадлежности, акцессорно-геохимических типах пород рудосопреженных магматических комплексов. Вначале рассмотрим структурно-морфологические типы вольфрамитового и шеелитового оруденения, локализованного в алюмосиликатной среде, затем — скарнового шеелитового оруденения.

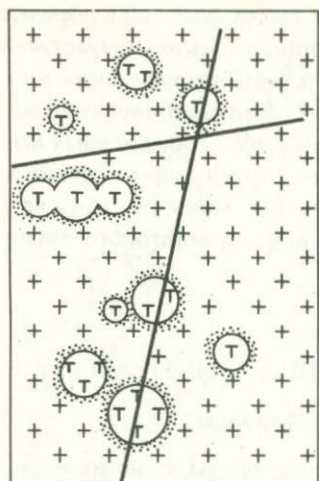
## СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЖИЛЬНО-ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА

### Изометричные рудные тела (рудные шары, сфероиды)

Практическое значение изометричных рудных тел мало, но их изучение способствует выяснению физико-механических свойств среды в ранние стадии постмагматического процесса. Распределены эти тела беспорядочно, но тяготеют к определенным, субпараллельным контактам плутонов изотермическим уровням в их апикальных частях. Их можно подразделить на два типа.

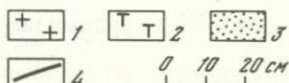
Одни из них — сфероидальные или неправильной формы изометричные крупнокристаллические полевошпато-кварцевые обособления с беспорядочной ориентировкой зерен, в которых гнезда вольфрамита могут достигать сотен килограммов и значительно превышать суммарный вес нерудных минералов. Так, в массиве лейкократовых гранитов литий-фтористого типа Бага-Газрын (Монголия), вмещающем вольфрам-оловянное грейзеновое месторождение, к пологим трещинам приурочены разобщенные изометричные вольфрамито-кварцевые гнезда поперечником в десятки сантиметров. Содержание вольфрамита, образующего крупнокристаллические скопления, в каждом гнезде высокое (Коваленко и др., 1971). Рудные гнезда разобщены с зонами грейзенов и более поздними рудными жилами, они приурочены к пологим трещинам — самым ранним в процессе остывания массива. Они являются незначительным источником вольфрамита, приуроченного, в основном, к зонам грейзенов и жил кварца.

В других объектах подобные образования сложены кварцем и шеелитом. Так, шеелитовое оруденение месторождения Кара-Камыс, находящегося в Бурунтавском поднятии, в отличие от других вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана, связано с более древним нижнедевонским интрузивным комплексом (по данным В. Б. Мещеряковой и Б. А. Сельцова, абс. возраст 380–400 млн. лет). Вмещающий его массив сложен биотитовыми гранитами, основность которых в эндоконтактах возрастает, а дополнительные интрузивы — лейкократовыми гранитами и аляскитами, реже — граносиенитами и плагиогранитами. Распространены дайки аплитов и мелкозернистых гранитов.



Фиг. 22. Сферические тела турмалино-кварцевого грейзена в крупнозернистых гранитах

1 — крупнозернистые граниты; 2 — турмалино-кварцевый грейзен (люксюллианит); 3 — альбитизированный гранит; 4 — турмалино-кварцевые прожилки



В апикальной части массива в узком интервале гипсометрических отметок беспорядочно распределены уплощенные в вертикальном направлении существенно кварцевые сфероидальные тела ("силекситы"), поперечник их от 0,5 м до десятков метров. В этих телах, особенно вблизи их контактов, концентрируются крупные идиоморфные кристаллы микроклина, а также апатит и молибдошеелит (кристаллы весом до 2 кг). Переходная между силекситами и вмещающими гранитами зона наполовину сложена крупнокристаллическим кварцем, в котором равномерно и беспорядочно распределены идиоморфные кристаллы полевых шпатов такой же величины, как в гранитах. Судя по морфологии, пространственным соотношениям и особенностям распределения этих тел в гранитах, рудовмещающие полости возникли в магме путем усадки.

Е. В. Негрей, изучавшая породы, слагающие массив, считает, что высокое содержание в них СаО, не характерное для гранитов близлежащих массивов, обусловлено глубинной ассимиляцией кислой магмы. С тем же процессом связано, по-видимому, повышенное содержание в рудах минералов кальция и выделение вольфрама в виде шеелита.

К другой группе относятся грейзеновые шары, несущие повышенные количества вольфрама. Они исключительно редки, в отличие от оловорудных. Обнаружены в Бушвельдском гранитном массиве в оловорудном поле Потгитерсрус (Strauss, 1954), ряде месторождений Малайи и нами в некоторых вольфраморудных полях Калбы. Такие шары сложены турмалино-кварцевой породой (люксюллианитом) и окружены зонами слабой альбитизации (фиг. 22). Унаследование этой породой структуры вмещающих гранитов свидетельствует о метасоматическом (в отличие от изометричных тел первой группы) их образовании. Шары, судя по их морфологии, характеру распределения и способу сочленения, возникли на месте, без протекания больших объемов растворов и существенного привноса вещества. Форма шаров выдерживается даже в

местах их соприкосновения и частичного слияния, что обусловлено, возможно, влиянием в момент их обособления силы поверхностного натяжения, характерной для фазовых границ в смесях пластичных сред разной плотности. В этом отношении они сходны с шарами и полусферическими сегментами, являющимися деталью ритмично-зональных даек аплитов, возникших в позднемагматическую стадию и расположенных параллельно контактам вмещающих даек.

Штраус считает, что шары отражают начальную ступень образования рудных трубок. Им отмечено неполное совмещение оловорудной трубки и шеелитсодержащего шара, что свидетельствует, по-видимому, о разновременности, либо о разной длительности их формирования.

#### Трубнообразные рудные тела

Рудные трубки характерны для ряда рудных комплексов Австралии и Африки, но для месторождений вольфрама менее типичны, чем для оловорудных, хотя в отдельных рудных полях исчисляются десятками и сотнями. Месторождения, в которых трубкообразные рудные тела вмещают главную массу руды, единичны. Они встречены в пределах наименее подвижных платформ – платформ Гондваны – и их обрамления и особенно многочисленны в герцинской пластовой горизонтальной залежи гранитов (Бушвельдский массив) необычно малой мощности (2,7 км). В отличие от трубок с оловянным и полиметаллическим оруденением, вольфраморудные возникают лишь в гранитах, раньше трещинных систем или в начале зарождения трещин отрыва, при отсутствии раздвигания их стенок. Среда, в которой они образуются, почти изотропна. Некоторые трещинные системы возникают при остывании плутонов в местах расположения трубок, а не определяют места их локализации. Другие – ограничивают трубки, придавая их поперечным сечениям форму многогранника. Можно наметить 2 типа рудных трубок – африканский и австралийский.

Африканские рудные трубки (расположены в Бушвельдском гранитном плутоне) сложены грейзенами, унаследовавшими структуру исходных пород. Они возникли, вероятно, при 500–600°C – температурах, при которых пористость гранитов могла быть повышенной (судя по экспериментам Ю. А. Долгова, до 5–6%).

Строение рудных трубок концентрическое. Самая ранняя и высокотемпературная минерализация приурочена к осевой части трубок (при метасоматическом их развитии на пересечении трещин) или к периферийной (при возникновении трубок вне трещин, путем первичной кристаллизации вещества или метасоматически).

Метасоматические трубки, заложенные раньше трещин, объединяются в системы, они несколько удалены от контактов плутона, плавно изогнуты и имеют множество ответвлений вверх. Их пологие нижние участки возникли раньше верхних крутопадающих (Strauss, 1954). В этих трубках вольфраматов меньше касситерита. Трубки, возникшие в момент заложения трещин, "ныряют" субпараллельно направлению по-

гружения контактовой поверхности плутона. Форма их прихотливая, с множеством коленчатых изгибов, с редкими ответвлениями.

Наиболее распространены вольфрамоворудные трубки в Австралии, в Тасманской герцинской складчатой системе. Они залегают в эндоконтактной зоне герцинского плутона, кровля которого представлена толщей слабо трещиноватых пород порфировой формации и сланцами ( $Pz_{2-3}$ ). Вольфрамоворудные трубчатые тела, в отличие от существенно оловорудных, залегают только в плутоне, не далее 250 м от его контакта, обычно вблизи террасоподобных перегибов или куполовидных осложнений контактовой поверхности, субпараллельно последней, лишь иногда отклоняясь. Угол падения трубок может меняться на коротких расстояниях согласно с изменением угла падения контакта (Blanchard, 1947). Вмещающие граниты порфиroidные средне- до грубозернистых, содержание кремнекислоты в них 70–85%. Даже при обилии пегматитовых даек и наличии кварцевых жил их переходов в трубчатые рудные тела не обнаружено.

Наиболее важные месторождения вольфрама Бэмфорд и Вольфрам разобщены расстоянием в 29 км. В первом продуктивны 69 трубчатых тел, во втором – 250. Диаметр большинства из них – не свыше 1,8 м (иногда 18,0 м), длина 3–180 м (обычно 15–90 м) в 1,6–6 раз превосходит ширину. Рудные тела выклиниваются на глубине 16–100 м. Форма их цилиндрическая до эллиптической, иногда сильно искривленной, узловой, часты папоротниковидные, пальцеобразные или шишковидные выступы, направленные вверх, реже – вниз. Большинство трубок выдержанные по условиям залегания, они локализованы вдоль крутых и пологих трещин отрыва (или линий их сопряжения) и возникли при зарождении последних. Искривлены эти трубки сильнее молибденоворудных, сечения их местами прямоугольные.

Строение вольфрамоносных трубок зональное: кварцевая осевая часть окаймлена узкой зоной мусковито-кварцевого грейзена. Вольфрамит – единственный рудный минерал либо ассоциирован с молибденитом и самородным висмутом. Количественное соотношение первого и двух других от 12:1 до 4:1. Рудные минералы распределены равномерно или в виде спорадических "столбов", имеющих, как и сами трубки, резкие границы, вес их около 10, реже – сотни тонн. Они слагают 1–20, редко 50% рудных столбов, а разобщающий их кварц 0,1–0,26 и более объема трубки. Рудные столбы сложены вольфрамитом и самородным висмутом, вокруг которых концентрируется молибденит, или тесно сросшимися всеми тремя минералами. Вес скоплений вольфрамита – до 363 кг. В крупных трубках объем руды больше. Рудные столбы находятся в верхних, донных или промежуточных частях рудных тел и не всегда соединены. Безрудная часть в несколько раз может превосходить по длине рудный столб.

Заполнение трубок массивное, без ксенолитов. Местами обильны беспорядочно распределенные цилиндрические и уплощенные полости (до 6х9х21 м), иногда занимающие сечение трубки на протяжении метров. Стенки их выстланы кристаллами кварца весом до 5,6 тонн, с гранями

ромбоздра на обоих концах, иногда глинками и серицитом, рудными минералами. Из сульфидов (составляют 2–3% руды) преобладают сфалерит, галенит, халькопирит, встречаются пирит, арсенопирит, пирротин, висмутин. В полостях сульфиды обильнее, чем вне их. Содержание вольфрамита, молибденита и самородного висмута на глубине сохраняется или снижается, а содержание сульфидов, как и количество полостей, возрастает. Изредка встречаются скудные хлорит, флюорит и шеллит.

В месторождении Бэмфорд, глубже вскрытом эрозией, трубки на нижних горизонтах разветвляются и становятся безрудными. В Вольфрам Кэмп имеются горизонтальные и вертикальные трещины контракции, вмещающие маломощные рудные жилы, по минеральному составу аналогичные трубкам (Li, Wang, 1947). Пологие жилы встречаются в самых верхних частях массива, вблизи пологих участков контакта. Там, где трубки располагаются особенно близко к контакту, между ними встречаются тела слюдяно-кварцевого грейзена с вольфрамовым, молибденовым или оловянным оруденением. В гранитах имеются изолированные рудные гнезда, вмещающие от килограммов до тонн вольфрамита. Среднее суммарное содержание молибденита, трехокси вольфрама и самородного висмута в этом месторождении 10%, максимальное – 30%. Оруденение выклинилось на глубине 15–30 м. Последовательность образования рудных тел: молибденоворудные – вольфрамоворудные – оловянные – обусловлена снижением температуры вмещающих пород.

При образовании австралийских рудных трубок, в отличие от африканских, вмещающая среда растворялась, вытеснялась или проплавлялась в пространстве, имеющем форму как бы восходящего "шнура". Их границы с гранитами резкие ("гладкие"), заполнение отличается по структуре от гранитов крупнокристаллическим сложением. Интенсивность грейзенизации прилегающих гранитов ослабевает с удалением от трубки. Эти трубки отличаются от окружающих пород не только составом и структурой минеральных агрегатов, но и обилием друзовых полостей, иногда на значительном протяжении занимающих весь их объем; ксенолиты и реликты пород в них отсутствуют, рудные минералы обособлены в виде гнезд. Выделения висмута, "прижатые" к нижней поверхности трубок, по форме напоминают "стекающий по желобу ручей" (Blanchard, 1947).

Интересно, что одна из трубок в Бушвельдском плутоне образована поздним гранитом. Ее поверхность осложнена шаровидным телом пегматита, ядро которого по минеральному составу сходно с близлежащими рудными трубками. Вероятно, здесь, как и в некоторых ритмично-зональных дайках гранитов (Повилайтис, 1961<sub>1,2</sub>), рудное вещество сконцентрировано еще в позднемагматическую стадию. Когда в нижних участках интрузивов возникали трубки в еще относительно пластичной среде, на верхних более охлажденных горизонтах плутонов анизотропия среды уже появлялась отчетливее: трубки по восстанию переходят в тела оруденелых грейзенов, залегающие в пологих нарушениях на некотором расстоянии под штокшейдерами. Такие тела грейзенов – следующий структурно-морфологический тип оруденения.

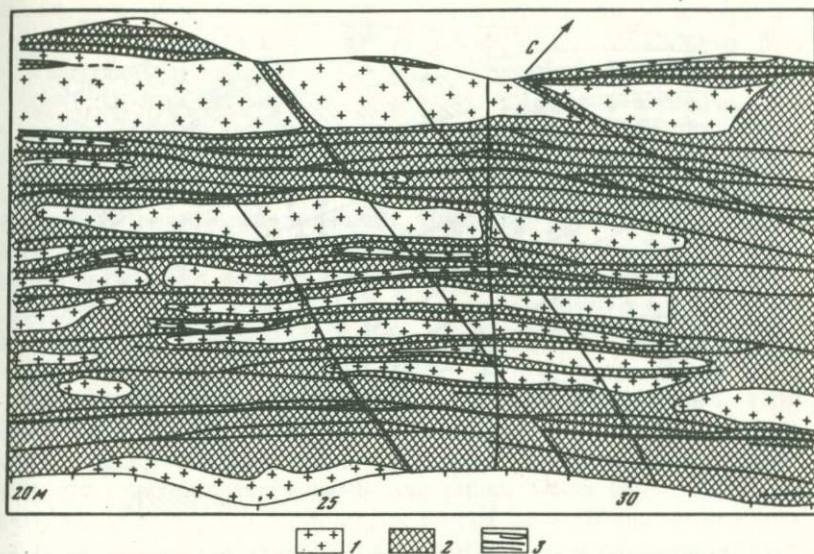
## Рудные тела, удлиненные в двух измерениях

Эти рудные тела можно подразделить на зоны измененных пород с вкрапленным оруденением и жилы, а в каждой группе выделить пологие и крутопадающие. Жилы, приуроченные к трещинам отрыва, ассоциируют как с оруденелыми зонами измененных пород, так и с рудными жилами, расположенными в трещинах скола, а две последние формы ассоциируют редко. Структурные условия формирования зон измененных пород и жил различны, поэтому приведем их характеристику раздельно.

### Полого- и крутопадающие зоны измененных пород с вкрапленным оруденением

Среди рудных тел этой группы наиболее распространены грейзеновые. Собственно грейзеновых месторождений вольфрама нет. Рудоносные грейзены всегда сопровождаются системами кварцевых прожилков и жил, но есть месторождения, в которых главная масса оруденения заключена в грейзенах. Обычно это вольфрам-оловянное оруденение, реже — молибдено-редкометалльно-вольфрамовое. Вольфрамоворудные зоны грейзенов приурочены, как и рудные трубки и сфероиды, исключительно к материнским плутонам и дайкам-апофизам, в отличие от рудных штокверков и жил, часто встречающихся и в породах кровли. Они возникли, по-видимому, при высоких температурах (450–380°C) и давлениях (1000–1500 атм), в условиях проявления пластических деформаций, а при переходе последних в дизъюнктивные, с появлением трещин отрыва, возникают жилы. Этим можно объяснить не только приуроченность зон грейзенизации к эндоконтактовым и околожилным зонам, но и независимость мощностей зон околожильной грейзенизации пород и жильного заполнения (фиг. 23), запаздывание образования последнего по отношению к грейзенам, инверсию последовательности кристаллизации минералов: в метасоматических породах минералы отлагаются в порядке возрастания их структурной плотности, а в трещинах — наоборот. Вероятно, породы кровли (за исключением карбонатных), хотя и приобретали иногда пластичность при внедрении магмы, но не достигали достаточной степени объемной проницаемости для грейзенизирующих растворов.

Наиболее ранними являются пологие рудные тела. Одно из месторождений этой группы — Циновец — находится в Чешском внутреннем массиве ранней консолидации. В рудном поле штоковидное тело гранитов и дайки гранит-порфиров рудногорского комплекса прорывают покров кварцевых порфиров. Вдоль контакта штока расположены пологие ритмично-зональные образования пегматоидного состава ("штокшейдеры"). Минерализация месторождения полихронная, разнохарактерная. Самое интенсивное оруденение — комплексное оловянно-вольфрамовое, относящееся к топазо-слюдяно-кварцевому минеральному типу (с триоктаэдрическими железистыми слюдами, обогащенными редкими щелочами) — связано с пермским рудногорским магматическим комп-



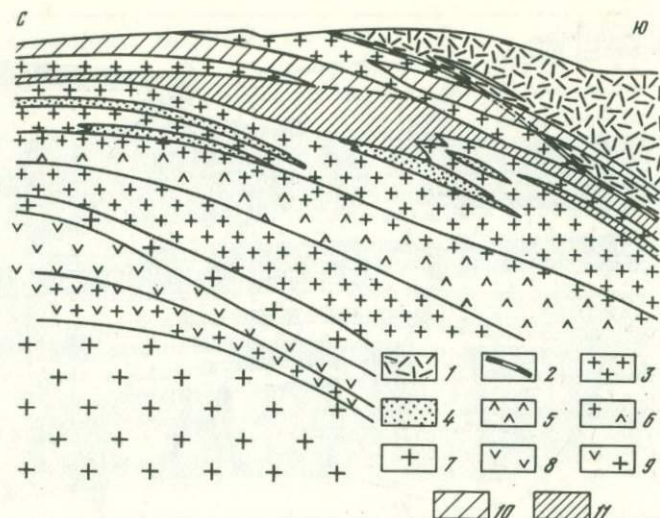
Фиг. 23. Морфология зон грейзенизации, сопровождающих жильную зону на месторождении Эренфридерсдорф (Bolduan, 1963)

1 – гранит; 2 – грейзен; 3 – жилы

лексом. С более молодым магматизмом ассоциируют кварцевые жилы с галенитом, железистым сфалеритом, станнином, халькопиритом. В альпийское время образовались баритовые жилы с флюоритом и теннантитом.

Оловянно-вольфрамовое оруденение представлено системами пологих ( $10-50^\circ$ ), субпараллельных контактовой поверхности и крутопадающих кварцевых жил, залегающих в гранитах и частично выходящих в кварцевые порфиры. Мощность пологих жил, расположенных в гранитах, – до 50 см, крутопадающих – до 1 м. В эффузивах жилы обедняются рудными компонентами и быстро выклиниваются. Жилы сопровождаются топазо-цинвальдито-кварцевыми грейзенами, которые встречаются также, особенно на нижних горизонтах месторождения, в виде обособленных мощных линзовидных тел (фиг. 24). Таким образом, как и в Бушвельдском гранитном плутоне, рудные тела (в данном случае жилы), выявленные на верхних горизонтах, относятся к структурно-морфологическому типу, возникающему в более консолидированной среде, чем рудные тела нижних горизонтов (пологие залежи оруденелых грейзенов).

Рудоотложению предшествовала альбитизация пород, приведшая к образованию альбититов. Позже рудных жил и грейзенов, частично налагаясь на них, проявилась фельдшпатизация, в результате которой возникли зоны сиенитоподобных пород (содержат 50,2% ортоклаз-перти-



Фиг. 24. Схематический профиль Циновецкого гранитного массива, по данным буровых работ (Штемпрок, 1967)

1 – теплицкий кварцевый порфир; 2 – краевое пегматитовое тело; 3 – среднезернистый альбитизированный гранит; 4 – метасоматические породы сиенитового состава; 5 – порфиroidный микрогранит; 6 – чередование микрогранита со среднезернистым гранитом; 7 – среднезернистый порфиroidный биотитовый гранит; 8 – биотитовый порфиroidный микрогранит; 9 – чередование биотитового микрогранита со среднезернистым биотитовым гранитом; 10 – верхняя жильная зона и околожильные грейзены; 11 – нижняя зона грейзенов

та, 40,9% альбита №5--10, 3,4% кварца, 4,5% серицита, 0,19% флюорита и карбоната). В рудных жилах отмечаются поздние прожилки и скопления калиевого полевого шпата. Самый поздний процесс изменения пород – флюоритизация.

К этому же минеральному типу относится месторождение Бага-Газрын (Коваленко и др., 1971), локализованное в раннемезозойском (225–236 млн. лет) плутоне литий-фтористых гранитов. Плутон находится в Центральном поднятии (Монголия), сложенном кристаллическими породами палеозоя, в крыле антиклинали, среди пермских пород (эффузивы основного и кислого состава, их туфы, песчаники, конгломераты и сланцы). Плутон слагают породы двух фаз: 1) крупнозернистые биотитсодержащие аляскитовые граниты, в эндоконтактных зонах переходящие в мелкозернистые порфиroidные; 2) мелкозернистые аляскитовые граниты с биотитом и топазом, обогащающиеся к апикальным частям альбитом, иногда переходящие книзу в среднезернистые порфиroidные аляскитовые граниты с биотитом. Тела гранитов второй фазы, обильные в эндоконтактной зоне, приурочены к пологим трещинам в

границах первой фазы, их мощность уменьшается к центру массива. В их апикальных частях отмечались шпирь пегматитов с аксессуарным бериллом и амазонитом.

В этих породах залегают зоны зональных слюдяно-кварцевых грейзенов с топазом (цвиттеры). Они пересечены прожилками аплитов. Нередки тела кварц-топазовых пород с кварцевыми зонами и жилами; выявлена мощная зона брекчий, в которой обломки гранита цементированы кварц-топазовыми породами. Цвиттеры пересечены топазовыми грейзенами, а последние — жилами кварца с друзовыми текстурами. Последовательность формирования перечисленных пород та же, что и зон в телах цвиттеров. Имеются поздние касситеритосодержащие прожилки — слюдяные с топазом или бесслюдистые. Пустоты в цвиттерах иногда заполнены калиевым полевым шпатом.

Местами, наряду с жильными амазонитовыми пегматоидами, в границах обильны шпирь пегматоидов, обогащенных кварцем, топазом и слюдой (шпировые цвиттеры). Они пересечены преобладающими над ними крутопадающими зонами цвиттеров. Особенно мощные жилы цвиттеров ассоциируют с гранитами второй фазы. В местах выклинивания некоторые зоны цвиттеров становятся кварц-топазовыми, расщепляются на прожилки с касситеритом, а в центральных частях массива переходят в жилы микроклиновых либо микроклин-альбит-флюоритовых метасоматитов (микроклиниты). Пегматиты, шпировые цвиттеры и бесфлюоритовые микроклиниты контролируются пологими и более поздними крутопадающими трещинами. В эндоконтактных зонах еще позже флюоритосодержащих микроклинитов образовались местами также рудоносные, кварцево-мусковитовые грейзены, пересекаемые мусковитовыми и флюоритовыми прожилками. Жилы, штокообразные тела и штокверки кварц-топазовых грейзенов, образующие в массиве обособленные поля, имеют такие же элементы залегания, как и цвиттеры.

Тела цвиттеров и мусковитовых грейзенов несут оловянное и вольфрамовое (марганцовистый ферберит) оруденение, микроклиниты — редкоземельную минерализацию, а пегматоидные граниты, амазонитовые пегматиты и возникшие по ним метасоматиты — тантал-ниобиевую. Есть кварц-касситерит-вольфрамитовые жилы без сульфидов и с сульфидной минерализацией. Здесь выявляется та же структурная зональность, что и на выше охарактеризованных объектах: к пологим трещинам приурочены изометричные рудные тела, к крутопадающим трещинам в гранитах — грейзены, а более поздние жилы с сульфидами и железистым вольфрамитом — к роговикам. Последовательные структурно-морфологические типы возникают во все более консолидированных породах.

Полого- и крутопадающие прожилки и жилы,  
приуроченные к трещинам отрыва

К группе месторождений, представленных пологими кварцеворудными жилами, относится Панаскейра (Португалия) — крупнейшее вольфрамовое месторождение Европы. Рудное поле протягивается на 8 км среди

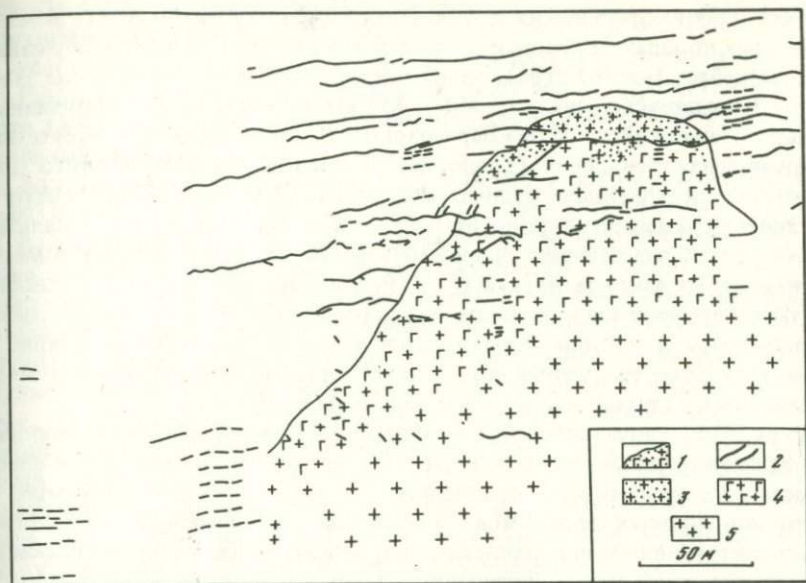
ороговикованных аспидных сланцев альгонкского возраста, в 12 км от выхода гранитов. Рудные жилы (мощностью до 1,2 м) залегают в трещинах отрыва, возникших под действием стресса, кулисообразно над апофизой предполагаемого на глубине плутона герцинских гранитов. Местами жилы рассекают и апофизу. Залегание жил обычно невыдержанное, падение пологое  $7-30^\circ$  (фиг. 25), форма неправильная, часто линзовидная; часты крутопадающие, приуроченные к сбросам, перемычки.

В рудном поле имеются и безрудные жилы сахаровидного кварца, дайки аплитов, пегматитов и диабазов. Последовательность их образования: доботолитовые дайки диабазов – безрудные жилы – апофиза гранитов, дайки аплитов и пегматитов – рудные жилы – послегерцинские диабазы. Упомянутся (Bloot, Wolf, 1953) еще жилы со свинцово-цинковой минерализацией, приуроченные к альпийским (?) сбросам.

В рудных жилах последовательно формировались ассоциации: 1) кварц (часто друзовый), касситерит, вольфрамит, апатит, мусковит, турмалин (последние два концентрируются у зальбандов) и самый обильный из сульфидов – арсенопирит; 2) пирротин, сфалерит, немного пирита, халькопирита, тетраэдрита, самородного висмута, висмутина, галенита (по трещинам в кварце), леллингита, кварца и сидерита (сульфиды содержат следы золота); 3) пирит, марказит, кварц и карбонаты (сидерит, доломит, кальцит). Рудоотложение сопровождалось турмалинизацией роговиков и грейзенизацией гранитов. Жилы рудоносны до глубины 600 м. Добыча касситерита составляет 10% добычи вольфрамитов.

Пологие рудные жилы имеют ряд особенностей. Содержание компонентов в них относительно равномерное. В них изредка проявляется лишь один – литологический – тип зональности и то лишь в зонах экзоконтактов. В пределах интрузивов он практически не имеет значения, так как жилы образуются обычно в относительно однородной гранитоидной среде, до даек второго этапа. В зонах экзоконтакта литологическая зональность проявляется либо как структурная, связанная со ступенчатой морфологией жил, обусловленной чередованием слоев различной компетентности, либо с неоднородностью состава переслаивающихся осадочных пород.

Пологие жилы нередки для золото-вольфрамового (Гленорчи, Ново-Березовское, Айдырлинское) и оловянно-вольфрамового (Болса Негра, Панаскейра и др.) оруденения, в малой степени для молибдено-вольфрамового (Бом-Горхон). Они представлены обычно топазо-слюдяно-кварцевым, турмалиновым, мусковито-кварцевым или кварцевым минеральными типами, с которыми ассоциирует разное оруденение. Топазо-цинвальдито-кварцевые жилы, обычно с комплексным оловянно-вольфрамовым оруденением, приурочены к провинциям центрально-казахстанского типа, турмалиново-кварцевые с таким же оруденением – к провинциям верхоянского типа, кварцевые с гюбнеритом или с золотом и шеселитом – к провинциям уральского типа, где первые связаны с калиевыми гранитами, а вторые – с натриевыми (плаггиограниты).



Фиг. 25. Обобщенный разрез через гранитный массив и систему пологих жил месторождения Панаскейра (Clark, 1964). Верхоянский тип металлогенической провинции

1 – контакт интрузива с роговиками; 2 – кварцевые жилы; 3 – зоны, обогащенные кварцем; 4 – зоны грейзена; 5 – граниты с крупными вкрапленниками калиевого полевого шпата

Пологие рудные жилы этого типа ассоциируют только с плутоническими комплексами, приурочены чаще всего к трещинам отрыва и падают в ту же сторону, что и близлежащие контакты плутона, но под меньшими углами.

По Е. П. Малиновскому (1965), пологие трещины скола возникли в результате контракции и вмещают высокотемпературную минерализацию. Они, если и были заложены при скалывающих напряжениях, то в момент отложения руд приоткрывались как трещины отрыва. Образованию пологих жил способствует слабая проницаемость пород кровли, экранирующих магму и гидротермальные растворы. По данным Н. И. Бородаевского в Березовском рудном поле, по данным В. И. Сизых в Бом-Горхоне в пологих трещинах руды отлагались на фоне проявления интенсивных тектонических подвижек. Пологие рудовмещающие трещины скола залегают в надинтрузивных зонах и унаследовали, вероятно, ориентировку доинтрузивных разрывов. Только контракционному происхождению пологих трещин противоречит то, что они выявлены в провинциях всех типов, не только в плутонах, но и в их

кровле — метаморфических породах докембрия (Бом-Горхон), зеленокаменных породах (Гленорчи), сланцах и песчаниках аспидной формации (Панашкейра, Болса Негра), известняках (Ингичке). Такие жилы залегают многоярусно до глубины 400 м не только в надинтрузивных зонах (Панашкейра, Ново-Березовское и др.), но и при отсутствии интрузивных проявлений (Гленорчи). В провинциях верхоянского типа некоторые крупнейшие рудные скопления (например, Болса Негра в Боливии) размещены в пологих трещинах, возникших при проскальзывании полого залегающих слоев вмещающих аспидных сланцев в месте изменения их азимута простираения. Рудоносные плутоны и их апофизы также приурочены к пологим межформационным нарушениям, закладывающимся в земной коре на определенной стадии ее эволюции, а дополнительные интрузивы и дорудные жильные породы первого этапа (пегматиты, аплиты) — к пологим трещинам в плутонах.

В ряде плутонов обнаружены субпараллельные их контактам пологие ритмично-зональные участки гранитов, а также неизмененных или слабо измененных гранитов с повышенными содержаниями аксессуарных, в частности, рудных минералов (касситерит, вольфрамит). К пологим внутриинтрузивным поверхностям приурочены и разобщенные сфероиды кварца или грейзенов, обогащенные теми же рудными компонентами. Пологое, субпараллельное контактам интрузивов залегание имеют и рудные столбы в системах крутопадающих рудных трубок, крутопадающих кварцевых жилах и прожилках штокверков. Изложенное позволяет предположить, что происхождение пологих трещин обусловлено более сложными причинами, чем простая контракция, — наличием в земной коре на определенной стадии ее развития определенных энергетических уровней, вызванных и геотермическими, и геодинамическими причинами.

К группе месторождений, представленных крутопадающими жилами, жильно-прожилковыми системами, приуроченными к трещинам отрыва, относится большинство плутоногенных месторождений вольфрама. Прожилковые системы (штокверки) встречаются реже жильных и жильно-прожилковых; они приурочены к одной — двум системам субпараллельных прожилков и располагаются обычно в надинтрузивных зонах субпараллельно удлинению или гребням плутона. Дальнейшее описание охватывает, в основном, жильные системы. Кварцевые рудные жилы, приуроченные к крутопадающим трещинам отрыва, локализованы как в эндоконтактных частях плутонов, так и в надинтрузивных зонах (фиг. 26). Часто они располагаются над апикальными и гребневидными выступами плутонов веерообразно, сближаясь в поперечном сечении книзу (месторождения Гейер-Эренфридерсдорф, Кара-Оба, Иультин, уральские губернитовые) (Bolduan, 1963; Рундквист и др., 1971 и др.). В сланцевых складчатых системах (Калбинский район, Центральная Чукотка, Северная Боливия и др.), вследствие регионального структурного контроля, размещение и ориентировка жил в пределах крупных геотектонических структур одинакова — поперек или вдоль простираения интенсивной линейной складчатости, поперек или вдоль гребней плуто-

нов. Этот факт нашел объяснение в контроле складчатости и разрывных нарушений крупными разломами в фундаменте (Казанский, 1972). В местах изгибов складчатости может изменяться и ориентировка жил.

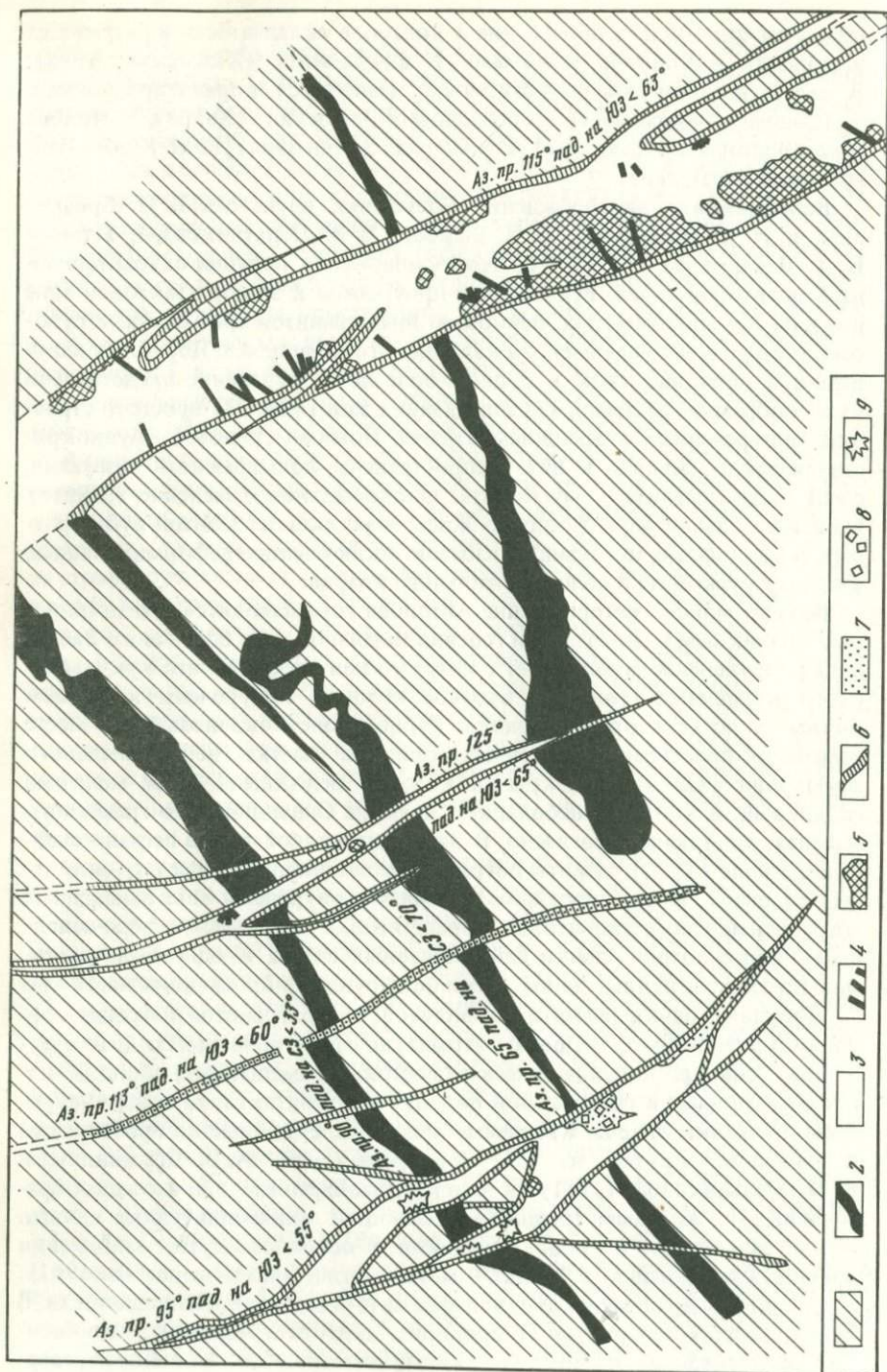
Приведем описание месторождений Большевик (Калба), Антонова гора (Восточное Забайкалье), Их-Хайрхан (Монголия), Кенг-Киик (Центральный Казахстан).

Вольфрамовое месторождение Большевик изучалось Б. Н. Ерофеевым и Н. К. Морозенко, Г. Н. Щербой, В. В. Лопатниковым, а также Б. А. Дьячковым (1971). Его геотектоническая позиция охарактеризована во второй главе. Рудное поле приурочено к эндоконтактовой зоне выступа крупнозернистых, лейкократовых гранитов третьей фазы рудосопряженного нижнепермского калбинского комплекса. Дорудных нарушений и дорудных даек в рудном поле нет. Оруденение представлено кулисообразной системой крутопадающих жил (фиг. 27) простого строения, приуроченных к трещинам отрыва. Помимо сливного крупнокристаллического кварца в них распространены вольфрамит и турмалин, очень мало шеелита и мусковита. Околожильное изменение гранитов выражено слабой альбитизацией. Жилы пересекаются свитой субширотных даек (малые интрузии) диабазов, включающих деформированные чешуйки мусковита и обломки жильного кварца.

Вольфрамовое месторождение Антонова гора находится в антиклинории, возникшем в центральной геосинклиальной зоне Восточного Забайкалья. Оруденение ассоциирует с интрузивами мезозойского кукульбейского комплекса гранитов, выходы которых приурочены к осевым частям складок второго порядка. Рудное поле локализовано в месте изменения простириания осадочных пород, на участке периклиального замыкания антиклинали, крылья которой осложнены более мелкими складками, в контакте небольшого выступа Олдандинского гранитного массива, залегающего согласно. В экзоконтактовой зоне в песчано-сланцевой толще ( $J_2-3$ ) развиты догранитные субширотные и северо-восточные разрывы. К субширотным трещинам приурочены многочисленные догранитные дайки диоритовых порфиритов, а к крупным северо-западным — более поздние дайки лейкократовых пород. К одному из разломов тяготеют и рудные жилы. Главное нарушение прослédжено на 10 км.

Дорудные дайки пегматитов, аплитов, микрогранитов и гранит-порфиров приурочены к трещинам отрыва, но сформированы, по А. В. Дружинину, еще при полупластическом состоянии вмещающих пород. К пологим трещинам в гранитах и в породах экзоконтактовой зоны приурочены прожилки кварца. Кварцевые жилы, выдержанные по простирианию и падению (крутое на СЗ), приурочены, по А. В. Дружинину и К. М. Мельниковой (1961), к сколам, заложенным при складкообразовании. По жильным трещинам произошли малоамплитудные сдвиги. Жилы, залегающие в кровле, возникли, в основном, путем заполнения трещин, а залегающие в гранитах — метасоматически (Мельникова, 1961).

Стадий минерализации две: вольфрамито-кварцевая и халцедоновая. В рудных жилах содержатся арсенопирит, пирротин, марказит, халькопирит, сфалерит, висмутин, редкие — висмут самородный, молибденит, гале-



нит, тетрадимит, станнин, магнетит, ильменит, гематит, касситерит, шеелит, а из жильных — мусковит, флюорит, кальцит.

Руды возникли на глубине 1000–1500 м (Дружинин, 1968).

Месторождение Их-Хайрхан находится в Южно-Хэнтэйской геоантисклиналильной зоне, на склоне антиклинали (Корчагин, Капсамун, 1968; Коваленко и др., 1971). Район сложен породами  $Pz_2$ ,  $T$ ,  $J_{2-3}$ ,  $Kz$ ,  $Q$ . Средний палеозой представлен песчаниками, алевролитами, кварцитами. Падение их на ЮВ под углом 50–70°. При тектоно-магматической активизации в среднем и верхнем триасе образовались субширотные и северо-восточные региональные разломы, по которым извергались лавы андезитов и андезито-базальтовых порфиритов, риолитовых порфиров, туфов среднего и кислого состава (мощность 1500 м). Они перекрыты конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами  $J_{2-3}$  (мощностью 800 м). Во время активизации в триасе и юре в зонах региональных разломов формировались оперяющие трещины, а также малые интрузии диоритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых диоритовых порфиритов, сферолитовых гранит-порфиров, а вдоль субширотного нарушения — массивы гранитов, сопровождаемые дайками аплитов и пегматитов ( $J_3$ ). По данным В.П. Капсамуна, состав малых интрузий каждой возрастной группы эволюционировал от основного к кислому. Содержание щелочей изменчиво, имеются признаки гибридизма. От предшествующих им эффузивов малые интрузивы отделены во времени складчатостью.

Рудное поле приурочено к пересечениям региональных разломов в зоне контакта гранитного массива среди триасовых андезитовых порфиритов с прослоями альбитофиров. Жилы отстоят от контакта не далее 3 км. При переходе из порфиритов в граниты они вскоре выклиниваются. Простираение жил то же, что и региональных разломов, падение крутое.

Последовательность развития структуры рудного поля по У. А. Корчагину: 1) образование в эффузивах рассланцованных зон; 2) внедрение даек гранит-порфиров, диоритовых порфиров; 3) формирование кварц-вольфрамитовых жил на фоне подвижек по жильным трещинам скола; 4) пострудные подвижки. Образование рудных жил предварялось появлением в гранитах маломощных кварц-мусковитовых грейзенов, а в порфиритах — новообразованием светлой слюды, флюорита и пирита.

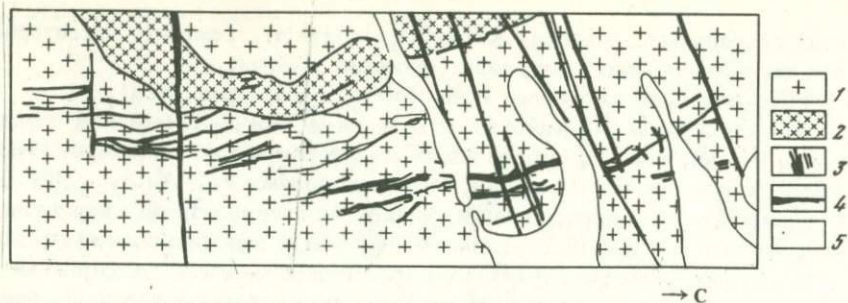
По У. А. Корчагину и Г. А. Юргенсону, рудные жилы сложены крупнокристаллическим кварцем с занорышами горного хрусталя, вольфрамитом, мусковитом (слагает оторочки жил), калиевым полевым шпатом

---

←

Фиг. 26. Штокверк кварцевых жил и прожилков на месторождении Светлое (Чукотка). Зарисовка стенки кварцшлага на среднем горизонте

1 — ороговикованный песчаник; 2 — прожилки кварца. Прожилки кварца с вольфрамитом; 3 — кварц; 4 — вольфрамит; 5 — арсениопирит и леллингит; 6 — мусковит; 7 — альбит; 8 — флюорит; 9 — полости



Фиг. 27. Схема геологического строения вольфрамового месторождения Большевик (Б. Н. Ерофеев, Н. К. Морозенко)

1 – крупнозернистый гранит; 2 – мелкозернистый гранит; 3 – жилы кварца с вольфрамитом; 4 – дайки лампрофиров; 5 – четвертичные отложения

и флюоритом (в виде гнезд или узких полос). Мелкокристаллический кварц цементирует крупнокристаллический, слагает в нем прожилки. Пирит, халькопирит, молибденит и шеелит составляют до 1% жильного заполнения. Очень редки касситерит, висмутин, сфалерит, галенит, циркон, магнетит, ильменит, сфен, эпидот, гранат, аксессуарный берилл. Вертикальный интервал оруденения свыше 300 м. Поздние ассоциации богаты сульфидами, но не несут вольфрама.

Месторождение Кенг-Киик (Центральный Казахстан) приурочено к зоне экзоконтакта раннегерцинского гранитного массива Каиб с осадочной толщей нижнего силура (песчаники и сланцы, смятые в складки). Месторождение находится вблизи симметричной крутой антиклинали, ось которой простирается на СЗ. Оруденение приурочено к мусковитизированным гранитам штоковидного выступа плутона, локализованного в крутопадающем сбросовом сместителе, нарушающем и массив, и кровлю. Штоковидный выступ падает на ЮВ под углом 40–70° к массиву, форма его сложная, имеются дайки-апофизы, проникающие в роговики. В районе рудного поля имеются также субмеридиональные дайки аплита, гранит-порфира и кварцевого порфира.

Шток вблизи всячего бока, его апофизы и прилегающие участки кровли пересечены штокверком вольфрамоносных кварцево-полевошпатовых жил, сопровождаемых зонами слабой грейзенизации; частью они приурочены к месту пересечения двух систем трещин. В штоке вблизи контактов имеются также рудоносные линзы и шпирь пегматоидов. Падение рудных тел на СЗ и ЮВ от 10° до вертикального. В всячем боку штока рудные жилы полого падают в сторону от контакта, а в кровле – согласно с падением контакта. Во время рудоотложения по тектоническому шву и контактам штока продолжались подвижки; в пострудное время рудные тела были немного смещены. В жилах содержится немного шеелита, единичные зерна молибденита, висмутина, пирита, халькопирита, и других сульфидов из нерудных очень редки мусковит, серицит и плагиоклаз. Содержания вольфрама наиболее высо-

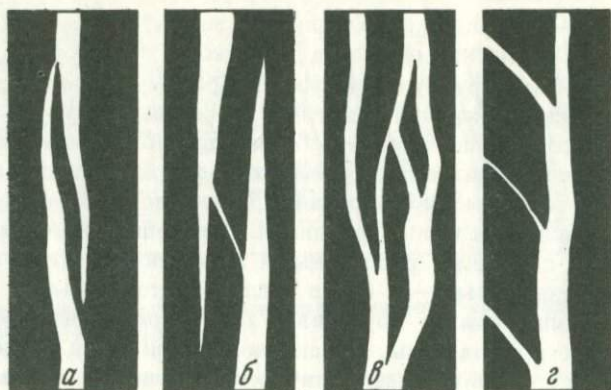
ки в кварцево-полевошпатовых жилах. В жилах, залегающих в кровле, они снижаются с удалением от контакта штока.

Итак, к данному структурно-морфологическому типу относятся кварцевожильные месторождения различных минеральных типов — турмалиново-вольфрамитового, полевошпато-гюбнеритового и полевошпато-редкометалльно-вольфрамитового, мусковито-вольфрамитового (иногда с сульфидами), топазо-молибденито-вольфрамитового. Первый из названных типов обусловлен типом провинции. Полевошпатовые минеральные типы связаны с ранними рудоносными комплексами (или с ранними фазами), мусковитовые — с более поздними, топазовые — с поздними. Состав вольфрамов обусловлен типом провинции. Сульфиды в рудных жилах представлены, в основном, пиритом и молибденитом, которые входят в единую парагенетическую ассоциацию с вольфрамитом (Центральное), а сульфиды основных металлов возникают во время проявления более поздних подвижек.

Как возникли жилы, приуроченные к трещинам отрыва, путем заполнения или путем метасоматоза, неясно. Для решения этого вопроса необходимо детальное изучение морфологии жил, поскольку их первоначальная форма лучше сохраняется, чем структура и состав (минералы жильного заполнения часто несут следы перекристаллизации, в той или иной мере замещены более поздними). В пользу формирования большинства этих жил путем заполнения полостей отрыва свидетельствуют соответствующие конфигурации зальбандов в местах их изгибов и неровностей, допускающие возможность реконструкции первоначального положения трещины при сближении зальбандов и незначительном перемещении ксенолитов, отсутствие резких раздувов и пережимов жильного заполнения, удвоение мощности последнего при слиянии двух жил, раздвигание концов пересекаемых образований на величину мощности жилы.

В. С. Чуриков (1959) в статье о происхождении жильного пространства в Северном Коунраде решительно высказывается в пользу образования жил путем заполнения трещин. Он подметил, что в кулисообразной системе жил скос выклинивающегося звена появляется со стороны скоса нового звена (фиг. 28), в перекрытых участках звеньев жильной системы скосы обнаруживаются с внутренних их сторон на расстоянии нескольких десятков сантиметров. В участках скоса звенья могут сочленяться лишь проводничками. Суммарная мощность перекрытых концов звеньев соответствует одинарной мощности любого звена жилы до начала выклинивания. В. С. Чуриков подчеркивает важность этой закономерности для проведения горных выработок, особенно при освоении глубоких горизонтов, отмечая применимость этого вывода лишь в случае, когда мощность жилы заметно меняется в интервале не свыше 5—10 м. Выводы В. С. Чурикова особенно важны для провинций верхоянского типа, где жилы часто залегают среди слабо метаморфизованных глинистых сланцев.

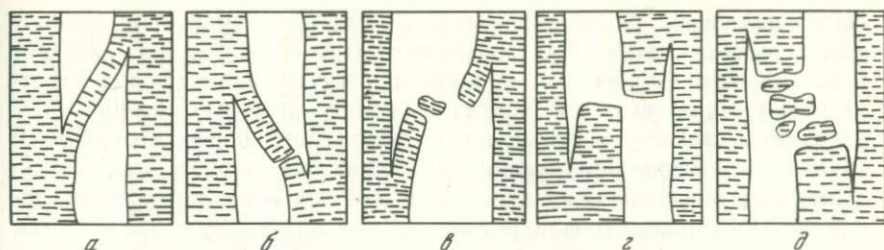
Приводимые В. С. Чуриковым эти и другие сведения (стенки жильных трещин имеют извилистую поверхность, а выколки — сферическую)



Фиг. 28. Кулисообразное строение (а, б) и ветвление (в, г) жил на месторождении Северный Коунрад (Чуриков, 1959)

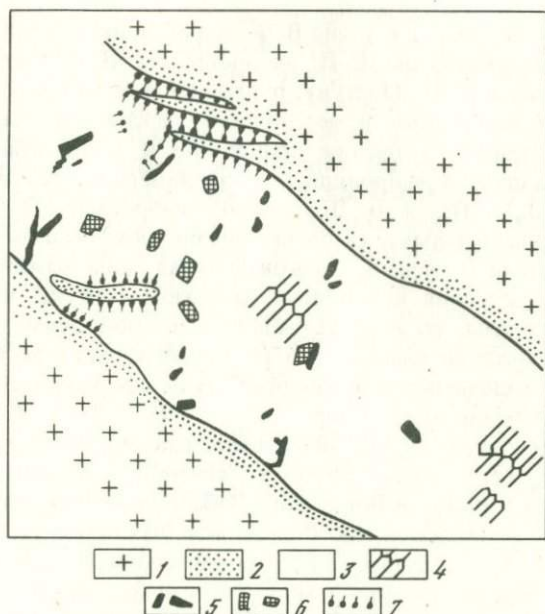
свидетельствуют о пластичности пород в момент образования рудовмещающих трещин отрыва. Подобные трещины растяжения наблюдаются только в рудных жилах с плутоногенным оруденением. Также объясняется (Горлов, 1969) образование диагональных перемычек в докембрийских гнейсах, вмещающих пегматиты (фиг. 29). Кулисообразно расположенные трещины, зарождавшиеся в ядре антиклинали при образовании сводового перегиба перпендикулярно ее оси и растягивающим напряжениям, разверзались перпендикулярно к стенкам. В процессе встречного роста при раздвигании стенок изолированных трещин, расположенных в узкой, прямолинейной зоне, концы их кулисообразно заходили один за другой. Если перемычка была не слишком широкой, возникала деформация пластического растяжения, а по достижении предела прочности перемычки нарушалась ее сплошность, что приводило к слиянию полостей. В. Н. Горлов указывает, что такой механизм формирования полости растяжения изучен Е. И. Чертковой экспериментально на модели, имитирующей образование куполовидной структуры в парафиновом слое с помощью вертикального штампа, полностью имитирующей условия формирования трещин отрыва, например, на Иультинском месторождении при механическом воздействии на песчано-сланцевую толщу внедряющегося интрузива.

Из работы Е. П. Малиновского (1965) можно извлечь дополнительные доказательства пластического состояния боковых пород при образовании пологих рудовмещающих трещин на месторождении Букука. Правда, Е. П. Малиновский находит другой путь их истолкования, с нашей точки зрения, ошибочный. Обнаружив в зальбандах жил отщепленные и отогнутые внутрь жилы пластины вмещающих пород (фиг. 30), он предполагает, что это явление обусловлено силой кристаллизационного давления растущих кристаллов кварца и даже рассчитывает силу



Фиг. 29. Диагональные перемычки вмещающих пород в полостях растяжения (Горлов, 1969)

а, б, в – последовательность объединения полостей-кулис с предварительной пластической деформацией перемычки; г, д – объединение полостей-кулис, сопровождаемое хрупкой деформацией перемычек, без предварительной пластической деформации



Фиг. 30. Отщепление и отгиб пластин гранодиорита от висячего бока жилы на месторождении Букука (Малиновский, 1965)

1 – гранодиориты; 2 – грейзенизация; 3 – жильный кварц; 4 – реликты гребчатой текстуры; 5 – вольфрамит; 6 – пирит; 7 – молибденит

такого давления. Однако приведенный им случай полностью соответствует рассмотренным В. С. Чуриковым и В. Н. Горловым. Указание Е. П. Малиновского, что отщепленные и отогнутые плитки пород имеются лишь в ранних высокотемпературных жилах, наличие отмеченных тем же автором локальных пластических деформаций порфиритовых даек вблизи рудовмещающих трещин, выклинивание пологих жил вблизи поперечных дорудных сколовых нарушений подтверждает наше предположение о проявлении пластических деформаций, а присутствие оторочек недеформированных чешуек молибденита на встречных зальбандах противоречит представлениям о раздвигании стенок вследствие кристаллизационного давления кварца.

Мгновенный импульс, необходимый для возникновения трещин отрыва в пластичном теле, в данном случае может быть вызван достижением предела упругости при сокращении объема вязкого тела.

#### Крутопадающие жилы в трещинах скальвания

К группе месторождений, оруденение которых сформировано в крутопадающих трещинах скола, во время смещений по ним, относятся Букука и Белуха в Восточном Забайкалье, Амутара, Чикоте, Камы в Боливии.

Месторождение Букука изучено В. Ф. Барабановым (1961), О. Д. Левицким, А. В. Дружининым, Е. П. Малиновским, Д. О. Онтоевым и др. По В. В. Иванову и Г. М. Мейтуву, рудное поле находится в Шахтаминском поднятии, возникшем в мезозойском геосинклинальном прогибе вблизи его границы. Оруденение приурочено к эндоконтактной зоне небольших массивов порфиридных и среднезернистых гранодиоритов и гранитов ( $J_3$ ). По А. В. Дружинину, взбросами (с амплитудой 1,0–1,5 км), параллельными (в плане) эрозионному контакту гранитоидов с осадочными толщами, приконтактная зона разбита на узкие блоки, имеется и серия поперечных разломов. Букука, в отличие от Белухи, расположена, по А. В. Дружинину, в относительно опущенном блоке. А. В. Дружинин считает, что рудоносные растворы экранировались юрскими осадочными отложениями, руды сформированы на глубине свыше 1 км в конце верхней юры.

В рудном поле имеются песчаники и сланцы с линзами мелкогалечных конгломератов ( $J_1$ ), простирающие их северо-восточное, согласное с направлением складчатости Восточного Забайкалья. Рудное поле удлинено в субширотном направлении. Рудные тела находятся по обе стороны от примыкающего к разлому субмеридионального участка кровли, с которым на западе контактирует многофазный массив крупнозернистых порфиридных гранодиоритов и среднезернистых гранитов с субширотными жилами, а на востоке — по тектоническому нарушению — блок среднезернистых гранодиоритов, вмещающий субмеридиональные рудные жилы. Среди множества даек различают (от древних к молодым): кварцево-диоритовые порфириды, гранодиорит-порфиры, лампрофиры, гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Часты небольшие тела аплитов и

пегматитов. В центральной части рудного поля на участке развития пологопадающих жил с самой высокотемпературной минерализацией имеется цепочка (северо-восточного простирания) даек и штоков, внедрившихся перед отложением руд. Все дайки дорудные и догрейзеновые. Наиболее важные жилы залегают в пологих трещинах отдельности и в сколах северо-западного простирания. По составу и условиям залегания Е. П. Малиновский (1965) различает: 1) пологие кварц-вольфрамитовые жилы и неправильные тела, приуроченные к отрывам; они богаче вольфрамом, чем крутопадающие, содержат также молибденит, висмутин, сфалерит, пирит, козалит, мусковит (призальбандовые оторочки); 2) крутопадающие широтные кварц-вольфрамитовые жилы с полосчатыми текстурами, обогащенные сульфидами (пирит, сфалерит, галенит), содержат кальцит, родохрозит, серицит; 3) жилы и прожилки халцедоновидного кварца с арсенопиритом, пиритом, иногда с тонкоигольчатым ферберитом; 4) "штокверковые" залежи — поле развития кварцевых и кварцево-мусковитовых грейзенов с молибденитом и вольфрамитом, пересеченных прожилками кварца.

Субмеридиональные жилы, развитые на востоке рудного поля, содержат лишь кварц, полевои шпат и вольфрамит, а самая восточная из них — еще галенит, сфалерит, флюорит, триплит.

По А. В. Дружинину и А. Г. Акиншиной, постмагматический процесс протекал в три стадии: кварц-вольфрамитовую, кварц-сульфидную и халцедон-флюорит-карбонатную. Грейзены (кварц-слюдистый, кварц-флюорит-мусковитовый, мусковит-кварцевый) сопровождают жилы первой стадии. Кварц-слюдистые грейзены, предшествовавшие образованию рудных жил, наблюдаются в штокверковых телах. Существенно мусковитовые грейзены, содержащие также кварц и флюорит, выявлены в районе штокверковых тел и вдоль одной из жил восточного участка, а мусковит-кварцевые и кварцево-мусковитовые грейзены — вдоль залбандов пологих жил. Вдоль субширотных крутопадающих жил второй стадии минерализации развиты березиты. Жилы третьей стадии сопровождаются слабыми карбонатизацией, окварцеванием, возможно, аргиллизацией.

Пологие жилы, залегающие многоярусно одна над другой и сложенные минералами первой стадии, приурочены к трещинам, во время отложения руд разверзавшимся как трещины отрыва. На верхних горизонтах жилы положе, чем на нижних. Эти трещины приоткрывались, по Е. П. Малиновскому, равномерно при сокращении объема гранодиоритов в интервале  $400^{\circ}\text{C} - 250^{\circ}\text{C}$ , второстепенную роль играло давление, обусловленное ростом кристаллов. Крутопадающие дайки диоритовых и кварцевых порфиров, как и нарушения, секущие жилы, возникли раньше этих жил; наличие дорудных субпараллельных крутых трещин скола благоприятствовало раскрытию пологих трещин (данные И. З. Самонова).

Крутопадающие жилы формировались, по Е. П. Малиновскому, на фоне подвижек (вначале — типа сбросо-надвигов, затем, уже в послерудное время, — типа сбросов) в плоскости рудовмещающих нарушений. Строение рудной зоны кулисообразное, каждая кулиса ниже сменяется

новой, залегающей в ее висячем боку. Кулисы постепенно выклиниваются, расщепляясь на прожилки. Эти жилы, по данным О. Д. Левицкого, А. В. Дружинина и Е. П. Малиновского, образовались путем замещения рассланцованных пород и отчасти в результате заполнения полостей в местах изгиба поверхностей сместителя. В участках сопряжения нарушений обычны раздувы или ответвления апофиз. В жилах совмещена минерализация всех трех стадий, но преобладает среднетемпературная. "Роговиковый" кварц цементирует обломки крупнокристаллического рудного кварца, вольфрамов не вмещает.

#### СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКАРНОВЫХ ШЕЕЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вольфрамовое оруденение приурочено к известковым и магнезиальным скарнам и представлено шеелитом, обычно входящим в апоскарновые парагенезисы. Х. М. Абдуллаевым, Н. В. Нечелюстовым, Н. Н. Лиценмайер, М. С. Кучуковой и др. установлена закономерная последовательность стадий минерализации: скарновая, кварцевая, сульфидная, карбонатно-кварцевая. Шеелитовое оруденение в скарнах может быть вкрапленным, приуроченным к трещинам отрыва или скалывания и входить в состав различных продуктивных ассоциаций, которые могут возникать не только в одну, но и в 2–3 стадии. Структурные условия и последовательность формирования известковых скарнов и приуроченного к последним оруденения сформулированы в работе коллектива авторов (Lukin и. а., 1971). Эти скарны образуются в результате самого высокотемпературного постмагматического процесса, связанного с гранодиоритовым и гранитными комплексами. Существенно биметасоматические скарны возникают, по данным В. Ф. Чернышева, в зонах пластического течения вещества при самых высоких температурах этого процесса и локализованы, в основном, вдоль верхней контактовой поверхности (особенно в ее логообразных понижениях) интрузивов гранодиоритовых комплексов, на контактах карбонатных и алюмосиликатных пород. При менее высоких температурах возникают существенно инфильтрационные скарны. Сопровождающее их оруденение формируется, в основном, вдоль контактов гранитоидов или эффузивно-терригенных слоев с карбонатными породами в связи с короткими рассредоточенными разломами. Более поздние инфильтрационные скарны контролируются секущими нарушениями.

Позже, при сходных условиях, но при большей роли и масштабах секущих рассредоточенных разломов, на различных месторождениях возникают самые ранние из продуктивных (рудных) ассоциаций: кварц-кальцит-пироксен-андрадитовая, амфибол- или кварц-полевошпатовая с шеелитом, магнетитом или молибденитом, возможно также со сфалеритом и другими сульфидами. В средне- и низкотемпературные стадии минерализации в местах объединения разломов образуются пропитывающие скарны монометалльные или комплексные руды вольфрама, железа, молибдена, меди, цинка, свинца, а также апоскарновые кварц-кальцит-

рудные метасоматиты с тальком и актинолитом, а при более низких температурах — с хлоритом. Самая молодая из продуктивных кварц-кальцит-серицитовая ассоциация появляется в связи с крупными концентрированными нарушениями с золото- или свинцово-цинковым оруденением. Эндогенное минералообразование завершается обычно появлением кварц-карбонат-баритовых жил с сульфосолями или сульфидами.

Минерализация, соответствующая последовательным стадиям, развивалась в условиях повышения проницаемости земной коры. Руды отлагаются метасоматически избирательно, в зависимости главным образом от состава (в закрытых структурных системах) и от физико-механических свойств вмещающих пород (в более открытых системах). Этот процесс может сопровождаться выносом всех компонентов замещаемой породы.

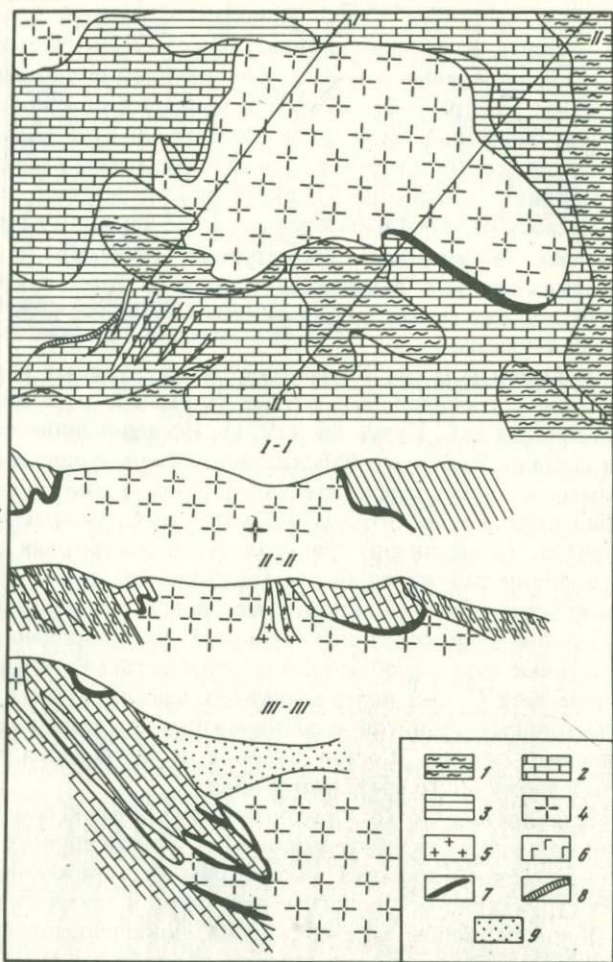
К важным выводам о связи различных продуктивных парагенетических ассоциаций с гранитоидами разных формаций и разной глубины становления пришла М.С. Кучукова (1971). Исследованные ею рудоносные залежи скарнов Западного Узбекистана связаны с одновозрастными, но относимыми к трем последовательным фазам, гранитоидами. С интрузивами биотитовых и биотит-роговообманковых гранодиоритов, кварцевых диоритов, адамеллитов, гранитов (гранодиоритовая формация) связаны важнейшие залежи пироксен (геденбергит)-гранат-шеелитовых скарнов, залегающие вдоль контактов массивов. С интрузивами биотитовых, двуслюдяных, мусковитовых гранитов ассоциированы везувиан-гранат-шеелитовые скарны, образующие межпластовые, межформационные и секущие тела. С массивами аляскитов, лейкократовых аплитовидных и пегматоидных гранитов ассоциированы пироксен-амфибол-шеелит-оловоносные скарны. Состав скарнов и оруденения зависит от глубинности и эрозионного среза интрузивов.

Нам представляется, что хотя рудоотложение обычно более или менее оторвано во времени от скарнирования, это — звенья единого длительного постмагматического процесса. Рассмотрим месторождения в зависимости от их структурно-морфологических типов в такой последовательности: 1. Пологопадающие залежи скарнов, локализованные а) в контактах интрузивов, б) вдоль поверхностей напластования метаморфизованных осадочных пород. 2. Крутопадающие залежи скарнов, локализованные а) в контактах интрузивов, б) вдоль поверхности напластования метаморфизованных осадочных пород. 3. Секущие тела.

### **Пологие приконтактные залежи шеелитоносных скарнов**

К этой группе относятся известковые шеелитоносные скарны Ингичке, Чаштепе, Лянгар в Средней Азии, Браун-Лэйк (в США).

В месторождении Ингичке, рассмотренном в главе II, оруденение распределено чаще всего относительно равномерно в приконтактных биметасоматических геденбергитовых скарнах, приуроченных к пологой поверхности гранодиоритового плутона. В кварце, пропи-



Фиг. 31. Схематическая геологическая карта и разрезы скарнового шеелитового месторождения Чаштепе. Скарновая залежь приурочена к контакту интрузива с карбонатной толщей

I—I, II—II — схематические геологические разрезы (по А. Осипову и Э. Кутфидинову); III—III — схематический геологический разрез (Кучукова и др., 1966)

1 — сланцы, алевролиты, песчаники с прослоями известняков (нижний лландовери); 2 — известняки (верхний лландовери?); 3 — сланцы, песчаники, конгломераты с прослоями известняков (венлок); 4 — гранодиориты; 5 — аплиты; 6 — гранодиорит-порфиры; 7 — скарны; 8 — минерализованные кварциты; 9 — современные отложения

тывающем скарны, наряду с шеелитом, имеются кристаллы пироксена и полевого шпата. По Д. К. Власовой (1967), гранат представлен гроссуляром, а пироксен — манган-геденбергитом, что свидетельствует (Жариков, 1970) о повышенной кислотности и пониженной температуре скарнирующих растворов.

Сходна по условиям залегания скарновая залежь месторождения Чаштепе (Средняя Азия) (фиг. 31) и залежь Браун-Лэйк — одного из крупнейших в США месторождений вольфрама. Руды последнего низкокачественны. Рудные залежи расположены на контакте кварцевых монцитов с известняками и роговиками. Залежь гроссуляровых скарнов падает под углом 20–30°, прослежена по простиранию на 300 м при ширине 45 м и мощности около 15 м. Шеелит мелкозернистый.

В месторождении Лянгар, охарактеризованном в главе II, важнейшие гранат-пироксеновые залежи находятся в местах сопряжения крутопадающих разломов с контактовой поверхностью интрузива, особенно в ее пологих секущих интервалах. Шеелит местами равномерно обильно вкраплен в скарнах, но в основном встречается, вместе с редкими более поздними сульфидами (халькопирит, пирротин, пирит, молибденит), в кварцевых и полевошпато-кварцевых жилах и прожилках, секущих скарны, осадочные толщи и жильные породы. Соответственно разнообразию структурно-морфологических типов скарнов (круто- и пологопадающие залежи, жилы, линзы, штоки, штокверки в зонах разломов и вдали от них) и разнообразию исходных пород разнообразны и минеральные типы скарнов — кварц-диопсидовые, кварц-гранатовые, пироксеновые, гранат-пироксеновые, везувиановые, амфиболовые и др.

Общим для всех трех месторождений является, помимо залегания шеелитоносных скарнов вдоль пологого контакта интрузива, связь оруденения с гранодиоритовой магмой, то, что они представлены в основном известковыми скарнами железистой фации или сложены гроссуляром, относительно малосульфидные. Шеелит без примеси молибдена, хотя в скарнах и содержится местами молибденит.

### **Пологие залежи скарнов, локализованные вдоль поверхностей напластования метаморфизованных осадочных пород**

К этому типу относятся месторождения Санг-Донг в Корее, Флэт Ривер на Аляске, Кинг Айленд в Тасмании.

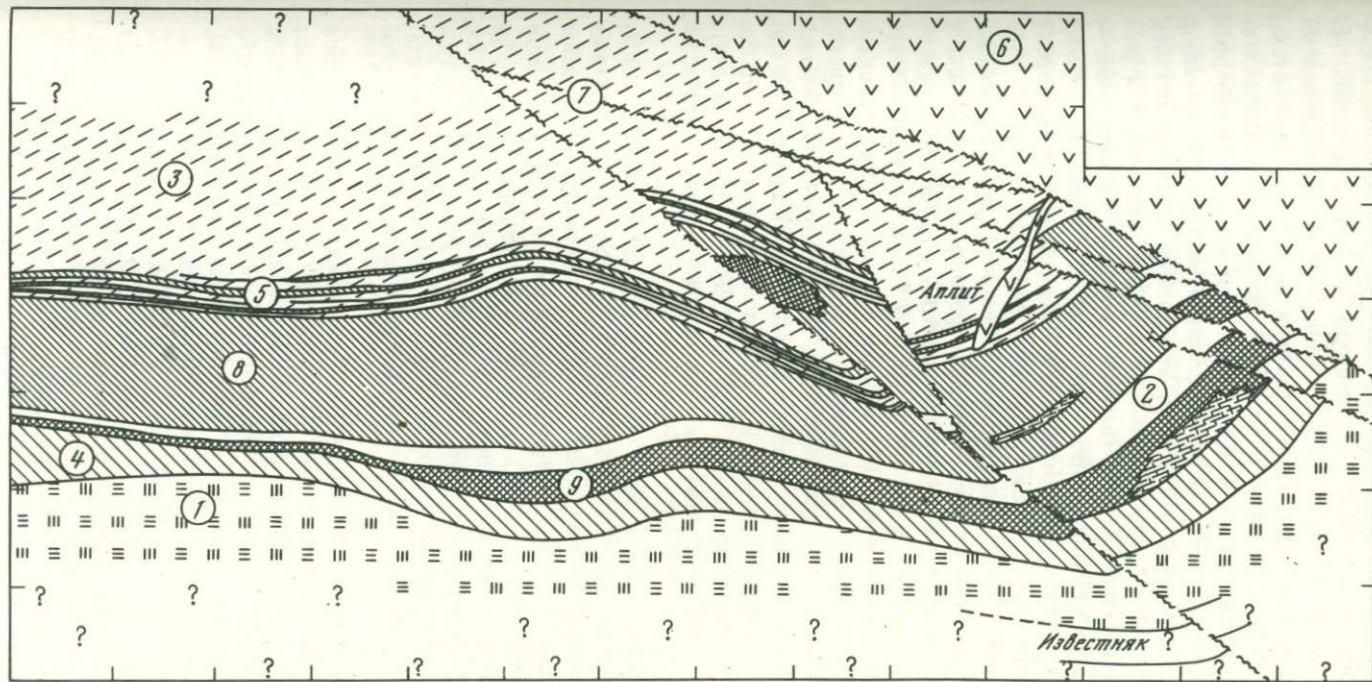
Санг-Донг — одно из крупнейших в мире месторождений вольфрама (Ahlfeld, 1958; Лукьянов и др., 1964) — оно расположено в эпиплатформенном Окчхонском прогибе. В районе месторождения осадочно-метаморфические породы (Pre-Cm—Pz<sub>1</sub>) смяты в асимметричную субширотную синклиналь и прорваны гранит-порфирами (Cr<sub>2</sub>), обнаженными в нескольких километрах от месторождения. Рудное поле приурочено к пологому (15–30°) крылу складки. На кристаллических сланцах, кварцитах, роговиках (Pre-Cm—Cm<sub>1</sub>) несогласно залегает свита (Cm<sub>2–3</sub>) тонкопереслаивающихся мраморов, песчаников, филлитов, сланцев, так-

же несогласно перекрытых известняками. Имеются биотито-кварцевые породы, возникшие по кварцевым роговикам и богатым кальцием аркозам. Оруденение приурочено к известковистым слоям в верхней части свиты чередующихся отложений. Горными выработками главное рудное тело прослежено по простиранию, на 525 м и на глубину до 300 м. Послерудные нарушения смещают его местами на несколько метров. Строение рудного тела симметрично-зональное. Краевые зоны сложены гранат-диопсидовыми скарнами с прослойками, которые содержат шеелит, кварц, биотит, немного флюорита и апатита, из сульфидов — пирротин (преобладает), халькопирит, пирит, молибденит, висмутин, сфалерит, арсенопирит, из окислов — магнетит. Промежуточные зоны представлены кварцево-роговообманковыми породами; вольфрамом особенно обогащена центральная зона, слагаемая кварцем, биотитом, хлоритом, серицитом. В рудном теле обильны кварцевые прожилки, приуроченные к контракционным трещинам, возникшим в известковистых породах при их метаморфизме; количество прожилков убывает к флангам и на глубину. Главные рудные минералы: шеелит (преобладает), вольфрамит, висмутин, тетрадимит. Скарны пересекаются кварцевыми жилами двух генераций. В ранних жилах содержатся вольфрамит (разъедается шеелитом), молибденит, пирит и висмутин. В поздних жилах, богатых другими сульфидами, вольфрамов и молибденита нет. Шеелит в скарнах, роговиковых рудах, жилах содержит 0,075—3,75%  $MoO_3$ , в жилах он беднее молибденом, чем в роговиковых рудах.

Кварц-шеелит-роговообманковый парагенезис снизу вверх сменяется кварц-шеелит-хлорит-серицитовым. При этом содержание молибдена снижается, а висмута возрастает. В центральной зоне породы биотитизированы, в рудах промежуточных зон — хлоритизированы. В зальбандах жил породы окварцованы и серицитизированы. Содержание шеелита в скарнах 1—5%, размер зерен 0,5—1,5 мм, редко до 4 мм. В вольфрамовом концентрате присутствуют Mo, Bi, Sb, Fe, Cu, P, S. Местами попутно извлекается висмутин.

Месторождение Кинг Айленд, одно из крупнейших в мире, расположено в контактовом ореоле штока гранодиоритов, в толще тонко переслаивающихся аргиллитов и известковистых осадков, содержащей прослойки пикритовых базальтов и основных пирокластов, в 400 м от гранитного интрузива (Goodwin, 1947; Edwards a. oth., 1956). Осадочные породы вмещают дайки гранодиорита, а также секущие и согласные дайки аплитов, обнаруживающих переходы в пегматит.

Рудное поле сложено толщей переслаивающихся мраморов, актинолитовых, биотито-актинолитовых, мусковитовых, форстерит-флогопит-шпинель-тремолитовых роговиков, разнообразие которых обусловлено составом исходных пород. Эта толща смята в складки средней интенсивности и разбита множеством сбросов (фиг. 32). В субширотной зоне длиной свыше 470 м, падающей на юг под углом  $40^\circ$ , по известнякам образовались гранатовые (андрадит, в меньшей мере гроссуляр) скарны с диопсидом и эпидотом. Суммарная мощность рудных тел, разобщенных безрудным прослоем, 27—53 м. Верхний слой верхнего рудного тела



Фиг. 32. Геологический план рудных тел шеелитового месторождения Кинг Айленд (Edwards et. al., 1956)

1 – актинолитовые роговики; 2 – биотит-полевошпатовые роговики; 3 – актинолит-полевошпатовые роговики; 4 – гранат-пироксеновые скарны; 5 – переслаивание скарнов, мраморов и известняков; 6 – аплиты; 7 – разрывные нарушения; 8 – нижнее рудное тело; 9 – верхнее рудное тело

сложен андрадитом с подчиненным количеством кварца, кальцита, эпидота, цоизита, диопсида, актинолита, сульфидов и шеелита, а нижний — состоит из чередующихся прослоев андрадитовых и пироксен-гроссуляровых скарнов и актинолит-биотитовых роговиков, содержащих местами несколько процентов пирротина. В слоях мрамора имеется андрадитовый шеелитсодержащий скарн с прослоями везувиана, содержащими клиногумит и брусит. Этот скарн содержит в интерстициях кварц, хлорит, шеелит и немного пироксена, актинолита, эпидота, цоизита, сульфидов, местами с колломорфными текстурами, обильными и разнообразными продуктами распада твердых растворов (в пирротине — халькопирит и сфалерит, в сфалерите — халькопирит и бурнонит). Гранат зональный; в нем чередуются изотропные и анизотропные слои. Пироксен уралитизирован, хлоритизирован или биотитизирован.

Шеелит — единственный промышленный компонент руд — тонко рассеян в гранатовых и гранато-пироксеновых роговиках рудных тел, в гнездах кальцита — с пирротинном, халькопиритом и другими сульфидами; и образует скопления в маломощных (до 12,5 см) вертикальных кварцевых жилах, приуроченных к трещинам отрыва в прослоях скарнов. Сульфидов мало: пирит (преобладает), молибденит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, висмутин, жозеит, бурнонит, галенит. В рудах содержится самородный висмут. Концентраты содержат Mo (до 2,1% в форме изоморфной примеси и в виде молибденита), Cu, Zn, Pb, Se, Bi (в сотых долях процента), P (0,28—1,26% в виде апатита), Sn (0,01—0,1%), As (0,01—0,06%) а также вольфрамит (0,025—0,035 вес.%).

Флэт Ривер богатейшее в мире шеелитовое месторождение. Район его сложен толщей песчано-сланцевых отложений (См—О) с прослоями известняков и доломитов. Они слагают пологую антиклиналь и нарушены множеством разломов. В 1 км севернее и южнее рудного тела эта толща прорвана штоковидными телами кварцевых монзонитов (диаметром 1,2 км), объединяющимися на глубине. Вблизи интрузивов известняки мраморизованы, песчаники ороговиканы, вдоль их контактов образовались скарны, состоящие из диопсида, эпидота, актинолита, хлорита, турмалина, кварца, шеелита, халькопирита, кубанита и сфалерита (Розов, 1971).

Главное рудное тело залегает полого над роговиками, в их контакте с мраморами (См—О) и образовано по мраморам и брекчированным роговикам. Оруденение в скарнах наиболее интенсивно по обе стороны от сброса (с амплитудой 10 м), проходящего в средней части рудного поля, в полосе шириной до 120 м. Шеелит замещается диопсидом, гранатом и кварцем; затем отложились пирротин и халькопирит. Нежелательных примесей (Mo, Bi, As, Pb, Sb, Sn и P) в концентратах менее 0,2%.

К этому же типу относится одно из месторождений Сибири, где пологая (8—15°) залежь скарна, состоящего из пижонита, гроссуляра, актинолита, эпидота, цоизита, возникла по пласту мраморизованного известняка ( $T_1$ ) в толще ороговиканных глинистых и песчаных сланцев с прослоями конгломератов и песчаников. Рудное поле находит-

ся в участке резкого изгиба (в плане) складок, разбитом продольными и поперечными разломами (амплитуда смещений — сотни и тысячи метров), интродуцированных штоками гранодиоритов и крутопадающими дайками.

Итак, залежи скарнов, локализованные вдоль пологих поверхностей напластования пород (мраморизованных известняков и залегающих ниже роговиков), характерны для крупных месторождений шеелита. Скарны ассоциированы со штоковидными телами гранодиоритов, реже гранитов. Рудные тела представлены в основном диопсид-андрадитовыми скарнами (магнезиальная фация известковых скарнов). Рудные поля разбиты множеством крутопадающих нарушений (сбросы). Главный рудный компонент — молибдошеелит — приурочен к коротким кварцевым жилам, заполняющим трещины отрыва в пропластках андрадитовых скарнов. Ряд фактов — наличие молибдошеелита, а также минералов, содержащих трехвалентное железо, свидетельствует о высоком окислительном потенциале скарнирующих и рудоносных растворов и высокой температуре отложения руд.

#### **Крутопадающие залежи шеелитоносных скарнов, локализованные в контактах интрузивов**

К этой группе относятся Милл-Сити и Пайн Крик в США, Кабуты и Кумбель в Средней Азии.

Милл-Сити — одно из крупнейших шеелитовых месторождений США (Kerr, 1946; Розов, 1971). Район сложен крутопадающей толщей переслаивающихся триасовых роговиков и известняков и прорывающими ее штоковидными телами гранодиоритов, дайками аплитов и пегматитов. При внедрении этих тел пласты известняков были сильно нарушены разломами и смещены. Скарны облекают крутопадающие ненарушенные участки контактов гранодиоритов. Скарнирование известняков неравномерное, местами в удалении от штока диоритов интенсивнее, чем вблизи его контактов. Соответственно расположены рудные тела — крутопадающие пластовые залежи, гнезда и линзы существенно гранатовых (андрадит-гроссуляр) с эпидотом скарнов. В руде распространен пирит, редки халькопирит и пирротин, еще реже — молибденит.

Месторождение Кабуты приурочено к крутопадающей (80–85°) поверхности Гиссарского плутона гранодиоритов ( $S_3$ ), залегающего согласно в ядре антиклинали, сложенной сланцами терригенно-карбонатной формации ( $S_2$ ) и мраморизованными известняками (D—C). Рудное поле расположено в крыле складки, в месте пересечения контакта интрузива зоной крупного крутопадающего разлома, проявленной в гранодиоритах катаклизом и окварцеванием, а также серией даек порфиритов и лампрофиров (Абдуллаев, 1947; Баратов, 1966). Контакт гранодиоритов с известняками частью согласный с простиранием разлома, частью поперечный к нему. Рудные тела, представленные инфильтрационными скарнами, в основном, приурочены к продольным отрезкам контакта,

согласным с простираем разлома, и к крутым участкам контактов, по мере вышоложивания последних на глубине выклиниваются. По А.А.Пуркину и В.А. Королеву, во время образования скарнов осуществлялись сбросовые перемещения вдоль контактовой поверхности, осложнявшиеся малоамплитудным сдвигом. Скарны апоизвестняковые пироксеновые, гранатовые и пироксено-гранатовые, обогащенные пирротином с мелкими гнездообразными выделениями пироксена. С пирротином ассоциирует вольфрамит, с другими сульфидами — шеелит. Скарны пересечены дайкой лампрофиров. На те и другие наложена сульфидная минерализация, сопровождаемая эпидотизацией и хлоритизацией. Шеелит (вкрапленники до 2 см) равномерно рассеян в пирротине, образует гнезда, тонкие прожилки. Вольфрамит выделился после силикатов, одновременно с кварцем, но раньше сульфидов. Вольфрамовые минералы корродированы сульфидами.

Золото-шеелитовое месторождение Кумбель отличается от других тем, что шеелит входит не только в раннюю кварцевую, но, по Х. М. Абдуллаеву, Л. Н. Орлову, В. А. Хорвату, Э. А. Марковой, и в позднюю, карбонатно-кварцевую парагенетическую ассоциацию. Оно приурочено к переходного типа Сонкульской структурно-формационной зоне (эпикаледонский прогиб). Оруденение ассоциирует с крупнейшим в районе среднекарбонным многофазным Сонкульским интрузивом гранодиоритов (габбро-гранодиорит-гранитная формация), локализованным между звеньями крупнейшего глубинного разлома ("линия Николаева"), разобщающего каледонскую Северную и каледонско-герцинскую Среднюю складчатые системы Тянь-Шаня.

Известковистые скарны (инфильтрационные) образовались по карбонатным и карбонатно-терригенным отложениям ( $C_1$ ), перекрытым терригенными толщами среднего-верхнего визе. Осадочные породы, окруженные кристаллическими сланцами, интенсивно смяты в складки, вдоль надвигов интродированы кислыми магмами. Скарновые тела приурочены в основном к участкам крутого падения контактовой поверхности интрузива, разбитым разломами. Скарнирующие растворы подводились по зоне, совпадающей с резким перегибом элементов залегания пород кровли. Сульфидов в скарнах мало, но встречается магнетитовый скарн, свидетельствующий об относительно высоком окислительном потенциале растворов. Эти низкотемпературные скарны пересечены пегматитами.

В отличие от главной массы скарнов, рудоотложение проявилось вдоль пологих участков контакта интрузива и контролировалось разломами северо-восточного простираения, секущими скарны и прилегающие к ним ороговикованные песчано-глинистые породы. Шеелитовое оруденение локализовано в основном в четковидных кварцевых и анкеритовых жилах с шеелитом и золотом, в скарнах вдоль зон дробления и в трещинах скола, частью — в рудных зонах типа штокверков в роговиках, мраморах, гранодиоритах, так что рудные тела обособлены от скарнов. Оруденение комплексное — вольфрамовое, молибденовое, медное, висмутовое, золотое. Прерывистость рудоотложения привела к тому, что одни участки несколько обогащены золотом, другие — шеелитом.

Последовательным стадиям минерализации соответствуют: пять апо-скарновых парагенезисов: 1) кварцево-шеелито-полевошпатовый, 2) кварцево-серицит (хлорито)-карбонатный, 3) золото-шеелито-кальцит-полисульфидный; 4) кварцево-кальцитовый; 5) халцедоновый. Вольфрамовое оруденение связано с первым и в меньшей мере — с третьим парагенезисами. В первом парагенезисе шеелит ассоциирует с поздним гранатом, актинолитом, гематитом и особенно с полевыми шпатами; в третьем — с молибденитом, халькопиритом, борнитом, сульфосолями висмута и меди, тетрадимитом, самородными висмутом и золотом; в четвертом — с пиритом, халькопиритом, галенитом и золотом. Шеелит и его спутники отложились, в основном, путем замещения.

Эти скарны и оруденение сформированы в наиболее открытых структурных условиях. Открытость системы проявилась не только при отложении руд (размазанность шеелитового оруденения по разностадийным парагенезисам, наличие шеелита в позднем карбонатном парагенезисе, наличие в рудах сульфосолей), но и при формировании скарнов, в которых обильна первичная роговая обманка, что побудило Х. М. Абдуллаева выделить кумбельский тип скарнов. Эти скарны наиболее низкотемпературны, как и оруденение Кумбеля, отличающееся многостадийностью и рядом структурных и текстурных особенностей руд и слагающих их минералов, в частности, кварц в вольфрамоворудных жилах шестоватый или гребенчатый, что необычно для скарнов.

Итак, в ассоциации с гранодиоритовыми комплексами встречаются разнообразные по условиям залегания и составу известковистые скарны железистой фации. Шеелит находится в различных продуктивных парагенетических ассоциациях. В целом устанавливается соответствие продуктивной на вольфрам ассоциации минералов минеральному типу скарнов, что определяется степенью открытости системы при скарно- и рудообразовании.

### **Залежи шеелитоносных скарнов, локализованные вдоль крутопадающих поверхностей напластования метаморфизованных пород**

К этой группе относятся Восток-2 (Приморье), ряд месторождений округа Салмо (в Канаде) и Бразилии.

Месторождение Восток-2, изученное Г. Н. Степановым, А. Н. Ивакиным, Н. А. Проком и др., относят к сульфидно-шеелитовым, хотя сульфиды чаще всего наложены на шеелитовое оруденение. Рудное поле находится в мезозойском главном синклинии Сихотэ-Алинской складчатой области, вблизи его границы с палеозойским Главным антиклинорием в поперечном горстообразном блоке. На востоке район граничит с интрузивно-вулканогенным поясом ( $Cr_2 - Pg$ ). Рудное поле слагают древнейшие геосинклинальные отложения района — песчано-кремнисто-сланцевые с редкими пластами известняков и спилитов ( $P_2$ ). В центральной части рудного поля эта толща прорвана штокообразным

телом гранодиоритов, переходящих в плагиограниты ( $Cr_1$ ), находящимся на сопряжении крупного разлома (сбросо-сдвиг) северо-восточного простирания с поперечным дайковым поясом (диориты, порфириды, гранит-порфиры), и является частью крупного рудоносного, по Г. Н. Степанову, М. Г. Руб и др., массива гранодиоритов. Постмагматический процесс проявился в скарновый и гидротермальный этапы. В последнем Г. Н. Степанов (1971) различает стадии: грейзеновую, шеелит-кварцевую, сульфидную и кварцево-кальцитовую.

Залежи известковых скарнов возникли, по Н. А. Проку, в зонах пластического течения вещества, на контакте мраморизованных известняков с биотитовыми роговиками (главным образом) и гранодиоритами, местами они секут метаморфизованные осадочные породы. Апороговиковые и апогранодиоритовые скарны — пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые, а преобладающие апоизвестняковые — геденбергитовые, с небольшим содержанием гроссуляра, полевых шпатов, волластонита и везувиана.

Шеелит тонко вкраплен в грейзенах и сульфидных рудах, но обычно концентрируется в пересекающих скарны кварцево-шеелитовых жилах, сопровождающихся грейзенами. Жилы содержат также биотит, мусковит, альбит, апатит, карбонат, арсенопирит, пирит и халькопирит. В участках пересечения жилами скарнов, особенно пироксеновых, где границы жил расплывчатые, содержания вольфрама максимальны, встречаются обособленные мусковит-кварцевые и биотитовые грейзены. В околожильных грейзенах содержатся альбит № 10, хлорит (делессит), апатит, шеелит, немного сульфидов (арсенопирит, реже пирротин и халькопирит). А. В. Барабановым в шеелите отмечена изоморфная примесь молибдена и редких земель (в трехвалентном состоянии).

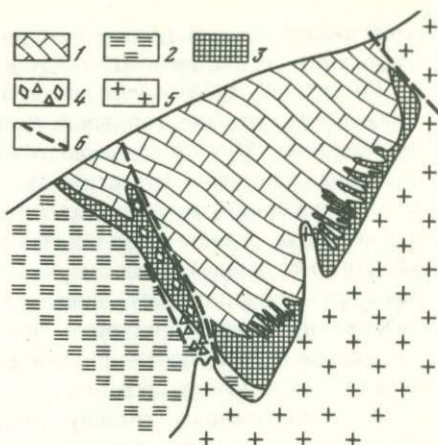
Скарны образовались близко одновременно с гранодиоритами (127 млн. лет), а оруденение, судя по тому, что брекчия пересечена кварц-шеелит-сульфидными прожилками, — позже (возраст биотита из околожильных грейзенов 84 млн. лет, данные Г. Н. Степанова).

Вольфрамовые месторождения окрестностей Салмо (Файлес, Хьюлетт, 1964) расположены вблизи крупнейших свинцово-цинковых, представленных метасоматическими залежами в доломитизированных известняках. Здесь поля распространения мраморизованных известняков, подстилающих их аргиллитов и глинистых известняков ( $Cr_1$ ) по надвигам контактируют с мезозойскими вулканитами (Mz) и аргиллитами (O) и прорваны двумя штоковидными телами гранитов. Эти толщи смяты в изоклинальные складки (с амплитудами и расстояниями между шарнирами в сотни метров), местами опрокинутые или лежащие, и разбиты синскладчатыми разрывами, параллельными поверхностям напластования. Амплитуда вертикальных перемещений по разломам в Эмеральд-Фини 6 м, в Доджер — 27 м. На крылья складок, косо по отношению к их осям, наложена более молодая складчатость.

Рудные тела Эмеральд-Фини и Доджер — это залежи шеелитоносных скарнов, обогащенных кварцем и пирротинном, расположенные в лежащем боку надвига. Минерализация контролируется догранитными разломами,

Фиг. 33. Поперечный разрез вольфрамоворудной зоны Эмеральд (Ренни, Смит, 1964)

1 — известняки; 2 — черные аргиллиты; 3 — руда; 4 — руды метасоматические и цементирующие брекчию; 5 — граниты; 6 — разрывные нарушения



сопровождающими их зонами брекчий и поперечными разломами. Шеелит отложен в полосчатых метасоматитах, залегающих вдоль контактов интрузива, в полосчатых скарнах и пирротиновых метасоматитах, возникших по известнякам вдоль их контакта с аргиллитами. В нем часто отмечается изоморфная примесь молибдена.

В Эмеральд вольфрамонасные скарны залегают вдоль контакта гранитов с известняками и вдоль разлома, проходящего по контакту последних с аргиллитами (фиг. 33), максимальные концентрации оруденения приурочены к контакту поперечной дайки-апофизы гранитов, пересекающей структуру.

Главная структура месторождения Доджер — синклиналь, в основании срезанная пологим контактом гранитов. Здесь скарнирование облегчалось образованием зон пониженного давления при изгибе слоев и возникновении складок волочения. Скарны возникли по глинистым известнякам, вдоль контакта аргиллитов и известняков. Оруденение приурочено к скарнам и пирротиновым телам, заместившим известняки и доломиты. Детали локализации оруденения контролируются структурами второго порядка — синклиналями, осложняющимися антиклиналями и др. В Эмеральд-Фини и Доджер концентрация шеелита облегчалась и наличием корытообразных структур, языков и даек гранита и пегматита или кварц-турмалиновых жил в брекчированных зонах и сбросах, подводивших растворы. Главными рудоподводящими каналами были крупный надвиг, разобщающий отложения кембрия и аргиллиты ордовика, и множество приуроченных к нему послонных разрывов.

Шеелитонасные скарны Бразилии связаны с синскладчатым плутоном протерозойских гранитов, внедрившимся в метаморфизованные и гранитизированные пласты серии Сеара альгонкской системы. В основании серии Сеара залегают мощные толщи кварцитов, содержащих серицит, затем — пачка слюдяных сланцев, граувакк, аркозов и конгломератов, перекрытая толщей биотит-гранат-слюдяных сланцев. Почти у основания

этой сланцевой толщи залегают линзы мрамора и амфиболита, возникшего по мерглю, превращенных в шеелитсодержащие скарны.

Гранитный плутон сопровождается дайками аплитов, пегматитов, кварцевыми жилами и рудоносными скарнами, которые иногда секутся пегматитами. Оруденение возникло в нескольких километрах от интрузива, на контакте известняков с перекрывающими их слюдяными сланцами Серидо, экранировавшими оруденение. Выявлено 90 шеелитсодержащих тел, залегающих обычно согласно в мульдах слюдяных сланцев вблизи интрузива. Состав скарнов и оруденелых амфиболитов однородный: гранаты (андрадит), эпидот, везувиан, скаполит, обильные кварц и кальцит, немного волластонита. Шеелит (кристаллы до 2,2 кг) распределен неравномерно, другие рудные минералы – молибденит, халькопирит, пирит и висмутин – редки.

По минеральному составу руд с этими месторождениями сходно Кара-Тюбе в Средней Азии, где скарны также залегают вдоль поверхности напластования осадочных пород, содержат мало минералов железа, оруденение связано с гранитной магмой.

#### МЕСТОРОЖДЕНИЯ, АССОЦИИРОВАННЫЕ С ВУЛКАНО–ПЛУТОНИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

Месторождения локализованы в следующих геотектонических структурах: 1) в участках щитов, занятых выходами протерозойского фундамента (в отличие от находящегося в тех же структурах плутоногенного, это оруденение молодое, чаще всего третичное); 2) в передовых прогибах, 3) в краевых массивах ранней консолидации и по границам срединных массивов, 4) вдоль глубинных разломов или грабен-синклиналей, ограничивающих геосинклинальные трюги, внутренние или краевые поднятия, 5) в региональных разломах и отрицательных приразломных структурах, косо секущих структурные элементы древних складчатых систем, в частности антиклинории и внутренние массивы ранней консолидации. Таким образом, эти месторождения, в отличие от плутоногенных, находятся в структурах и раннего, и позднего заложения.

Судя по возрастным соотношениям рудосопреженных магматических комплексов и отложений литологических формаций, в частности верхне-молассовой, эти руды образовались либо в обстановке медленного воздымания блоков, нарастания восходящих движений, либо в условиях быстрого общего воздымания территорий в процессе тектоно-магматической активизации, сопровождающегося интенсивным сбросообразованием и формирующего сильно расчлененный рельеф. Соответственно месторождения можно подразделить на две группы. К первой относятся Кляймэкс (США), Шалгия и Селтей (Центральный Казахстан), ко второй – Литтл Коттонвуд (США), Маунт-Плезант (Канада), Бая Сприе (Румыния), Тырныауз, Ценское (Кавказ), Джида, Булуктай (Западное Забайкалье), Потоси, Льяльягуа, Чоролке (Центральная Боливия), Акенобе, Такатори, Отани (Япония).

На морфологию рудных тел этой группы больше, чем в случае плутогенных рудных тел, влияют унаследованные доинтрузивные структуры, физико-механическая и химическая неоднородность земной коры в пределах рудных полей. В формировании структур многих рудных полей главную роль играют эндокинетические факторы — диапиризм интрузий. Практически отсутствуют пегматиты, сфероидальные и другие изометричные рудные тела. Резко снижается роль вкрапленного в измененных породах оруденения, трубчатых рудных тел. Пологие трещины отрыва, в отличие от пологих трещин, вмещающих плутогенное оруденение, редки, развиваются только в кровле и падают в сторону активно внедряющейся магмы, а не согласно с контактами массивов. К ним приурочены жильные породы первого этапа и наиболее ранние полевошпатово-кварцевые жилы с промышленным содержанием молибденита, предшествующие вольфрамворудным.

Рудные тела различаются по структурно-морфологическим особенностям, минеральному составу и происхождению. Среди них имеются: 1) штокверковые, из которых извлекаются молибденит и лишь местами, как побочный продукт, минералы вольфрама (Жляймэкс, Шалгия и др.), 2) трубчатые молибден-вольфрамовые (Булуктай и др.), 3) жильные, с существенно вольфрамовым (Джида) или оловянным (Потоси, Льяльягуа, Маунт-Плезант) оруденением, в которых вольфрам извлекается попутно, 4) скарновые с вкрапленным вольфрам-молибденовым оруденением (Тырнауз, Айрон Маунтин). В ряде рудных полей совмещены штокверковый и жильный типы оруденения (Джида) или брекчиевый, штокверковый и жильный (Булуктай, Литтл, Коттонвуд). Типичны пульсационный характер и телескопированность оруденения, как и телескопирование одновременных структурных форм.

Рудные тела чаще всего представлены штокверками и жилами. Последние часто приурочены к трещинам скола. Места локализации рудных тел обычно определяются тем же структурным контролем, который определяет места локализации интрузивных тел рудосопряженного комплекса, это — участки развития штоков и этмолитов, дайковые поля. Морфология и размеры рудных тел часто определяются морфологией и размерами интрузивных образований, с которыми ассоциировано оруденение.

Рассмотрим месторождения последовательно, как и плутогенные, в порядке возникновения рудолокализирующих структур в процессе становления интрузивных комплексов.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖИЛЬНОЙ ГРУППЫ

### Штокверковые месторождения

Штокверковые месторождения приурочены к зонам палеозойской и мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации и к интрагеоантисклинальным поднятиям. Форма рудных тел — от штокверков с разнообразной или закономерной ориентировкой прожилков до брекчиевых

обособлений (оруденелые участки неправильной формы, зоны брекчирования), возникших при обрушении или взрывах во время вулканических процессов. Месторождения ассоциируют с ритмично-зональными телами гранит-порфиров. Как нами отмечалось (Повилайтис, 1961), размещение, общая морфология участков породы с зонами ориентированного роста кварца, как и самих зон ориентированного роста, определяются энергетическим фактором — характером и динамикой изменения температурного поля остывающей колонны магмы. Таким же образом, хотя размещение и форма (в плане) ритмично-зональных тел гранит-порфиров отражают рисунок доинтрузивной трещинной системы, время и место образования рудовмещающей штокверковой трещинной системы, а также беспорядочность ориентировки рудных прожилков обусловлены механическим воздействием колонны внедряющейся магмы. Морфология и место локализации оруденения обусловлены энергетическими причинами, а не только местом приоткрытия трещин в момент рудоотложения.

Наибольшие концентрации рудных компонентов приурочены к прожилкам центральных частей штокверков.

Месторождения почти всегда существенно молибденовые с незначительным содержанием вольфрама, однако масштабы вольфрамового оруденения могут соответствовать масштабам средних или даже крупных собственно вольфрамоворудных объектов.

При однородной и относительно изотропной кровле развиваются штокверки, по форме напоминающие шляпку гриба с загнутыми вниз краями. Иногда они располагаются многоярусно одно под другим над вершиной штока. Образование рудовмещающих трещин связано с многократными, направленными вверх, толчками магмы при становлении штоков. Последовательно образующиеся штокверки могут формироваться гипсометрически все ниже и ниже или, наоборот, все выше. При этом может меняться и характер оруденения: более ранние штокверки более обогащены молибденом, а более поздние — вольфрамом (обычно в форме гюбнерита).

При внешнем морфологическом сходстве внутреннее строение молибденоворудных и вольфрамоворудных штокверков различно. Молибденоворудные прожилки, формирующиеся раньше вольфрамоворудных, ориентированы беспорядочно, т.е., согласно экспериментальным данным Г. Л. Поспелова, в условиях гидродинамически более замкнутых. Вольфрамоворудные прожилки при малых размерах штоков приурочены к унаследованным системам трещин одного направления, а при значительно более крупных размерах штоков — к закономерной системе трещин, ориентированных радиально и концентрически относительно штока, оказывавшего диапировое воздействие. В случае физико-механической неоднородности надинтрузивной зоны рудоотложение осуществляется почти исключительно в более хрупких породах и оруденение приобретает в горизонтальном сечении форму линейных овалов и зон. Размеры штокверков и масштабы оруденения, по-видимому, возрастают при усилении иррадиации толчков магмы: они особенно велики, когда

магматические колонны не только дробят породы прилегающих участков, но и вызывают наклонение ранее образовавшихся штокверков.

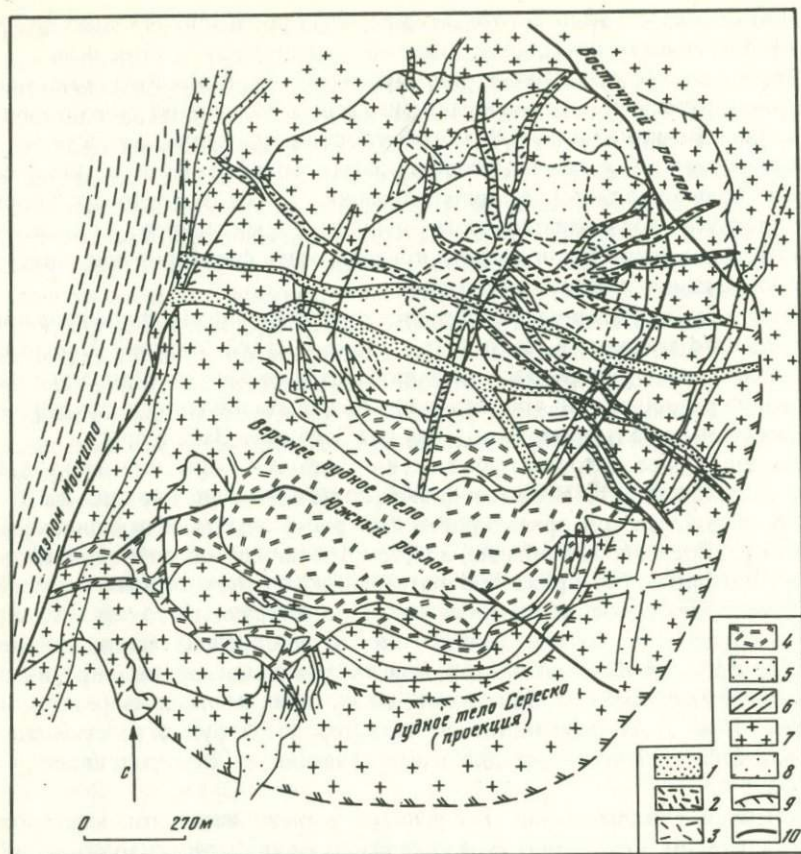
Штокверковое оруденение формировалось на фоне пульсирующего трещинообразования. Разновозрастные трещины вмещают разную минерализацию. Возникло вначале молибденовое оруденение, сопряженное с окварцеванием и калишпатизацией, затем вольфрамовая и, наконец, слабая полиметаллическая минерализация. Такая последовательность соответствует последовательности отложения минералов в пределах обособленных жил. Это позволяет предположить формирование минерализации из единого потока растворов.

Чаще всего оруденение формируется после завершения формирования даек первого этапа, но в некоторых случаях (Селтей, Шалгия в Центральном Казахстане) рудные тела пересекаются дайками второго этапа или последние разобщают во времени существенно молибденовое оруденение от существенно вольфрамового (Джида в Западном Забайкалье).

При еще более высокой проницаемости земной коры, иногда в тех же зонах глубинных разломов, возникают ритмично-зональные тела, в которых большинство зон ориентированного роста слагается не идиоморфными кристаллами, как обычно, а сферолитами кварца, или этомолиты гранит-порфиров без признаков ритмично-зонального строения. Сопровождающее эти особенно близповерхностные интрузивные тела штокверковое оруденение, локализованное либо в апикальных частях штоков, либо в корневой части элмолитов, под их грибовидными расширениями, почти монометалльное молибденовое, содержание вольфрама резко снижается. При этом изменяется и характер околорудного изменения, уменьшается количество стадий минерализации за счет редуцирования поздних.

Переходя к рассмотрению Р-Т условий формирования этих месторождений, отметим, что температура образования руд была около 400–450°. В частности, одно из месторождений Восточного Забайкалья, приуроченное к жерлу вулкана, сформировано пневматолитовыми растворами при 450–460°C и давлениях 850–200 атм, а во время взрыва достигавших 2500–2600 атм (Колтун, Пизнюр, 1970). Таким образом, штокверковое вулcano-плутоногенное оруденение сформировалось при более высоких температурах и более низких давлениях, если не учитывать моменты его резкого возрастания при взрывах, чем жильное плутоногенное.

К этому типу относятся молибденовый гигант – Кляймэкс, где в последние годы расширяется попутная добыча вольфрама. Рудное поле расположено в Восточном вольфрамоворудном поясе США, по Ю. М. Шейнманну, – в зоне третичной тектоно-магматической активизации передового прогиба, окаймляющего Кордильерскую геосинклиналь. Оруденение ассоциировано со сложным штоком риолитового порфира (фиг. 34, 35), сформированным в четыре сближенных импульса (Wallace et al., 1967). Каждый импульс сопровождался образованием даек пегматитов, аплитов, порфиров и гидротемальной деятельностью, приводившей к появлению молибденоворудных тел, подобных по минеральному



Фиг. 34. Схематический геологический план одного из горизонтов рудника Кляймэкс (Wallace et al., 1967)

Третичные штоки порфиров группы Кляймэкс: 1 – дайки позднего риолитового порфирита; 2 – внутриминерализационные дайки порфира; 3 – центральное тело штока Кляймэкс; 4 – южное тело штока Кляймэкс; 5 – кварцевый монцитонит-порфир. Палеозой. 6 – Пенсильванская формация Мэнторн с 40% силлов третичных кварцевых монцитонитов. Докембрий. 7 – граниты и кристаллические сланцы, нерасчлененные; 8 – кремнистая порода; 9 – границы рудных тел, пунктиром – проекции; 10 – разломы. Предполагаемые контакты показаны пунктиром

составу, морфологии и внутреннему строению, но интенсивность минерализации снижалась во времени. Отмечалось (Butler, Vanderwilt, 1933) наличие стадий минерализации, которым соответствуют прожилки: 1) мономинеральные кварцевые; 2) молибденито-кварцевые (резко преобладают); 3) кварцевые с гюбнеритом; 4) сульфидно-карбонатные. Участки концентрации молибденового оруденения и интенсивно-

го калиевого метасоматоза (ортоклазизация), предварявшего оруденение, обычно совпадают.

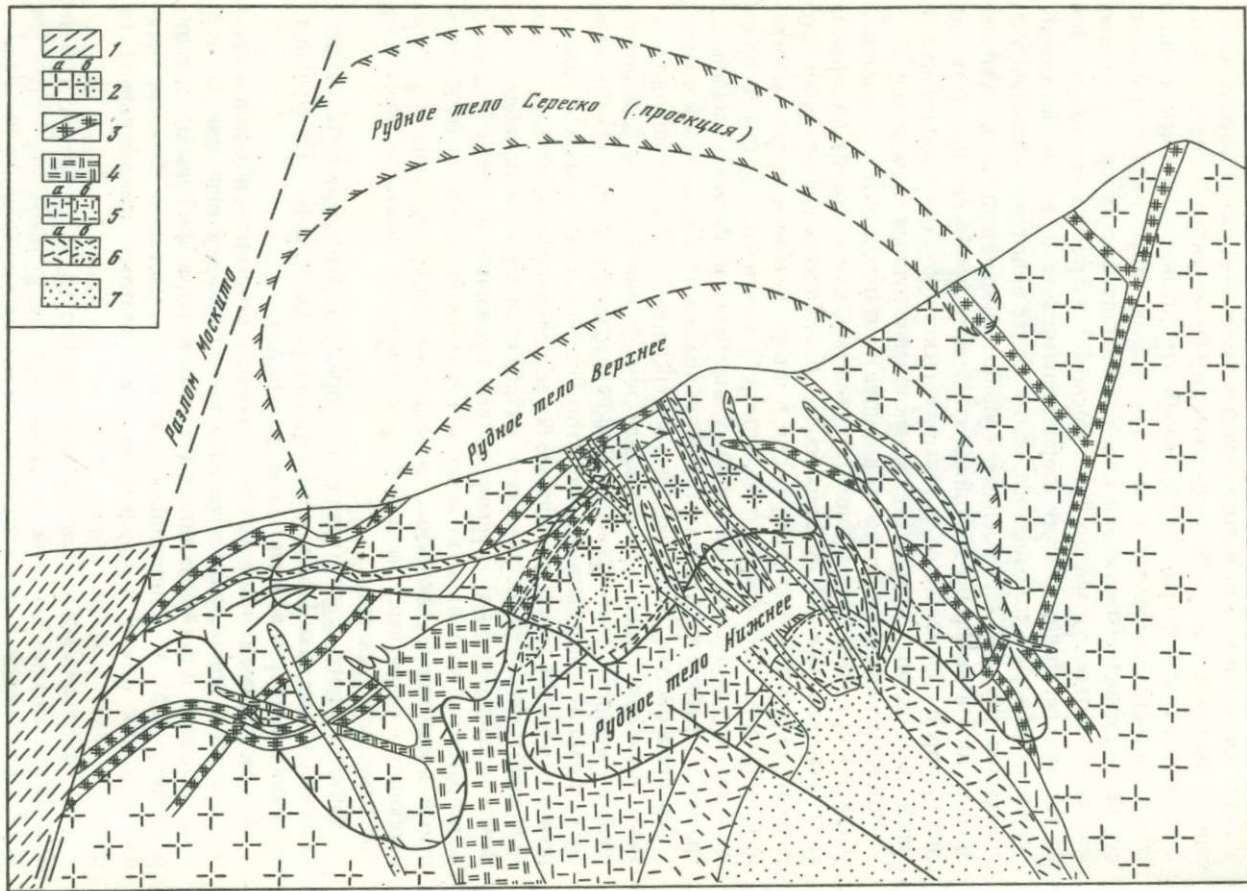
Проявлена горизонтальная и вертикальная зональность оруденения: в апикальной части каждого штока расположена зона окварцевания, охватывающая сверху и с боков полусферическими (выпуклыми вверх наподобие шляпки гриба) зонами молибденоносных штокверков, сменяющихся вверх вольфрамоносными зонами. В рудных телах последовательных стадий подошва вольфрамовой зоны располагалась все ближе к верхнему контакту соответствующего "рудоносного" интрузива, мощность зон возрастала, расстояние между сопряженными зонами отложения молибденита и гюбнерита сокращалось, соотношение вольфрам:молибден увеличивалось. Каждая вертикальная колонна магмы внедрялась восточнее предыдущей и вызывала куполообразование и дробление прилегающих сверху пород. Происходило не только телескопирование разновременной минерализации, но и прогрессивное наклонение рудных тел к западу.

В месторождении Шалгия (Казахстан), находящемся в срединном массиве каледонид, окруженном герцинидами, концентрация вольфрама выявлена лишь местами. Месторождение расположено в зоне глубинного разлома, в дайке фельзит-порфиров и штоке ритмично-зональных гранит-порфиров, залегающих в контакте гранитного массива второго девонского комплекса с массивом ультрабазитов. Ритмично-зональные гранит-порфиры окварцованы и пересечены мономинеральными кварцевыми прожилками. Более позднее, интенсивное изменение пород выражено ортоклазизацией во внутренней зоне рудного поля и серицитизацией во внешней зоне. Имеются редкие прожилки крупнокристаллического кварца с призальбандовыми оторочками и включениями крупночешуйчатого молибденита и обильные более поздние прожилки (несколько генераций) тонкокристаллического кварца с дисперсным молибденитом. Затем последовательно формировались прожилки и жилы кварца с вольфрамитом, шеелитом, козалитом, пирит-кварцевые прожилки, кварцевые прожилки с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, карбонатно-кварцевые, частью с ломонитом и, наконец, прожилки "роговикового" кварца.

Дайки второго этапа (гранит-порфиры, диорит-порфириты, габбро-диабазы) пересекают и метаморфизуют руды, но пересекаются поздними прожилками кварца с галенитом и сфалеритом.

Это рудное поле отличается анизотропным строением, обусловленным чередованием пород, различающихся по физико-механическим свойствам, наличием пластичных пород (серпентиниты, амфиболиты), экранировавших, по М. А. Коноплянцеву, рудоносные растворы. Развитие метасоматических фаций и оруденения здесь поэтому асимметричное (в плане).

По минеральному составу и приуроченности к трещинам отрыва оруденение сходно с соответствующим плутоногенным, но отличается морфологией рудных тел (штокверки, а не жилы или жильно-прожилковые системы), количественными соотношениями молибденита и вольфраматов (здесь резко преобладает молибденит), обилием пирита и



каллишпата, меньшим развитием или отсутствием минералов (флюорит, слюды), содержащих летучие.

Тонкокристаллический облик кварца и дисперсность молибденита Г. Н. Щерба (1960) объясняет метасоматическим происхождением. Но они могут быть обусловлены спадом внутреннего давления и температуры растворов вследствие адиабатического расширения и потери летучих и последовавшим пересыщением растворов. К таким представлениям пришли Ф. В. Чухров (1960), И. В. Булдаков (1971) и мы (Повилайтис, 1971). Возможно, что в рудоотложении участвовали коллоиды, но пор и полостей усыхания в минеральных агрегатах нет.

Руды других штокверковых вольфрам-молибденовых месторождений, ассоциированных с ритмично-зональными телами гранит-порфиров, имеют близкую геологическую, минералого-геохимическую и технологическую характеристику.

Отличается от этих по минеральному составу месторождение Маунт-Плезант (Канада) с комплексным (олово, вольфрам, молибден, висмут, цинк) прожилково-вкрапленным оруденением (Константинов и др., 1969; Ruitenberg, 1972). Площадь рудного поля 2,0x0,8 км. Длина основной рудной зоны 300 м, ширина 30–120 м. Оруденение ассоциировано с субвулканическим штоком и дайками карбоновых (320±18 млн. лет) микрогранитов и риолитов. Малые интрузии этих пород залегают в зоне глубинного разлома, проходящего по контакту среднедевонского плутона гранитов с метаморфизованными осадочными породами. Рудное поле сложено ордовикскими графитовыми сланцами и перекрывающими их верхнесилурийскими или нижнедевонскими граувакками и сланцами, а также кислыми и средними эффузивами, комагматичными с породами прорывающих их малых интрузий.

Оруденение приурочено к каолинизированным дайкам и зонам брекчированных, хлоритизированных и окварцованных пород, содержащих вторичную слюдку и флюорит, и представлено жилами, прожилками и вкрапленностью рудных минералов в измененных породах. Процесс минерализации был многостадийным. Установлена пульсационная концентрическая зональность и телескопированность в размещении руд (от центра рудного поля к его периферии): 1) грейзены с топазом и флюоритом, содержащие молибденит, вольфрамит, касситерит и арсено-

---

Фиг. 35. Обобщенный разрез через рудное поле месторождения Кляймэкс, иллюстрирующий пространственные соотношения вольфрам-молибденовых рудных тел со сложным штоком третичных риолитовых порфиров. Полусферические рудные зоны окружают апикальные части последовательно внедрившихся штоков (Wallace et al., 1967)

1 – палеозойские осадочные породы; 2 – граниты и кристаллические сланцы доксмбрия (а), окварцованные породы (б); 3 – дайки третичных кварцевых монзонит-порфиров; 4–7 – третичные породы четырех генераций, слагающие интрузивные тела, соответствующие последовательным фазам внедрения (а – неизменные породы, б – окварцованные)

пирит; 2) кварц-флюорит-касситеритовые руды с подчиненным количеством сульфидов (станнин, халькопирит и др.); 3) касситерит-сульфидные руды с поздними стanniном, сфалеритом, халькопиритом и другими сульфидами; в жильной массе — кварц, хлорит, флюорит и сидерит; 4) свинцово-цинковые руды (кварц, флюорит, сидерит, сфалерит, галенит).

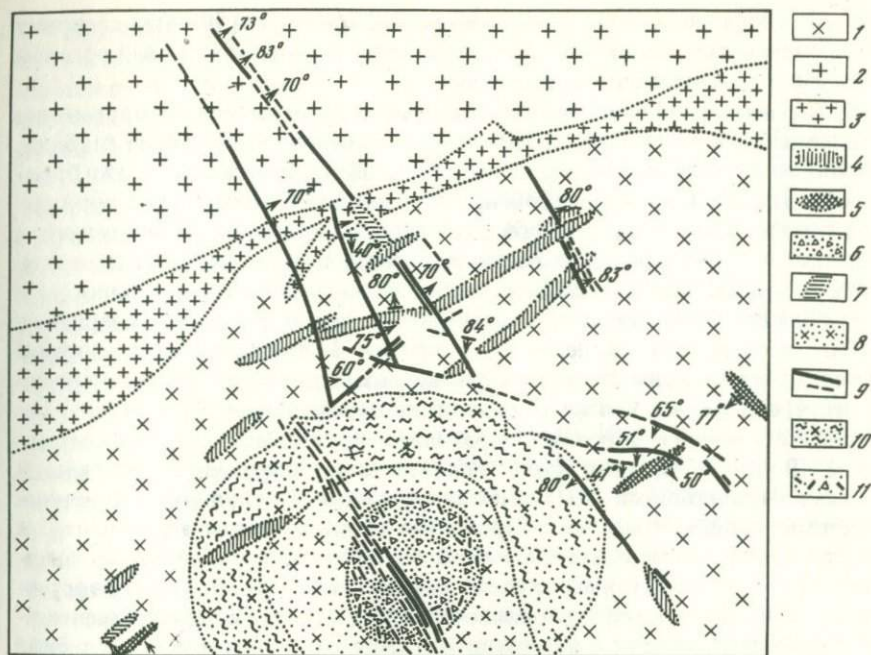
Источником рудоносных растворов были малые интрузии, месторождение возникло на месте кратера взрыва.

### Трубнообразные месторождения

Эти рудные трубки отличаются от плутогенных тем, что в пределах рудных полей находятся единичные трубки, они имеют более прямолинейную форму, не зависящую от морфологии и направления падения контакта интрузива, залегают вертикально или круто наклонены, заполнены брекчией, в которой количество обломков вмещающих пород сокращается от контактов к центру, обломки изменили первоначальное залегание и сцементированы рудным материалом. Эти трубки являются жерлами вулканов либо трубками прорыва газов в консолидированной земной коре. Они имеют молодой возраст и находятся в циркумтихоокеанской зоне мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации.

Молибдено-вольфрамовое месторождение Булуктай находится в зоне мезозойской тектоно-магматической активизации каледонского обрамления Сибирской платформы, в зоне разлома, ограничивающего каледонский эвгеосинклинальный трог. Рудные тела образовались в палеозойских кварцевых сиенитах в экзоконтакте раннемезозойского интрузива лейкократовых гранитов (Туговик, 1959 и др.). Крутопадающее трубкообразное брекчиевое рудное тело, находящееся в центре рудного поля, состоит из обломков гранитов (их количество убывает к центру трубки), сиенит-бостонитов, спессартитов, милонитов и ультрамилонитов и цементирующих обломки рудных минералов. Это тело окружено зоной (мощностью 0,5–5 м) брекчированных гранитов и затем — зоной мусковитизированных гранитов с вкрапленностью рудных минералов (фиг. 36). Вокруг трубчатых тел наблюдаются молибденито-кварцевые и вольфрамито-кварцевые жилы, штокверк прожилков, заполняющих контракционные и тектонические трещины. Имеется трубка меньшей величины.

Г. И. Туговик (1959 и др.) и И. С. Вахромеев (1962) выделяют шесть стадий минерализации, которым соответствуют: 1) кварц-полевошпатовые прожилки и жилы с молибденитом; 2) штокверк анхимономинеральных прожилков молибденита, окружающий трубчатое тело; 3) молибденито-кварцевые прожилки, жилы и цемент брекчии; 4) кварцевые прожилки и жилы с шеелитом, гюбнеритом, местами — с сульфидами, пересекающими брекчию. В прожилках, секущих краевые части трубчатого тела, где обломки представлены кварцевыми сиенитами, наблюдается гюбнерит, а в центральной части тела, где преобладают обломки известковистых сланцев и скарнированных пород, — шеелит;



Фиг. 36. Схематическая карта Булуктайского месторождения по Н. Г. Ключанскому, взята с упрощением из работы А. Ф. Коржинского, 1967

1 – гранит серый; 2 – гранит розовый; 3 – гранит аплитовидный; 4 – дайки лампрофиров; 5 – дайки сиенит-бостонита; 6 – трубчатое тело, сложенное брекчией осадочных и изверженных пород; 7 – кварц-микроклиновые образования; 8 – ореол грейзенизированных серых гранитов; 9 – кварцевые жилы с молибден-вольфрамовой минерализацией; 10 – молибденоносная штокверковая зона; 11 – вольфрамоносная штокверковая зона

5) прожилки кварца со сфалеритом, галенитом, халькопиритом, айкнитом, редкими станнином и кубанитом; 6) жилы и прожилки халцедоновидного кварца с флюоритом. Молибденито-кварцевые жилы залегают вдали от трубок, а вольфрамоносные – чаще в последних. По Р. С. Риппу (1966), дайки аплитов разобщают во времени молибденовую и вольфрамовую минерализацию, вольфрамовому оруденению предшествует кварц-полевошпатовая стадия.

Одно из вольфрамовых месторождений этого типа находится в США, в зоне ларамийской складчатости, окружающей плато Колорадо, в области третичной тектоно-магматической активизации Северо-Американской платформы. Оруденение приурочено к штоку кварцевого монцонита – второй фазе интрузива Литл Коттонвуд (абс. возраст 24–31 млн. лет), прорывающему породы первой фазы вблизи их контакта (Erickson,

Sharp, 1954). В отличие от пород первой фазы, эти породы содержат 3–6% темноцветных (а не 6–10%) — биотит, не сопровождаемый роговой обманкой, имеют и текстурные отличия.

Кварцевые монзониты обеих фаз вмещают равномерное оруденение на площади в несколько квадратных километров на большую глубину. Проявлена концентрическая зональность. Центральная зона — это брекчиевая трубка (диаметром 330 м). Обломки измененных пород пронизаны прожилками и сцементированы кварцем с пиритом, молибденитом, кальцитом, флюоритом, шеелитом. В промежуточной — штокверковой — зоне (мощностью 0,8 км) залегают кварцевые жилы с пиритом и молибденитом. Во внешней зоне имеются, кроме этих жил, кварцевые жилы с галенитом, сфалеритом и пиритом. К трещинам отдельности в породах приурочены пирит, кварц, мусковит и тонкокристаллический шеелит, содержание которых снижается к периферии рудного поля.

Месторождение Чоролке — переходное от жильных к штокверковым. В центре рудного поля залегает некк, окруженный туфами и лавами, граничащими со сланцами ордовика (см. фиг. 16). Имеются системы субширотных жил. Проявлена горизонтальная зональность: в некке и вокруг него залегают жилы с оловянным оруденением, западнее — жилы с висмутовым оруденением, затем — с серебряным, а восточнее — с вольфрамовым и оловянно-вольфрамовым. На верхних горизонтах имеется штокверк с касситеритом, пиритом и кварцем, а на глубине 800 м — кварцево-касситеритовые жилы среди трумалинизированных кварцевых порфиров.

### Жильные месторождения

Жильные месторождения содержат комплексные руды — вольфрам-арсенопиритовые, вольфрам-оловянные, молибдено-вольфрамовые, вольфрам-золотые, вольфрам-полиметаллические. Оруденение многоэтапное, часто телескопированное. Ранняя минерализация может быть представлена молибденоворудными штокверками, но главные вольфрамворудные тела жильные, сформированные в унаследованных, доинтрузивных системах сколов, движение по которым осуществлялось и в процессе отложения руд, а также в оперяющих эти сколы трещинах отрыва. Простирание жил в основном совпадает с направлением удлинения интрузивных тел рудоносных комплексов и их апофиз и в целом отражает направление глубинных разломов. Углы падения жил 45–80° и более; с глубиной крутопадающие рудовмещающие трещины свола выполаживаются, а пологие становятся крутопадающими. Мощность жил особенно велика и часто непостоянная (2–3 м, в раздувах — до 15 м), резко меняется по простиранию и падению.

Месторождения сосредоточены в рудных узлах, на пересечении глубинных разломов, в местах изменения простирания складчатых структур, часто против клиновидных выступов древних платформ в областях с неглубоким залеганием фундамента.

Оруденение возникло в зонах верхнеюрской — нижнемеловой или третичной тектоно-магматической активизации консолидированных рам геосинклиналей. От главной геосинклинальной складчатости оно бывает оторвано промежутком времени свыше 150 млн. лет. Сведения о рудоносных комплексах приведены в ряде работ (Афанасьев, 1964; Повилайтис, 1957, 1960, 1966 и др; Шипулин, Казанский, 1972; Kelly et al., 1971; Дворкин-Самарский, 1971, а также в работах А.М. Борсука, М.Г. Руб и др.). По данным Д.Я. Суражского, И.П. Кушнарера, Е.П. Малиновского, В. И. Игнатовича и других исследователей, внедрение штоков сопровождалось механическим воздействием на кровлю. Состав пород варьирует от кислого до среднего, обычно субщелочной, структура порфировая, реже равномернозернистая.

Интрузивы сопровождаются дайками первого этапа (микрограниты и др.) и второго этапа (малые интрузии субщелочных лейкократовых пород или гибридных из группы лампрофиров). На ряде объектов дайки лампрофиров пересекают штоки гранит-порфиров и раннее Мо оруденение, но вмещают вольфрамовое оруденение. Приуроченность оруденения и близких к нему по времени образования штоков и даек лейкократовых пород к региональным разломам предопределила возможность значительного протяжения оруденения по простиранию и на глубину (вертикальный интервал оруденения ряда месторождений Центральной Боливии и Румынии, а также некоторых других регионов, особенно оруденения, приуроченного к крутопадающим трещинам скола, — около 700 м, оруденения трубчатых и жильных, а также некоторых скарновых залежей — до 1000 м) и значительного разобщения его с интрузивами.

Формирование кварцевых жил с вольфрамовым оруденением после даек меланократовых пород второго этапа, залегание их, в основном, вне штоков и этмолитов, приуроченность к трещинам скола, заложеным до внедрения рудоносной магмы, — все это свидетельствует о поступлении рудоносных растворов с больших глубин, чем в ранние этапы минерализации.

Руды отложились в ореоле становления субвулканических тел, в поле с резким температурным градиентом (теплообмен с вмещающей средой в этом случае происходит не только вверх, но и в стороны), в неравновесных условиях, при большой скорости инфильтрации растворов и высоком градиенте между внутренним и внешним давлением, в относительно открытых системах, при сложных гидродинамических условиях. Структурная и физико-химическая обстановка отложения руд была неустойчивой, результатом чего являются: 1) многочисленность этапов и стадий минерализации и телескопированность оруденения; 2) разнообразие и телескопированность разных форм рудовмещающих структур; 3) проявление сложной зональности — пульсационной (часто концентрической), температурной и литологической; 4) неоднократность поступления потоков рудоносных растворов, каждый из которых отвечает кислотно-щелочной волне (однако степень кислотности растворов не достигала максимальной степени кислотности плутоногенных растворов); 5) разнообразие минеральных видов и среди них — продук-

тов реакций, протекающих с большой скоростью — сульфидов и минералов с более рыхлыми кристаллическими решетками — сульфосолей, обнаруживающих структуры распада и разложения. Наличие некоторых минералов свидетельствует о сильно окислительных условиях (безводные окислы железа, реже — водусодержащие окислы железа и марганца, барит, сербросодержащий галенит, цеолиты). На минеральный состав прожилков и жил (соотношение минералов кальция, железа и марганца) влияет их мощность.

Это вольфрамовое оруденение ассоциирует с сульфидами не только железа и меди, что нередко и в плутоногенных рудах, но и с сульфидами свинца, сульфоантимонидами меди (тетраэдрит, фаматинит), серебра, сульфоарсенидами.

Широкий спектр минеральных видов отвечает большому температурному диапазону (порядка 600–120°C). Разнообразны сульфиды металлов с высокими потенциалами ионизации — простые и сложные, сульфосоли (сульфовисмутиды, сульфоантимониды, теллуриды) с различными стехиометрическими соотношениями одинакового набора компонентов — меди, свинца, висмута, серы; иногда содержатся сульфаты (барит), а из самородных металлов — золото и, как продукт разложения сульфосолей, висмут. Рудам присущи сурьма, серебро, теллур, реже ртуть, необычные для плутоногенных руд.

Характер оруденения, морфология и условия залегания рудных тел, а также особенности зональности рудных полей зависят как от типа металлогенической провинции, так и от морфологии интрузивных тел, с которыми ассоциировано в пространстве и по времени образования оруденение. Рассмотрим примеры месторождений, ассоциированных со штоками (Джида, месторождения Ценского рудного узла и др.) и с этмолитами (Потоси, Бая Сприе).

Месторождение Джида занимает особое геотектоническое положение. Оно находится в участке интерференции крупнейших металлогенических поясов — широтного и Тихоокеанского, на стыке Сибирской платформы с притихоокеанской зоной мезозойской тектоно-магматической активизации, там, где она налагается на зону каледонид. Геосинклинальные отложения представлены здесь кембрийскими осадочными и эффузивными отложениями. Эти породы смяты в складки, метаморфизованы и прорваны раннекаледонскими телами ультрабазитов и базитов, а также плутонами гранитоидов (их возраст 320–360 млн. лет, по Афанасьеву, Браун и Шанину, 1963).

В мезозое территория каледонид была вовлечена в "сводовое поднятие" и разбита разломами, к которым приурочены интрузивы многофазного мезозойского комплекса (Смолянский, 1960; Афанасьев, Браун, Шанин, 1963). Интенсивное оруденение ассоциирует с массивами второй фазы.

Рассматриваемое жильно-штоковерковое месторождение, как и трубчатое Булуктайское, расположено в борту краевого разлома, ограничивающего кембрийский геосинклинальный трог. Оба месторождения находятся в месте скрещения глубинных разломов северо-западного (саянско-

го) и северо-восточного (байкальского) простираний, параллельных бортам выступа Сибирской платформы, вдающегося клином в широтный глобальный металлогенический пояс. По зоне разлома, вмещающей месторождение Джиды, в геосинклиналиную стадию проникла ультраосновная и основная магма.

Оруденение приурочено к Гуджирскому и Горкинскому штокам мезозойских аляскитовых гранит-порфиров и гранитов, залегающим на контакте плутона палеозойских гранитоидов с нижнекембрийскими породами осадочно-офиолитового комплекса. Вблизи штоков эти породы превращены в плагиоклазо-биотитовые, кварцево-эпидото-биотитовые, кварцево-роговообманково-биотитовые роговики, богатые фтором и серой. В Гуджирском штоке и западнее него — в палеозойских кварцевых диоритах — сосредоточены сотни даек палеозойского и мезозойского возраста. Среди последних — лейкократовые граниты и аплиты (дайки "первого этапа"), сиенит-порфиры, бостониты и меланократовые микросиениты (дайки "второго этапа"). Формирование жильных пород разного состава чередовалось при тенденции повышения их щелочности и основности во времени.

О связи (парагенетической) оруденения со штоками свидетельствует ряд признаков (Афанасьев, 1964; Повилайтис, 1957, 1966 и др.), особенно близость возраста и перемежаемость формирования гранитов и оруденения. Возраст гранит-порфиров Гуджирского штока и оруденения, определенный нами калий-аргоновым методом по слюдам и урано-свинцовым методом по аксессуарному браннериту, 147–140 млн. лет, а возраст пород Горкинского штока и пересекающих его рудных жил —  $129 \pm 10$  млн. лет. Во время рудоотложения территория претерпевала интенсивные восходящие движения: одновременно с отложением руд в этом же районе накапливались отложения верхней молассы (гусиноозерская свита  $J_3 - Cr_1$ ).

По представлениям Д. О. Онтоева (1970), Я. А. Косалса, А. Н. Дмитриевой (1971), В. И. Игнатовича (1959, 1961) и нашим, оруденение — молибденовое, редкометальное, редкометально-вольфрамовое, вольфрамовое — соответствует последним четырем из пяти или шести этапов постмагматического процесса. Различия минерализации разных этапов четкие, хотя имеется ряд "проходящих" минералов. Оруденение разных этапов разобщено во времени внедрением даек. Мощность некоторых из них на глубине возрастает, а слагающие их породы приобретают облик гранитов, на основании чего делается вывод (Косалс, Дмитриева, 1971) о связи разнохарактерного оруденения с последовательными фазами кристаллизации гранитов по схеме Ф. Н. Шахова (1960).

В первый этап отложения руд возникло вкрапленное молибденовое оруденение, затем — штокверковое и, наконец, жильное; в последующие — штокверковое и затем жильное — редкометально-вольфрамовое и вольфрамовое. Ранние образования каждого этапа обогащены калишпатом и мусковитом, а поздние — кварцем. Эта цикличность, отмеченная на основании закономерных изменений состава прожилков и жил (Повилайтис, 1957), подтверждена исследованиями околорудного изменения

пород, состава и свойств газовой-жидких включений в минералах (Хетчиков, Онтоев и др., 1970; Косалс, Дмитриева, 1971 и др.). Рудные тела двух ранних этапов рудоотложения — это в основном штокверки кварцевых прожилков в апикальных частях Гуджирского штока; форма молибденового штокверка, по И. П. Кушнареву, напоминает шляпку гриба, ориентировка прожилков беспорядочная, падения в основном крутые. Редкометалльно-вольфрамовый этап представлен залегающим в кровле штокверком кварцевых прожилков с гюбнеритом, сульфидами меди, свинца, железа, цинка, сульфовисмутидами меди, свинца и серебра; по Е. П. Малиновскому и В. И. Игнатовичу (1962), прожилки приурочены к трещинам отрыва, радиальным и концентрическим относительно штока. Этот штокверк охватывает молибденоворудный полукольцом.

Оруденение поздних этапов — мощные вольфрамоворудные кварцевые жилы, как и поздние дайки, размещены чаще всего в доинтрузивных сколовых трещинах (по И. П. Кушнареву), среди кварцевых диоритов (месторождение Холтосон). Жилы часто залегают в контактах даек второго этапа (меланократовые микросиениты и др.), образующих наряду с жильными породами иного состава, дайковое поле западнее Гуджирского штока. По В. И. Игнатовичу, локализация этих жил контролировалась субширотным сбросо-сдвигом протяженностью свыше 2,5 км. По оперяющим его со стороны лежащего бока субширотным нарушениям осуществлялись сбросо-сдвиговые перемещения на десятки метров. К этим нарушениям приурочены жилы большой протяженности по простиранию и в 2—2,5 раза меньшей по падению. Часть жил приурочена к оперяющим сколовым трещинам отрыва, протяжение которых на глубину больше, чем их длина. По нашим данным, минерализация этих трещин различна. К трещинам скола приурочены минералы, отличающиеся менее рыхлыми кристаллическими решетками: из сернистых соединений — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, из вольфрамовых относительно повышено содержание шеелита, в отдельных гнездах представляющего главный промышленный компонент руд, хотя в целом резко преобладает гюбнерит, из минералов, содержащих летучие, — карбонаты, флюорит. В оперяющих их трещинах отрыва из сернистых соединений преобладают сульфосоли, количественные соотношения гюбнерит:шеелит меняются в пользу первого, из минералов, содержащих летучие, резко преобладает триплит; в этих жилах наблюдались признаки гипогенного растворения гюбнерита и перетолжения в полостях растворения вольфрама в виде шеелита (Повилайтис, 1960).

Если при формировании плутоногенного оруденения пластические деформации являются следствием высокого прогресса пород и при остывании последних переходят в дизъюнктивные (в основном трещины отрыва), то в рассматриваемом случае существенных пластических деформаций при образовании трещин отрыва не происходит (видимо, с этим связано развитие незначительного вкрапленного оруденения только в самом начале постмагматического процесса). Зато вблизи крупных сколовых нарушений более ранние рудные жилы и вмещающие их породы подверглись пластическим деформациям, которые вызваны,

по-видимому, переходом механической энергии в тепловую. Таким образом, характер и происхождение этих пластических деформаций иные, чем в случае плутоногенного оруденения.

В вольфрамовых рудах содержатся многочисленные минералы марганца: гюбнерит (главный промышленный компонент), родохрозит, мангананкерит, триплит, гранат. Обильны и разнообразны минералы меди, в том числе сульфовисмутиды — айкинит, хаммарит, линдстремит, а также халькопирит, станнин, кубанит, борнит, что обусловлено, по-видимому, расположением месторождения в пределах бывшей эвгеосинклинальной зоны. Повышенные содержания марганца и пониженные содержания железа в гюбнерите, родохрозите, триплите, сфалерите и мусковите обусловлены относительно высоким содержанием или большой активностью марганца (по сравнению с железом) в рудоносных растворах и высоким окислительным потенциалом.

Околожильное изменение пород проявилось в их десиликации: микроклинизации при отложении молибденовых руд, мусковитизации (фенгитизации), реже микроклинизации — во время редкометалльного этапа, мусковитизации (образовании существенно фенгитовых с флюоритом пород), серцитизации, пиритизации и флюоритизации (березитизации) при отложении редкометалльно-вольфрамовых и вольфрамовых руд.

Интрузивные тела и оруденение сформированы в немногих сотнях метров от поверхности. Своеобразие структуры рудного поля привело к представлениям (Кушнарев, 1947; Малиновский, Игнатович, 1962; Повилайтис, 1969) о тектонической активности магмы при становлении Гуджирского штока. Как и в Кляймэксе, штокверки возникли при повторяющихся вертикальных толчках магмы. Распределение оруденения в рудном поле зональное. Минерализация последующих этапов смещается все дальше от Гуджирского штока, в основном к западу, к центральной части дайкового поля, где протягивается на значительно большие глубины (от 150—200 м в штоке до 700 м западнее его). Зональность в основном пульсационная и литологическая.

Некоторые особенности состава пород и постмагматических растворов (их повышенная изначальная щелочность) определяются высокой нарушенностью и проницаемостью кровли при становлении штоков, улетучиванием кислотных компонентов. Мощный (до 800 м) контактовый ореол роговиков, обогащенных фтором и серой, говорит о выносе из магмы летучих компонентов до ее кристаллизации. О повышенной щелочности растворов свидетельствует многократное формирование обильных прожилков микроклина, присутствие в ряде рудных тел альбита, хлорита, карбонатов, цеолитов, щелочная реакция газожидких включений в кварце, характер околорудного изменения пород и др.

Температурный диапазон формирования этих руд, по сравнению с плутоногенными, значительно растянут (Хетчиков, Онтоев и др., 1970; Косалс, Дмитриева, 1971; Повилайтис, 1957, 1960). В начале каждого этапа минерализации температуры (620—400°C) были выше, чем в конце предыдущего этапа (чаще всего 370—300°C) при общей тенденции снижения температуры в диапазоне 650—120°C. В каждый этап минера-

лизации по мере снижения температуры с прекращением образования эндокинетических трещин и началом приоткрывания экзокинетических трещин кислотность растворов возрастала, возможно, в связи с притоком вадозных вод.

Из работ И. П. Кушнарева, Е. П. Малиновского, В. И. Игнатовича, наших и данных разведки выявляется, что последовательные рудовмещающие структуры проникали на все большие глубины, в связи с чем "дренировались" все более глубокие горизонты магматического очага, чем и обусловлено закономерное изменение характера разновременной минерализации.

Ценское месторождение (Кавказ), наряду с Чохорским и Кванарским, входит в Ценский рудный узел, расположено в зоне граничного глубинного разлома, возникло во время альпийской тектоно-магматической активизации. Оно представлено кварцевыми жилами: вольфрамито-молибденитовыми, турмалино-арсенопиритовыми, арсенопиритовыми, меднопирротиновыми, полиметаллическими, сурьмяными. Оруденение ассоциирует со штоками гранит-порфиров (абс. возраст, по данным А. М. Борсука, 4,15 млн. лет), многоэтапное и резко телескопированное. Вольфрамито-молибденитовые жилы (и частично штокверки), наиболее ранние, расположены в гранит-порфирах и юрских сланцах, они содержат шеелит, немного шерла, редкие пирит, арсенопирит, халькопирит и касситерит. Эти жилы секутся турмалино-арсенопиритовыми, содержащими немного пирротина, блеклых руд, борнита, касситерита, вольфрамита, шеелита, пирита, халькопирита, минералов висмута.

В Чорохском месторождении вольфрамита больше, чем в Ценском. Район сложен сланцами лейаса, которые прорваны множеством даек диабазов. В 300 м от рудного поля обнажены древние граниты, надвинутые по Главному Кавказскому надвигу с севера на сланцы. Оруденение приурочено к зоне контакта двух штоков гранит-порфиров и связанных с ними даек со сланцами. Типы жил: 1) кварцево-вольфрамитовые и молибденитовые, кварцево-пирротиновые и сурьмяные; 2) кварцево-арсенопиритовые, иногда с касситеритом, жилы (наиболее распространены) и прожилки в дайках порфиров; 3) грейзены с редкими зернами касситерита. Кварцево-вольфрамитовые жилы маломощные, содержат арсенопирит, шеелит, халькопирит, пирит и галенит. Молибденито-кварцевые жилы пересечены и смещаются кварцево-арсенопиритовыми.

В Кванарском месторождении, по К. И. Чичинадзе, вольфрамит обнаружен в одной из систем кварцевых жил с жильбертитом, арсенопиритом, пиритом, галенитом.

В месторождениях, ассоциированных с этмолитами, вольфрамовое оруденение, если и имеется, играет резко подчиненную роль, что связано, по-видимому, со становлением этих жил вблизи поверхности, в условиях более открытых систем. Рудовмещающие структуры — протяженные криволинейные трещины скалывания с отходящими от них с выпуклой стороны в местах изгиба опережающими трещинами отрыва. Характерно, что эти трещины, в нижних частях унаследующие ориентировку доинтрузивных разломов, выполаживаются кверху. Рудовмещающие структуры

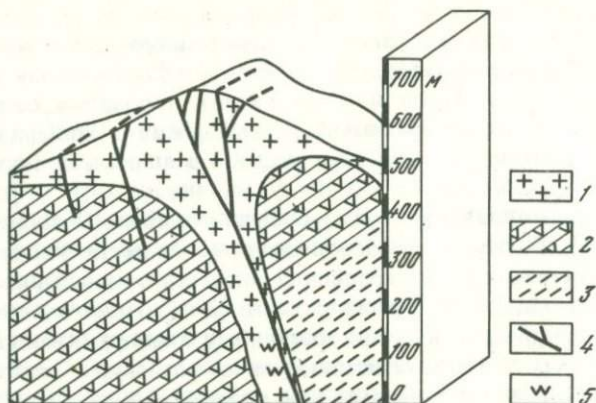
развиваются не сверху вниз, как сопряженные со штоками, а снизу вверх, поэтому наиболее раннее, высокотемпературное вольфрамовое оруденение, богатое сульфидами, но без сульфосолей, локализовано в корневой части этмолитов и прилегающих породах кровли, а более позднее, богатое разнообразными сульфосолями и минералами серебра, — в верхних горизонтах рудных полей — в апикальном грибовидном расширении интрузивных тел.

Из вольфрам-оловянных месторождений опишем Потоси (Центральная Боливия). Рудное поле расположено в зоне третичной тектоно-магматической активизации палеозойской миогеосинклинальной структуры. Оруденение возникло во время резкого воздымания вмещающего его блока Анд, приурочено к среднетретичному этмолиту, находящемуся в зоне поперечных к складчатости крупных разломов. Этмолит сложен дацитами, кварцевыми латитами или кварцевыми порфирами (?), его корневая часть имеет форму мощной дайки. Вблизи поверхности породы интенсивно окварцованы, а на глубине — серицитизированы. Рудные тела приурочены к субмеридиональным сколовым нарушениям и северо-восточным трещинам отрыва. В верхних горизонтах они сосредоточены в штоке и его экзоконтактной зоне, глубже — в третичных вулканогенно-осадочных породах, еще глубже — в песчано-сланцевой толще ордовика. Падение жил в этмолите согласное с его ближайшим контактом, в кровле — от крутого в сторону этмолита до вертикального. Глубина отложения руд, по стратиграфическим данным, — первые сотни метров.

Имеется пять систем жил. Установлено пять стадий минерализации, которым соответствуют минеральные ассоциации: 1) кварц, пирит, касситерит, второстепенные — арсенопирит, а также вольфрамит и висмутин, содержание которых возрастает с глубиной; 2) станный и халькопирит, отложившиеся в основном на верхних горизонтах; 3) тетраэдрит, немного сфалерита, матильдита, андорита; 4) сульфосоли свинца, пираргирит, немного галенита; 5) алунит, иногда барит. Стадии соответствуют двум этапам минерализации. Оловянное оруденение (этап I) сосредоточено в участке Потоси Б, а более позднее оловянно-серебряное (этап II, объединяющий стадии 2–5), сконцентрировано в участке Потоси А.

Скопления минералов серебра, иногда барит, обильные в верхних частях жил, на глубине обогащаются касситеритом, в ряде жил — вольфрамитом и висмутином. Вертикальный интервал богатых руд 350 м. Проявлена горизонтальная зональность: жилы с серебром и оловом окружены с севера, запада и юго-запада жилами с галенитом и серебром, а еще западнее залегает жила, содержащая только минералы серебра. Строение жил ритмично-полосчатое.

В промышленных количествах вольфрамит содержится на нижних горизонтах в ряде жил комплексного месторождения Бая Сприе (Румыния) (Superçeanu, 1957), расположенного на границе Паннонского внутреннего массива с депрессией Трансильвании в золото-серебряном рудном поясе, протягивающемся через Чехословакию, Венгрию и Румынию. Рудное поле локализовано в вулканическом кратере и прилегающей



Фиг. 37. Схематическая блок-диаграмма месторождения Бая Сприе, взята с упрощением из работы Суперчану (Superçeanu, 1957)

1 – риолит; 2 – брекчии и туфы риолитов и дацитов; 3 – глинистые сланцы; 4 – жильная зона; 5 – участок распространения вольфрамит и шеелита

зоне. Оно сложено миоплиоценовыми андезитами и риолитами (пирокласты, брекчии, туфы, перемежающиеся с лавами), а также глинистыми сланцами.

Эруптивы выполняют трещины скола. Широтная Главная жила, залегающая в этмолите, сложенная измененными андезитами, на верхних горизонтах многократно ветвится (фиг. 37). Минерализация богата и разнообразна. Проявлена зональность, более четко – вертикальная. В верхней, эпитермальной зоне распространены серебросодержащий галенит, антимонит, мышьяковые и сурьмяные сульфосоли серебра, свинца, редко – меди, железа. В виде микровключений в галените встечаются сульфосоли железа, серебра, аргентит, реальгар, аурипигмент, метастибнит, киноварь.

К мезотермальной зоне приурочены шеелит и вольфрамит, а также обильные сульфиды (сфалерит, галенит, пирит, халькопирит). На нижних горизонтах зоны пирит и халькопирит начинают преобладать, арсенопирит, гематит, пирротин, вольфрамит и шеелит встречаются чаще, а сфалерит становится железистым. Антимонит, бурнонит, сульфосоли еще образуют местные концентрации. Из жильных минералов отмечаются кварц, хлорит, карбонаты, флюорит, полевошпат. Таким образом, и в этой зоне телескопирована мезо- и эпитермальная минерализация. Текстуры жил асимметричные и брекчиевидные. Характерны смеси и псевдоморфозы.

К вулканоплутоногенным относится, по-видимому, и вольфрамполиметаллическое месторождение Сан Кристоаль (в Перу).

## СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вулкано-плутоногенное вольфрам-молибденовое оруденение в скарнах, в отличие от плутоногенного, находится в ограничивающих инверсионные антиклинории грабен-синклиналях, испытывавших погружение на фоне общего поднятия во время тектоно-магматической активизации (Тырнауз), а также в пределах передовых прогибов, подвергшихся тектоно-магматической активизации (Айрон Маунтин).

Месторождение Тырнауз (на Кавказе), изученное С. П. Соловьевым, В. В. Ляховичем, Н. А. Хрущовым, А. В. Пэком, Н. К. Нефедовым, О. В. Кононовым, Г. Д. Афанасьевым, А. М. Борсуком и др., расположено в месте скрещения продольных и поперечных глубинных разломов в шовной зоне, разобщающей структурно-формационные зоны Передового хребта и Осевую. Это — узкая (шириной 2–3 км) грабен-синклиналь, вмещающая сильно метаморфизованные и нарушенные осадочные породы ( $D_3$ ,  $C$ ,  $J_1$ ), разновозрастные, разнообразные (от гранитов до ультрабазитов) интрузивы и субвулканические тела кислых пород.

В альпийское время этот район, входивший в состав эпигерцинского обрамления Русской платформы, подвергся тектоно-магматической активизации — интенсивным восходящим глыбовым движениям, сопровождавшимся резким расчленением рельефа. Тогда же внедрились "малые интрузии" гранитов и гранит-порфиров многофазного вулкано-плутонического комплекса.

Глубинные разломы, ограничивающие шовную зону, заложены в каледонское и оживлялись до третичного времени. По Е. Е. Милановскому, направление и интенсивность вертикальных движений земной коры (с амплитудой 1–2 км) менялись: в верхнем палеозое эта структура была грабеном, а после нижней юры — горстом. Зона разбита продольным разломом и множеством мелких сбросов. Простираение складчатости выявлено лишь местами — запад-северо-западное. В рудном поле имеется сильно нарушенная разрывами антиклинальная складка волочения, сложенная мраморами  $D_3-C_1$ . Она пронизана телами лейкократовых гранитоидов, залегающими, как и оруденение, только среди палеозойских пород, в отличие от гранитов, внедрившихся и в породы нижнего лейаса.

Магмой, образовавшей граниты, вызваны мраморизация известняков, образование по алюмосиликатным породам биотит-кордиерит-андалузитовых и амфиболовых роговиков, возможно скарнирование. Эта магма поднималась вдоль центрального глубинного разлома и раптекалась по горизонтальному нарушению. Тела лейкократовых гранитоидов и гранитов — трещинные; роль проплавления и ассимиляции пород была, по А. В. Пэку, подчиненной. Структура лейкократовых гранит-порфиров на протяжении свыше 1000 м по вертикали однообразная (Хрущов, 1958), текстуры в апикальных и приконтактных частях тел ритмично-зональные. Становление комплекса происходило в ряд фаз: 1) биотитовые порфиroidные граниты I Эльджуртинского массива; 2) лейкократовые гранитоиды штока Паук, окаймленные ранними пироксен-плаггиоклазовыми скарнами с молибдошеелитом, пересеченные штокверком молиб-

денито-кварцевых прожилков; 3) пересекающие оруденелый скарн, но пересекаемые единичными молибденито-кварцевыми прожилками лейкократовые гранитоиды интрузивного тела Самолет; 4) биотитовые порфиroidные граниты II и их апофизы; 5) липариты, слагающие некки. Граниты моложе лейкократовых гранит-порфиров и штокверкового молибденового оруденения, их верхний, горизонтальный контакт срезает нижнюю часть осадочной толщи и главный рудный скарн, приуроченный к контакту известняков и роговиков.

Вдоль контактов интрузивных тел имеются лишь маломощные каймы биметасоматических скарнов со скудным оруденением. "Главное" рудное тело, по О. В. Кононову (Кононов, Назьмова, Свириденко, 1971 и др.), А. Ф. Свириденко, В. Я. Ушакову, Г. А. Семочкину, приурочено к разбитой разломами замковой части антиклинальной складки волочения, ядерная часть которой сложена мраморами, а периферическая — апсланцевыми биотитовыми роговиками. Оруденение протягивается в прилегающую синклиналь. Вдоль межформационного или тектонического несогласия по биотитовым роговикам образовались оруденелые скарны, мраморы же вмещают лишь более поздний штокверк скарновых жил.

Вольфрамное оруденение возникло, в основном, синхронно с одним из ранних поступлений магмы, а молибденовое формировалось и позже. Важнейшие компоненты руд в ранних образованиях представлены, по О. В. Кононову, молибдошеелитом ( $0,07-7,19\% \text{MoO}_3$ ), а в поздних — молибденитом и шеелитом. Содержание молибдена в молибдошеелите зависит от минерального состава вмещающих скарнов (данные О. В. Кононова и Е. Н. Граменицкого), что подтверждает выводы Н. А. Хрущова и Н. К. Нефедова о синхронности кристаллизации молибдошеелита со скарнообразующими пироксеном и плагиоклазом. Однако значительная часть оруденения, по данным О. В. Кононова и Е. Н. Граменицкого, наложена на скарны и приурочена к нарушениям. При этом крупные разломы, проникающие на значительные глубины, вмещают низкотемпературную минерализацию, а высокотемпературное вольфрамное оруденение приурочено к оперяющим эти разломы нарушениям более высоких порядков, следовательно, в рудном поле проявлена структурная зональность оруденения, имеющая сходство с зональностью жильных вулканоплутоногенных месторождений.

Вокруг молибдено-вольфрамных рудных тел, в стороне от них и гипсометрически выше располагаются медные, свинцовые, свинцово-сурьмяные, сурьмяные и ртутные. Имеются кварцево-арсенопиритовые жилы с важными компонентами, наложенные на скарны, и скарновые оловорудные проявления.

Оруденение парагенетически связано с вулканоплутоническим комплексом, к которому относятся ритмично-зональные тела лейкократовых гранитоидов, являющиеся, по А. В. Пэку, апофизами эльджуртинских гранитов первой или второй фазы. Последовательность формирования и минеральный состав прожилков, залегающих в лейкократовых гранитоидах, сходны с таковыми многих вольфрам-молибденовых месторождений, ассоциированных с ритмично-зональными телами гранит-порфиров.

Возраст гранитоидов разными исследователями определяется различно — от палеозойского до кайнозойского. Г. Д. Афанасьев и А. М. Борсук, основываясь на материалах абсолютного датирования и геолого-петрографических, считают граниты верхнетретичными. К тому же, что и гранитоиды, комплексу относятся липариты, отличающиеся, по данным В. В. Ляховича, самым высоким для магматических пород района содержанием молибдена и вольфрама.

Небольшое скарновое месторождение Айрон Маунтин находится в передовом прогибе, окаймляющем с востока складчатую систему Кордильер и входит в Центральный вольфрамоворудный пояс США. Вольфрамоносные скарны ассоциированы с некками, пластовыми залежами риолитов и дайками аплитовидных гранитов, прорвавшими пологопадающие известняки карбона в третичную (миоцен ?) эпоху тектоно-магматической активизации.

Особенностями этого скарнового месторождения являются обилие граната и магнетита и повышенные содержания (не свыше 4%) флюорита. В массивных телах андрадит-магнетит-флюоритового состава, залегающих согласно с напластованием вмещающих пород не только в контактах интрузивных тел, но и вдали от них, содержится молибдошеелит ( $11, 22\% \text{MoO}_3$ ). В менее распространенных, более поздних тонкополосчатых породах, слагающих линзо-, трубо-, и пластообразные тела, залегающие среди массивных скарнов, содержится гельвин. Эти породы состоят из чередующихся полос магнетит-флюоритового состава и зон, обогащенных гельвином, гранат в этих породах редок и представлен гроссуляром. При возрастании содержания алюмосиликатов, особенно везувиана, который, как и гранат, содержит примесь бериллия, содержание гельвина резко сокращается.

Образованию скарнов предшествовали пластические и хрупкие деформации контактово-метаморфических пород. Некоторые дайки аплитов и риолитов пересекают рудоносные скарны (Jahns, 1944).

#### МЕСТОРОЖДЕНИЯ, АССОЦИИРОВАННЫЕ С ИНТРУЗИВНЫМИ ТЕЛАМИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В эту группу объединены месторождения, обычно выделяемые в ферберит-антимонитовую или ртутно-сурьмяно-вольфрамовую формацию. Они изучены К. И. Чичинадзе (1945), М. С. Сахаровой (1959), А. Д. Щегловым (1959, 1960 и др.), А. М. Быбочкиным (1965), F. Ahlfeld (1938), Loomis, 1937, T. S. Lovering, O. Tweto (1953), A. Maucher (1965) и др.

Месторождения этого типа распространены в западных штатах США, Боливии, Перу, Китае, Турции, Сардинии, Греции, Австрии, Югославии, Восточном Забайкалье, на Большом Кавказе, имеются на Чукотке. Они встречены на платформах — в древних щитах (Усин, Сиан, Тоуан в Китае), краевых частях плит (Ледвуд в Южной Дакоте) и передовых прогибах (Боулдер в США, Хуландой на Кавказе). В складчатых

системах они расположены во внутренних массивах ранней консолидации (Барун-Шивея, Ново-Ивановское в Восточном Забайкалье, Гюмюслер в Турции), интрагеоантиклинальных поднятиях (в районе Пырркааанского массива на Чукотке, Анкораимес, Асценсион и др. в Боливии, Йеллоу Пайн в США) и интрагеосинклинальных прогибах (Сагеби и др. в Горной Раче на Кавказе). Таким образом, эти месторождения локализованы как в структурах раннегеосинклинального заложения, так и в отрицательных структурах, формирующихся на платформах в связи с поздними стадиями развития прилегающих геосинклиналей.

По возрастным соотношениям с главной геосинклинальной складчатостью месторождения разбиваются на две группы. Большинство из них образовалось спустя значительное время после главной геосинклинальной складчатости, во время третичной тектоно-магматической активизации. Возраст оруденения в Калифорнийско-Невадском рудном поясе — граница эоцена и олигоцена (Kerr, 1946; Щеглов, 1968); в Центральной Боливии плиоценовый (9,5 млн. лет и 7,5 млн. лет) (Ahlfeld, 1938), на Кавказе третичный (Чичинадзе, 1945; Сахарова, 1959), как и возраст части вольфрамового оруденения Турции.

Месторождения другой группы, имеющие сходный с этими минеральный состав, но представленные "стратиформными" залежами в слоях графитистых сланцев и в меньшей степени в метадиабазам, выявлены в Турции, Греции и Австрии. Считают, что это оруденение эксгаляционно осадочное. Оно сформировано в ордовике-девоне при подводных излияниях основных лав (инициальный вулканизм), в дальнейшем оно было охвачено варисской складчатостью. Минерализация отличается от третичной: 1) она распространена на громадных площадях (в Восточных Альпах — на площади 400 x 80 км); 2) руды представлены сериями пластовых залежей, претерпевших, как и вмещающие их породы, интенсивные варисские деформации и метаморфизм, а в районах проявления особенно интенсивной тектоники, метаморфизма и гранитизации — только жилами; 3) распространение оруденения ограничено разломами; 4) минерал вольфрама представлен лишь шеелитом, который местами содержит изоморфную примесь молибдена или тончайшие включения тунгстенита. В других объектах шеелит не содержит молибдена, ассоциирует с небольшим количеством антимонита или золота. В месторождении Тукс (Австрия) имеются секущие, возможно третичные жилы кварца с шеелитом и антимонитом, редко имеющие промышленное значение.

Поскольку для детального рассмотрения месторождений второй группы данных недостаточно, дальнейшее изложение касается только постскладчатых, молодых месторождений. Сходство оруденения обеих групп заключается в его связи с очагами основного вулканизма. Различие в том, что молодые месторождения возникают в условиях наземного вулканизма при быстрых восходящих движениях, в ассоциации с проявлениями риолито-диабазовой формации, а древние — по-видимому, при глубоком раскалывании земной коры в условиях резких нисходящих движений во время подводных излияний лав диабазовой формации (инициальный вулканизм).

Третичные месторождения находятся в сферах деятельности глубинных разломов (Борщевочный разлом, Главный Кавказский надвиг), по которым при отложении руд осуществлялись движения надвигового типа. Это оруденение, в отличие от ассоциированного с гранитами, возникает в разломах второго порядка, оперяющих глубинные разломы со стороны лежащего бока, в опущенных блоках. Во время отложения руд и эти, опущенные блоки воздымались. Руды залегают в трещинах скола, осложняющих замковые части или крылья сильно нарушенных антиклиналей (Барун-Шивея, Сагеби, Ноцара).

Месторождения обычно сосредоточены в поясах длиной в десятки километров. Длина рудного пояса, протягивающегося вдоль Главного Кавказского надвига, 40 км, рудного пояса Боулдер 16 км; в щите Цзяннани длина северного рудного пояса (шеелито-сурьмяно-золотые, частично с ртутью, месторождения Усин, Тинцзуси и Лендяси) — 30 км, а южного — свыше 15 км. В складчатых областях рудные пояса согласны с простиранием геосинклинальных структур (субпараллельны граничным глубинным разломам) или секут блоки с неодинаковыми историей или темпами развития. Так, размещение этих месторождений в Боливийской провинции не зависит от ее поперечно-блокового строения, отчетливо влияющего на размещение более ранних кварцево-вольфрамотных и сульфидно-вольфрам-оловянных месторождений. При пересечении рудным поясом смежных поперечных тектонических блоков состав и текстуры руд, а также морфология рудных тел не изменяются, что указывает на глубинный источник оруденения или особенно большую глубину заложения магмо- и рудоподводящих структур. Если же рудный пояс пересекает границы продольных структур, характер оруденения меняется. Например, там, где пояс кавказских ферберит-антимонитовых месторождений переходит из зоны южного склона в осевую зону главного хребта, в рудах исчезает ферберит (месторождение Эдена).

В консолидированных структурах раннегеосинклинального заложения месторождения образовались после наложения межгорных впадин, заполненных континентальными мелкообломочными красноцветами с медным оруденением (в Центральной Боливии), грубообломочными континентальными отложениями с прослоями основных лав (в Восточном Забайкалье) или молассовыми песчано-глинистыми отложениями с прослоями известняков и углей, синхронными с излияниями базальтов в соседних районах (Северная Америка). В США общее поднятие началось на границе эоцена и олигоцена, а руды образовались на границе миоцена и плиоцена. Во всех регионах эти руды образовались раньше начала оледенения.

Геотектонический режим, при котором формировались руды, определялся общим сводовым воздыманием территорий (сопровождающимся раскалыванием земной коры, возможно, до границы базальтового и сиалического слоев) и быстрыми вертикальными перемещениями блоков с амплитудами до нескольких километров. Почти все месторождения находятся на значительных абсолютных отметках, что обусловлено отставанием скорости эрозии от скорости воздымания земной коры.

Однако местами они залегают на таких же или даже меньших гипсометрических отметках, как более древние плутоногенные (Абдуллаев, 1960; Turneure, Walker, 1947).

Оруденение не обнаруживает четкой ассоциации с интрузивными телами. Оно локализовано почти всегда вне полей развития контактового или регионального метаморфизма, а нередко и вне полей распространения магматических пород вообще, поэтому связей его с магматическими формациями обычно не рассматривают.

Часто оруденение сопряжено с дайками основных, средних, редко — кислых пород, являющимися корнями лавовых покровов риолито-диабазовой и диабазовой формации.

Предполагают, что источником рудоносных растворов был базальтовый слой. Это предположение подтверждают следующие факты: ассоциация минералов вольфрама с минералами особенно низкокларковых элементов — ртути, сурьмы, мышьяка, золота, присутствие в ферберитах ряда объектов (Боулдер) примеси хрома и никеля, а примеси вольфрама — в латитах, слагающих дайки, приуроченность руд к передовым прогибам — структурам с пониженной мощностью сиалической коры. Ассоциация руд с дайками структурная: они локализованы в одних зонах разломов, в трещинных системах, секущих границы структурных этажей и, возможно, достигавших земной поверхности. В некоторых регионах руды приурочены к поясам развития даек (реже силлов и штоков) пород резко контрастного состава, варьирующего от основного, иногда повышенной щелочности (монцититы); до кислого (реже). Руды образовались позже магматических тел. Лишь в Боулдер и Иеллоу Пайн золотое оруденение сформировалось раньше самых поздних из серии основных даек, а вольфрамовое — позже.

Минеральный состав руд не зависит от состава рудосопряженных магматических проявлений. Так, в США оруденение месторождений Атолия и Зака (в Калифорнии), а также Ледвуд (в Южной Дакоте) контролируется дайками, силлами и штоками верхнемиоценовых риолитов, однако руды представлены соответственно шеелитом, гюбнеритом, вольфрамитом. И, наоборот, минеральный состав руд, ассоциированных с разными типами интрузивных пород, может быть сходным.

Интрузивные тела трещинные. Признаки диапирового воздействия магмы на вмещающие толщи отмечались только в рудном поясе Боулдер, отличающемся от типичных представителей группы и по минерализации. О вулканическом образовании интрузивных пород можно судить по их скрытокристаллическим структурам, присутствию зон закалки, реже — тончайшей флюидалности или даже стекловатого базиса. Эти предшествовавшие и сопутствовавшие оруденению дайки (а тем более руды) формировались в слабо прогретых породах.

На составе вольфрамовых руд сказывается состав руд других месторождений рудного комплекса, в них появляются в районах развития золотых месторождений — золото, в районах развития сурьмяных месторождений — антимонит, в районах развития ртутных месторождений — киноварь. Вольфрам же появляется, иногда в промышленных количе-

ствах, в месторождениях серебра, сурьмы. Полиметаллические, урановые, мышьяковые, флюоритовые месторождения переходов к вольфрамовым не дают. Минералы ртути проявляются в рудах лишь при наличии минералов сурьмы. Содержания в комплексных рудах отдельных металлов (W — до 4%, Sb — до 5%, Au — до 4%, Hg — до 1,5%) не достигают максимальных, отмечаемых для монометалльных вольфрамовых и сурьмяных руд.

Месторождения монометалльные и комплексные: 1) ферберит-антимонитовые (месторождения Горной Рачи и Хуландой на Кавказе, Ново-Ивановское в Забайкалье, Анкораимес, Калакалани, Леквепалка в Боливии); 2) ртутно-сурьмяно-вольфрамовые (Иеллоу Пайн близ Стибнита и Атолия в США, Юлиана и Асценсион в Боливии, месторождения Сардинии, Гюмюслер в Турции); 3) шеелитовые (Сильвер Дайк в США); 4) золото-ферберитовые (Боулдер в США); 5) гюбнерито-серебряные (Зака в Калифорнии, Ледвуд в Южной Дакоте).

Два последние по минеральному составу и геохимическим особенностям руд близки к вулcano-плутоническим — сульфидно-вольфраматы месторождениям, в них нет антимонита, киновари, но есть сульфосоли, обильны минералы, богатые сурьмой и (или) железом: ферберит, железистый сфалерит, бертьерит. По условиям формирования они являются также переходными, поскольку связаны с субвулканическими телами центрального типа. Особое тектоническое положение — в тыловой части зоны тектоно-магматической активизации платформы — занимает месторождение Боулдер.

Разнородная минерализация обычно относится к разным стадиям, последовательность которых выдерживается только в пределах рудных районов. Так, в кавказских месторождениях и в северо-американских (Иеллоу Пайн, Атолия) вольфраматы выделились раньше антимонита, а в Забайкальских (Барун-Шивея) — позже. В ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях Забайкалья (Ново-Ивановское, Ново-Казачинское), в которых сохранились колломорфные текстуры руд, те же минералы образовались, по В. С. Кормилищину, в одну стадию минерализации.

Местами в рудных поясах выявлена линейная (продольная и поперечная) асимметричная миграционная зональность. Так, на южном склоне Главного Кавказского хребта по простираению рудного пояса с запада на восток антимонитовые месторождения (Эдена) сменяются ферберит-антимонитовыми (Сагеби и др.) и затем ферберитовыми (Мамиссоны); антимонит-ферберитовые месторождения расположены ближе к региональному разлому, контролирующему оруденение и размещение даек, чем киноварные и особенно мышьяковые, находящиеся уже вне пределов полей развития интрузивных тел (Сахарова, 1959). Элементы подобного распределения минерализации в пределах одного рудного поля отмечены в Иеллоу Пайн (США). В Боливии пояса сурьмяных месторождений, иногда содержащих золото или ферберит, расположены симметрично относительно вольфрамово-оловорудных. Они связаны с древними сбросами и похожи на древние золото-кварцевые жилы (Ahlfeld, 1967).

Концентрическая зональность отмечена на месторождении Зака (в Калифорнии).

Предполагают (Schneider—Scherbina, 1963 и др.), что ферберит-антимонитовые месторождения Боливии возникли путем переотложения компонентов, вынесенных растворами из высокотемпературных жил. Нам представляется, что эти руды образовались независимо: плутоногенные и вулканогенные месторождения не всегда ассоциируют, на Кавказе, в Китае, частично в США они расположены в разных структурно-формационных зонах, изредка антимонито-кварцевые жилы (третичные) не несут вольфрамового оруденения, даже если секут вольфрамоворудные тела.

Возраст вмещающих пород протерозойский (США, Китай), палеозойский (в Турции, США), мезозойский (Восточное Забайкалье), третичный (США). Оруденение локализовано в фундаменте платформ, нижнем и верхнем ярусах геосинклинального и в платформенном структурном этаже. Наиболее крупные месторождения расположены в протерозойских породах (Боулдер, Сиан, Тоуан) или даже архейских (Атолия), что для вольфрамовых месторождений является большой редкостью. В Боливии месторождения распространены на всей территории, но в центральной и южной ее части, где глубина залегания фундамента менее значительная, они не только многочисленнее, но и богаче, чем в северной. Экранирование растворов перекрывающими толщами верхнего структурного этажа имело значение лишь в Атолии (втором по величине в США после Милл-Сити) и Ледвуд.

Вмещающие породы — осадочные (углисто-глинистые сланцы), реже метаморфические (кварциты) или магматические. Оруденение, в отличие от плутоногенного и вулканоплутоногенного, встречается и среди слабо метаморфизованных морских осадков, в Северной и Южной Америке, Восточном Забайкалье — это песчано-сланцевые породы. Иногда они мелководные. В частности, в районе Сагеби на поверхности сколов глинистых сланцев нами наблюдались следы волноприбойных знаков и отпечатки растительности. Приуроченность к мелководным морским отложениям отмечалась и для месторождений ртутно-сурьмяно-вольфрамового комплекса восточного Средиземноморья (Maucher, 1965).

На характер оруденения и его локализацию большое влияние оказывают состав и физико-механические свойства вмещающих пород. Так, в ферберит-антимонитовом месторождении Кондок (Боливия) в жилах, залегающих среди песчаников и кварцитов, отлагались шеелит и ферберит, антимонит же локализуется, в основном, в жилах, залегающих чаще всего в черных глинистых сланцах (Ahlfeld, 1938). П.Керр (Kerr, 1946), ссылаясь на исследования Ловеринга, отмечает, что в Боулдер Каунти (США) воздействие сходных вмещающих пород оказывается обратным. На Кавказе ферберит-антимонитовое оруденение проявилось в пределах полосы развития юрских глинистых сланцев, а ртутное — в карбонатных отложениях нижнего мела (Сахарова, 1959). Вообще же антимонито-ферберитовые руды залегают, в основном, в пластичных породах — глинистых сланцах. Возможно, в данном случае велика роль

восстановительной среды органических остатков в высаживании рудных компонентов из растворов, далеко мигрировавших по крупным тектоническим нарушениям от их источника. Руды, содержащие киноварь, часто залегают в более плотных кремнистых породах, кварцитах, а антимонито-шеелитовые, нередко с золотом — в богатых кальцием осадочных и интрузивных породах (кварцевые монциты, кварцевые диориты). При залегании кварцевых жил с шеелит-сурьмяно-золотым оруденением среди доломитизированных известняков (месторождения Сиан и Тоуан в Китае) жильное заполнение обогащается кальцитом (до 35%) и в нем появляется ртуть (до 0,15%).

Состав руд, особенно содержащих антимонит или киноварь, беден. Вольфраматы ассоциируют с антимонитом, реже — с киноварью (они также могут иметь промышленное значение), иногда с сульфидами серебра, золотом. В отличие от плутоногенных и вулcano-плутоногенных руд, в которых обильны минералы мышьяка (арсенопирит), для этих руд характерна сурьма в виде антимонита. Сульфиды мышьяка редки (в месторождениях Горной Рачи встречается немного арсенопирита, еще реже — аурипигмент).

Различия состава руд, обусловленные типом провинции, выражены в составе важнейшего минерала: это шеелит, либо один из крайних членов ряда вольфраматов, что обусловлено, возможно, резким снижением степени изоморфной смесимости гюбнерита и ферберита. В ферберитовых месторождениях минералы марганца отсутствуют, лишь изредка отмечается немного позднего гюбнерита, выделившегося в полостях. Однако в рудах Ледвуда и Ноцары содержится и вольфрамит (в Ноцаре он выделился позже ферберита). В гюбнерито-антимонитовых рудах минералы железа представлены только пиритом. Из жильных минералов в рудах доминирует кварц. Встречаются, местами в заметных количествах, карбонаты (доломит, анкерит, редко сидерит), изредка — барит. Слоистые силикаты представлены гидрослюдой, а не фторсодержащим мусковитом, фторсодержащими флогопитом или фенгитом, литиевыми слюдами, как в месторождениях других типов. Минералы фтора, калия, олова, молибдена редки.

Состав минералов прост, они бедны примесями. В рудах не обнаружено элементов-спутников, характерных для гранитной магмы, — бериллия, тантала, ниобия, урана, лития, фтора (Сахарова, 1959). По заключению А. М. Быбочкина (1965), в рудах встречаются рассеянные и редкие элементы: индий в пирите и антимоните (до 0,1%), германий в вольфрамите и антимоните (0,001%), кадмий в шеелите, антимоните, пирите (до 0,003%), цезий в шеелите и антимоните (0,3%) и др. В вольфрамитах Барун-Шивеинского месторождения, по данным И. И. Четырбоцкой, содержится тантал, ниобий и скандий: 0,004%  $Ta_2O_5$  (при колебаниях от 0,003 до 0,008%), 0,02%  $Nb_2O_5$  (от 0,013 до 0,047%) и 0,001  $Sc_2O_5$  (от не обнаруживаемых количеств до 0,003%).

Мышьяк и сурьма, как и сера, фиксированы только в простых сульфидах в виде ионов максимальной степени окисления ( $Sb^{3+}$ ,  $As^{3+}$ ). Присутствие антимонита, а иногда и киновари свидетельствует о более

окислительной обстановке формирования руд, по сравнению с сульфосольно- и особенно с сульфидно-вольфрамовыми. Сурьма окисляется легче мышьяка, о чем можно судить по совместному нахождению ее в максимально окисленной форме (катион  $Sb^{3+}$  в антимоните), а мышьяка в не столь высокой степени окисления (в виде  $As^+$  в арсенопирите). Судя по факту выделения в ранние стадии минерализации, хотя и в ничтожных количествах, арсенопирита, а в поздние, в парагенезисе с вольфраматами, — антимонита, руды отлагались в условиях смены восстановительных условий сильно окислительными.

Особенности состава руд (наличие в них киновари, антимонита, сульфосолей серебра, барита, гидрослюд, отсутствие силикатов высокой плотности и вольфрамов марганца и железа средних составов, малое содержание примеси  $MoO_3$  в шеелите), характер изменения боковых пород (окремнение, аргиллизация, пропилизация, развитие гидрослюды, серицитизация, хлоритизация, в редких случаях — развитие андалузита, импрегнация боковых пород войлочным арсенопиритом и пиритом, иногда девитрификация), тонкозернистый облик руд, их специфические неравномернозернистые, иногда колломорфные текстуры, высокая степень окисления многих элементов — все эти признаки свидетельствуют о неравновесности обстановки отложения руд, в чем проявляется сходство с условиями формирования сопутствующих даек.

В связи с вулканическими комплексами высокотемпературные, требующие длительного времени, деформации, в частности пластические, не возникают, поэтому эти комплексы никогда, даже в случае развития в карбонатной среде, не сопровождаются скарнами. В зонах дробления вблизи глубинных разломов не создавалось условий, благоприятствующих пластическим деформациям и выделению силикатов высокой плотности. Многие морфологические типы руд (рудные шары, трубки, штокверки) также отсутствуют, что обусловлено, по-видимому, отсутствием крупных скоплений газов и малой вязкостью магмы.

Рудные тела представлены чаще всего оруденелыми зонами брекчирования, жилами, приуроченными к трещинам скола, связанным с древними сбросовыми или надвиговыми нарушениями и оперяющими глубинные разломы со стороны лежачего бока, реже — жилами в трещинах отрыва, полого- и крутопадающими или метасоматическими телами. В Сагеби часть минерализации приурочена к сланцеватости осевой плоскости мелкой складчатости, по которой происходили небольшие подвижки.

В отличие от плутоногенной минерализации, встречающейся иногда в зонах дробления и брекчирования, эта минерализация образовалась не метасоматически, а путем заполнения полостей. Пластовые рудные тела этого типа, в отличие от более высокотемпературных пластовых рудных тел, залегают в породах верхнего структурного этажа горизонтально и представляют собой тела метасоматически окремненных известняков.

Длина жил 150–200 м, форма четковидная, мощность до 1,5 м, протяжение по падению обычно в 5–8 раз превышает длину. На месторождении Усин (Китай) жилы прослежены на глубину 1200 м, в несколько раз превышающую их длину. Протяжение оруденения на

глубину в отдельных объектах до 300–700 м, но обычно не превышает 250 м.

Предполагают, что антимонитовые месторождения Боливии, нередко ферберитсодержащие, формировались в трещинных системах, сообщавшихся с земной поверхностью. Жильное пространство создано вымыванием вещества глинистых сланцев, выносом его на поверхность. Поводом к этому предположению служит проявление вблизи ряда месторождений современных гидротерм. Так, в прожилках, образованных современными горячими водами, богатыми сульфидами щелочей, встречаются в разных местах антимонит в ассоциации с мельниковит-пиритом, землистая киноварь и ярозит, сурьмосодержащий псиломелан, опал и барит.

Характерны крупные рудные столбы и гнезда, удлиненные в вертикальном направлении и приуроченные к перегибам жильных трещин по простиранию и падению, а также к местам пересечения меланократовых даек (в Сагеби, Боулдер). Они представляют собой кварц, часто роговиковый, со скоплениями, иногда мономинеральными, тонкокристаллического ферберита. Хотя в целом это оруденение менее перспективно, чем плутоногенное и вулканоплутоногенное, рудные столбы очень богаты (до 22%  $WO_3$  в ферберитовых рудах Боулдер, до нескольких сотен килограмм шеелита в месторождении Сальвадора).

Проявление вертикальной зональности оруденения в пределах рудных тел нехарактерно. Лишь в Боулдер верхние части жил содержат повышенные количества ряда нерудных минералов, карбонатов, барита (Loving, Tweto, 1953). Состав минералов (вольфраматы и др.) также выдерживается на глубину, однако формы их развития иногда изменяются. Так, в Боулдер кварц нижних горизонтов более тонкозернистый и кавернозный, а верхних — более крупнозернистый, но появляется больше опала и халцедона.

Для минералов, слагающих руды, обычны тонкозернистые и лишь местами крупнокристаллические агрегаты. Текстуры руд, залегающих в породах фундамента и геосинклинального этажа, брекчиевидные, обростания обломков, полосчатые, вкрапленные, массивные, а иногда (в Боливии и Восточном Забайкалье) с признаками участия в рудоотложении коллоидной фазы. В метасоматических рудных телах, залегающих в породах верхнего структурного этажа, обычны вкрапленные и унаследованные полосчатые текстуры.

За коллоидальные образования можно принять скопления тонкокристаллического ферберита, включенные в тонкокристаллический кварц (в друзовых полостях его кристаллы крупнее, что фиксирует снижение степени пересыщения растворов), ритмично-полосчатые текстуры тонкозернистых кварца и доломита, а также радиально-лучистые шаровидные сростания минералов — доломита (в районе Кондок), антимонита (Асценсион в том же районе; Анкораимес), ферберита (Сан Антонио близ Колкири; Кондок — Ла Сальвадор, Сагеби).

В. С. Кормилицыным колломорфные текстуры выявлены в рудах Ново-Ивановского ферберит-антимонитового месторождения (Восточное Забайкалье). Здесь жилы и минерализованные зоны заполнены пористой

массой из окварцованных обломков вмещающих сланцев, сцементированных пленками халцедоновидного кварца. Между обломками находятся округлые густки тонкокристаллического кварца с мельчайшими, расположенными концентрически и в виде скоплений игольчатыми кристалликами антимонита. Между густками и остроугольными обломками агрегатов халцедоновидного кварца и антимонита находятся мономинеральные скопления более крупнокристаллического ферберита. По В. С. Кормилицыну, жильное заполнение возникло в одну стадию минерализации; в биминеральной системе — однородном кремнистом геле сложного состава, подававшемся с больших глубин, в трещинах вблизи поверхности происходили диагенетические дифференциация, расслоение, отверждение и раскристаллизация. В начале появились мономинеральные скопления антимонита, кварца, затем ферберита, в меньшей мере киновари. Округлые густки кварца, включающие антимонит, отражают начало процесса отделения антимонита от кремневого геля.

Некоторые минеральные образования в рудном поле Боулдер также возникли в результате диагенеза кремнистого геля (Lovering, Tweto, 1953).

Рудные тела можно подразделить на типы: 1) заполнения открытых полостей (без признаков коллоидального образования руд и с признаками коллоидального образования руд); 2) метасоматические залежи.

Месторождение Боулдер (США) — представитель первого типа. Оно расположено в передовом прогибе на его границе с платформой. На протяжении палеозоя и мезозоя здесь господствовало воздымание. Главнейшие структурные черты территории сформированы в третичное время. Район сложен докембрийскими кристаллическими сланцами и гнейсами, они несогласно перекрыты кварцитами. Метаморфические породы еще в докембрии интродуцированы батолитом грубозернистого гнейсированного кварцевого монзонита и связанными с ним телами аплита и пегматита.

Вольфраморудный район находится на северо-востоке порфирирового пояса Колорадо (шириной около 15 км), секущего по диагонали краевую часть передового прогиба. Этот пояс образован крутопадающими раннетретичными дайками, секущими породы докембрия. По возрасту оруденение близко к этим дайкам. Состав жильных пород варьирует от кварцевого фельзита до лимбургита; особенно обильны дайки монзонит-порфириров и роговообманковых монзонит-порфириров. По Ловерингу и Годдарду, состав родоначальной магмы был близок к габбро.

Вдоль северо-восточной зоны разлома на расстоянии 15 км прослеживаются около 50 месторождений. Региональную структуру антиклинального типа разбивает мозаика северо-западных сбросов, а на западе района — северо-восточные сбросы. Между главными сбросами есть поперечные северо-восточного простирания и жильные тела. Внедрение магмы и отложение руд происходило во время сбросообразования; движения по сбросам были неоднократными и разнонаправленными, вертикальное смещение составляет первые сотни метров. К северо-западной системе сбросов приурочены безрудные зоны окремнения (с

гематитом) — брекчиевые рифы. Вольфраморудные жилы и оруденелые зоны брекчий протяжением свыше 1 км возникли путем заполнения сбросовых трещин, в основном субширотных и северо-восточных. По этим трещинам главная составляющая движения была горизонтальной, суммарная амплитуда перемещений 16 м. Постминерализационные перемещения незначительны. Главная вольфрамовая продукция района поступала из жил, ближайших к "брекчиевым рифам", из мест пересечения жилами этих рифов (Kerr, 1946).

Руды — это брекчия, в которой обломки вмещающих пород и кварца сцементированы ферберитом, слагающим также прожилки или слои в жилах роговикового кварца. В их состав входят также халцедон, флюорит, карбонаты, адуляр, шеелит, блеклые руды, теллуриды золота и серебра, очень редко — повеллит. Отношение шеелита к фербериту 1:1, в богатых рудах — 1:5 до 1:10.

Последовательность минерализации следующая: 1) ранние серебряносные жилы, 2) ранние непромышленные пиритовые жилы с золотом (мало), 3) жилы с теллуридами золота, 4) вольфрамоносные жилы, 5) непромышленная свинцово-цинково-серебряная минерализация, встречающаяся местами на флангах вольфраморудных жил. Месторождения различных типов коррелируются с определенными сериями пород. Биотит-латитовый порфир, слагающий самые поздние дайки, интродуцировал во время образования золото-теллуридной минерализации; некоторые дайки пересекают и ранние генерации роговикового кварца вольфрамоносных жил. Дайки интрузивной брекчии биотитовых латитов пересекают свинцово-цинковую руду, сложную жилу раннего роговикового кварца с золотоносным пиритом.

Оруденение неравномерное — в виде рудных столбов, локализованных в местах изменения простираения или падения жил, в местах пересечения жилами даек, других тел хрупкой породы или рифов. Рудные столбы разобщены безрудными и даже безкварцевыми промежутками жильной трещины. Многие рудные столбы исчерпаны на глубине 30 м, самые устойчивые — на глубине 200 м, есть слепые столбы.

Эти месторождения считают субвулканическими и телескопированными (Ahlfeld, 1936) или эпитермальными (по И. Г. Магакьяну). Однако в отличие от "эпитермальных", эти руды не содержат антимонита, но в их состав входят необычные для эпитермальных месторождений блеклые руды, теллуриды золота и серебра, флюорит, что позволяет сопоставлять их и с вулкано-плутоническими.

Метасоматические залежи характерны для оруденения, залегающего в верхнем структурном этаже. Так, в Ледвуд (Южная Дакота) руды залегают в неметаморфизованных осадочных отложениях чехла древней платформы (кембрийские песчанистые доломиты, лежащие горизонтально на докембрийском цоколе) и в мелких телах третичных риолитов, внедрившихся при тектоно-магматической активизации территории. Вольфрамит, вместе с золотом, отложился в виде горизонтальных масс мощностью до 60 см в окремненных доломитах, расположенных поверх или вблизи кембрийских базальных конгломератов. Состав его, в

основном, промежуточный. Лишь в одном участке преобладает гюбнерит. После вольфрамита кристаллизовались флюорит, немного барита, местами антимонит, в друзовых пустотах — шеелит, штольцит. Предполагают (Kerr, 1946), что риолитовая магма и минерализующие растворы поступили из одного очага. Сходное положение руд в геотектонических и рудолокализирующих структурах типично и для руд этих "эпитермальных" золотых месторождений Балая (Забайкалье) и Лебединого (Алдан).

При участии процессов метасоматоза возникло месторождение Калакалани в Боливии (Ahlfeld, 1938). Здесь ферберито-кварцевая руда заместила линзу сидерита. Из трех рудных тел добыто 600 т ферберита, ниже 60 м оруденение выклинилось. Ферберит слагает шшироподобные и плотные массы в кварце, а также мелкие кристаллы. На глубине руда обогащена пиритом (заместил пирротин), отложившимся синхронно с ферберитом и кварцем.

Месторождения рассматриваемой группы В. Линдгрэн относил к эпитеpmальным. Однако появились данные, позволяющие считать их более высокотемпературными. Так, по В. Б. Наумову и Г. Ф. Ивановой (1971), в месторождениях Горной Рачи ферберит образовался при 310–270°C, кварц — при 250–200°C, антимонит — при 80–70°C (определено методом декрепитации), в Зопхито кварц кристаллизовался при 200–190° (определено методом гомогенизации), что согласуется с намеченной М. С. Сахаровой последовательностью стадий минерализации.

Месторождения Боулдер образованы при 200–300°C и давлениях не менее 100 атм, на глубинах не свыше 600 м (Lovering, Tweto, 1953), Ретивое (Калба) — при 330–260°C (Нарсеев и др., 1968).

Переоценка температур образования происходит и в отношении эпитеpmальных руд других металлов. Так, месторождения золота Балейского ртутно-вольфрамово-золоторудного пояса образовались при 280–200°C (Лазько и др., 1972) скорее всего на малых (150–200 м) глубинах. Глубина отложения шеелитовых руд Атолии, где, как и в Балее, сохранилась перекрывающая толща, не превышала 200–300 м.

Таким образом, можно заключить, что диапазон температур формирования вулканогенного оруденения вольфрама — порядка 330°C — 70°C, что формировались они на большей глубине (300–600 м), чем "эпитермальные" месторождения золота. Специфический состав и облик руд обусловлены не столько низкими температурами их отложения, сколько внезапным поступлением рудоносных растворов с больших глубин на малые в слабо прогретую кровлю по хорошо выраженным зонам разломов и резким снижением внутреннего и внешнего давления, вызвавшим быструю кристаллизацию, а также отсутствием или недостатком в растворах обычных минерализаторов (фтора, щелочей) и высоким окислительно-восстановительным потенциалом рудоотлагающей среды.

## ОКОЛОРУДНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ БОКОВЫХ ПОРОД

Рассмотрим только один из типов околорудного изменения пород — локальный, проявляющийся вдоль зальбандов жил — и лишь в той мере, в какой это необходимо для характеристики особенностей оруденения различных типов металлогенических провинций, связанных с различиями формационной принадлежности и структурных условий становления рудосопряженных магматических комплексов.

Изменение боковых пород, связанное с вольфрамовым оруденением, изучали З. Г. Акинъшина (1961), Н. А. Блохина (1961), В. Г. Боголепов, Н. И. Бородаевский, Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Долманова, Я. Д. Готман и В. М. Малахова, В. А. Жариков и Д. К. Власова, Б. Ф. Зленко, А. Ф. Коржинский, О. Д. Левицкий, Д. О. Онтоев, И. Г. Павлова, В. Т. Покалов, П. В. Покровский и А. И. Грабежев, М. Ф. Стрелкин, Ф. В. Чухров и Л. Б. Шлайн, Г. Н. Щерба, автор и ряд других исследователей. В работах этих авторов приведен баланс привноса-выноса компонентов, учитываемый нами при дальнейшем обсуждении направленности изменения боковых пород. По зарубежным месторождениям имеются лишь отрывочные данные.

Соответственно разнообразию геологической обстановки отложения вольфрамовых руд многообразны и типы околорудного изменения пород. Характер околорудного изменения пород зависит от химического состава рудообразующих растворов и исходных пород. В свою очередь состав растворов зависит от состава родоначальной магмы, а также от структурных условий становления рудосопряженных магматических комплексов и рудоотложения. Большинство авторов считают, что процесс рудоотложения отстает от процесса изменения боковых пород, однако об определенной их сопряженности свидетельствует не только сходство минерального состава жильного заполнения и измененных пород в отдельных интервалах жил (Чухров, 1960 и др.), но и сходство масштабов и направленности энергетических преобразований в этих участках. Однако метасоматические колонки около жил не только разного, но и сходного (и даже тождественного) минерального состава могут принципиально различаться, а около жил разного состава — быть принципиально сходными.

Суммарная мощность измененных пород около жил с плутоногенным вольфрамитовым оруденением может сильно варьировать даже около одной жилы. Обычно при мощности жил до 1 м она составляет от одного до нескольких дециметров, в раздувах — до нескольких метров, а местами на небольших расстояниях мощное жильное заполнение граничит с почти неизменными гранитами.

При изменении боковых пород происходила, в основном, перегруппировка химических элементов на месте под воздействием гидротермальных растворов. Во внешних зонах осаждались компоненты, растворенные во внутренних зонах. Метасоматические колонки, развившиеся около вольфрамворудных жил, подразделяются на простые и сложные. К про-

стым отнесены такие, в которых около жил (или трещин) макроскопически различаются лишь зоны исходной и измененной пород. Сложные колонки объединяют от трех до пяти зон. Зональное строение грейзенов обычно выдерживается по простирацию и падению жил, независимо от мощности зон изменения. При увеличении мощности зон изменения они разрастаются, в основном, за счет увеличения мощности внутренних зон метасоматических колонок, а при уменьшении количества зон первыми исчезают внутренние зоны колонок.

Процессы, вызывающие появление простых метасоматических колонок: 1) березитизация фтористая; 2) березитизация бесфтористая; 3) ортоклазизация (гумбеизация); 4) слюдисто-кварцевая грейзенизация; 5) мусковитизация; 6) серицитизация; 7) пропилитизация; 8) аргиллизация; 9) окварцевание. Процессы, выраженные развитием сложных метасоматических колонок: 1) топазо-слюдяно-кварцевая грейзенизация с подтипами в зависимости от состава слюд (мусковит, протолитионит, циннвальдит и др.); 2) слюдяно-кварцевая грейзенизация с альбитизацией во внешней зоне колонки; 3) альбитизация; 4) микроклинизация.

В табл. 6 приведены данные химических анализов, иллюстрирующие различную направленность процессов метасоматической дифференциации вещества. В зависимости от типа металлогенической провинции около вольфрамоворудных жил<sup>1</sup> различаются продукты изменения близких по составу исходных вмещающих пород. Это позволяет проследить особенности состава вольфрамоносных растворов, связанных с магматическими очагами разных типов. В провинциях уральского типа вольфрамворудные жилы сопровождаются зонами щелочного метасоматоза — калишпатитами или мусковититами, реже — альбититами. Внешне они сходны с породами, возникающими при осаждении оснований, выщелоченных при грейзенизации, но в данном случае образование мусковитовых метасоматитов — главное направление процесса изменения боковой породы, а не его следствие. Имеются простые и сложные метасоматические колонки, но ни в одном случае в околожилных измененных породах не встречен топаз, хотя содержание фтора в их составе высокое.

На гюбнеритовых месторождениях Урала во внешних зонах сложных околожилных метасоматических колонок, по данным П. В. Покровского и А. И. Грабежева (1971), по биотиту и плагиоклазу развит мусковит, частично же плагиоклаз деанортитизирован; местами появилось немного кварца. При интенсификации процесса возникают метасоматические колонки разных типов.

Так, на Юго-Коневском месторождении характер околожильного метасоматоза зависит от состава исходных пород. По мере приближения к кварцевым жилам в биотитовых гранитах мусковит замещал последо-

---

<sup>1</sup> Поскольку в процессе изменения возникают породы, более равновесные по отношению к воздействию раствора, чем исходные, для наших целей правомерно сопоставление их составов в весовых процентах.

вательно биотит, плагиоклаз, кварц и микроклин, а в аляскитах — лишь плагиоклаз, кварц замещался при этом микроклином. Последовательность зон в метасоматических колонках, возникших по аляскитам, такова: аляскит — пелитизированный аляскит — альбит-микроклиновая порода (кварц замещен микроклином), то есть осуществился процесс калиевого метасоматоза, сопровождавшийся разуплотнением кристаллической решетки полевого шпата. В метасоматических колонках, возникших по биотитовым гранитам, проявлены две подзоны: во внешней подзоне мусковит развился по биотиту, во внутренней — по плагиоклазу. Во внутренней зоне возник микроклин-мусковитовый метасоматит (кварц замещен мусковитом). В этом случае осуществился, таким образом, калиевый фтор-гидроксильный метасоматоз, сопровождавшийся уплотнением кристаллической решетки силиката. Эти типы метасоматоза приводят к десиликации пород и повышению содержания в них глинозема, щелочей, гидроксила и фтора.

В зависимости от состава родоначальной магмы и рудоносных растворов в провинциях того же типа может проявиться метасоматоз с привнесением фтора или без него. Так, имеется два типа березитов — фторсодержащие, возникшие под действием растворов, связанных с калиевыми магмами, и бесфтористые, появившиеся под действием растворов, связанных с плагиогранитной, натриевой магмой и выраженные привнесением углекислоты, воды и серы.

В провинциях центрально-казахстанского типа рудоотложение сопровождается кислотное выщелачивание, часто приводящее к появлению простой метасоматической колонки, в которой зона измененной породы представлена мусковито-кварцевыми грейзенами. Такие грейзены, макроскопически сходные, могут сопровождать жилы с разнородным оруденением одного рудного комплекса и различаться по содержанию акцессорных минералов. Так, в слюдисто-кварцевых апогранитных грейзенах Северного Коунрада, в отличие от макроскопически сходных пород Восточного Коунрада, присутствует обильный флюорит. Эти месторождения находятся в одном гранитном массиве и, по данным В. С. Чурикова (1969), возникли в два этапа минерализации — молибденовый и более поздний вольфрамовый. Различие упомянутых грейзенов дало основание отметить (Покалов, 1964), что второй, вольфрамовый этап грейзенизации, в отличие от первого, сопровождался привнесением фтора.

Грейзены, сходные по минеральному составу с северокоунрадскими, на многих других месторождениях вольфрама слагают внешнюю зону сложных метасоматических колонок, возникших по гранитам стандартного типа. Последовательность зон в последних, по материалам Ив. Ф. Григорьева (1953) и Е. И. Доломановой, Я. Д. Готмана и В. М. Малаховой, В. Т. Покалова, И. Г. Павловой, В. И. Коваленко, наших и других исследователей, такова: лейкократовый гранит — грейзенизированный гранит — слюдисто (мусковито)-кварцевый грейзен — топазо-кварцевый грейзен — кварцевый грейзен — кварцевая жила. Такое строение метасоматических колонок установлено для месторождений Центрального Казахстана, Забайкалья, Монголии, Индии (месторождение

Таблица 6

Околорудное изменение вмещающих пород в вольфрамовых месторождениях в провинциях разных типов

Компоненты	Уральский тип											Центрально-Казахстанский		
	Юго-Коневское					Карасьевское						Северный Коунрад		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	69,11	67,09	48,91	70,82	70,34	62,64	59,24	72,08	72,58	72,62	61,50	68,40	67,16	75,26
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,41	0,34	0,28	0,29	0,28	0,29	0,23	0,24	0,14	0,17	0,48	0,48	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,31	15,65	88,94	14,36	14,23	17,53	20,55	14,00	14,38	14,50	20,87	15,82	14,43	9,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	2,12	1,79	0,74	1,19	1,44	1,38	0,68	1,12	0,75	0,54	1,20	1,99	3,09
FeO	1,72	0,36	0,36	3,00	1,97	1,21	1,03	0,87	0,47	0,29	0,34	1,43	0,72	1,15
Fe	1,37	1,76	1,47											
MnO	0,05	0,01	0,07	0,09	0,09	0,08	0,12	0,03	0,05	0,04	0,10	0,10	0,42	0,27
MgO	0,93	1,00	1,33	0,40	0,44	0,28	0,40	0,33	0,28	0,33	0,65	0,52	0,49	0,77
CaO	2,14	1,91	1,58	1,25	1,42	1,09	0,97	0,92	1,06	1,23	0,40	2,00	1,80	1,70
Na <sub>2</sub> O	3,60	0,40	0,44	3,92	2,17	1,75	2,58	3,72	2,85	5,20	6,68	4,44	2,52	0,32
K <sub>2</sub> O	4,00	6,12	10,20	4,49	5,87	10,23	11,23	4,71	4,00	3,49	5,53	4,68	7,48	3,90
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,30	2,34	1,58											
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>														
H <sub>2</sub> O				0,87	1,46	1,30	0,99	0,79	1,07	0,88	1,55	1,09	1,41	1,43
S	0,03	1,49	0,74	Следы	0,26	1,20	0,91	0,10	0,08	0,44	0,15	Следы	0,44	1,98
F	0,23	1,90	1,95	Нет	Нет	Нет	0,06	0,47	0,82	0,17	0,52	0,26	1,03	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				0,08	0,08	0,07	0,06					0,16	0,15	0,15
CO <sub>2</sub>	0,77	0,11	0,15	0,34	0,33	0,60	0,41	0,14	0,22	0,20	0,41	Не обн.	0,27	0,07
Прочие												" "	Следы	0,11
Сумма	101,03	102,67		100,64	100,14	99,70	100,22	99,35	99,86	100,28	99,41	100,58	100,79	101,20
-O=F <sub>2</sub>	0,12	1,00	0,97											
Итого	100,81	101,76												

1-11 - данные П. В. Покровского и А. И. Грабежева: 1 - биотитовый гранит; 2 - мусковитизированный гранит; 3 - микроклин-мусковитовый метасоматит; 4 - биотитовый гранит; 5 - мусковитизированный гранит; 6, 7 - микроклинизированный гранит (последовательные стадии изменения при микроклинизации гранитов); 8 - биотитовый гранит; 9 - мусковитизированный гранит; 10 - десеритизированный альбитизированный гранит; 11 - альбитизированный гранит (9-11 - последовательные стадии изменения при альбитизации гранитов); 12-14 - данные

Таблица 6 (продолжение)

Компо- ненты	Центрально-Казахстанский									Южно-Тяньшанский					
	М-ние I в азиатск. части СССР					М-ние II в азиатск. части СССР				Восток-2					
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
SiO <sub>2</sub>	75,77	75,68	73,89	72,35	90,50	77,86	81,24	78,30	68,86	63,12	66,80	50,38	52,36	74,32	
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,16	0,15	0,15	0,15	0,14	0,15	0,12	0,05	2,35	0,66	0,94	1,79	0,28	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,76	12,22	11,36	11,91	3,43	11,75	6,17	6,28	15,35	15,16	13,99	10,91	10,64	10,77	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	0,56	3,39	4,63	1,56	0,44	0,96	0,34	0,10	1,21	0,48	3,33	2,28	3,07	
FeO	1,11	1,15	1,56	1,22	1,48	0,24	4,66	0,19	3,25	2,26	1,32	6,09	6,76	0,74	
Fe															
MnO						0,02	0,68	0,01	0,05	0,07	0,05	0,21	0,21	0,05	
MgO	0,10	0,12	0,18	0,17	Следы	Следы	0,34	0,28	1,41	1,34	0,97	8,91	6,05	0,45	
CaO	0,73	0,66	1,26	2,00	0,75	0,67	0,70	0,38	3,35	5,83	5,46	8,06	6,83	4,09	
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,18	0,12	0,16	0,12	3,30	0,16	0,20	4,09	2,55	8,03	1,05	1,37	1,62	
K <sub>2</sub> O	5,09	5,36	4,30	2,37	0,41	4,50	2,60	0,10	1,70	1,44	1,68	1,82	0,67	1,74	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,30	0,73	1,85	1,82	0,57	1,34			1,33	4,17	7,05	3,85	6,46	3,40	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,16	0,22	0,16	0,14				0,12	0,24	0,30	0,26	0,27	0,27	
H <sub>2</sub> O						0,18	0,10	0,14							
S	0,19	0,23	1,55	3,38	1,05							0,84	0,74		
F	0,33	0,32	0,94	1,44	0,48		1,85	4,94	0,03			0,11	0,12		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04		Не опр.									3,06	2,93		
CO <sub>2</sub>	0,04	Следы	Следы	Не обн.	Не обн.										
Прочие															
Сумма	100,21	100,53	101,77	101,76	100,64	99,52	100,44	91,84	99,69	99,50	100,49		99,22	100,55	
-O=F <sub>2</sub>						0,42	1,25	0,56				0,14	0,58		

В. Т. Покалова: 12 – лейкократовый биотитовый гранит; 13 – грейзенизированный гранит; 14 – мусковито-кварцевый грейзен; 15–19 – данные В. Г. Боголепова: 15 – лейкократовый биотитовый гранит; 16–19 – последовательные стадии грейзенизации гранита; 20–22 – данные И. Г. Павловой: 20 – лейкократовый биотитовый гранит; 21, 22 – последовательные стадии грейзенизации биотитового гранита; 23–28 – данные Г. Н. Степанова: 23 – плагиогранит; 24 – грейзенизированный плагиогранит; 25 – альбитизированный и грейзенизированный плагиогранит; 26, 27 – биотитовый грейзен; 28 – кварцево-мусковитовый грейзен.

Реват Хилл) и других районов. При залегании жил в породах повышенной основности самая внешняя зона упомянутой колонки представлена еще одной зоной микроклинизации (Боголепов, Гриценко, 1969).

В гранитах литий-фтористого типа проявляется та же метасоматическая колонка, однако слюда представлена той же разновидностью, что и в исходных гранитах — сидерофиллитом, протолитионитом или циннвальдитом (соответственные обогащенные касситеритом слюдяно-кварцевые породы называются цвиттерами). Во внешней зоне колонки в этом случае зона микроклинизации проявлена всегда (данные М. И. Коваленко, И. Г. Павловой, автора), представленная зоной бескварцевых фельдшпатитов. Постоянство состава слюд и топаза в каждой зоне свидетельствует, по данным Г. Ф. Ивановой и других, об инфильтрационном типе зональности цвиттеров.

В Монголии в ряде массивов рудоносных комплексов последовательно формировались во времени цвиттеры (наиболее ранние метасоматиты) — микроклиниты — кварц-мусковитовые грейзены.

В тех же провинциях, и даже массивах, иногда встречаются слюдяно-флюоритовые метасоматиты, одновозрастные с топазо-слюдяно-кварцевыми и топазо-кварцевыми грейзенами; как и последние, в некоторых регионах они секутся дайками диабазовых порфиритов.

В ультрабазитах аналогами апогранитных топазо-слюдяно-кварцевых грейзенов являются флогопитовые грейзены, образующие простую метасоматическую колонку. Иногда в них, как и в апогранитных грейзенах, содержится акцессорный берилл.

Среди карбонатных пород возникают мусковито-флюоритовые и топазо-флюоритовые метасоматиты, на которые местами накладывается гюбнеритовая минерализация.

В отдельных регионах (Рудные горы) грейзенизированные и альбитизированные граниты прослежены на глубину до 760 м (Штемпрок, 1971). В ряде месторождений в переходной зоне от слюдисто-кварцевого грейзена к граниту на глубине (например, на Кара-Обе глубже 100—110 м) появляется альбит, а на глубине 240—250 м местами весь грейзен слюдисто-плагиоклазо-кварцевый (Ермилова, 1964). Наличие последнего на глубине отмечается и на других объектах. Таким образом, с глубиной фтор-гидроксильный метасоматоз сменяется альбитизацией калиевого полевого шпата, что сопровождается существенным сжатием кристаллической решетки, т. е. кристалло-энергетические преобразования в более глубинных фациях измененных пород оказываются менее энергоемкими. Появление этих фаций может, по-видимому, использоваться как один из первых признаков снижения интенсивности оруденения.

В надрудных зонах, в отличие от подрудных, изменение боковых пород проявляется калишпатизацией (Павлова, 1967). Местами, особенно часто в верхних частях метасоматитов, кроме зон калишпатитов, встречаются зоны мусковитовых, топазовых, реже турмалиновых, флюоритовых метасоматитов, что также следует, по И. Г. Павловой, учитывать при поисках руд.

Ф. В. Чухровым и Л. П. Ермиловой (1964) отмечалось наличие в месторождении Кара-Оба, наряду с топазом, андалузита. Этот минерал является метастабильной фазией топаза и характеризуется незавершенностью определяющего при грейзенизации процесса ионизации алюминия (материалы Н. З. Евзиковой, Г. В. Ищиксон, 1969; Ищиксон, 1969). Появление его в рудах plutонического месторождения, расположенного в зоне глубинного разлома на месте бывшей вулканической постройки, свидетельствует об отложении руд наиболее близко к земной поверхности, что согласуется с рядом особенностей их состава (парагенезис минералов-антагонистов гюбнерита и топаза, появление блеклых руд и др.), а также с редуцированностью внутренних зон метасоматической колонки: топаз здесь находится в мусковито-кварцевом грейзене, а не обособлен в топазо-кварцевых зонах сложных метасоматических колонок.

Гидроксил-фтористый метасоматоз (грейзенизация) в целом — благоприятный признак для интенсификации вольфрамового оруденения, однако повышение ионизации катионов в измененных породах вплоть до появления в полевых шпатах одновалентного иона свинца (амазонитизация) указывает на уменьшение масштабов вольфрамового оруденения и интенсификацию оловянного оруденения.

В провинциях верхоянского типа около вольфрамитоносных кварцевых жил часто, особенно при залегании их в тонкообломочных осадочных толщах, бывает развита турмалинизация, слабее развитая в гранитах. Во многие учебные пособия и специальные статьи вошли иллюстрации, показывающие избирательное замещение турмалином сланцевых и глинистых прослоев в боковых породах Корнуолла при значительно меньшем изменении кварцитов. В Северной Бразилии отмечаются турмалиновые грейзены с апатитом, цирконом, пиритом, касситеритом в гранитах, иногда вмещающие прожилки шеелита. В Восточной Калбе, по данным М. Ф. Стрелкина, во внутренней зоне колонки наблюдается мусковито-кварцевый грейзен, а во внешней, переходной от грейзена к неизменному граниту, — интенсивная альбитизация, то есть структурное уплотнение полевых шпатов с заменой иона щелочного металла более крупного радиуса ионом с меньшим радиусом.

Здесь, как и в провинциях центрально-казахстанского типа, намечается вертикальная зональность: в метасоматитах, возникших на больших глубинах, метасоматоз гидроксильного типа проявлен слабее, иногда обнаруживается лишь альбитизация, характеризующаясь меньшей степенью ионизации алюминия, что типично и для оруденения меньших масштабов.

В составе околожильных пород, как и жильного заполнения, участвуют минералы бора и натрия (турмалин, альбит). При грейзенизации песчано-сланцевых пород привносятся кремнезем, бор, вода, в меньшем количестве — олово, тантал, ниобий, иногда — фтор, литий, бериллий.

Изменение пород около вольфрамоворудных жил по тенденции изменения минерального состава и по характеру энергетических преобразований напоминает таковое на нижних горизонтах в провинциях централь-

о но-казахстанского типа. Поскольку глубины формирования оруденения в провинциях упомянутых типов различны, можно предположить, что калиевый фтор-гидроксильный тип метасоматоза характерен для более высоких горизонтов земной коры, чем натриевый борный. С этих позиций объяснимы и экзотические случаи проявления в провинциях верхоянского типа топазизации. Это случается при развитии постмагматического процесса на необычно малых для этих провинций глубинах (на Чукотке — около 2 км, по С. Ф. Лугову).

В провинциях южно-тяньшаньского типа изменение боковых пород (скарнов), связанное с отложением шеелитовых руд, выражено фельдшпатизацией, окварцеванием, уралитизацией и хлоритизацией и сопровождается разуплотнением кристаллических решеток, снижением их энергетического состояния, привнесом воды, кремнезема, щелочей, то есть проявлено в гидроксильном метасоматозе. По гранитоидам и скарнам иногда развиваются грейзены (данные Г. Н. Степанова, Н. А. Блохиной). Этот процесс приводит к образованию биотитовых грейзенов во внешней зоне, на границе с амфибол- и пироксен-плаггиоклазовыми скарнами, а кварцево-мусковитовых — во внутренней. Особенностью этих грейзенов является относительно малое содержание калия и особенно фтора, повышенные содержания натрия, железа, магния, фосфора (см. табл. 6, анализы 23—28). Геохимическая характеристика рассматриваемых пород, а также руд отражает специфику состава рудоносных гранодиоритовых магм и вмещающих оруденение скарнов.

Поисковое и особенно оценочное значение зон околорудного изменения пород в отношении вольфрамового оруденения зависит от типа металлогенической провинции. От того же фактора зависит и характер пострудных процессов осаждения выщелоченных при грейзенизации оснований: в провинциях верхоянского типа это — альбитизация, а в провинциях центрально-казахстанского типа — калишпатизация или (редко) фельдшпатизация, при которой, помимо микроклина, возникает кислый плаггиоклаз (Повилайтис, 1961<sub>3</sub>; Павлова, 1967; Коваленко и др., 1971).

Одновременный привнос натрия и калия характерен только для процессов фельдшпатизации. Известно, что эти процессы происходят с минимальными энергетическими затратами, а топазизация — с максимальными. Наиболее интенсивное вольфрамовое оруденение сопровождается максимальными энергетическими затратами (поглощением энергии), чему способствует экранирование растворов.

Отмеченный еще О. Д. Левицким обычный антагонизм бор- и фторсодержащей минерализации обусловлен, по-видимому, различной геохимической специализацией магматических комплексов — натриевых — на бор, а калиевых — на фтор. Поскольку вольфрамовое оруденение встречается в связи с натриевыми и калиевыми магмами, оно может сопровождаться (обычно в провинциях разных типов) как борной, так и фтористой минерализацией: фтористый метасоматоз распространен в провинциях центрально-казахстанского и уральского типов, где борная минерализация в вольфрамовых рудах отсутствует, и обусловлен, по-

видимому, тем, что источником фтора являются богатые калием наиболее кислые магмы, распространенные именно в провинциях этих типов, а также отложением руд на меньших, чем в провинциях двух других типов, глубинах и в условиях большей проницаемости земной коры для магм и растворов.

Как видно из данных, приведенных в таблице, направленность метасоматической дифференциации вещества различна. Во внутренних зонах метасоматических колоннок может происходить не только кислотный, но и щелочной метасоматоз. Инверсия расположения зон в метасоматических колонках разных типов (в одних случаях имеет место кислотно-щелочная волна, в других — щелочно-кислотная) свидетельствует об отсутствии фильтрационного эффекта (опережающей волны кислотности). По-видимому, фильтрационный эффект проявляется лишь в специфических условиях — в случае развития фтор-гидроксильного метасоматоза.

Для выявления особенностей изменения боковых пород, связанного с вулканоплутоногенным оруденением, рассмотрим околорудные изменения на месторождении Джиды и сопоставим их с уже рассмотренными особенностями изменения боковых пород уральских гюбнеритовых месторождений. Напомним, что характер околосильного изменения сильно зависит от состава исходных пород. На месторождении Джиды около жил одного минерального состава в основных породах (или гранитоидах повышенной основности) проявилась фтористая березитизация, а в породах кислого состава — мусковитизация.

Д. О. Онтоев (1970, стр. 212–213) критикует нас за то, что околорудные породы Джиды мы называем березитами, а не грейзенами. Он пишет: "...при формировании разновозрастных рудных жил и штокверковых прожилков... возникают околосильные грейзены по гранитам... и своеобразные пирит-флюорит-слюдистые метасоматиты по породам более основного, чем граниты, состава... Химическая сущность процессов преобразования указанных пород является одной и той же, разница лишь в более основном составе, что способствует более полному осаждению из рудоносных растворов летучих компонентов — фтора и серы".

Однако при сопоставлении характера изменения пород на Джидинском и типичных грейзеновых месторождениях, например Центрального Казахстана (табл. 6, анализы 12–14 и табл. 7) выявляется, что на Джиде в процессе изменения кислых пород выносились кремнезем и натрий, а привносились глинозем и калий, а в Северном Коунраде, при очень близком составе исходных пород и почти аналогичном в качественном и даже в количественном отношении составе жильного заполнения, характер привноса-выноса был обратным. То же можно сказать и об изменении минерального состава боковых пород, последовательность минералов по степени устойчивости была неодинакова. На Джиде возникали полевошпат-мусковитовые (мусковитом замещен кварц), а в Северном Коунраде — кварцево-мусковитовые породы (мусковитом замещены полевые шпаты). Принципиально неверно разнонаправленные процессы метаморфической дифференциации вещества обозначать одинаковым термином. Специфический процесс мусковитизации гранитов месторождения Джиды

Таблица 7

Околорудные изменения вмещающих пород на месторождении Джиде.  
По Д. О. Онтюеву

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO <sub>2</sub>	72,16	45,02	S	0,90	1,06
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,40	F	0,86	2,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,99	32,48	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,02
Fe	1,77	2,22	CO <sub>2</sub>	0,00	0,25
MnO	0,15	0,90	WO <sub>3</sub>	0,22	0,05
MgO	0,09	0,80	MO <sub>3</sub>	0,01	—
CaO	2,10	1,28	Прочие	0,11	0,23
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,32			
K <sub>2</sub> O	7,81	10,27	Сумма	100,34	101,33
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,67	3,45	-O=S	-O/S-0,45	-0,53
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,00	-O=F	-O/F <sub>2</sub> -0,36	-1,08
			Итого	99,82	99,68

1 — грейзенизированный гранит-порфир; 2 — мусковитовый метасоматит.

целесообразнее всего обозначить каким-либо новым термином, например "десиликационная мусковитизация".

Химическая направленность процесса изменения пород около жил сходного минерального состава, сформированных в связи с магматизмом, проявившимся в разных структурных условиях, может быть сходной, но диапазоны или интервалы P-T условий изменения различными (например, на Урале произошла микроклинизация, а на Джиде — мусковитизация кварца). Эти околожилные изменения пород следует относить, по-видимому, к разным типам одного процесса — десиликации гранитов.

Таким образом, в провинциях уральского типа в связи с плутоногенным оруденением проявляются не только процессы, сопровождаемые гидроксильным метасоматозом, но и щелочно-алюминиевым (катионным); вулcano-плутоногенное оруденение, в отличие от плутоногенного, сопровождается, преимущественно, десиликационным фтор-гидроксильным метасоматозом (десиликационной мусковитизацией).

Отметим, что вольфрамоносные метасоматиты встречаются только в связи с плутоническими комплексами. Повышенные концентрации вольфрама, как и молибдена, отмечаются в различных фациях метасоматических пород. Однако поведение вольфрама при разнообразных процессах

изменения боковых пород изучено слабо. Известно лишь, что грейзены нередко (например, в Рудных горах, Индонезийско-Бирманско-Малайском рудном поясе) являются важным источником не только вольфрама, но и олова, иногда лития и других металлов, причем если литиеносными являются, в основном, внешние фации цвиттеров, то вольфрамоносными — внутренние, топазо-кварцевые и кварцевые. При грейзенизации гранитов Восточного Забайкалья вольфрам, как и ряд других рудных компонентов, привносится (Иванова, 1972), минералом-носителем его становится новообразованный мусковит: в нем содержится 15—150 г/т вольфрама, а концентрация ряда других элементов (олова, лития, тантала, ниобия, фтора), выше, чем в их исходном биотите. Мусковит грейзенизированных гранитов этого региона, в отличие от мусковита двуслюдяных гранитов, включает микроскопические зерна рудных минералов (Иванова, 1972). Однако исследованные В. С. Чуриковым (1969) слюдяно-кварцевые грейзены Северного Коунрада вне участков развития жильных выделений безрудны. По его данным, грейзенизация — более ранний, чем оруденение, околотрецинный процесс.

Зоны вкрапленного плутоногенного вольфрамитового оруденения наблюдаются в фельдшпатолитах, возникших, главным образом, в докембрии, и в грейзенах, образовавшихся, преимущественно, в палеозое и мезозое. Формирование первых сопровождалось разуплотнением кристаллических решеток алюмосиликатов, а вторых — сжатием.

Около кварцевых жил с вулканогенным вольфрамовым оруденением мощность зон изменения пород обычно не свыше 10 м и в 5—20 раз превышает мощность жильного заполнения, хотя оруденение встречается и в жилах, контактирующих и с почти неизменными породами. На месторождении Боулдер, по Lovering, Tveto (1953), имеются две зоны измененных боковых пород: 1) внутренняя зона окремненных и серицитизированных пород (тоньше жилы) и 2) внешняя — зона аргиллитизации (превышает мощность жилы). Вблизи некоторых жил и особенно во включениях в жильном заполнении порода окремнена. На месторождении Зопхито около аналогичных жил в породах основного состава проявлена пропилитизация (Сахарова, 1959). Сходно и изменение пород в месторождениях Калимати и Банкура в Западной Бенгалии, Индия (Chakravarty, Ghosh, 1971). Здесь имеются три зоны:

- 1) серицитовая на контакте с рудной жилой,
- 2) аргиллитовая (разделена на подзоны по относительному содержанию кварца и глинистых минералов — каолинита, иллита, гидромусковита и монтмориллонита),
- 3) пропилитовая.

Итак, сложные метасоматические колонки возникают в связи с магматическими комплексами разного структурного положения — плутоническими, вулканоплутоническими и вулканическими, но наиболее разнообразны по характеру, направленности и кинетике энергетических преобразований проявляются в связи со становлением плутонических комплексов.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ, АССОЦИИРОВАННОГО С МАГМАТИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ, СФОРМИРОВАННЫМИ В РАЗНЫХ СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЯХ

С магматическими комплексами, сформированными в разных структурных условиях, ассоциированы, даже в провинциях одного типа, разные наборы генетических, минеральных и структурно-морфологических типов месторождений. Так, грейзеновые месторождения, как и субпараллельные поверхностям интрузивов субгоризонтальные магматические сегрегации акцессорных вольфрамита и касситерита, сопряжены только с плутоническими комплексами, скарновые — и с вулканоплутоническими, а гидротермальные кварцевожильные — и с вулканическими. Месторождения одного генетического типа, например гидротермальные, ассоциированные с разными типами магматических комплексов, имеют свои особенности.

Различны и наборы минеральных и структурно-морфологических типов рудных тел: ассоциированные с плутоническими и особенно с вулканоплутоническими комплексами разнообразнее, чем сопряженные с вулканическими. Ряд главных продуктивных минеральных ассоциаций (например, топазо-слюдяно-кварцевая с триоктаэдрическими слюдами) и некоторые типы рудолокализирующих структур (например, изометричные полости) встречаются только в плутогенных месторождениях, другие (штокверки в форме шляпки гриба с загнутыми вниз краями, блеклорудная минеральная ассоциация) — только в вулканоплутогенных, третьи (карбонатно-кварцевая с киноварью и антимонитом минеральная ассоциация в зонах брекчирования) — только в вулканогенных. В месторождениях с полихронным оруденением может встретиться аномальное сочетание наборов минеральных типов рудных тел и типов рудолокализирующих структур.

Иногда, особенно в ранние стадии плутонического, вулканоплутоического и вулканического постмагматических процессов возникают сходные структурные (и минеральные) типы оруденения, но их происхождение и роль в балансе руд различны. Например, роль пологих жил, локализованных в трещинах отрыва, для вулканогенного оруденения меньше, чем для вулканоплутогенного и особенно плутогенного, а рудные жилы, приуроченные к зонам брекчирования, приобретают значение главных лишь в вулканогенных месторождениях. Трещины отрыва могут вмещать плутогенное, вулканоплутогенное и вулканогенное оруденение, но значение их в первом случае больше.

Морфологически сходные рудные тела, ассоциированные с интрузивными комплексами, сформированными в разных структурных условиях, различаются степенью распространения и ролью в мировой добыче вольфрама, условиями залегания, деталями морфологии, внутренним строением, минеральным составом, особенностями распределения и вертикальным интервалом оруденения, а также происхождением. Так, рудные трубки, ассоциированные с плутонами, имеют массивное сложение, а сопряженные с вулканоплутоническими комплексами — брекчие-

вое; с вулканическими комплексами рудные трубки не ассоциируют. Пологие трещины, вмещающие плутоногенное оруденение, — это существенно контракционные нарушения, падающие согласно с контактами плутонов, а пологие трещины, вмещающие вулкано-плутоногенное оруденение, это — нарушения типа краевых надвигов, падающие к интрузивным телам и вмещающие самое раннее высокотемпературное оруденение, либо нижние части унаследованных, выполаживающихся книзу, сколовых нарушений с поздним, относительно низкотемпературным оруденением.

Генеральная тенденция последовательного развития рудовмещающих структур намечена для жильных вольфрамитовых месторождений Е. П. Малиновским (1965), а для скарновых шеелитовых — В. Ф. Чернышевым и Л. И. Лукиным (Lukin u. a., 1971). Она проявляется в возрастании открытости рудовмещающих структур.

Проведенное нами обобщение обширных материалов показывает, что эта тенденция проявляется во всех намеченных нами типах провинций в магматических комплексах разного состава и в месторождениях с разным набором ведущих металлов (Повилайтис, 1968), однако и сама тенденция и диапазон рудовмещающих структур разной степени открытости различны: в вулкано-плутоногенных месторождениях больше, чем в плутоногенных, а в вулкано-плутоногенных — степень открытости больше, но набор рудолокализирующих структур меньше, вследствие меньшего разнообразия порождающих эти структуры факторов.

В формировании скарновых шеелитовых месторождений, особенно на ранних этапах, по данным В. Ф. Чернышева, О. В. Кононова, Н. А. Прока и других, велика роль пластических деформаций карбонатных пород, на фоне которых происходит скарнирование, затем развиваются хрупкие деформации, в возникающих трещинах и локализуется главная масса оруденения<sup>1</sup>.

Вольфрамитовое и шеелитовое "жильное" оруденение образуется в условиях деформаций. Чаще всего это хрупкие деформации, но плутоногенное оруденение ритмично-зональных даек аплитов, изометричных трубчатых тел, а частично и зон грейзенизации формируется в условиях пластических деформаций. Магматическое оруденение возникает в условиях пластических деформаций магмы при температурах, близких к температуре ее кристаллизации (Повилайтис, 1972). При формировании постмагматического вольфрамитового оруденения резко повышена роль трещин и полостей, возникших вследствие тепловой контракции или (рудовмещающие изометричные и трубчатые полости) на самых ранних этапах остывания плутонов, вследствие резко повышенного внутреннего давления газов. В случае изометричных полостей внутреннее давление газов, по-видимому, уравнивалось всесторонним давлением магмы, а в случае трубчатых тел — превышало его. В обоих случаях возникновение рудовмещающих полостей обусловлено пластическими

1) Вольфрамовое оруденение в скарновых телах шаровой формы встречается редко (Малиновский, Чернышев, 1969), а в трубчатых не обнаружено.

деформациями вязких сред. Зоны грейзенизации с вкрапленным оруденением возникают в момент смены пластических деформаций дизъюнктивными, а жильно-прожилковые — при преобладающей роли хрупких деформаций. Продуктивную ассоциацию минералов могут вмещать системы жил и (или) прожилков одного направления (в оловянно-вольфрамовых месторождениях) или двух (в молибдено-вольфрамовых месторождениях), причем одна из этих систем — производная и резко подчинена другой.

Механическое воздействие магмы на кровлю (сминание слоистых толщ на фронте движения магмы, изменение элементов их залегания) проявляется до начала кристаллизации магмы и лишь в близповерхностных месторождениях (Иультин и др.), особенно в случае повышенной пластичности пород кровли. Но даже в рудных полях, сформированных в зонах разломов и вблизи поверхности, строение которых осложнено проявлением структурной зональности, рудовмещающие структуры и минеральный состав плутоногенных руд проще, чем вулканогенно-плутоногенных.

При большей закрытости систем нарушений, вмещающих плутонические магматические комплексы, диапазон структурных условий формирования оруденения уже, чем в случае большей открытости. Итак, набор типов плутоногенных рудовмещающих структур узок; ему соответствует узкий набор минеральных типов и минералов руд.

Самый широкий спектр типов рудовмещающих структур присущ вулкано-плутоногенному оруденению. В этом случае в рудных полях сочетаются разнородные структурно-морфологические типы рудных тел: жильные и прожилковые, жилы в трещинах отрыва и трещинах скола, жилы и брекчиевые трубки и т. д. Так, в Джидинском рудном поле сочетаются: 1) пологие жилы в трещинах, возникших как краевые надвиги; 2) зоны микроклинизированных пород с вкрапленным оруденением; 3) штокверк в форме шляпки гриба с загнутыми вниз краями, образованный многочисленными разнообразно ориентированными крутопадающими прожилками в эндокинетических трещинах отрыва; 4) штокверк прожилков, приуроченных к системе радиальных и концентрических эндокинетических трещин отрыва в кровле, имеющий форму овала; 5) системы лестничных жил в поперечных контракционных трещинах отрыва в дайках аплитов; 6) жилы в унаследованных трещинах скола, заложенных при складкообразовании как надвиги, по которым во время отложения руд происходили сбросо-сдвиги; 7) жилы в крутопадающих трещинах отрыва, являющихся трещинами оперения сколов, и системы прожилков, сопровождающих мощные жилы и субпараллельных им; 8) жилы в зонах брекчирования. Эти структурно-морфологические типы рудных тел возникли в разное время, в последовательности их перечисления. Часть рудовмещающих структур унаследована, часть — новообразованная. Мощности жил и прожилков, а также условия их залегания непостоянны.

Столь же сложен минеральный состав руд. В рудном поле совмещено (телескопировано) оруденение четырех формаций, каждой из которых

присущ свой набор рудолокализирующих структур (различного генезиса, морфологии и строения) и свой набор ведущих, могущих иметь промышленное значение металлов. Особенностью руд поздних этапов является неравновесность минеральных ассоциаций.

В формировании вулканоплутоногенных структур роль полостей, обусловленных тепловой контракцией, резко снижается, большую роль играет динамическая активность магмы при формировании штоков, проявляющаяся и позже кристаллизации их апикальных частей и вызывающая появление разнообразных рудовмещающих структур эндокинетического происхождения (штокверков разного внутреннего строения, расположенных в эндоконтактах интрузивов и их кровле, систем пологих краевых надвигов), а также оживление унаследованных сколовых разломов более глубокого заложения. Мощность ореола контактового метаморфизма, консолидирующего породы кровли и сглаживающего контрастность их физико-механических свойств, в этом случае не превышает 800 м, меньше, чем вблизи плутонов, поэтому контактово-метаморфизованные породы экранируют растворы лишь в ранние стадии постмагматического процесса, на поздних его стадиях главное значение имеют унаследованные трещины. В ряде случаев главную массу руд вмещают трубчатые структуры, обусловленные прорывом газов.

В формировании структур рудных полей вулканогенных месторождений еще резче ослабевает роль тепловой контракции и динамического воздействия магмы, а возрастает роль вертикальных и горизонтальных движений вдоль глубинных разломов. Рудовмещающие трещины — это оперяющие глубинные разломы нарушения третьего и более высоких порядков.

Эксперименты Г.Л.Поспелова и данные Е.П.Малиновского (1965) позволяют наметить сводный ряд развития рудовмещающих структур, возникших под влиянием динамических факторов, отвечающий повышению их проницаемости для растворов (открытости): штокверки с разнообразно ориентированными прожилками (оруденение W—Mo) → системы сопряженных радиальных и концентрических прожилков отрыва (оруденение W и др.) → системы параллельных прожилков (W, Sn—W) → жильные системы в трещинах отрыва (оруденение Mo—W, Sn—W, Be—W и др.) → жилы (параллельные в трещинах отрыва → кулисообразные в трещинах отрыва → в трещинах скола → в трещинах скола и сопряженных трещинах отрыва, возникшие при сбросовых движениях → в трещинах скола, возникших при сдвиговых перемещениях) → зоны брекчирования.

Тенденция к возрастанию открытости и сам интервал степеней открытости рудовмещающих структур различны — в вулканогенных месторождениях больше, чем в плутоногенных. Сопоставление обширного материала по месторождениям вольфрама мира позволяет отметить, что набор генетических и морфологических типов рудолокализирующих структур и детали их развития в плутоногенных месторождениях иные, чем в вулканоплутоногенных и особенно вулканогенных. Чем разнороднее рудовмещающие структуры и сложнее их сочетание в рудном поле, тем

разнообразнее набор минералов и сложнее состав наиболее емких в отношении изоморфных примесей, сочетание типов зональности оруденения, соотношения его с магматизмом. Минерализация ранних стадий плутоногенного и вулканогенного оруденения может образоваться при сходных температурах, но, в последних — при значительно меньшем давлении. В том же направлении проявляется тенденция возрастания относительной распространенности поздних стадий минерализации и их продуктивность на вольфрам, что является, по-видимому, следствием неравновесности постмагматического процесса.

Вертикальный интервал, масштабы оруденения и места его локализации определяются структурными условиями становления рудосопреженных магматических комплексов, локальными структурными условиями и глубиной становления интрузивных тел, с которыми оруденение ассоциирует в пространстве и по времени образования. Так, вертикальный интервал оруденения в трубчатых, жильных и скарновых рудных телах, ассоциированных с вулканоплутоническими комплексами, значительно больше (до 1 км), чем в ассоциированных с плутоническими комплексами (десятки метров). Вертикальный интервал вулканоплутоногенного оруденения в жилах, локализованных в кровле, вдали от интрузива больше, чем в жилах, находящихся вблизи интрузивных тел. В случае ассоциации оруденения с этмолитами во время отложения вольфрамовых руд наиболее проницаемы прикорневые участки кровли, грибовидное расширение этмолита экранирует растворы, вертикальный диапазон оруденения в этом случае мал, как и вертикальный интервал раннего оруденения, ассоциированного со штоками. Вертикальный интервал вулканоплутоногенного оруденения, локализованного в таких же унаследованных трещинах скола, но в структурной, пространственной и возрастной ассоциации со штоками, резко возрастает, так как в этом случае структурный контроль локализации вольфрамового оруденения осуществляется дайками второго этапа. Оруденение связано с поздними этапами минерализации. Максимальный вертикальный интервал плутоногенного вольфрамового оруденения обычно больше, чем оруденения, ассоциированного с этмолитами, но меньше, чем ассоциированного со штоками.

Структурные условия формирования магматических комплексов (и тел), режим геотектонических движений обуславливают особенности структурной и гидродинамической обстановки рудоотложения, а значит, и специфические закономерности локализации оруденения, в частности тип зональности. Плутоногенное оруденение (особенно пологих нарушений) сформировано, по-видимому, в условиях гидродинамически относительно спокойных, в замкнутых системах, вулканоплутоногенное — в обстановке более свободной циркуляции растворов, а вулканогенное — в еще более открытых системах. Можно ожидать и различие роли физических явлений при отложении руд. В пологих рудовмещающих нарушениях, возникающих в процессе становления плутонов, эффект дросселирования не может быть большим. Резче этот эффект должен быть выражен в сложных крутопадающих трещинных

системах, возникших при становлении вулканоплутонических комплексов. Роль адиабатического сжатия, наоборот, увеличивается в плутоническом процессе, адиабатические явления могут вызывать некоторые структурные и минералогические особенности. Возможно, что этим обусловлены высокие давления при отложении плутогенных руд и низкие — при образовании вулканогенных, многократная зональность кристаллов в плутогенных рудах и отсутствие ее в вулканогенных. Этим же явлением обусловлена, возможно, сфероидальная, уплощенная в вертикальном направлении форма изометричных рудных тел (например, на месторождении Каракамыс), вмещающих особенно высокотемпературное молибдошеелитовое оруденение. Этим же явлением можно объяснить и значительно меньшую мощность и более высокотемпературный характер плутогенного оруденения пологих рудных жил по сравнению с крутопадающими, хотя тот же эффект может вызвать и большее раскрытие трещин по мере снижения температуры.

Нами показана предопределенность минерального состава и структурно-морфологических особенностей рудных тел структурными условиями становления рудоспряженных магматических комплексов и интрузивных тел, их размерами, формой и условиями залегания (Повилайтис, 1961<sub>1,2</sub>, 1966, 1969, 1971<sub>1,2,3</sub> и др.). В провинциях одного типа месторождения, ассоциированные с комплексами, сформированными в разных структурных условиях, представлены разными минеральными типами (или их наборами). Минеральные типы месторождений мы выделяем по ведущим сопутствующим оруденению рудным или нерудным минералам продуктивной ассоциации. Подобный подход к выделению минеральных типов создает новую основу для сопоставления месторождений разных металлов. Ниже приводится сводный ряд минеральных типов месторождений вольфрама и определяющие их характерные минералы: 1) самородных металлов (самородные золото, висмут); 2) окислов (магнетит, гематит); 3) диарсенидов железа (леллингит); 4) сульфосенидов железа (арсенопирит); 5) моносulfидов железа (пирротин, троилит); 6) дисulfидный (пирит, молибденит); 7) sulfидный I (висмутин); 8) sulfидный II (халькопирит, сфалерит); 9) sulfидный III (сфалерит, галенит); 10) сульфовисмутидов меди и свинца (айкинит, гладит, хаммарит); 11) сульфосольный (тетраэдрит, буланжерит, станнин); 12) теллуридный (теллуриды золота, серебра); 13) антимонитовый (антимонит); 14) киноварно-антимонитовый (антимонит, киноварь); 15) гидроокисный лимонитовый (лимонит); 16) гидроокисный псиломелановый (псиломелан-вад). Можно наметить ряд минеральных типов и по нерудным минералам: 1) островных безводных силикатов I (фаялит); 2) островных безводных силикатов II (гранаты); 3) островных водных силикатов — эпидотовый (I) и везувиановый (II); 4) цепочечных силикатов — геденбергитовый (I), диопсидовый (II), пижонитовый (III); 5) ленточных силикатов — рооговообманковый (I), актинолитовый (II); 6) слоистых силикатов — хлоритовый (I), флогопитовый (II); 7) островных водных силикатов и триоктаэдрических слюд (топаз, железистые члены идиоморфного ряда

биотитов, содержащие редкие щелочи); 8) островных водных силикатов и диоктаэдрических слюд (топаз, мусковит); 9) кольцевых силикатов – турмалиновый (I), кольцевых силикатов с аксессуарным бериллом (II); 10) слоистых силикатов (мусковит, жильбертит); 11) каркасных силикатов – калишпатовый (I) (микроклин или ортоклаз); 12) каркасных силикатов – альбитовый (II); 13) каркасных силикатов – кварцевый (III); 14) карбонатный – родохрозитовый (I); 15) карбонатный кальцит – анкеритовый (II); 16) фосфатный – апатитовый (I); 17) фосфатный триплитовый II; 18) фосфатный амблигонитовый (III); 19) сульфатный ангидритовый (I); 20) сульфатный – баритовый (II).

Последовательность образования минеральных типов месторождений в разнотипных провинциях соответствует единой тенденции, обусловленной возрастанием степени структурной открытости системы и снижением давления или температуры отложения руд. Появление месторождения того или иного типа обусловлено также типом провинции, структурными условиями становления и составом рудосопреженных магматических комплексов и интрузивных тел. Каждый минеральный тип месторождений возникает в специфической, присущей только ему обстановке, определяемой совокупностью геотектонических, структурных, магматических и литологических факторов, дальнейшее изучение степени влияния которых будет способствовать созданию основ генетической минералогии.

Например, полевошпато-кварцевый тип месторождений может быть связан с более ранней интрузивной фазой, чем мусковито-кварцевый (месторождения Караси и Юго-Коневское на Урале), с более ранним магматическим комплексом (Каракамыс и Северный Коунрад в Казахстане), представлен более ранним структурно-морфологическим типом рудных тел (микроклино-кварцевые и мусковито-кварцевые жилы и прожилки Джиды).

На минеральный тип месторождений влияют также степень консолидации пород и глубина отложения руд. Так, месторождения топазо-слюдяно-кварцевого типа характерны для провинций центрально-казахстанского типа, но в интрагеоантиклинальных поднятиях они формируются в более окислительной обстановке, поэтому им присущи диоктаэдрические слюды и обильный пирит, а во внутренних массивах ранней консолидации, в месторождениях, находящихся вне зон глубинных разломов, – триоктаэдрические (слюды, богатые редкими щелочами, и обильный магнетит). В последнем случае руды возникают при температурах около 410°C (данные Г. Ф. Ивановой, Харцера и др.), примерно на 30–60°C выше, чем в первом. Топазо-слюдяно-кварцевый минеральный тип с триоктаэдрическими (литиевыми) слюдами формируется ближе к поверхности – при необыкновенно большой для плутонических комплексов проницаемости для магм и в самых закрытых структурных системах (Szadeczky–Kardoss, 1957, данные автора и др.), только в пределах массивов, не имеющих апофиз. Признаком формирования рудосопреженных плутонов вблизи поверхности является также наличие даек кварцевых кератофилов (онгонитов) со стекловатым базисом (в Монго-

лии, по В. И. Коваленко и др.) и стратиграфические данные (например, глубина образования руд в Рудных горах — несколько сотен метров).

Сходное по набору металлов плутоногенное, вулканоплутоногенное и вулканогенное оруденение различается по структурно-морфологическим типам рудных тел, продуктивным ассоциациям минералов, структурно-текстурным особенностям и технологическим качествам руд, а также по Р-Т условиям их отложения. Так, золото-вольфрамовое оруденение может ассоциировать с плутоническими (Ново-Березовское, Айдырлинское), вулканоплутоническими (Бая Сприе) и вулканическими (Боулдер) комплексами. В первых двух рудные жилы пологие, с малосульфидным оруденением, в третьем — крутопадающие жилы с золото-теллуридным и сульфосольным оруденением, в четвертом — зоны брекчирования с теллуридами золота и серебра.

Минералы, входящие в состав руд, ассоциированных с магматическими комплексами, сформированными в различных структурных условиях, отличаются по составу и содержанию примесей, парагенетическим ассоциациям, политипным модификациям, структурам и текстурным агрегатам.

Разные металлы имеют тенденцию концентрироваться в рудных телах разных структурно-морфологических типов.

Все типы оруденения (минеральные, генетические, структурно-морфологические), а также типы метасоматической зональности имеют свой диапазон геотектонических, структурных и магматических условий проявления. Шеелитовое оруденение формируется и в скарнах (в зонах пластического течения, изометричных телах, штокверках), и в гранитоидах (изометричные тела) в гидродинамически более замкнутых системах, вольфрамитовое — в более открытых и более поздних системах — жильных, брекчиевых, а ферберитовое — в еще более открытых системах. Тунгстенит-шеелитовое, шеелит-молибдошеелитовое и шеелитовое оруденение также формируется в разных условиях.

Рудные тела одного структурно-морфологического типа, ассоциированные с магматическими комплексами, сходными по условиям формирования и составу, имеют близкий минеральный состав. Это проявляется и на примере скарнов. Для их пологих залежей, расположенных вдоль контактов метаморфизованных алюмосиликатных осадочных отложений и вышележащих мраморов, самым типичным является диопсид-андрадитовый состав и молибдошеелитовое оруденение, а для скарновых тел, залегающих вдоль пологих контактов гранодиоритовых плутонов с мраморами, — гроссуляр-геденбергитовый состав и шеелитовое (иногда, особенно в поздние стадии в ассоциации с молибденитом) оруденение. Первые образуются в надинтрузивных зонах в удалении от контактов гранодиоритовых или гранитных куполов, в метаморфизованных осадочных толщах, в которых слабо проявлены пликативные деформации, а дизъюнктивные — интенсивно. Эти скарны и оруденение формируются в более открытых структурных условиях, чем обусловлена более окислительная обстановка их образования, присутствие в них железа в основном в трехвалентной форме (в гранате, а не в пироксене), нередкое

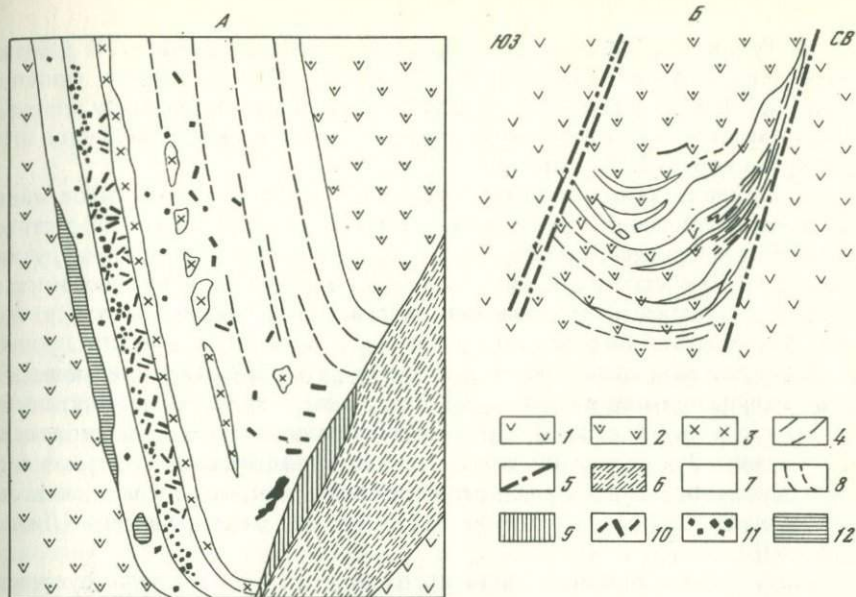
присутствие вольфрамита; молибден проявляет в этих скарнах не только халькофильные, но и литофильные свойства и фиксируется, особенно в ранние стадии процесса, в более окисленной форме (в молибдошеелите). Приконтактные скарны, ассоциированные с гранодиоритовыми плутонами, формируются в процессе складчатости. Во время пластических деформаций карбонатных толщ структурная обстановка, по данным В. Ф. Чернышева, относительно закрытая. По-видимому, этим можно объяснить более восстановительные условия, приводящие к тому, что железо концентрируется, в основном, в двухвалентной форме (в геденбергите); шеелит не содержит примеси молибдена. Последний проявляет только халькофильные свойства, фиксирован в молибдените. Вольфрамит редок, встречается только в жилах, секущих залежи скарнов.

С плутоническими комплексами разного состава ассоциируют рудные тела разных структурно-морфологических типов и с различным оруденением. Так, рудные трубки и штокверки, представленные системами субпараллельных прожилков (иногда двух направлений), характерны для оловянно-вольфрамового и молибдено-вольфрамового оруденения, пологие жилы — для золото-вольфрамового и оловянно-вольфрамового, зоны грейзенов с вкрапленным оруденением — для вольфрам-оловянного, редкометалльно- и молибдено-вольфрамового.

Однородное по набору металлов оруденение можно обнаружить и в скарнах, и в жильно-грейзеновых месторождениях. В месторождениях обеих групп проявляется тенденция смены во времени: медно-вольфрамовое — золото-вольфрамовое — оловянно-вольфрамовое — молибдено-вольфрамовое, редкометалльно-вольфрамовое оруденение.

В этом случае набор металлов обусловлен эволюцией состава магм рудосопределенного интрузивного комплекса. Сопутствующее медное оруденение особенно характерно для эвгеосинклинальных областей с широким развитием осадочно-офиолитового комплекса. Штокверки в надинтрузивных зонах — шеелитовые. Даже в однородных породах жильному и штокверковому оруденению присуще разное соотношение шеелит: гюбнерит.

Оруденение, ассоциированное с магматическими комплексами (и интрузивными телами), сформированными в разных структурных условиях, возникает в рудовмещающих структурах различных морфологических и генетических типов, в разных гидродинамических условиях, при разных температурах и давлениях, при различной интенсивности и роли вертикальных и горизонтальных движений блоков земной коры, при различных соотношениях пластических и хрупких деформаций, различной роли гравитационных явлений. Это приводит к разной интенсивности проявления стадийности и этапности постмагматического процесса, к образованию рудных тел разных структурно-морфологических и генетических типов, что обуславливает проявления разных морфологических и генетических типов зональности. Это же вызывает неодинаковую направленность процесса изменения пород, а также различие наборов главных компонентов руд, минеральные и структурно-текстурные особенности состава плутоногенных, вулканоплутоногенных и вулканогенных руд.



Фиг. 38. Изгибы пластин кварцевого диорита и жильного кварца вблизи зон тектонических нарушений на Джидинском месторождении по М. М. Повилайтис, 1960 (А) и Е. П. Малиновскому, 1965 (Б)

1 – кварцевые диориты; 2 – березиты; 3 – жильбертито-флюоритовая порода; 4 – тонкие отщепления вмещающей породы в жиле; 5 – трещины с глиной; 6 – зона жилы №3; 7 – жильный кварц; 8 – плоскости расланцевания жильного кварца; 9 – мелкозернистый кварц; 10 – гюбнерит; 11 – пирит; 12 – мусковит

Отмеченные различия плутоногенного, вулканоплутоногенного и вулканогенного оруденения обусловлены возрастанием глубины, с которой поступали магмы, тенденцией снижения температур и особенно давления вследствие приближения постмагматического процесса к земной поверхности и уменьшения роли летучих компонентов, различиями гидродинамического режима, уменьшением длительности магматического и постмагматического процессов во времени (явление «акселерации»). Например, плутоногенные рудные трубки могут возникать лишь в условиях медленных пластических деформаций под действием поднимающихся в вязкой среде газов, а вулканоплутоногенные брекчиевые трубки возникают в условиях быстрого прорыва газов, приводящего к хрупким деформациям. Время формирования рудовмещающих брекчиевых трубок и зон, по-видимому, вообще наименее длительное. Трещинные системы в аспидных сланцах, вмещающие вулканогенное оруденение, иногда напоминают по морфологии хрупкие деформации в варе.

Возрастные интервалы становления в ряду плутонических — вулканоплутонических — вулканических комплексов снижаются, по данным

Д. В. Рундквиста, примерно в такой последовательности: 2—3 десятка млн. лет — первые единицы — два десятка млн. лет — первые единицы млн. лет. В некоторых случаях удается установить длительность интервала времени между оживлением трещин отрыва и скола. На Джида этот интервал порядка 17 млн. лет.

Характер энергии, вызывающей формирование различных типов минеральных ассоциаций и рудовмещающих структур, различен. Энергетический баланс процессов определялся, в основном, температурой интрузивных тел, скоростью их остывания, обилием, составом и энергоемкостью летучих компонентов и, возможно, энергией деформаций. Но относительное значение каждого фактора различно. В ходе плутонических процессов пластические деформации могут вызывать образование дизъюнктивных нарушений или являются их следствием, а при вулканоплутонических процессах повышается роль дизъюнктивных, особенно сколовых, нарушений. Эти нарушения могут вызывать пластические деформации и, как следствие, образование трещин отрыва, как можно заключить по соотношениям трещин отрыва и скола на месторождении Джида (фиг. 38).

Приведенные сведения о влиянии на оруденение структурных условий становления интрузивных комплексов (и тел) и структурных условий рудоотложения создают основу для прогнозирования в металлогенических провинциях разных подтипов не только характера оруденения, но и ряда его особенностей, в частности зональности. Учет структурных условий становления и петрохимического состава рудосопряженных магматических комплексов (и тел) позволяет наметить характер рудного комплекса (значит, возможный набор ведущих металлов руд, а часто — и их последовательность и зональность распределения в рудных полях), вероятность нахождения месторождений определенных структурно-морфологических типов (а значит, условия залегания и протяженность на глубину рудных тел, характер распределения и вертикальный интервал оруденения, особенности его стадийности и зональности и т. д.).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эндогенное вольфрамовое оруденение связано в основном с сиалической магмой. Предпосылкой для образования руд является перемещение магмы из областей генерации, где магма находится в термодинамическом равновесии с вмещающей средой, на критические глубины (до 4 км), где создаются условия для дифференциации и неравновесной кристаллизации. Исходный состав магмы зависит от глубины ее зарождения и строения секторов тектоносферы, а дальнейшая эволюция — от типа предшествующего геотектонического развития регионов и от структурных условий становления магматического комплекса.

В зависимости от типа геологического разреза, т.е. набора, последовательности накопления и степени распространения тех или иных осадочных и вулканогенных формаций, отражающих характер предшествующего развития (эвгеосинклиальный, миогеосинклиальный, начальных или конечных этапов), намечены четыре типа вольфрамоворудных провинций: уральский, центрально-казахстанский, верхоянский и южно-тяньшаньский. В уральском типе провинций преобладают формации осадочно-офиолитового комплекса, в центрально-казахстанском — вулканогены порфировой формации, в верхоянском — отложения аспидной и флишевой формаций. В этих провинциях господствуют алюмосиликатные породы. Провинции южно-тяньшаньского типа отличаются распространением карбонатных формаций. Провинциям первых двух типов присущ эвгеосинклиальный режим развития (соответственно начальных и конечных этапов), а двух последних — миогеосинклиальный (также начальных и конечных этапов). Провинции разных типов отличаются также по степени метаморфизма отложений и составу интрузивных комплексов.

Набор и соотношения литологических формаций определяют состав и физико-механические свойства среды, в которой формируются рудосопряженные магматические комплексы, влияют на структурные условия и глубины их становления, интенсивность взаимодействия магмы с породами кровли, характер ее дифференциации и металлогенической специализации. В провинциях уральского типа оруденение ассоциирует с комплексами аляскитовых гранитов, в провинциях центрально-казахстанского типа — с комплексами лейкократовых биотитовых гранитов, иногда — литий-фтористых, в провинциях верхоянского типа — с комплексами биотитовых и двуслюдяных гранитов, реже — с гранитоидами

повышенной основности, а в провинциях южно-тяньшаньского типа – с гранодиоритовыми.

Особенности руд отражают общий металлогенический облик провинций. В разнотипных провинциях различаются распространение тех или иных структурно-морфологических типов рудных тел, характер околорудного изменения пород и зональность оруденения, минеральный состав и геохимические черты руд, состав (в частности соотношения железа и марганца в вольфрамитах) и типоморфные модификации отдельных минералов.

Провинциям каждого типа свойственны рудоносные растворы с определенными температурой и внутренним давлением, интервалами кислотности, окислительно-восстановительных потенциалов, катионным и анионным составом, наборами летучих соединений.

Провинциям южно-тяньшаньского типа присуще, в основном, скарновое шеелитовое оруденение. Руды обогащены силикатами железа и кальция или магния большой плотности – островными (гранаты, эпидоты), цепочечными (пироксены), ленточными (амфиболы), кольцевые силикаты отсутствуют. В провинциях других типов преобладают вольфрамито-кварцевые месторождения. Силикаты упомянутых групп распространены слабо или отсутствуют, обычны каркасные (кварц, полевые шпаты), листовые (слюды) и кольцевые (турмалин, акцессорный берилл).

В провинциях уральского и центрально-казахстанского типов, в которых господствуют магматические породы, руды обычно богаты минералами фтора и калия, нередко акцессорные минералы бериллия. Из сульфидов железа распространен только пирит, что свидетельствует о высоком окислительном потенциале растворов. В провинциях верхоянского и южно-тяньшаньского типов, характеризующихся преобладанием осадочных толщ, обычные минералы натрия, хлора и бора; распространены не только сульфиды железа (пирротин, в меньшей мере пирит, изредка – троилит), но и сульфоарсениды (арсенопирит) или диарсениды (леллингит), что свидетельствует о восстановительных условиях рудоотложения.

В провинциях переходных типов, в частности, тех, где терригенные или карбонатные формации перекрыты отложениями порфировой формации, необычны формы проявления или аномально сочетание разнотипного оруденения – скарновые месторождения возникают среди интрузивных пород (Чорух-Дайрон, Джаур) или сочетается грейзеновое вольфрамовое оруденение с сульфидно-касситеритовым (Шерловая гора) и т.д.

Месторождения распространены неодинаково. В провинциях уральского типа они менее многочисленны, а крупнейшие из них менее значительны, чем в провинциях других типов. Особенно распространены вольфрамовые руды в провинциях верхоянского типа. Масштабы оруденения определяются не только типом развития провинции, но и приуроченностью оруденения к той или иной стадии геотектонического развития и степенью проявления этой стадии. Последние определяют структурные условия становления рудосопреженных магматических комплексов.

Вольфрамовое оруденение ассоциирует с плутоническими, вулканоплутоническими и вулканическими комплексами, образующимися в разных геотектонических и структурных условиях.

Вольфрамоносные плутонические комплексы представлены пологими или субгоризонтальными межформационными многофазными залежами гранитоидов. Они формируются во время смены геосинклинального режима режимом устойчивого воздымания инверсионного типа, а также на ранних этапах тектоно-магматической активизации параплатформ и складчатых областей. Становление плутонов происходит медленно в спокойных геотектонических и структурных условиях — в межразломных блоках, под экраном слабо нарушенной кровли. Это способствует протеканию длительных процессов в близких к равновесным условиям, в частности, интенсивности взаимодействия магмы с породами кровли — их прогреву, процессам замещения и ассимиляции. Ход дифференциации магмы медленный, гомодромный, что благоприятствует накоплению вольфрама в поздних дифференциатах. С этими комплексами связаны структурно-морфологические типы рудных тел, возникающие в относительно спокойной структурной обстановке (табл. 8). Оруденение обычно формируется в гидродинамически замкнутых, закрытых системах, раньше даек второго этапа.

В отличие от вольфрамитовых руд, шеелитовые ассоциируют с плутонами гранитоидов менее кислого и менее калиевого состава или залегают в породах кровли, обогащенных кальцием. С гранодиоритовыми плутонами, прорывающими существенно карбонатные толщи, ассоциированы вольфрамоносные скарны. Оруденение чаще всего наложено на скарны, но является звеном того же постмагматического процесса. Структурные условия влияют на состав скарновых и апоскарновых (в том числе продуктивных) минеральных парагенезисов. В одних месторождениях оруденение (шеелитовое) вмещают приконтактные залежи биметасоматических, существенно гроссуляр-геденбергитовых скарнов, в других промышленных объектах оруденение (молибдошеелитовое) находится в пологих послонных залежах диопсид-андрадитовых скарнов. По мере развития трещинных структур в скарнах возникает оруденение, все более обогащенное сульфидами (вначале железа и меди, затем — цинка и свинца), а на последних стадиях — карбонатами. Оруденение чаще всего приурочено к ранним парагенезисам, но иногда "размазано" по всему процессу.

В связи с гранитными плутонами последовательно возникают структурно-морфологические типы рудных тел с вольфрамитовым оруденением: изометричные тела, трубчатые тела, зоны грейзенизации с вкрапленным оруденением (эти тела залегают в самих плутонах), существенно кварцевые жилы и прожилки (в виде систем в интрузивах и штокверков в надинтрузивных зонах) в трещинах отрыва (вначале пологих, затем — крутопадающих), пологих трещинах скальвания и, наконец, жилы в крутопадающих трещинах скола, сформированные во время подвижек по ним. Минерализованные зоны брекчирования развиваются позже отложения руд. Это оруденение, за исключением оруденения жил,

Таблица 8

Сопоставление структурно-морфологических типов и минерального состава рудных тел

Структурно-морфологические типы рудных тел	Минеральный состав руд*
Плутоногенное оруденение	
Изометричные тела (сфероиды и др.), возникшие путем заполнения	Силикаты (каркасные – кварц, микроклин; редко листовые – слюды), фосфаты (апатит), вольфраматы (молибдошеелит, вольфрамит)
Изометричные тела (сфероиды и др.), возникшие путем метасоматоза	Силикаты (кольцевые – турмалин; каркасные – кварц, альбит) окислы (касситерит), вольфраматы (вольфрамит, реже шеелит)
Трубнообразные тела, возникшие путем заполнения	Силикаты (листовые – слюды; каркасные – кварц), самородные металлы (висмут), сульфиды (молибденит, сфалерит, халькопирит, галенит), вольфраматы (вольфрамит)
Трубнообразные тела, возникшие путем замещения	Силикаты (кольцевые – турмалин; каркасные – кварц), окислы (касситерит), вольфраматы (вольфрамит, шеелит)
Грейзены и кварцевые жилы, приуроченные к трещинам отрыва и пологим трещинам скола	Силикаты (фтор- и водусодержащие островные – топаз; кольцевые; листовые – слюды; каркасные – калиевые полевые шпаты, кварц), самородные металлы (висмут или золото), сульфиды (молибденит, пирит, висмутин и др.), сульфоарсениды (арсенопирит и др.), диарсениды (леллингит), сульфосоли (козалит и др.), окислы (касситерит), галоиды (флюорит), фосфаты (апатит), вольфраматы (вольфрамит, гюбнерит, ферберит, шеелит)
Кварцевые жилы, приуроченные к крутопадающим трещинам скола, возникшие путем заполнения трещин и частичное – путем метасоматоза	Силикаты (листовые; каркасные), сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит), галоиды (флюорит), фосфаты (редко трифлит или апатит), вольфраматы (вольфрамит, гюбнерит, шеелит)
Жильно-прожилковые системы в трещинах отрыва, преимущественно одного направления	Силикаты (листовые; каркасные), арсениды (леллингит), сульфоарсениды (арсенопирит), сульфиды (пирротин, пирит), окислы (касситерит), вольфраматы (вольфрамит, реже – шеелит)

Таблица 8 (продолжение)

Структурно-морфологические типы рудных тел	Минеральный состав руд*
Штокверки прожилков в сколовых трещинах, опирающихся региональные разломы	Силикаты (листовые – слюды; каркасные – полевые шпаты, кварц), сульфиды (молибденит, пирит), карбонаты (кальцит), редко сульфаты (ангидрит), вольфраматы (шеелит, молибдошеелит, очень редко вольфрамит)
Пологие приконтактовые залежи скарнов и залегающие в них кварцевые прожилки и жилы, приуроченные к трещинам отрыва	Силикаты (безводные островные – гроссуляр, гроссуляр-андрадит; водусодержащие островные – везувиан, эпидот; цепочечные – геденбергит; поясные; каркасные – плагиоклазы, кварц, реже – калишпат; немного листовых – хлорит, флогопит и др.), самородные металлы (золото), сульфиды (пирротин, пирит, молибденит, сфалерит), окислы (редко – касситерит, магнетит), вольфраматы (шеелит)
Залежи скарнов, приуроченные к крутопадающим контактам интрузивов, участкам пересечения контактов интрузивов крутопадающими трещинами скола	Силикаты (безводные островные – гроссуляр-андрадит; цепочечные – геденбергит; поясные – роговые обманки; каркасные – кварц), сульфиды (пирротин и др.), вольфраматы (шеелит, редко – вольфрамит)
Залежи скарнов, приуроченные к пологим поверхностям напластования осадочных пород	Силикаты (безводные островные – андрадит; цепочечные – диопсид), сульфиды (пирротин, халькопирит и др.), галоиды (немного флюорита), фосфаты (немного апатита), вольфраматы (молибдошеелит, шеелит)
Крутопадающие кварцевые жилы, приуроченные к крутопадающим контракционным трещинам отрыва в скарнах, приуроченных к пологим поверхностям напластования пород	Силикаты (каркасные – кварц), сульфиды (молибденит, пирит, висмутин), вольфраматы (молибдошеелит, шеелит, немного вольфрамит)
Крутопадающие кварцевые жилы, локализованные в разломах, секущих залежи скарнов, приуроченные к пологим поверхностям напластования пород	Силикаты (каркасные – кварц), сульфиды (молибденит, висмутин), вольфраматы (вольфрамит, шеелит) Силикаты (каркасные – кварц), сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит)

Таблица 8 (продолжение)

Структурно-морфологические типы рудных тел	Минеральный состав руд*
Вулканб-плутоногенное оруденение	
Трубнообразные тела	Силикаты (кольцевые; листовые – слюды; каркасные – кварц), сульфиды (молибденит, пирит, сфалерит и др.), сульфосоли (сульфовисмутиды меди и свинца), галоиды (флюорит), вольфраматы (шеелит, гюбнерит)
Штокверки, прожилки в основном крутопадающие, ориентированы беспорядочно	Силикаты (каркасные – кварц, калиевый полевой шпат; листовые – немного слюд), сульфиды (молибденит, пирит), галоиды (флюорит), вольфраматы (редкие гюбнерит, ферберит)
Штокверки, прожилки закономерно ориентированы – радиальные и концентрические относительно интрузивов	Силикаты (кольцевые; листовые – слюды; каркасные – кварц, калиевый полевой шпат), сульфиды (пирит, сфалерит, халькопирит и др.), сульфовисмутиды меди и свинца, галоиды (флюорит), вольфраматы (гюбнерит, шеелит)
Штокверки, прожилки закономерно ориентированы – субпараллельно трещинам скальвания	Силикаты (листовые – слюды; каркасные – кварц), сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит), галоиды (флюорит), вольфраматы (гюбнерит, шеелит)
Жилы в пологих трещинах скола, возникших как краевые надвиги	Силикаты (каркасные – калиевый полевой шпат, кварц), сульфиды (молибденит)
Жилы в трещинах отрыва, опережающих сколовые	Силикаты (каркасные – калиевый полевой шпат, кварц; листовые – слюды), сульфиды (пирит, халькопирит, галенит), сульфосоли (тетраэдрит и др.), галоиды (немного флюорита), карбонаты (немного родохрозита), фосфаты (триплит), вольфраматы (гюбнерит, немного шеелита)
Жилы в крутопадающих трещинах скола	Силикаты (кольцевые; листовые – слюды; каркасные – кварц), сульфиды (обильные пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и др.), галоиды (флюорит), окислы (иногда касситерит), карбонаты (анкерит, кальцит), сульфаты (иногда немного барита), вольфраматы (вольфрамит, гюбнерит, шеелит, ферберит)

Таблица 8 (окончание)

Структурно-морфологические типы рудных тел	Минеральный состав руд*
Приконтактные залежи скарнов	Силикаты (безводные островные – андрадит, гельвин; водусодержащие островные – везувиан, эпидот; каркасные – кварц), окислы (магнетит), галоиды (флюорит), вольфраматы (молибдошеселит, шеселит)
Залежи скарнов, приуроченные к крутопадающим поверхностям напластования осадочных пород	Силикаты (цепочечные – диопсид, геденбергит; каркасные – плагиоклаз, кварц; немного островных – гранат), самородные металлы (золото), сульфиды (молибденит, пирротин), сульфоарсениды (арсенопирит)

## Вулканогенное оруденение

Зоны брекчирования, кварцевые жилы	Силикаты (каркасные – кварц; немного листовых – гидрослюды), сульфиды (антимонит, киноварь), сульфосоли (теллуриды золота, серебра), карбонаты (кальцит, доломит), вольфраматы (ферберит, шеселит, редко немного гюбнерита)
Метасоматические тела	Силикаты (каркасные – кварц), самородные металлы (золото), сульфиды (антимонит), сульфосоли (блеклые руды), сульфаты (редко барит), вольфраматы (гюбнерит, немного шеселита, иногда вольфрамит)

\*Приведены лишь распространенные минералы.

локализованных в крутопадающих трещинах скола, принципиально сходное. Из силикатов распространены каркасные – кварц, полевые шпаты, водусодержащие островные (топаз), кольцевые (турмалин, аксессуарный берилл) и листовые (слюды). Из второстепенных рудных минералов встречаются самородные висмут и золото, из сульфидов – молибденит, пирит, пирротин, висмутин, из арсенидов – арсенопирит, реже – леллингит, иногда – сульфовисмутиды свинца и меди. В жилах, залегающих в крутопадающих трещинах скола, к ним присоединяются сфалерит и реже – галенит. Длительность и спокойные тектонические и структурные условия отложения руд приводят к возникновению специфических притипных модификаций минералов (молибденита ЗН и др.).

Некоторые различия руд обусловлены неодинаковой глубиной их образования. Так, грейзеновые и штокверковые месторождения более

характерны для близповерхностных плутонов провинций центрально-казахстанского типа, а жильные — для гипабиссальных (2–3,5 км) плутонов провинций верхоянского типа.

Состав вольфрамовых руд, ассоциированных с плутонами разного возраста, в провинциях одного типа сходен.

Морфология рудовмещающих структур, а также строение рудных тел простые, усложняющиеся, как и минеральный состав руд, вблизи границ крупных тектонических блоков, где обстановка во время рудоотложения была более динамичной. Рудовмещающие структуры возникали при пластическом течении вещества или при простом приоткрывании контракционных или тектонических трещин в плутонах и их кровле, стенки пологих трещин изредка во время отложения смещались, существенных вертикальных перемещений стенок трещин не отмечается. Это можно объяснить, как и отсутствие даек второго этапа, тем, что в момент отложения высокотемпературных руд нижние части плутонов находились в пластичном состоянии, поэтому условий для проникновения магм и растворов из более глубоких горизонтов земной коры не создавалось. Та же причина могла препятствовать проявлению подвижек вдоль крутопадающих сколовых нарушений. И лишь выше — в кровле, не достигавшей большой пластичности, изредка создавалась возможность сколовых перемещений стенок пологих трещин. Этим объясняется то, что к трещинам отрыва, редко — к пологим сколам, по которым осуществлялось перемещение, в провинциях всех типов приурочена только высокотемпературная минерализация. Лишь в провинциях уральского типа, где плутоны залегали в более крутопадающих нарушениях среди жестких, интенсивно метаморфизованных магматических и метаморфических пород, дизъюнктивные деформации при отложении руд проявились сильнее и даже ранние продуктивные минеральные ассоциации содержат сульфиды свинца и цинка и богаты минералами марганца, что в провинциях других типов характерно для поздних стадий постмагматического процесса и особенно открытых систем.

Вулкано-плутонические комплексы и сопряженные руды формировались в более динамических, неравновесных условиях, в общем ближе к поверхности (300–2000 м), в более короткие промежутки времени, при более резких деформациях земной коры на более поздних этапах развития, при резком воздымании территорий, в условиях большей радиальной проницаемости земной коры для магм. Интрузивные тела этих комплексов — это штоки, этмолиты, дайки. Влияние на их состав состава пород кровли меньше, чем в случае плутонов. В более консолидированных структурах могут возникать, особенно на поздних этапах, породы повышенной щелочности (микросиениты, лампрофиры) или основности (диорит-порфиры, иногда диабазы), слагающие внутрирудные дайки второго этапа. Породы, слагающие эти интрузивные тела, образовались при более высоких температурах, чем плутонические. Оруденение более высокотемпературное, образуется в более широком диапазоне и при более резких колебаниях температур, чем соответствующее плутоногенное. Рудоносные растворы, как и магма, поступали,

вероятно, с больших глубин. Руды комплексные, часто телескопированные.

Месторождения представлены жилами, приуроченными не только к трещинам отрыва, но и к более протяженным на глубину трещинам скола, заложены раньше внедрения рудоносной магмы, а также брекчиевыми трубами и штокверками прожилков, приуроченными к системам эндокинетических трещин, возникших в результате активного внедрения (толчков) магмы, или к залежам межформационных инфильтрационных скарнов. Рудные тела разных структурно-морфологических типов тяготеют к провинциям разных типов; скарны встречаются, в основном, в провинциях южно-тяньшаньского типа, штокверки — в провинциях центрально-казахстанского и уральского типов, брекчиевые трубы и жилы в унаследованных трещинах скола — в провинциях уральского и верхоянского типов. Различия состава этих руд в провинциях разных типов меньше, чем соответственные различия плутоногенных руд.

В провинциях южно-тяньшаньского типа встречаются скарновые залежи с молибдошеелитом и молибденитом. Брекчиевые трубы и скарновые залежи несут существенно шеелитовое оруденение, а штокверковые и жильные — существенно вольфрамитовое. В провинциях центрально-казахстанского типа в штокверках обильные многосернистые сульфиды — пирит и молибденит. На состав руд влияет глубина их образования; чем ближе к поверхности, тем больше соотношение молибденит:вольфрамит. Жилам в крутопадающих трещинах скальвания присуще обилие и разнообразие сульфидов и сульфосолей свинца, серебра, меди и др. В брекчиевых трубках, возникших при взрывах, в связи с резким повышением давления и температур, минеральный состав руд приближается к плутоногенному (жилы в трещинах скола), из сульфосолей имеются лишь висмутовые. Тип провинции несколько меньше влияет на состав руд, чем в первых двух случаях.

В провинциях разных типов различна и глубина распространения оруденения. В брекчиевых трубах и жилах, приуроченных к крутопадающим трещинам скола, и скарнах она больше (до 1000 м), чем в штокверках (до 400 м).

Структурно-морфологический тип рудных тел, их минеральный состав, характер развития оруденения (сверху вниз или наоборот) и его зональности зависят от структурных условий становления не только магматического комплекса, но и интрузивных тел, с которыми ассоциирует оруденение. В штоках минерализация ранних стадий — существенно молибденовая, реже вольфрам-молибденовая — проявляется в апикальных частях и прилегающих участках кровли. Это — штокверки, имеющие форму шляпки гриба. Минерализация же поздних стадий, в том числе вольфрамовая, включающая обильные сульфосоли (минералы с очень рыхлыми кристаллическими решетками) протягивается на большие глубины (до 700 м), локализуясь в доинтрузивных (?) трещинных системах.

Руды, сопряженные с этмолитами, отлагались в более неравновесных условиях, чем сопряженные со штоками, вероятно, при меньших давле-

ниях, о чем свидетельствует растекание магмы в стороны вблизи поверхности. Грибовидные расширения этмолитов экранируют ранние растворы, поэтому высокотемпературная, в том числе вольфрамовая, минерализация возникает в унаследованных трещинных системах вблизи корневой части этмолитов. Когда породы грибовидного расширения этмолитов охлаждаются, в них, ближе к поверхности, развиваются жилы поздних стадий минерализации с сульфосолями, более обильными и разнообразными, чем в рудах, ассоциирующих со штоками. Парагенезис вольфрамитов с сульфосолями отсутствует, и масштабы вольфрамового оруденения в этом случае снижаются.

Вулканогенное оруденение образуется на еще более позднем этапе геотектонического развития. Оно ассоциирует с субвулканическими дайками, контролируемыми глубинными разломами и возникающими при особенно резком воздымании земной коры, сопровождаемом ее раскалыванием, возможно, до границы "гранитного" и базальтового слоев. Вследствие этого состав интрузивных тел различается особенно резко. Высокая проницаемость земной коры вдоль разломов приводит нередко к излияниям лав. Оруденение залегает обычно вне интрузивных тел среди осадочных и эффузивных пород. Месторождения обнаружены и вне полей развития магматических пород вообще. Рудные тела представлены в породах фундамента складчатой области и геосинклинального этажа жилами в трещинах отрыва и скалывания, изредка — пологими залежами замещения в платформенном чехле, а также минерализованными зонами брекчирования. Рудолокализирующие структуры образованы кратковременными импульсами деформаций, не сопровождаемыми пластическими деформациями пород.

Тип металлогенической провинции сказывается на составе руд меньше, чем в случаях плутоногенных и вулканоплутоногенных руд. Руды отличаются бедностью минерального состава, присутствием силикатов с более рыхлыми, чем у листовых силикатов, каркасными кристаллическими решетками, отсутствием (обычно) или малым содержанием минералов калия, фтора, хлора, сульфидов железа, цинка, меди и свинца, наличием простых малосернистых сульфидов низкокларковых элементов — сурьмы, реже ртути, еще реже — мышьяка. Месторождения обычно шеелитовые (в богатых кальцием осадочных или интрузивных породах) или ферберитовые (в глинистых сланцах), а также гюбнеритовые — в кислых эффузивах и карбонатных осадках платформенного чехла.

Итак, месторождения плутоногенные, вулканоплутоногенные и вулканогенные различаются по структурно-морфологическим типам рудных тел, по минеральному составу руд; минералы, различаются по парагенетическим ассоциациям и имеют типоморфные особенности. Рудные тела одного структурно-морфологического типа (например, рудные трубки), встречающиеся в связи с магматическими комплексами, сформированными в разных структурных условиях, различаются по распространенности в пределах единого рудного поля, величине, составу, строению и происхождению.

Существенно различны и характер околорудного изменения пород, а также физико-химические условия отложения руд (табл. 9). Чем сложнее структурная обстановка отложения руд, тем разнообразнее продуктивные минеральные парагенезисы. Однако наибольшие концентрации вольфрамового оруденения отвечают оптимальным для отложения вольфрамов температурам — около 350°.

Характер дробления зональности оруденения зависит от структурных условий становления рудосопряженного магматического комплекса, морфологии и условий залегания интрузивного тела, с которым ассоциирует оруденение, а также от структурно-морфологического типа рудного тела. Так, в пологих рудных телах, ассоциирующих только с плутонами, бывает проявлена только литологическая зональность. В крутопадающих телах встречается еще и четко проявленная вертикальная зональность отложения, выраженная в изменении минерального состава и интенсивности оруденения. Рудные зоны полого склоняются субпараллельно верхней поверхности плутонов. В рудных телах, ассоциированных с вулканоплутоническими комплексами, проявляется наиболее сложная зональность рудных полей и тел, обусловленная более сложным температурным полем вокруг небольших крутопадающих интрузивных тел и пульсирующим поступлением растворов.

В зависимости от того, с каким комплексом связано оруденение, в каждом типе провинций выделены подтипы: плутонический, вулканоплутонический, вулканический. В провинциях разных типов и разных подтипов различаются наборы структурно-морфологических типов рудных тел, околорудное изменение пород, минеральный состав и геохимические черты руд, а следовательно, и поисковые признаки.

Рассмотрение особенностей месторождений вольфрама с учетом типов рудоносных провинций, структурных условий становления рудосопряженных магматических комплексов и структурных условий отложения руд позволило предложить схему систематики месторождений вольфрама (табл. 10). В этой схеме структурные условия формирования рудосопряженных магматических комплексов определяют рудные формации, типы рудных провинций — субформации, а структурные условия рудоотложения — минеральные (и генетические) типы месторождений.

Намеченные взаимосвязи геологических условий образования и минерального состава руд допускают и иной подход к систематике месторождений. Последние можно подразделить на две группы формаций: скарно-вую и жильно-грейзеновую, а рудные формации выделить по ведущим металлам, образующим практически интересные скопления (оловянно-вольфрамовая, молибдено-вольфрамовая, золото-вольфрамовая и др.). Формации с одинаковым набором ведущих металлов имеются (за редкими исключениями) и в скарновой, и в жильно-грейзеновой группе, однако их минеральный состав, геологические условия образования, поисковые признаки и промышленное значение различны. Субформации можно выделить на основании различий минеральных видов, которыми представлены ведущие металлы, металлоиды или неметаллические вещества — главные промышленные компоненты руд. Например, можно наме-

Таблица 9

P-T условия формирования вольфрамовых руд

Тип месторождения	Примеры месторождений	T <sup>o</sup> , C	P, атм	Авторы
Плутоногенное оруденение				
Золото-щелитовый кварцевожильный	Ново-Березовское (Урал)	500-220	585-650	Колтун, 1957
	Гленорчи (Новая Зеландия)	330-320	Не опр.	Mutch, 1969
Вольфрамито-касситеритовый существенно грейзеновый	Циновец (Рудные горы)	480-400	725-1050	Наумов, Иванова, 1971
	Альтенберг (Рудные горы)	480	Не опр.	Harzer, 1970
Вольфрамитовый существенно грейзеновый	Спокойненское (Забайкалье)	320-280	1650-1450	Наумов, Иванова, 1971
	Акчатау (Казахстан)	375-350	Не опр.	То же
Касситеритовольфрамитовый кварцевожильный	Ушмунский голец (Забайкалье)	400-340	650	Доломанова и др., 1971
	Эренфридерсдорф (Рудные горы)	300	Не опр.	Наумов, Иванова, 1971
	Панашкейра (Португалия)	610±20 - -490±20	500-1000*	Clark, 1964
	Иульгин (Чукотка)	314-277	1250	Наумов, Иванова, 1971
	То же	360-146	Не опр.	Лугов и др., 1972
	Тенкергин	271	" "	Данные автора
	М-ния Северной Боливии	530-300	" "	Kelly, Turneure, 1970
Касситерито-щелитовый в скарнах	Майхура (Средняя Азия)	450-110	Не опр.	Рахманов, 1965
Касситерито-щелитовый кварцевожильный	Чердолак (Калба)	240	" "	Данные автора

Таблица 9 (продолжение)

Тип месторождения	Примеры месторождений	T <sup>0</sup> , С	P, атм	Авторы
Вольфрамито-кварцевый кварцевожильный	Их-Хайрхан (Монголия)	380-240	1050-800	Наумов, Иванова, 1971
	Большевик (Калба)	380-320	Не опр.	Данные автора
	Раздольное (Калба)	380-320	"	То же
	Редмет (Калба)	380-320	"	"
	Вольфрам (Калба)	350-280	"	Нарсеев и др., 1968
Гюбнеритовый кварцевожильный	Бом-Горхон (Забайкалье)	345-200	"	Хетчиков и др., 1971
	Карасьевское (Урал)	360-320	"	Данные П.В. Покровского и А.В. Пуртова
	Биктимировское (Урал)	280-200	"	То же
	Пороховское (Урал)	280-200	"	"
Вольфрамитовый кварцевожильный с сульфидами цинка и свинца	Букука, Белуха (Забайкалье)	340-300	"	Говоров и др., 1972
	То же	300-223	1125-550	Наумов, Иванова, 1971
Вулкано-плутоногенное оруденение				
Сульфидно-сульфосольно-гюбнеритовый кварцевожильный	Джида (Забайкалье)	265-200**	Не опр.	Наумов, Иванова, 1971
	То же	420-200	"	Хетчиков и др., 1970
	"	360-200*	"	Данные автора
Сульфидно-сульфосольный касситеритовольфрамитовый кварцевожильный	Потоси, Льяльягуа (Центральная Боливия)	530-300	30-500*	Kelly, Turneure, 1970

Таблица 9 (окончание)

Тип месторождения	Примеры месторождений	T°, C	P, атм	Авторы
Молибденито-молибдошеелитовый в скарнах	Тырныауз (Кавказ)	700-500	Не опр.	Данные В.Ф. Лесняка, К.Х. Вербицева (ПЭК, 1962)
		600-300	"	
		275-70	"	
Бериллиево-молибдошеелитовый в скарнах	Айрон-Маунтин (США)	800-500	"	Kerr, 1946
Вулканогенное оруденение				
Киноварно-антимонито-ферберитовый	Барун-Шивея (Забайкалье)	320-70	"	Наумов, Иванова, 1971
Антимонито-ферберитовый	Зопхито, Сагеби (Кавказ)	320-270**	"	То же
		200-70	"	
Антимонито-шеелитовый с золотом	Ретивое (Калба)	330-260	"	Нарсеев и др., 1968
Золото-ферберитовый	Боулдер (США)	300-200	100*	Lovering, Tweto, 1953

\*По геологическим данным.

\*\*Данные относятся к минералам рудной стадии.

тить субформации молибдено-вольфрамовой формации: молибденит-вольфрамитовую, молибденит-гюбнеритовую, молибденит-шеелитовую, молибдошеелитовую. Минеральные типы месторождений вольфрама можно наметить, как это сделано выше, по ведущим сопутствующим оруденению рудным или нерудным минералам продуктивных ассоциаций (например, топазо-слюдяно-кварцевый с триоктаэдрическими слюдами, топазо-слюдяно-кварцевый с диоктаэдрическими слюдами).

Группы формаций определяются более существенными различиями геологических условий образования месторождений и минерального

состава их руд, чем формации, субформации, а тем более минеральные типы.

Большинство месторождений и наибольшие запасы вольфрамовых руд приурочены к двум крупнейшим глобальным металлогеническим поясам — окраинноматериковому тихоокеанскому, в котором преобладают провинции верхоянского типа, и трансматериковому широтному, в котором сосредоточены провинции центрально-казахстанского и уральского типов. Провинции южно-тяньшаньского типа имеются в обоих рудных поясах. Закономерности распределения месторождений рассмотрим по подтипам провинций.

В провинциях первого подтипа вольфрамитовые месторождения приурочены к положительным структурным элементам земной коры. Плутоны в складчатых областях образуют цепочки согласно с общим простираем пликативных структур в структурах раннего заложения и ранней консолидации в осевых частях интрагеоантиклинальных поднятий или приурочены к их склонам, а также к внутренним массивам ранней консолидации. Они тяготеют в миогеосинклинальных областях, сложенных пластичными глинистыми осадками, к осевым частям интрагеоантиклинальных поднятий, а в более консолидированных структурах уральского и южно-тяньшаньского типов — к глубинным разломам, ограничивающим эти поднятия.

В активизированных участках параплатформ (например, расположенных по западной периферии Тихого океана) крупнейшие месторождения вольфрама выявлены в самых подвижных частях — внутриплатформенных прогибах, где рудосопряженные плутоны могут залегать не только согласно с древними складчатыми структурами, но и пересекать их, и в передовых прогибах, к которым приурочено только вулканоплутоническое и вулканогенное оруденение. На щитах участки архейской консолидации (например, Алданский щит) не содержат существенных концентраций вольфрама (в отличие от золота), даже в случае их тектономагматической активизации, а участки протерозойской консолидации могут вмещать оруденение того же возраста или соответствующее времени тектономагматической активизации. При активизации платформ чаще всего возникает в пределах плит плутоническое оруденение, а в пределах щитов — вулканогенное. В отличие от вольфрамитовых месторождений, шеелитовые приурочены к отрицательным структурам в пределах поднятий, к склонам последних, к ограничивающим последние глубинным разломам и часто располагаются среди пород, обогащенных кальцием. Срединные массивы первого рода (отторженцы платформ по В.Е. Хаину) окружены вольфрамоторудными поясами, но в их пределах месторождений вольфрама нет.

Месторождения вольфрама распространены только в структурах, претерпевших инверсию или подвергшихся тектономагматической активизации. Чем больше тенденция геотектонической структуры к воздыманию, тем интенсивнее оруденение. Меньшие масштабы вольфрамового оруденения в провинциях уральского типа можно объяснить большей тенденцией этих провинций, по сравнению с другими, к прогибанию и

меньшей к воздыманию. В миогеосинклинальных зонах, сохранивших после складчатости и общей инверсии форму синклиналиев, месторождения вольфрама, если имеются, расположены в основном в прибортовых поднятиях. Отмеченная закономерность обусловлена, по-видимому, тем, что именно к поднятиям приурочены интрузивы калиевых гранитов, с которыми ассоциирована главная масса вольфрамового оруденения. Воздымание территорий, как и образование сиалической гранитной магмы, связано с процессами разуплотнения вещества земной коры и верхней мантии (по мнению Т.В. Молчановой и др.).

Соответственно плутоногенные месторождения образуют протяженные рудные пояса вдоль интрагеоантиклинальных поднятий (табл. 11). Во внутренних массивах ранней консолидации, отличающихся от этих поднятий неправильной формой, линейность распределения древнего, в частности палеозойского, оруденения менее четкая. На Пиренейском п-ове, в Северной Америке и Австралии древние, в том числе палеозойские, вольфрамородные пояса рассматриваемого типа располагаются субпараллельно современному очертанию материков, что может рассматриваться как проявление фиксизма.

Поиски в провинциях первого подтипа должны проводиться в межразломных блоках в надинтрузивных зонах, выявляемых по ореолам контактового метаморфизма, гравиметрическим и магнитометрическим данным, дополняемым металлометрической съемкой и гаммаметрией, а в провинциях центрально-казахстанского и уральского типов — еще фторометрией. Площадь надинтрузивных зон может в сотни раз превышать площадь выходов плутонов на поверхность, поэтому опоскование должно проводиться не только на земной поверхности, но и глубже (до 0,5 км). При совпадении эродированной площади плутона с площадью развития гранитов на глубине перспективы обнаружения руд сокращаются. В надинтрузивных зонах возможно нахождение пологих кварцевых жил с высокотемпературным вольфрамовым оруденением. Такие жилы могут располагаться многоярусно одна над другой, в провинциях верхоянского типа — в надинтрузивных зонах, в провинциях центрально-казахстанского типа — в самих плутонах, а в провинциях уральского типа такие жилы нередко размещены в породах кровли, а иногда (Гленорчи в Новой Зеландии) даже вне полей развития интрузивных тел. Для локализации оруденения благоприятны участки простых и флексуорообразных изгибов (в плане или в разрезе) стратифицированных толщ, участки изменения характера складчатости.

Интервалы глубин, оптимальные для появления плутоногенных руд в провинциях центрально-казахстанского типа, 600—2000 м (Рудные горы, Шетский и Жанааркинский районы Центрального Казахстана), а в провинциях верхоянского типа 2000—3500 м (Северная Боливия, Калба-Нарым, Верхоянье и др.). Глубина эрозионного среза, наиболее благоприятного для обнаружения оруденения, в провинциях верхоянского типа больше, чем в провинциях центрально-казахстанского типа.

Вулкано-плутонические комплексы и ассоциированное с ними вольфрамородное оруденение располагаются в более консолидированных геотекто-

Рудная формация	Уральский		Центрально-Казахстанский		Верхоянский		Южно-Тяньшаньский		Генетический тип	
	формац. тип	Минеральный тип	формац. тип	Минеральный тип	формац. тип	Минеральный тип	формац. тип	Минеральный тип		Группа минеральных типов месторождений
Силикатно-вольфрамовая (плутоногенная)	Кварцево-гюбнеритовый		Кварцево-вольфрамитовый	Пегматитовый с вольфрамитом. М-ние Монмэн (Франция)	Кварцево-касситерито-вольфрамитовый	Пегматитовый с касситеритом и вольфрамитом. М-ние Тинтон (США)	Скарновый силикатно-кварцево-шеелитовый	Пегматитовый с шеелитом. М-ние Ореана (США)	Пегматитовая с вольфраматами	Пегматитовый
		Калишпато-кварцевый гюбнеритовый. М-ние Карасьевское (Урал)		Калишпато-кварцевый молибдошеелитовый. М-ние Кара-Камыс (Центральный Казахстан)		Калишпато-кварцевый касситерито-вольфрамитовый. М-ние Чердоук (Восточный Казахстан). Кварцевый вольфрамитовый с турмалином. М-ние Большевик (Восточный Казахстан)		Плагноклазо-кварцевый в скарнах. М-ние Ингичке (Средняя Азия)	Безводно-силикатная вольфрамовая	
				Вольфрамито-касситеритовый в грейзенах с триоктаэдрическими слюдами. М-ние Цинвальд (ЧССР)		Вольфрамитовый в турмалиновых грейзенах. М-ние Барылыялах (Якутия)			Водно-боросиликатная	
				Молибденито-вольфрамитовый в грейзенах с диоктаэдрическими слюдами. М-ние Центральное (Центральный Казахстан)		Шеелитовый в мусковито-полевошпатовых метасоматитах. М-ние Палатцы (Восточный Казахстан)			Водно-фторосиликатная вольфрамовая	
				Кварцево-вольфрамитовый с касситеритом (или молибденитом). М-ние Нура-Талды (Центральный Казахстан)		Шеелитовый в флюоритовых грейзенах. М-ние Крамат-Пулан (Алайзия)			Галоидная вольфрамовая	
						Кварцево-касситерито-вольфрамитовый. М-ние Комсомольское (Восточный Казахстан)		Кварцево-шеелитовый в скарнах. М-ние Лянгар (Средняя Азия)	Водносилкатная кварцево-вольфрамовая	
						Кварцевый касситерито-вольфрамитовый с арсенопиритом и леллингитом. М-ние Светлое (Чукотка)			Водносилкатная кварцево-вольфрамовая с диарсенидами и сульфосеннидами железа	
				Кварцево-вольфрамитовый с пиритом и молибденитом. М-ние Кара-Оба (Центральный Казахстан)		Кварцево-касситерито-вольфрамитовый с пирротинитом. М-ние Панашкейра (Португалия)		Кварцево-шеелитовый с пирротинитом в скарнах. М-ние Кинг Айленд (Тасмания)	Кварцево-вольфрамовая с сульфидами молибдена (или) железа	
				Кварцево-гюбнеритовый с пиритом и сфалеритом. М-ние Юго-Коновское (Урал)		Кварцево-пирротино-вольфрамитовый. М-ние Чикотэ (Боливия)		Кварцево-пирротино-шеелитовый в скарнах. М-ние Кабуты (Средняя Азия)	Кварцево-вольфрамовая с обильными сульфидами железа	
				Кварцево-гюбнеритовый со сфалеритом и галенитом. М-ние Хемм (США)					Кварцево-вольфрамовая с сульфидами цинка и свинца	
Сульфидно-сульфосольно-вольфрамовая (вулканогенно-плутоногенная)	Сульфидно-гюбнеритовый	Молибденито-гюбнеритовый	Молибденито-гюбнеритовый. М-ние Селтей (Центральный Казахстан)	Сульфидно-вольфрамитовый	Скарновый молибденито-молибдошеелитовый	Скарновый молибденито-молибдошеелитовый. М-ние Тырнауэ (Кавказ)		Малосульфидно-вольфрамовая	Пневматолито-гидротермальный и гидротермальный	
			Сульфидно-молибденито-гюбнеритовый. М-ние Вулуктай (Западное Забайкалье)			Сульфидно-вольфрамовая				
			Молибденито-гюбнеритовый с тетраэдритом и сульфовисмутидами меди и свинца. М-ние Джида (Западное Забайкалье)			Сульфосольно-касситерито-вольфрамитовый. М-ние Льяльгуа (Боливия)		Сульфосольно-вольфрамовая		
Антимонито-вольфрамовая (вулканогенная)	Антимонито-гюбнеритовый		Гюбнеритовый с сульфоантимонидом серебра и тетраэдритом. М-ние Зака (США)	Антимонито-ферберитовый	Антимонито-шеелитовый	Ферберитовый с теллуридами золота. М-ние Боулдер (США)		Сульфосольно-вольфрамовая	Гидротермальный	
						Баритово-шеелито-ферберитовый. М-ние Хулиана (Боливия)		Баритово-вольфрамовая		
			Антимонито-гюбнеритовый. М-ние Лед (США)			Антимонито-ферберитовый. М-ние Сагеби (Кавказ)		Антимонито-шеелитовый. М-ние Атолия (США)		Антимонито-вольфрамовая

Таблица 11

Систематика геотектонических структур, вмещающих вольфрамовые месторождения в металлогенических провинциях разных типов

Типы геотектонических структур		Уральский	Центрально-Казахстанский	Верхоянский	Южно-Тяньшаньский
Складчатые области	Участки поздней консолидации	Магнитогорский прогиб Айдырлинское Плутоногенное	Джунгаро-Балхашский прогиб Северный Коунрад Плутоногенное	Верхоянский прогиб (Родионовское плутоногенное) Юрский геосинклинальный прогиб Восточного Забайкалья Соктуй и др. Плутоногенные Калба-Нарымский прогиб Большевик и др., (Калба-Нарымский вольфрамоторудный пояс) Структурно-формационная зона Южного склона Большого Кавказа, вблизи граничного разлома Сагеби <sup>X</sup> и др. (Горная Рача) Вулканогенные	Тырныаузская грабен-синклиналь Тырныауз <sup>X</sup> Вулкано-плутоногенное
	Участки ранней консолидации	Осевая структурно-формационная зона Главного Кавказского хребта Кти-Теберда Плутоногенное Урало-Тобольское (Восточно-Уральское) поднятие Караси, Юго-Коневское и др. (Уральский вольфрамоторудный пояс) Плутоногенные	Жаман-Сарысуйское поднятие Центральное и др. Плутоногенные	Шахтаминское поднятие Белуха, Букука Плутоногенные Новоивановское <sup>X</sup> Вулканогенное Интрагеоантисклиналь Бирмо-Малайской складчатой системы Пояс вольфрамоторудных месторождений Плутоногенные Андийская интрагеоантисклиналь Болса Негра, Чикотэ и др. (Северная Боливия) Плутоногенные Льяльягуа <sup>X</sup> и др., (Центральная Боливия) Вулкано-плутоногенные Оплока <sup>X</sup> и другие ферберитовые месторождения боливийского рудного пояса Вулканогенные Антиклинорий Катазии Ляньхуашань <sup>X</sup> Плутоногенное (?)	Кордильерская интрагеоантисклиналь Месторождения Калифорнийско-Невадского рудного пояса (Ореана, Милл-сити, Найтингейл) Плутоногенные Атолия <sup>X</sup> , Сильвер дайк <sup>X</sup> Вулканогенные Голконда <sup>X</sup> Телемагматическое Интрагеоантисклиналь Юкона Флат-Ривер Плутоногенное Нурата-Алайская структурно-формационная зона, на склоне интрагеоантисклинального поднятия Лянгар и др. Плутоногенные Зеравшан-Каратюбинская структурно-формационная зона, на склоне интрагеоантисклинального поднятия Ингичке и др. Плутоногенные
	Внутренние массивы ранней консолидации	Талицко-Монголо-Алтайское поднятие Кок-куль и др. (Горный Алтай) Плутоногенные (?)	Каледониды Центрального Казахстана Куу, Кара-Оба, Майкуль Плутоногенные Чешский массив. Циновец, Альтенберг и др. Плутоногенные Центрально-Французский массив Монман и др. Плутоногенные Агинский массив	Иберийский массив Панашкейра и др. (Иберийский пояс месторождений вольфрама) Плутоногенные	
		Краевые массивы ранней консолидации	Зона каледонид Джидинской складчатой системы Джида <sup>X</sup> , Булуктай <sup>X</sup> Вулкано-плутоногенные	Шерловая гора Плутоногенное	Массивы Армориканский и Корнуоллский Клитга Хэд, Корнуолл Плутоногенные
Параплатформы	Поднятия в синклинориях			Нанлиньская складчатая зона Хуньшуйчай <sup>X</sup> и др. Плутоногенные	
Платформы	Подвижные участки (эпиплатформенные прогибы)			Передовой прогиб, отчленившийся от Северо-Американской платформы срединный массив Колорадо Кляймэкс <sup>X</sup> , Айрон Маунтин <sup>X</sup> Вулкано-плутоногенные Боулдер <sup>X</sup> Вулканогенное	Сино-Корейский шит Ожхонский прогиб Сангдонг <sup>X</sup> Плутоногенное (?)
	Территории с протерозойским фундаментом			Канадский шит Тинтон Плутоногенное Ледвуд <sup>X</sup> Вулканогенное Украинский шит Вольфрамоторудные проявления Плутоногенные	Бразильский шит Брежу Плутоногенное Балтийский шит Латвасюр Плутоногенное Шит Цзяннаня Усин <sup>X</sup> , Сиан <sup>X</sup> , Тоуан <sup>X</sup> Вулканогенные
	Архейские глыбы				Сино-Корейский шит Кьанган Плутоногенное (?)

<sup>X</sup> Месторождения, возникшие в этап тектоно-магматической активизации.

нических структурах тех же типов, а также в передовых прогибах, подвергшихся тектоно-магматической активизации. Они размещаются вдоль продольных по отношению к древней складчатости и косо секущих глубинных разломов, на их пересечениях с поперечными глубинными разломами. Поиски в провинциях соответствующих подтипов должны проводиться в пределах узкой полосы территории, прилегающей к этим разломам. Гравиметрия и магнитометрия обычно не дают ощутимых результатов. Большее значение приобретают металлотометрия, гаммаметрия, а в провинциях центрально-казахстанского и уральского типов — еще фторометрия.

Разные структурно-морфологические типы рудных тел приурочены к структурам определенной степени консолидации. Так, шеелитовое оруденение в брекчиевых трубках характерно для самых жестких структур — зон тектоно-магматической активизации платформ и древних складчатых областей, а жилы в трещинах скальвания — для тех же структур и для интрагеоантиклинальных поднятий. Глубина отложения руд от земной поверхности не превышала 2000 м; в провинциях центрально-казахстанского и уральского типов — не свыше нескольких сотен метров, а в провинциях верхоянского типа — 350—2000 м. Максимальный эрозионный срез, еще могущий вскрыть руды, меньше, чем в провинциях первого подтипа (с плутоническим оруденением).

В провинциях третьего подтипа рудосопреженные магматические комплексы тяготеют к глубинным разломам, разграничивающим зоны разновременной консолидации или косо секущим передовые прогибы (сквозным, по терминологии И. Н. Томсона). Поиски следует проводить вдоль крупных глубинных разломов, около которых блоки претерпели существенные не только вертикальные, но и горизонтальные смещения. Оруденение контролируется дайками пород риолит-диабазовой формации. При поисках этих руд непригодны не только магнито- и гравиметрическая съемка, но и фторометрия и гаммаметрия. Эффективны, помимо детальной геологической съемки, прослеживание приразломных зон с применением металлотометрии. Глубина отложения руд и вертикальный интервал их распространения в рассматриваемых провинциях наименьшие. Оруденение наиболее молодое, обычно третичное, чаще всего обнаруживается в пределах молодых поднятий, претерпевших эрозионный срез не свыше нескольких сотен метров.

Имеются провинции, переходные между первым и вторым подтипом. Так, в провинциях центрально-казахстанского типа (наложенные интрузивно-вулканогенные пояса) в зависимости от структурной обстановки образуются пологие залежи гранитов, по условиям залегания сходные с плутонами, хотя образуются вблизи поверхности и несут признаки субвулканических образований (кольцевые структуры, кальдеры обрушения и др.), или интрузивные тела, имеющие большое радиальное и малое горизонтальное протяжение. Интрузивам первой группы соответствуют жильные и грейзеновые молибден- (или олово) вольфрам-редкометальные месторождения, которые мы относим к плутоногенным. К интрузивным телам второй группы тяготеют штокверковые вольф-

рам-молибденовые месторождения, переходные от плутоногенных к вулканоплутоногенным. Мы их условно относим к последним.

Поисковые признаки на такое "плутоногенное" и "вулканоплутоногенное" оруденение различаются. Одними из них являются ритмично-зональные текстуры пород. В первом случае — чередование гранитов и полиминеральных зон ориентированного роста породообразующих, частично акцессорных и рудных минералов, а во втором — чередование зон гранит-порфиров с кварцевыми зонами ориентированного роста.

Изложенные закономерности намечают как бы координаты (время и место) отдельных процессов рудоотложения в ходе различных геологических процессов на фоне различных типов геотектонического развития территорий, различных структурных условий становления рудосопряженных магматических комплексов и интрузивных тел, с которыми сопряжено оруденение, структурных условий рудоотложения. Все эти условия определяют состав и свойства пород магматических комплексов, литологических толщ, в которых происходит их становление, состав и свойства рудоносных растворов и т.д. Без знания этих закономерностей изучение различных сторон процесса формирования руд (их минерального состава и геохимических особенностей, структурных и Р-Т условий рудоотложения, процессов околорудного изменения пород, зональности оруденения) оказываются недостаточно эффективными. Например, без учета типа провинции и структурных условий становления магматического комплекса неясно, какой тип зональности и какое изменение характера оруденения на глубину можно ожидать, неясно, какой рудный комплекс можно ожидать в данной рудоносной территории.

В заключение выскажем соображения о возможных оценочных критериях. Е. П. Малиновским (1965) предложен "принцип соответствия" для оценки рудных объектов. Этот принцип заключается в том, что для образования месторождений того или иного генетического типа необходима определенная структурная обстановка, определенная степень структурной открытости системы рудоотложения. Если такое соответствие имеется, то можно ожидать, что месторождение окажется крупным. "Если же обнаружится несоответствие основных признаков (например, если высокотемпературная минерализация, связанная с грейзенами, проявлена в условиях интенсивного развития дорудных тектонических нарушений), то оценка такого объекта скорее всего будет неблагоприятной" (Малиновский, 1965, стр. 147).

Нам представляется, что этот важный оценочный принцип в том виде, как он предложен, не охватывает ряда факторов, влияющих на интенсивность оруденения. Соответствие должно распространяться на структурные условия становления рудосопряженного магматического комплекса. Определенным типам магматических комплексов соответствуют рудные тела определенных структурно-морфологических типов, минерального состава и геохимических особенностей руд. Интенсификация оруденения при соответствии его типа (генетического, минерального, формационного) типу рудовмещающих структур обусловлена тем, что и тип структур, и тип оруденения определяются необратимо изменяющимися структур-

ными и геотектоническими условиями становления рудосопреженных магматических комплексов (плутонические — вулканоплутонические — вулканические). Если разнообразные рудовмещающие структуры связаны со становлением одного магматического комплекса, то они возникают (или оживляются) не одновременно. По мере остывания интрузивных тел происходит сопряженное направленное изменение характера деформаций, формирующих рудовмещающие структуры, и эволюция состава рудоносных растворов. Этим и объясняется "правило соответствия".

При оценке месторождений следует учитывать также тип и подтип рудной провинции. Так, будет ошибочным в провинциях уральского типа искать или положительно оценивать грейзеновые или скарновые месторождения вольфрама, они окажутся здесь самыми неперспективными, поскольку не типичны для таких провинций. То же можно сказать о грейзеновых месторождениях в провинциях южно-тяньшаньского типа. В каждом типе провинций можно обнаружить нехарактерные месторождения, но наиболее перспективны те месторождения, особенности оруденения которых соответствуют типу (и подтипу) провинции и определенной геотектонической и структурной обстановке формирования рудосопреженного интрузивного комплекса, определенной структурной обстановке образования руд, расположены в подвижных геотектонических структурах с устойчивой тенденцией воздымания (внутренних геоантиклинальных поднятиях и массивах ранней консолидации). Масштабы оруденения увеличиваются и по мере возрастания возрастного отрыва оруденения от складчатости, то есть с увеличением степени консолидации вмещающих оруденение отложений, в случае залегания руд в (или вблизи) отложениях фундамента или нижнего яруса геосинклинального этажа, на что обратил внимание Л.И. Лукин. Последнее обстоятельство справедливо лишь при сопоставлении месторождений одной группы (плутоногенной, вулканоплутоногенной или вулканогенной). Важно также, что масштабы оруденения возрастают в случае соответствия температур рудоотложения оптимальным температурам образования вольфрамов.

Учет этих обстоятельств будет способствовать правильной ориентировочной оценке масштабов оруденения месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х.М.* Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.
- Абдуллаев Х.М.* О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений. — Сов. геология, 1960, № 5.
- Абдуллаев Х.М., Баталов А.Б., Хамрабаев И.Х.* Некоторые итоги изучения постмагматических формаций Средней Азии. — В кн. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. 2. М., 1963.
- Аюшков В.М.* Экспериментальное изучение зонной плавки как модели природных процессов. Автореферат канд. дисс., 1964.
- Акинъшина А.Г.* О возможном источнике кварца в жильных месторождениях. — Изв. высш. учебн. заведений, серия геол. и разведка, 1961, № 12.
- Александрова М.И., Борсук Б.И., Перекалина Т.В., Яковкин В.И.* Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела. — В сб. "Геол. строение и полиметал. оруденение Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела". Л., изд-во "Недра", 1960.
- Афанасьев Л.М.* О металлогенической специализации мезозойских гранитов бассейна р. Джиды (Бурятская АССР). — В кн. "Металлогеническая специализация магматических комплексов". М., изд-во "Недра", 1964.
- Афанасьев Л.М., Браун К.Н., Шанин Л.Л.* Абсолютный возраст мезозойских гранитоидов бассейна р. Джиды. — Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1962 г., 1963.
- Барабанов В.Ф.* Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд-во ЛГУ, 1961.
- Барабанов В.Ф.* К геохимии вольфрама. — В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений". Изд-во ЛГУ, 1971.
- Баратов Р. Б.* Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, изд-во "Донши", 1966.
- Белавин О.В.* Некоторые результаты применения гравиметрии при изучении гранитных массивов на Среднем Урале. — В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Труды второго Уральского петрографического совещания, вып. IV, 1971.
- Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Блохина Н.А.* Строение и минералогический состав скарновых зон Майхуринского месторождения. — Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 1961, т. 4.
- Боголюбов В.Г., Гриценко Л.К.* Процессы калишпатизации на грейзеновых месторождениях Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1969, № 4.
- Борсук Б.И.* Основные черты структурного плана Центрального Казахстана. Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая, Центрального Казахстана. — Материалы ВСЕГЕИ, нов.серия. М., 1956, вып. 19.
- Брызгалов О.В.* Вольфрам и молибден в постмагматических процессах. — В сб. "Геохимия молибдена и вольфрама". М., изд-во "Наука", 1971.

- Булоков И.В.* Механизм изменения режима кислотности постмагматических растворов на месторождении Западное (Центральный Казахстан). — В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений". Изд-во ЛГУ, 1967.
- Булоков И.В.* Флюктуации физико-химических параметров гидротермальных полостных систем при адиабатном изменении объема полости. — В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений". Изд-во ЛГУ, 1971.
- Быбочкин А.М.* Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. Изд-во "Недра", 1965.
- Вахромеев С.А.* О геолого-структурных и генетических особенностях Булуктаевского молибдено-вольфрамового месторождения. — Записки Вост.-Сиб. отд. Всес. минер. об-ва, 1962, вып. 3.
- Власова Д.К.* Скарны Ингичке. — В сб. "Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии". Изд-во "Наука", 1967.
- Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И.* Особенности локализации оруденения в различных структурных этажах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.
- Гинзбург А.И., Родионов Г.Г.* О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1.
- Говоров И.И.* Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий. — В кн. "Проблемы генезиса руд". Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. М., изд-во "Недра", 1964.
- Говоров И.И., Степанов Г.И., Фатянов И.И., Филиппова Т.Г.* Геохимические типы рудоносных гидротерм Дальнего Востока (по данным изучения газово-жидких включений в минералах). — В сб. "Рудообразующая среда по включениям в минералах". М., изд-во "Наука", 1972.
- Горлов В.И.* О механизме формирования трещин растяжения (на примере жильных полостей пегматитов Северо-Западного Беломорья). — В сб. "Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы". Л., 1969.
- Григорьев И.Ф.* Грейзены, их минералогические типы и условия образования. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1953, т. 28, вып. 1.
- Дворкин-Самарский В.А.* Формации гранитоидов Забайкалья. — Труды отд. геол. Бурят. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1971, вып. 3 (11).
- Доломанова Е.И., Королев И.В., Элисон М.М.* Особенности образования Ушмунского оловянно-вольфрамового месторождения в Забайкалье по данным газовой-жидких включений в кварце. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 4.
- Дружинин А.В.* Структурно-геологические позиции рудных полей и месторождений вольфрама, олова и молибдена Восточного Забайкалья. — Труды Ун-та дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1968, 39.
- Дружинин А.В., Мельникова К.М.* Основные черты геологической структуры Антоновгорского вольфрамового месторождения (Восточное Забайкалье). — Изв. высш. учебн. заведений, цветн. металлургия, 1961, № 2.
- Дьячков Б.А.* Зональность редкометального оруденения в гранитоидах Восточной Калбы. — В сб. "Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области". Новосибирск, 1971.
- Дьячков Б.А.* Интрузивный магматизм Восточной Калбы. М., изд-во "Недра", 1972.
- Евзикова И.З., Ицксон Г.В.* Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования. Записки Всес. минер. об-ва, 1969, ч. 98, вып. 2.
- Ежов А.И.* Гранитоиды Шалгиинского района и связанные с ними постмагматические образования (Центральный Казахстан). М., изд-во "Наука", 1964.
- Ермилова Л.П.* Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. Изд-во "Наука", 1964.

- Жариков В.А.** Скарны и рудообразование. — В сб. "Проблемы метасоматизма". М., изд-во "Недра", 1970.
- Зильберманн А.В.** Геология и генезис Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. М., изд-во "Наука", 1966.
- Иванова Г.Ф.** Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М., изд-во "Наука", 1972.
- Игнатович В.И.** Дайки и молибдено-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии мезозойских гранит-порфиров (Джидинское месторождение). — В сб. "Геол.-производ. информация", 1959, № 3.
- Игнатович В.И.** О структуре Джидинского рудного поля. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1961, вып. 7.
- Ицхсон Г.В.** Структура поля тектонических напряжений как фактор изменения физико-химических параметров раствора при метасоматозе. — В сб. "Проблемы метасоматизма". Л., изд-во "Недра", 1969.
- Казанский В.И.** Рудносные тектонические структуры активизированных областей. М., изд-во "Недра", 1972.
- Карпова Е.Д.** Принципы регионального металлогенического анализа востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана. — В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых". Изд-во "Наука", 1970, вып. 9.
- Каяпов А.К.** Роль глубинных слоев земной коры в металлогенической специализации на примере Алтайской рудной провинции. — В сб. "Металлогения Тянь-Шаня". Фрунзе, изд-во "ИЛИМ", 1968.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А.В.** Геологическое положение и строение массивов редкометалльных гранитов. — В сб. "Редкометалльные гранитоиды Монголии". М., Изд-во "Наука", 1971.
- Колтуш Л.И.** Применение минералотермометрического анализа для изучения генезиса некоторых золоторудных месторождений Урала. — Труды Всес. научно-исслед. ин-та пьезооптич. мин. сырья, 1957, т. 1, вып. 2.
- Колтуш Л.И., Пизижр А.В.** Результаты исследований включений в минеральных ассоциациях Бугдаинского молибденово-полиметаллического месторождения. — Минералогический сборник Львовского ун-та, 1970, № 24, вып. 3.
- Комарова З.И.** Позднепалеозойские гранитоиды Шиловско-Коновской группы массивов. — В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Труды Второго Уральского петрографического совещания, 1971, вып. IV.
- Кононов О.В., Назьмова Г.Н., Свириденко А.Ф.** Особенности развития геологической структуры и стадийность процессов формирования Тырнаузского молибдено-вольфрамового месторождения (Северный Кавказ). — В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений". Изд-во ЛГУ, 1971.
- Константинов Р.М., Лугов С.Ф., Махеев Б.В., Материиков М.П., Павловский А.Б., Руб М.Г., Томсон И.Н.** Геология месторождений олова зарубежных стран. М., изд-во "Недра", 1969.
- Коптев-Дворников В.С.** К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитов на примере Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
- Коптев-Дворников В.С., Руб М.Г.** Критерии связи оруденения с интрузивными комплексами. — В сб. "Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов". Изд-во "Недра", 1965.
- Коржинский А.Ф.** Гидротермально-измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. М., изд-во "Наука", 1967.
- Корчагин У.А., Капсамун В.П.** К вопросу о рудоконтролирующих структурах Их-Хайрханского рудного узла (Центральная Монголия). — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 3.

- Косале Я.А., Дмитриева А.Н.* Многоэтапность гидротермального метаморфизма и редкометалльного рудообразования в многофазном гранитном массиве. — Геол. и геофиз., 1971, № 10.
- Кристалльный Б.В.* О стадийности процесса эндогенного минералообразования в рудоносных зонах Чорух-Дайронского рудного поля. — Геол. рудн. месторожд., 1963, № 1.
- Кристалльный Б.В., Чернышев В.Ф.* Два типа гипогенной зональности в рудном поле Чорух-Дайрон и роль тектонической структуры в их возникновении. — В кн. "Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил", т. 1, Прага, 1963.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геол. и геофиз., 1967, № 10.
- Кукли Н.В.* Закономерности размещения и образования вольфрамовых месторождений на Урале. — Геол. рудн. месторожд., 1959, № 4.
- Кукли Н.В.* Перспективы выявления скрытых залежей вольфрамитовых руд в жильных месторождениях Урала. — В сб. "Третье совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамитовых месторождений СССР". Изд-во ЛГУ, 1971.
- Кучукова М.С.* Парагенетические ассоциации скарново-шеелитовых образований Западного Узбекистана, возникших в связи с различными формациями гранитоидных интрузий. — В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений". Изд-во ЛГУ, 1971.
- Кучукова М.С., Исмаилов М.И., Размедов У.* Эндогенные формации вольфрама. — В сб. "Эндогенные рудные формации Узбекистана", т. 1. Ташкент, изд-во "ФАН" Узбекской ССР, 1966.
- Кушнарев И.П.* Об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — Геол. и горное дело, 1947, № 16.
- Лазько Е.М., Дорошенко Ю.П., Колтун Л.И., Ляхов Ю.Е., Мязь Н.И., Пизикр А.В.* О температурных и других физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья. — В сб. "Рудообразующая среда по включениям в минералах". Изд-во "Наука", 1972.
- Левашев Г.Б., Недашковский П.Г.* Закономерности распределения вольфрама в некоторых гранитоидных массивах Дальнего Востока. — В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений". Изд-во ЛГУ, 1971.
- Левичкий О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А.* Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 100.
- Лугов С.Ф.* Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во "Недра", 1965.
- Лугов С.Ф., Махеев Б.В., Потапова Т.М.* Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. Изд-во "Недра", 1972.
- Лухьянов Ч.И., Ким-Мин Себ, Лим Пон Йон, Ким Чхан Вон, Хан Дон Сик.* Полезные ископаемые Кореи. — В кн. "Геология Кореи". Изд-во "Недра", 1964.
- Ляхович Е.В., Овчинников Л.Н.* Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность. — В сб. "Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов". Иркутск, 1970.
- Малиновский Е.Л.* Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., изд-во "Наука", 1965.
- Малиновский Е.Л.* Условия формирования вольфрамитовых месторождений в районах с различной геологической историей. — В сб. "Особенности структур гидротермальных рудных месторождений". М., изд-во "Наука", 1968.

- Малиновский Е.П., Игнатювич В.И.* Структура Инкурского вольфрамового штока-верка. — Геол. рудн. месторожд., 1962, № 2.
- Малиновский Е.П., Чернышев В.Ф.* О кварц-пироксеновых шарах, возникающих в связи с перекристаллизацией скарнов месторождения Ингичке. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1968 г. М., 1969.
- Маркова Н.Г.* Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. — В сб. "Складчатые области Евразии". М., изд-во "Наука", 1964.
- Матвеевко В.Т.* О вольфрамовом оруденении Северо-Востока СССР. — Геол. рудн. месторожд., 1959, № 2.
- Мельникова К.М.* Об одной особенности структуры Антоновогорского месторождения. — Сб. научных статей. Красноярский ин-т цветн. мет. им. М.И.Калинина, 1961, № 34.
- Мясников В.С.* Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Нарсеев В.А., Бугаец А.Н., Абишев В.М., Лопатников В.В., Балмаев М.Д.* Температурные условия формирования пегматитов и гидротермалитов Калбы (Восточный Казахстан). — В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", т. 2. М., изд-во "Наука", 1968.
- Наумов В.Б., Иванова Г.Ф.* Баротермометрическая характеристика условий образования вольфрамитовых месторождений. — Геохимия, 1971, № 6.
- Негрей Е.В.* О дифференциации при становлении гранитных интрузий формации малых глубин на примере формирования дополнительных интрузивов (Центральный Казахстан). — В сб. "Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации". Изд-во "Недра", 1972.
- Николаев В.А.* К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. — В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Онтюев Д.О.* О закономерностях проявления гипогенной зональности в некоторых редкометалльных рудных формациях Забайкалья. — В сб. "Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока". М., Изд-во "Наука", 1966.
- Онтюев Д.О.* Основные черты и особенности химизма гидротермальных изменений вмещающих пород редкометалльных месторождений Джидинского рудного поля. — В сб. "Проблемы метасоматизма". Изд-во "Недра", 1970.
- Павлова И.Г.* О формах и времени проявления калишпатизации при грейзенообразовании. — В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений". Изд-во ЛГУ, 1967.
- Пилипчук М.Ф., Волков И.И.* Вольфрам в современных осадках Черного моря. — Докл. АН СССР, серия геол., 1966, 167, № 2.
- Пламеневская Н.Л.* К петрографической характеристике рудного поля Майкуль. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 21.
- Повилайтис М.М.* Соотношения оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями (на примере Джидинского месторождения). — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Повилайтис М.М.* Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24.
- Повилайтис М.М.* О ритмичной зональности некоторых гранитоидных тел. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2.
- Повилайтис М.М.* Новые данные о гранитоидных телах с ритмично-зональным строением. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 5.
- Повилайтис М.М.* Явления фельдшпатизации в рудном поле гранитного массива Куу (Центральный Казахстан). — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 2.

- Повилайтис М.М.* К истории формирования гранитного массива Куу в Центральном Казахстане и связанного с ним вольфрамового оруденения. — Геол. рудн. месторожд., 1964, № 5.
- Повилайтис М.М.* К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитоидных тел и связи с ними молибденового и вольфрамового оруденения. — Геол. рудн. месторожд., 1966, № 2.
- Повилайтис М.М.* О некоторых особенностях Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения, обусловленных его геотектоническим положением. — В кн. "Геология и металлогения Забайкалья". Улан-Удэ, 1969.
- Повилайтис М.М.* Геотектонические и геолого-структурные условия проявления оруденения в месторождениях разных минеральных типов вольфрамоворудных формаций. — В сб. "Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса". Владивосток, 1971<sub>1</sub>.
- Повилайтис М.М.* Зависимость состава вольфрамовых руд от геотектонического положения месторождений. — Второе совещание по минералогии, геохимии и генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений ВСССР. Изд-во ЛГУ, 1971<sub>2</sub>.
- Повилайтис М.М.* Систематика геотектонических структурных единиц, несущих вольфрамовое оруденение. — В сб. "Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса". Владивосток, 1971<sub>3</sub>.
- Повилайтис М.М.* О явлениях фракционной ритмичной кристаллизации в кислых магмах и их возможном металлогеническом значении. — В кн. "Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации". М., изд-во "Недра", 1972.
- Повилайтис М.М., Варшал Г.М.* Некоторые типоморфные особенности акцессорного монацита из интрузивных и постмагматических образований гранитного массива Куу (Центральный Казахстан). — В сб. "Типоморфизм минералов". М., изд-во "Наука", 1968.
- Повилайтис М.М., Органова Н.Н.* К вопросу о составе и свойствах слюд. — Труды Минер. музея им. А.Е.Ферсмана, 1963, вып. 14.
- Покалов В.Т.* Условия образования эндогенных месторождений молибдена в СССР. Изд-во "Недра", 1964.
- Покровский П.В., Грабежев А.И.* Явления околотрецинного метасоматоза в породах рудных полей вольфрамовых месторождений Боевско-Биктимировской рудной зоны. — В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Труды Второго Уральского петрографического совещания, 1971, вып. IV.
- Полов С.Д.* О генетической связи олово-вольфрамо-молибденовых месторождений с интрузиями и поиски их на территории СССР. — Материалы по изуч. производ. сил Бурят. — Монг. АССР, 1955, вып. 2.
- Потапов В.В.* Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива. — В сб. "Гранитоидные массивы Сибири и оруденение". Новосибирск, изд-во "Наука", 1972.
- Пэк А.В.* Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 56.
- Радкевич Е.А.* К вопросу о типах рудоносных территорий. — В кн. "Прикладная геология". М., 1960.
- Радкевич Е.А.* Взаимоотношения оловянной и вольфрамовой минерализации. — В кн. "Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса". Владивосток, 1966<sub>1</sub>.

- Радкевич Е.А.* К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций. — В кн. "Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока". М., изд-во "Наука", 1966.
- Раппопорт М.С., Покровский П.В., Кожарова З.И., Асфонеев С.В.* Новые данные о геологическом строении, магматизме и металлогении района Шиловско-Конеvской группы гранитоидных массивов. — В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Труды Второго Уральского петрографического совещания, 1971, вып. 4.
- Разманов А.М.* К вопросу об агрегатном состоянии и температурах минералообразующих растворов скарново-редкометалльного месторождения Майхура (Южный Гиссар). — В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия". М., изд-во "Наука", 1965.
- Ренни К.К., Смит Т.С.* Свинцово-цинковые и вольфрамовые рудные тела в окрестностях Салмо (Британская Колумбия), эксплуатируемые компанией "Канадиен Эксплорейшн лимитед". — В кн. "Структурная геология рудных месторождений Канады". М., изд-во "Мир", 1964.
- Рипп Г.С.* Новые данные о стадийности в формировании Булуктаевского молибдено-вольфрамового месторождения. — В сб. "Материалы по геол. и полезн. ископаемым Бурятской АССР". Улан-Удэ, 1966, вып. 10.
- Розов Б.С.* Минерально-сырьевая база вольфрама капиталистических и развивающихся стран и ее использование. Изд-во "Недра", 1971.
- Рундквист Д.В.* Некоторые особенности морфологии и строения кварц-вольфрамитовых жил Среднего Урала. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 1.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзены и грейзеновые месторождения мира. Л., изд-во "Наука", 1971.
- Сахарова М.С.* Минеральный состав и особенности рудообразования ферберит-антимонитовых месторождений Горной Рачи. — Геол. рудн. месторожд., 1959, № 2.
- Смолянский Е.Н.* Об основных закономерностях в пространственном размещении молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1959 (1960) вып. 1.
- Соболев И.Д.* Основные черты глубинного строения Урала. — В кн. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968.
- Степанов Г.Н.* Скарны и грейзены месторождения Восток-2. — В сб. "Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений". Изд-во ЛГУ, 1971.
- Студеникова З.В., Иванова Г.Ф.* Геохимия молибдена и вольфрама в магматическом процессе. — В сб. "Геохимия молибдена и вольфрама". М., изд-во "Наука", 1971.
- Твалчрелидзе Г.А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых систем. Изд-во "Недра", 1966.
- Туговик Г.И.* О составе и происхождении трубчатого тела Булуктаевского молибдено-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье). — Изв. высш. учебн. заведений, геол. и разведка, 1959, № 11.
- Турчинский В.П.* Марганцево-вольфрамовое оруденение в северных предгорьях Терской-Ала-Тоо. — Записки Киргиз. отд. Всес. минер. об-ва, 1965, вып. 5.
- Файлес Дж.Т., Хьюлетт К.Г.* Вольфрамовые месторождения окрестностей Салмо в Британской Колумбии. — В сб. "Структурная геология рудных месторождений Канады". М., изд-во "Мир", 1964.
- Ханн В.Е.* Общая геотектоника. Изд-во "Недра", 1964.
- Хамрабаев И.Х.* Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд-во АН УзССР, 1958.
- Харкевич Д.С.* Об основах классификации геосинклинальных областей. — Докл. АН СССР, 1953, 90, № 6.
- Херасков Н.П.* Тектоника и формации. М., изд-во "Наука", 1967.

- Хетчиков Л.Н., Омтоев Д.О., Дороговиц Б.А.* Некоторые генетические особенности редкометалльных месторождений Забайкалья по данным изучения газо-во-жидких включений в кварце. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 4.
- Хорева Б.Л.* Метаморфические формации Иртышской зоны смятия (опыт определения). — Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, нов. серия, 1963, т. 94.
- Хрущов Н.А.* Тырны-Ауз. — Сов. геология, 1958, № 2.
- Чичинадзе К.И.* Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. Изд-во АН СССР, 1945.
- Чуриков В.С.* К вопросу о происхождении жильного пространства на примере Северо-Коунрадского вольфрамоворудного месторождения. — Сов. геология, 1959, № 12.
- Чуриков В.С.* Петрографо-минералогические особенности процесса грейзенизации в Восточно-Коунрадском гранитном массиве. — В сб. "Вопросы магматической геологии". М., изд-во "Наука", 1969.
- Чухров Ф.В.* Минералогия и зональность Восточного Коунрада. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50.
- Чухров Ф.В., Ермилова Л.П.* О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана. — В кн. "Проблемы генезиса руд". М., изд-во "Наука", 1964.
- Чухров Ф.В., Шлайн Л.Б.* Об изменениях вещественного состава при грейзенизации гранитов Коунрадского массива. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 9.
- Шахов Ф.Н.* О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. — В кн. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". М., Госуд. научно-технич. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1960.
- Шипулин Ф.К., Казанский В.И.* Оловянный пояс Боливийских Кордильер. — Геол. рудн. месторожд., 1972, т. 14, № 3.
- Штейнберг Д.С., Соболев И.Д.* Формационное деление магматических образований на Урале. — В сб. "Магматические формации". М., 1964.
- Штемпрок М.* Генетические проблемы оловянно-вольфрамово-молибденовых месторождений Восточных Рудных гор. — В кн. "Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Изд-во ЛГУ, 1967.
- Щеглов А.Д.* О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — Записки Всес. минер. об-ва, 1959, ч. 88, вып. 1.
- Щеглов А.Д.* К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений. — Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, нов. серия, 1964, вып. 104.
- Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. Изд-во "Недра", 1968.
- Щеглов А.Д.* Генетические особенности ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — В кн. "Генетические проблемы руд." М., изд-во "Недра", 1960.
- Щерба Г.Н.* Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.
- Щерба Г.Н.* Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Щерба Г.Н., Лопатников В.В., Сериков П.В., Дьячков Б.А., Шук Г.М.* Морфология и строение Калба-Нарымского плутона. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 3.
- Ярошевский А.А.* Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. — В сб. "Химия земной коры". М., изд-во "Наука", 1964, т. II.
- Ярошевский А.А.* О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. — Геохимия, 1970, № 5.
- Ahlfeld F.* The Bolivian tin belt. — Econ. geol. 1936, vol. XXXI, N 1.

- Ahlfeld F. Epithemale Wolframlagerstätten in Bolivien. — N. Jahrb.f. Min. 1938, Bd. 74, Hf 1.
- Ahlfeld F. Zinn und Wolfram. Die Metallischen Rohstoffe. Bd. 11, Stuttgart, 1958.
- Ahlfeld F. Metallogenetic epochs and provinces of Bolivia. — Mineralium Deposita. 1967, v. 2, N 4.
- Blanchard R. Some pipe deposits of Eastern Australia. — Econ. Geology. 1947, v. 42, N 3.
- Blot C. a. Wolf L.C.M. Geological features of the Panasqueira tin-tungsten ore-occurrence (Portugal). — Bull. Soc. Geol. Portugal, 1953, v. 11, N 1.
- Bolduan H. Geologie und Genese der Zinn-Wolframlagerstätten Geyer (Erzgebirge). Freiburger Forschungshefte, C-167, Leipzig, 1963.
- Butler B.S. a. Vanderwilt J.W. The Climax molybdenum deposit Colorado. U.S. Department of the Interior. — Geol. Survey Bull. 1933, 846-C.
- Chakravorty P.S., Ghosh K.P. Wall rock alteration at Bankura tungsten deposits, West Bengal. — Quart. Journal Geol. Mining and Metallurgical Soc. India, 1971, 43, N 1.
- Chauris L. e. Guigues J. Gîtes minéraux de la France, Memoires du BRGM, Massif Armoricaïn. 1969, v. 1, N 74.
- Clark A.H. Preliminary study of the temperatures and confining pressures of granite emplacement and mineralization Panasqueira, Portugal. — Bull. Inst. Mining and Metallurgy. 1964, N 694. Trans., 1963-1964, 73, N 12.
- Edwards A.B., Baker G.a. Callow K.J. Metamorphism and metasomatism at King Island scheelite mine. — Journ. of the Geol. Society of Australia, v. 3, Adelaide, South Australia, 1956.
- Erickson M.P., Sharp B.J. Disseminated scheelite in the Little Cottonwood stock, Utah. — Econ. Geol. 1954, 49, N 2.
- Evrard P. Aspects particuliers du wolfram du gisement des Montmins (Allier France). Ann. Géol. de Belgique. 1950, t. 74, Bull. 1-3.
- Goodwin W.P. An Australian scheelite industry. — The Mining Magazine. 1947, v. 76, N 2.
- Harzer D. Isotopengeochemische Untersuchungen ( $^{18}\text{O}$  u  $^{13}\text{C}$ ) an hydrothermalen Mineralen aus Ganglagerstätten der DDR. Freiburger Forschungshefte. Mineralogie-Lagerstättenlehre, 1970, C-247.
- Hsu Ke-Chin. Tungsten deposits of Southern Kiangsi, China. — Econ. Geol. 1943, v. 38, N 6.
- Investigaciones Preliminares sobre Tectónica y Metallogénesis en las Cordilleras Real y Quimsa Cruz. Servicio Geologico de Bolivia, Geobol, 1968, Bol. 9.
- Jahns R.H. Beryllium and tungsten deposits of the Iron Mountain district, Sierra and Socorro counties, New Mexico. — Bulletin 945-C U.S. Department of the Interior. Washington, 1944.
- Kelly Wm. C., Turneaure P.S. Mineralogy, Paragenesis and Geothermometry of the tin and tungsten deposits of Eastern Andes, Bolivia. — Econ. Geol. 1970, v. 65, N 6.
- Kerr P.F. Tungsten mineralization in the United States. Geological Society of America, Memoir 15, Baltimore, Md., 1946.
- Li K.C. a. Wang C.J. Tungsten. N. Y., 1947.
- Loomis F.B. Boulder County Tungsten Ores. — Econ. Geol. 1937, v. 32.
- Lovering T.S. The origin of the tungsten ores of Boulder County, Colorado. — Econ. Geol. 1941, vol. 36, N 3.
- Lovering T.S. and Tweto O. Geology and ore deposits of the Boulder County tungsten district, Colorado. Prof. pap. Geol. Surv. Washington, 1953, N 245.
- Lukin L.I., Korin I.S., Krawtschenko G.G., Malinowski J. P., Safonow J. G. & Tschernyschew W.F. Die strukturellen Verhältnisse der Erzbildung. Zeitschrift für angewandte Geologie. Bd. 17, Hf. 4, 1971.

- Maucher A.* Die Antimon-Wolfram-Quecksilber Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. – Freiburger Forschungshefte, 1965, 136.
- Munds W.H., Ewoldt H.B.a. Cohen C.J.* A tungsten find in North Carolina. – Engineering a. Mining Journal. 1944, v. 145, N 8.
- Mutch A.R.* The scheelite resources of the Glenorchy district, West Otago. New Zealand geological Survey Report", NZGS, 40, 1969.
- Ruitenbergh A.A.* Metallization Episodes Related to Tectonic Evolution, Rolling Dam and Mascarene-Nerepis Belts, New Brunswick. – Economic Geology, 1972, vol. 67.
- Schneider-Scherbina A.* Zur Geologie Boliviens. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. 1963, Hf. 1.
- Strauss D.Sc.* The Geology and Mineral deposits of the Potgietersrus tin-fields. Geological Survey, Memoir 46. Union of South Africa, Department of mines (Copyright), 1954.
- Superceanu C.* Contribuțiuni la paragenzele scheelitelui și wolframitului din zăcămintul de minereuri complexe de la Baia Sprie. Rev. minelor. 1957, 8, N 9.
- Szddeczky-Kardoss E.* On the determination of the depth of crystallization of igneous rocks and magmatic ore deposits. – Acta Geol. Akad. scient. Hung. 1957, 20, N 3-4.
- Tumeaure F.S. a. Welker K.K.* The ore deposits of the eastern Andes of Bolivia, The Cordillera Real. – Econ. Geol. and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. 1947, XLII, N 7, Nov.
- Wallace S.R., Muncaster N.K., Jonson D.G., Mackenzie W.B., Bookstrom A.A., Surface V.E.* Multiple Intrusion and Mineralization at Climax, Colorado. Ore Deposits of the United States, Part 5, chap. 29, 1967.
- White W.A.* Tungsten deposit near Townsville. North Carolina. – The Amer. Mineralog. 1945, v. 30, N 3-4.

## СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
<b>Глава I</b>	
<b>ОБЩАЯ ЧАСТЬ . . . . .</b>	<b>5</b>
<b>Глава II</b>	
<b>ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ И ОСОБЕННОСТИ МЕСТО-</b> <b>РОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ РАЗЛИЧИЯМИ ГЕОТЕКТО-</b> <b>НИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИЙ . . . . .</b>	<b>11</b>
Вольфрамоворудные провинции с широким развитием формаций осадочно-офиолитового комплекса (уральский тип) . . . . .	11
Вольфрамоворудные провинции с широким развитием эффузивов порфировой формации (центрально-казахстанский тип) . . . . .	26
Вольфрамоворудные провинции с широким развитием пород аспидной и флишевой формаций (верхоянский тип) . . . . .	47
Вольфрамоворудные провинции с широким развитием пород карбонатной формации (южно-тяньшаньский тип) . . . . .	67
Сопоставление особенностей вольфрамового оруденения металлогенических провинций разных типов . . . . .	88
Вольфрамоворудные провинции переходного типа . . . . .	92
<b>Глава III</b>	
<b>МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, С КОТОРЫМИ СОПРЯЖЕНО В ПРОСТ-</b> <b>РАНСТВЕ, СТРУКТУРНО И ПО ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ ВОЛЬФРАМО-</b> <b>ВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ . . . . .</b>	<b>96</b>
Структурные условия становления рудосопряженных магматических комплексов . . . . .	96
Плутонические комплексы . . . . .	105
Вулкано-плутонические комплексы . . . . .	113
Вулканические комплексы . . . . .	118
О составе рудосопряженных магматических комплексов . . . . .	118
О роли магматизма в формировании вольфрамового оруденения . . . . .	124

Глава IV

РАЗЛИЧИЯ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ, АССОЦИИРОВАННОГО С МАГМАТИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ, СФОРМИРОВАННЫМИ В РАЗНЫХ СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЯХ . . . . .	133
Месторождения, ассоциированные с массивами плутонических комплексов . . . . .	133
Месторождения, ассоциированные с вулcano-плутоническими ком- плексами . . . . .	170
Месторождения, ассоциированные с интрузивными телами вулка- нических комплексов . . . . .	191
Околорудное изменение боковых пород . . . . .	203
Сопоставление оруденения, ассоциированного с магматическими комплексами, сформированными в разных структурных условиях	214
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	225
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	244

Маргарита Максимовна Повилайтис

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ  
И ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА**

Утверждено к печати  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор издательства Н.В. Знаменская  
Художественный редактор С.А. Литвак  
Технические редакторы: В.И. Дьяконова, Н.А. Посканная

Подписано к печати 13/V-1975 г. Т-02186.  
Усл.печ.л. 16 + 0,75 вкл. Уч.-изд.л. 19,1  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 800 экз. Тип. зак. 1711.  
Цена 1 р. 91 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука".  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 91 к.

1690