

М.М.ПОВИЛАЙТИС

ЭНДОГЕННЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ВОЛЬФРАМА
И УСЛОВИЯ
ИХ
ФОРМИРОВАНИЯ

М. М. ПОВИЛАЙТИС

553.062

ЭНДОГЕННЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ВОЛЬФРАМА
И УСЛОВИЯ
ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

2901



МОСКВА • «НЕДРА» • 1979



Повилайтис М. М. Эндогенные месторождения вольфрама и условия их формирования. М., Недра, 1979. 152 с.

На основании обобщения и критического анализа литературных материалов по месторождениям всего мира и данных личных исследований рассмотрены условия образования месторождений вольфрама. Приведена формационная систематика месторождений, а также поисковые и оценочные критерии для месторождений разных формаций. Даны основные черты петрохимического состава и структурные условия становления рудосопреженных магматических комплексов. Охарактеризованы положение оруденения относительно интрузивных тел и его место в процессе становления магматических комплексов. Намечены типы вольфраморудных провинций, поясов и узлов и показан характер эволюции вольфрамового оруденения во времени. Рассмотрены морфо-структурные типы и геолого-структурная позиция рудных тел и полей. Освещены зональность оруденения, состав и структурно-текстурные особенности руд, типоморфные черты ряда минералов.

Книга предназначена для специалистов в области металлогении и учения о рудных месторождениях, а также геологов-практиков.

Табл. 7, ил. 10, список лит. — 61 назв.

П $\frac{20803-192}{043(01) - 79}$ 486—79. 1904050000

В книге приведены результаты обобщения и критического анализа обширных литературных материалов (свыше тысячи работ) по месторождениям вольфрама всего мира и личных исследований автора на месторождениях Забайкалья, Казахстана, Чукотки, Кавказа и других регионов.

В связи с ускоряющимся процессом истощения природных ресурсов все острее становится необходимость выявления и использования не только богатых месторождений, но и бедных. В сферу рассмотрения потенциально промышленных источников вольфрама попадают новые и все более разнообразные типы месторождений, что требует их систематизации и определения возможности вовлечения в эксплуатацию. Классификация месторождений является, как известно, инструментом рудоформационных и металлогенических исследований, служит целям создания научных основ для выработки критериев прогноза, поисков и оценки месторождений. Поэтому особое внимание уделено систематике месторождений вольфрамородных формаций.

Кратко освещены петрохимический состав и структурные условия становления рудосопряженных магматических комплексов. Рассматриваются морфоструктурные типы рудных тел плутоногенных, вулканоплутоногенных и вулканогенных месторождений.

Впервые выделены и систематизированы типы строения рудных полей месторождений вольфрама, что облегчает сопоставление не только последних, но и месторождений других металлов и крайне необходимо как основа для изучения и характеристики зональности оруденения. Приведена геолого-структурная позиция рудных полей. Рассмотрено влияние ряда геологических факторов на типы рудовмещающих структур, характер изменения боковых пород, минеральные парагенезисы и типоморфизм минералов, структуры и текстуры руд. Рассмотрены основные закономерности распределения минерализации в рудных полях и телах. Намечены типы вольфрамородных провинций, поясов и узлов и показаны основные черты эволюции вольфрамового оруденения во времени.

Возрастающий поток информации также требует систематизации и обобщения знаний. Многие геологические термины употребляются в современной литературе неоднозначно. Поэтому во избежание разночтения и ошибочного толкования различных сторон обсуждаемых положений в каждом разделе уточняется содержание, вкладываемое в тот или иной применяемый термин.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА

Большинство классификаций (их около 30) охватывает месторождения вольфрама отдельных районов или типов и пригодны для прогноза и оценки месторождений лишь в этих регионах или только этих типов. Они построены на различных признаках: по фациям глубинности рудоносных магматических комплексов [Сотников В. И., Никитина Е. И., 1971], положению месторождений относительно контакта «материнских» интрузивов [Самонов И. З., 1959; Hsu Ke-Chin, 1943], среде, в которой отлагаются руды [Геология..., 1968], степени открытости рудовмещающих структур [Малиновский Е. П., 1965], по минеральному составу [Алявдин В. Ф., 1961; Левицкий О. Д., 1964; Матвеев В. Т., 1959], температурам [Li K. C. e. a., 1947] или глубинам образования [Алявдин В. Ф., 1961], по морфоструктурным типам рудных тел, промышленным типам [Быбочкин А. М., 1965] и особенностям поисков месторождений [Павлов Е. С., 1965]. Предложены общие формационные классификации месторождений вольфрама [Быбочкин А. М., 1965; Денисенко В. К., 1975; Радкевич Е. А.; 1975; Щеглов А. Д., Буткевич Т. В., 1974]. Однако рудные формации выделялись невыдержанно, то пометально, то поминерально, а различия геологических условий образования месторождений анализировались недостаточно полно.

Нами разработано два варианта систематики месторождений на матричной основе [Певилайтис М. М., 1968, 1975, 1976], в которых учтены особенности состава руд и геологических условий образования свыше 350 собственно вольфрамовых месторождений и рудопроявлений.

В основу первого варианта систематики (1968 г.) положены геологические признаки. В настоящей книге развивается и используется другой вариант формационной систематики месторождений. Последние подразделены на генетические группы формаций: калишпатитовую, гранитовую, аплит-пегматитовую, скарновую, грейзеново-жильную, пропилит-жильную¹, аргиллизито-жильную, железо-марганцевую гидроокисную, осадочно-метаморфогенную (табл. 1). Объединение формаций в группы об-

¹ Эта группа формаций ниже не рассматривается поскольку к ней можно отнести лишь единичные месторождения (Пасто-Буэно, Перу). Возможно, что в эту группу или в особую группу, характеризующуюся серицитизацией боковых пород, войдут месторождения, руды которых богаты сульфидами. Для выделения их в особую группу пока данных недостаточно. К той же группе возможно следует отнести месторождения золото-вольфрамовой формации, рассматриваемые здесь в группе грейзеново-жильных формаций.

Вольфрамворудные формации различных групп

Группа формаций	Рудная формация
Калишпатитовая	Редкометалльно-вольфрамовая
Гранитовая	Оловянно-вольфрамовая Молибден-вольфрамовая
Аплит-пегматитовая	Оловянно-вольфрамовая Редкометалльно-молибден-вольфрамовая
Скарновая	Молибден-вольфрамовая Оловянно-вольфрамовая Золото-вольфрамовая Медно-вольфрамовая
Грейзеново-жильная	Оловянно-вольфрамовая Молибден-вольфрамовая Золото-вольфрамовая
Аргиллизито-жильная	Золото-вольфрамовая Сурьмяно-вольфрамовая Серебряно-вольфрамовая Оловянно-вольфрамовая
Железо-марганцевая гидроокисная	Серебряно-вольфрамовая
Осадочно-метаморфогенная (?)	Молибден-вольфрамовая Сурьмяно-вольфрамовая Медно-вольфрамовая

легчает сопоставление формаций месторождений разных металлов, без чего невозможно создание единой формационной систематики месторождений полезных ископаемых. Закономерности распределения, поисковые признаки и промышленные параметры месторождений разных групп различны. Подробнее охарактеризованы скарновая и грейзеново-жильная группы формаций. Примеры месторождений этих формаций уже описывались ранее (Повилайтис М. М., 1975, 1976). Другим же группам формаций для полноты освещения общей картины условий возникновения промышленных скоплений вольфрама, уделено место, непропорциональное их современному экономическому значению.

Рудная формация — это полный или неполный ряд место-

рождений одной генетической группы с одинаковым набором (два или более) ведущих металлов и сходными геологическими условиями образования — общностью петрохимического и др. типа пород рудосопряженного комплекса. По естественным ассоциациям ведущих металлов намечены формации: редкометально-вольфрамовая, оловянно-вольфрамовая, молибден-вольфрамовая, золото-вольфрамовая, медно-вольфрамовая, сурьмяно-вольфрамовая, серебряно-вольфрамовая.

Субформации выделены по главным компонентам руд — минералам, которыми представлены ведущие металлы, металлоиды или неметаллические вещества. Месторождения одной субформации сходны по составу руд, приурочены к металлогеническим провинциям сходного типа (или стадии) развития или возникли в связи с магматическими комплексами близкого состава. Месторождения разных субформаций одной формации могут быть близки по времени образования, являясь фациями оруденения (что особенно характерно для шеелитовых и вольфрамитовых субформаций, выделяемых почти в каждой формации), относиться к разным стадиям постмагматического процесса или быть ассоциированными с магматическими телами разных фаз и даже разных комплексов. Отдельные субформации (киноварно-антимонит-вольфрамотная, шеелит-флюоритовая) — переходные к формациям месторождений других металлов или неметаллов.

Минеральные типы месторождений (мусковит-кварцевый, пирротинный и др.) выделены по ведущим непромышленным рудным или нерудным минералам. Они отражают локальные факторы: проницаемость пород для рудоносных растворов, состав вмещающих пород и т. д.

КАЛИШПАТИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Эта группа включает лишь одну вольфрамоворудную формацию — редкометально-вольфрамовую. Значение вольфрамового оруденения в месторождениях этой формации подчиненное, а в целом для баланса вольфрамовых руд не существенно.

Вольфрамоносные редкометальные калиевые метасоматиты возникали в самых устойчивых участках древних платформ при их докембрийской активизации, сопровождаемой прогрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации и образованием зон очково-сланцеватых пород по гранитоидам, бластомилонитов и бластокатаклазитов [Галецкий Л. С., 1971; Металиди С. В., 1971; и др.]. Оруденение вкрапленное, представлено в основном вольфрамитом и гентгельвином (реже фенакитом) и приурочено к микроклинитам, наиболее широко развитым по древним гранитоидам. Оруденение возникло на глубине нескольких километров и

зано с метасоматическими процессами двух этапов: региональными процессами автометасоматоза и локальными, обычно инфильтрационными процессами [Галецкий Л. С., 1971].

ГРАНИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Эта группа включает оловянно-вольфрамовую и молибден-вольфрамовую формации. Промышленные скопления вольфрамов, возникшие в ходе позднематематических процессов в неизменных или слабо измененных гранитах, очень редки, но благодаря крупным масштабам оруденения могут представить интерес при возрастании технических возможностей извлечения и переработки руд. Это — пластообразные пологие залежи вкрапленных руд в апикальных частях плутонов, субпараллельные их контактовой поверхности (Алтай, Южная Африка, Северная Америка). Вольфраматы в них часто ассоциируют с касситеритом, также образующим промышленные скопления. В Бушвельдском гранитном плутоне подобные рудные тела содержат до 1% шеелита и до 2% (в среднем 0,2—0,4%) касситерита. Сходные образования имеются в Робинэт Проспект и Уэтстон-Маунтин (США), где макроскопически неразличимые шеелит и в меньшей степени вольфрамит (в ассоциации с биотитом) рассеяны в неизменных или слабо альбитизированных, мусковитизированных и хлоритизированных участках гранитов.

АПЛИТ-ПЕГМАТИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Эта группа подразделена на две подгруппы — пегматитовую и аплитовую. Пегматитовая группа включает формации оловянно-вольфрамовую и значительно менее распространенную редкометалльно-молибден-вольфрамовую. Среди вольфрамоносных пегматитов есть фациальные (гнезда) и фазовые, имеющие главное значение (непротяженные дайки мощностью до 2 м). В отличие от фациальных, фазовые пегматиты залегают не только в гранитах материнских плутонов, но и в надынтрузивных зонах — в кристаллических сланцах и гнейсах цоколя платформ или геосинклиналей. Они содержат вкрапленное вольфрамовое оруденение реже и в меньших количествах, чем оловянное или редкометалльное, и не играют существенной роли в мировом балансе руд, так как запасы их незначительны. Содержания WO_3 часто высокие, оруденение неравномерное. С кварцеворудными жилами они пространственно разобщены, реже встречаются в одном рудном поле. Возраст оруденения, обычно близкий к возрасту вмещающих пород, протерозойский, иногда архейский или мезозойский.

Месторождения оловянно-вольфрамовой формации установлены на щитах. Они разрабатывались в Сильвер Хилл, Тинтон (США), Маунт Карбайн (Австралия), Капской провинции (Африка). Минералы олова и вольфрама ассоцииру-

ют редко. Они приурочены к разным типам и стадиям развития пегматитового процесса: олово накапливается в фазовых дифференцированных пегматитах натро-литиевого типа, вольфрам (в виде вольфрамита) чаще в телах, соответствующих более поздним фазам этого процесса или в недифференцированных калишпат-кварцевых пегматитах «чистой линии». Иногда могут представлять промышленный интерес литий (до 0,68—0,87%) и бериллий [Быбочкин А. М., 1965].

К редкометалльно-молибден-вольфрамовой формации и относятся мезозойские пегматиты «линии скрещения» (Ореана, США) с наложенным вольфрамовым оруднением, находящиеся в пределах интрагеоантиклинального поднятия.

Близки к пегматитам по генезису вольфрам-оловорудные дайки аплитов о. Стюарт (Новая Зеландия), а также вольфраморудные дайки аплитов месторождения Монмэн (Франция), являющиеся на протяжении нескольких десятков лет главным объектом добычи вольфрама во Франции. Они находятся в массивах ранней консолидации в герцинских складчатых системах.

СКАРНОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Эта группа объединяет формации: 1) молибден-вольфрамовую, 2) оловянно-вольфрамовую, 3) золото-вольфрамовую, 4) медно-вольфрамовую. Объем мировой продукции вольфрама из скарновых месторождений больше, чем из грейзеново-жильных, а тем более из месторождений других групп формаций, вместе взятых. Они встречаются на щитах (Брежу, Бодо, Бразилия), а также в краевых участках молодых плит в зонах продольных граничных глубинных разломов (Тырнауз, Кавказ), во внутриплатформенных прогибах (Санг-Донг, Корея) или на их склонах (Яогансань, Китай) — в районах, охваченных тектоно-магматической активизацией. В складчатых системах, сложенных карбонатными породами, скарновые месторождения встречаются на склонах интрагеоантиклинальных поднятий (Ингичке, Средняя Азия; Найтингейл, США и др.) и в срединных массивах (Улу-Даг, Турция).

Вольфраморудные скарны известковые, пироксеновые, пироксен-гранатовые, гранатовые и др. Они приурочены к контактам гранитоидных plutонов с карбонатными породами (контактовые залежи) или развиваются в алюмосиликатных терригенных породах, на их контактах с карбонатными, параллельно напластованию (последние залежи).

Скарны делятся, как известно, на биметасоматические и инфильтрационные. Месторождения вольфрама, в которых главные рудные тела сложены биметасоматическими скарнами, сформированы во время геосинклинальной складчатости, а те, в которых главные рудные тела сложены инфильтрационными скарнами, образовались в областях мезо- или кайнозойской тектоно-

магматической активизации в зонах глубинных разломов и приразломной складчатости. Форма рудных тел пластовая, лентообразная, гнездовая, жильная и др. Главные рудные минералы — шеелит или молибдошеелит. Содержание WO_3 в рудах сильно варьирует. Структуры руд от крупно- до тонкокристаллических, текстуры вкрапленные, прожилковые.

Молибден-вольфрамовая формация включает молибденит-шеелитовую и молибденит-молибдошеелитовую субформации. Месторождения молибденит-шеелитовой субформации (Ингичке, Лянгар, Средняя Азия; Найтингейл, Милл Сити, США, Азегур, Марокко) обычно приурочены к склонам интрагеоантиклинальных поднятий, реже (Улу-Даг, Турция) располагаются в срединных массивах. Они находятся в зонах распространения карбонатных отложений на контактах с плутонами пород гранодиоритовой формации. Рудные тела сложены пласто-, линзо- или гнездообразными телами биметасоматических известковых (гроссуляр-геденбергитовых) апокарбонатных скарнов с шеелитовым оруденением, часто наложенным, залегают в отложениях нижнего яруса геосинклинального структурного этажа. Шеелит не содержит (или содержит не более 2%) примеси молибдена. В рудах обычны молибденит, кварц, пирротин.

Месторождения молибденит-молибдошеелитовой субформации — Лермонтовское и Восток-2 (Приморье), Тырнауз (Кавказ) и крупнейшие молибдено-вольфрамовые скарновые месторождения мира Флэт Ривер (Аляска), Кинг Айленд (Тасмания), Санг-Донг (Корея) — представлены пологими (редко крутопадающими) послойными залежами скарнов, обычно диопсид-андрадитовыми, локализованными в синклиналиях, при опрокинутых складках — в их лежащих крыльях, вдоль пологих ($15-40^\circ$) поверхностей напластования мраморизованных известняков и подстилающих их роговиков. Они ассоциированы со штоковидными выступами плутонов гранодиоритов, иногда повышенной щелочности, кварцевых монзонитов, плагиогранитов, лейкократовых гранитов. Рудные поля расположены в надинтрузивных зонах, разбитых множеством доинтрузивных крутопадающих разломов, по которым осуществлялись сбросы и сдвиги. Скарны содержат шеелит и молибдошеелит — вкрапленные и частично сосредоточенные в прожилках кварца.

Месторождения оловянно-вольфрамовой формации ассоциируют с плутонами двуслюдяных и турмалиновых гранитов, располагаясь на их контактах с толщами чередующихся карбонатных и терригенных пород. В этой формации две субформации. К первой, более важной, относятся месторождения Майхура (Средняя Азия), Сянуалин и Яогансань (Китай), в которых, по Л. И. Шабынину [1973 г.] и Н. А. Блохиной [1962 г.], последовательно образовались магнезиальные скарны по доломитам, а затем известковые скарны по магнезиальным. Скарны, сланцы и гранитоиды подверглись грейзенизации и воз-

никло касситерит-шеелитовое оруденение, которое сопровождается или на которое наложена сульфидная минерализация (пирротин, сфалерит и др.). Месторождения находятся в складчатых системах (возникли во время инверсии геосинклинали) и эпиплатформенных прогибах (образовались в мезозое при тектоно-магматической активизации). В последнем случае оруденение приурочено к контактовым (Сянхуалин) или послойным (Яоган-сань) залежам.

Ко второй субформации относятся месторождения Такфон, Парз, Пети (Средняя Азия), возникшие во время замыкания верхнепалеозойской геосинклинали. Они представлены известковыми (геденбергитовыми) скарнами с обильным пирротинном, пересекаемыми кварцевыми жилами с касситеритом, шеелитом и арсенопиритом. Скарны приурочены к крутопадающим контактам плутонов гранодиоритов, сильно разбитым также крутопадающими разломами, по которым во время минерализации происходили сдвиги, или залегают вдоль межформационных нарушений.

Месторождения золото-вольфрамовой формации локализованы в зонах крупнейших глубинных разломов, разграничивающих разновозрастные складчатые системы или их структурно-формационные зоны. Рудосопряженные плутоны сложены не только гранитоидами, но и сиенитами, габбро. Скарны контактовые, известковые, низкотемпературных фаций: пироксеновые, роговообманковые, гранат-эпидотовые. Оруденение приурочено к секущим скарны жилам, локализованным в разломах (по которым осуществлялись сбросо-сдвиги), проникающим и в отложения верхнего яруса геосинклинального структурного этажа. В рудах помимо шеелита содержатся блеклые руды, теллуриды золота, карбонаты, присущие относительно открытым системам.

К медно-вольфрамовой формации относятся редкие месторождения: Глафиринское, Иттуй (Хакассия), Агылки (Якутия), Иксьо (Швеция), Ялджарви (Финляндия), Морелос (Мексика), Оулд Хикори (США). Они эксплуатировались на вольфрам и медь, значение их как источников вольфрама локальное. Оруденение ассоциирует с гранодиоритовыми, иногда с гранитными плутонами. Рудные тела (послойные) залегают вдали от них — вдоль межформационных и межпластовых нарушений — в лептитях и мраморизованных известняках докембрия (в Швеции, Финляндии), отложениях геосинклинального структурного этажа: каледонского (в Хакассии), реже — мезозойского (в Мексике и США). Возраст оруденения позднепротерозойский, позднекаледонский, мезозойский. Вольфрамовое оруденение представлено шеелитом, изредка еще вольфрамитом, медное — халькопиритом и лишь в месторождении Морелос — купрошеелитом. В рудах помимо пироксена и граната нередки пренит, скаполит.

Эта группа включает формации: оловянно-вольфрамовую, молибден-вольфрамовую (месторождения этих формаций особенно распространены), золото-вольфрамовую. Они приурочены к интрузивам плутонических и (реже) вулканоплутонических гранитоидных комплексов, иногда находятся вне полей распространения магматических пород (в надинтрузивных зонах). Главный промышленный компонент вольфрамовых руд — вольфрамит или шеелит, редко молибдошеелит. Оруденение приурочено к массивам ранней консолидации в складчатых системах (реже — к интрагеосинклинальным прогибам), областям тектоно-магматической активизации. Рудные тела представлены жилами, штокверками, «трубками», изометричными телами, зонами вкрапленных руд. Наиболее важны кварцевые жилы с вольфрамитом. При повышении технических возможностей горной промышленности возрастет значение штокверковых руд и зон рудоносных грейзенизированных гранитов, так как, хотя содержание WO_3 в них низки, но запасы огромны и возможна дешевая обработка карьерами. Большими запасами могут обладать брекчиевые трубки с шеелитовым оруденением.

Самая важная в этой группе оловянно-вольфрамовая формация. Главные запасы вольфрама и олова находятся в провинциях верхоянского типа. Это — складчатые системы и претерпевшие тектоно-магматическую активизацию поднятия в эпиплатформенных парагеосинклинальных прогибах, в которых накапливались преимущественно тонкообломочные терригенные осадки и доминировал гранитный магматизм. Существенно вольфрамовые месторождения и наиболее крупные из них чаще всего ассоциируют с плутонами (в Юго-Восточном Китае, Северной Боливии, Рудных горах, Корнуэлле), иногда с вулканоплутоническими комплексами.

Наиболее важные субформации — касситерит-вольфрамитовая с топазом и триоктаэдрическими литиевыми слюдами, касситерит-вольфрамитовая, сульфидная касситерит-вольфрамитовая. Все субформации, кроме первой, имеют шеелитовые гомологи. Месторождения первой субформации (Бага-Газрын, Монголия; Циновец, СССР) приурочены к наложенным вулканогенным прогибам во внутренних массивах ранней консолидации, перекрытых интрузивно-вулканогенными поясами порфировой формации, и связаны с завершающими их развитие самыми поздними плутонами лейкократовых гранитов литий-фтористого типа. Рудные тела — кварцевые жилы, реже — зоны топаз-слюдяно-кварцевых грейзенов.

Месторождения касситерит-вольфрамитовой субформации (Иультин, Чукотка; Болса Негра, Боливия; Панашкейра, Португалия; Сихуашань, Китай) находятся в осевых частях миоинтрагеоантиклинальных поднятий ранней консолидации и зонах мезо-

кайнозойской тектоно-магматической активизации внутренних поднятий в парагеосинклинальных эпиплатформенных прогибах — в рудных провинциях, сложенных терригенными породами. По И. Н. Томсону, месторождения этой субформации приурочены к центральным частям мегасводовых поднятий. Они ассоциируют с плутонами нормальных биотитовых и двуслюдяных гранитов. Представлены системами кварцевых жил или прожилков, зонами оруденелых грейзенов (чаще всего мусковит-кварцевый минеральный тип месторождений), залегающими в слабометаморфизованных песчаниках и сланцах нижнего яруса геосинклинального или параплатформенного этажа.

Молибден-вольфрамовая формация включает субформации: молибденит-вольфрамитовую, молибденит-гюбнеритовую, молибденит-молибдошеелитовую.

Месторождения молибденит-вольфрамитовой субформации (Акчатау, Центральный Казахстан; Калгуты, Алтай; Югодзырь, Монголия) расположены в пределах наложенных на интрагеоантисинклинальные поднятия субсеквентных интрузивно-вулканогенных поясов, возникших во время инверсии или тектоно-магматической активизации. Оруденение ассоциирует с плутонами лейкократовых гранитов поздних стадий развития упомянутых поясов. Они представлены зонами рудоносных грейзенов, трубчатыми телами (редко), обычно жилами и прожилками. В рудах преобладает кварц, распространены мусковит, калишпат, флюорит, содержатся вольфрамит, молибденит, пирит, иногда обилентопаз.

Месторождения молибденит-гюбнеритовой субформации (Караси, Юго-Коневское, Урал; Кок-Куль, Горный Алтай; Хемм, США; Их-Хайрхан, Монголия) приурочены к эвнтрагеоантисинклинальным (симатического профиля) поднятиям древних складчатых систем. Они ассоциируют с плутонами лейкократовых гранитов. Рудные тела — это крутопадающие, редко пологие жилы в трещинах скола и отрыва, залегающие в гранитах или биотитовых роговиках, возникших по породам осадочно-офиолитового комплекса. Они сопровождаются мусковититами, калишпат-мусковитовыми породами, микроклинитами, редко альбититами. В рудах обильны кварц, калишпат, мусковит, флюорит. Распространены гюбнерит, шеелит (особенно в экзоконтактах), пирит, нередко халькопирит, маложелезистый сфалерит, галенит, сульфовисмутиды свинца и меди. В рудах вулканоплутоногенных месторождений обильны сульфиды, триплит, родохрозит, молибденит.

Месторождения молибденит-молибдошеелитовой субформации (Урзарсай, Казанцевское, Токаревское, Горный Алтай; Верхнее Кайракты, Центральный Казахстан) приурочены к надинтрузивным зонам и располагаются в местах пересечения крупных разломов. Представлены штокверками, залегающими среди метаосадочных пород. В рудах распространены кварц,

мусковит, калишпат, изредка ангидрит. Обычны шеелит и молибдошеелит, пирит, молибденит, халькопирит.

Золото-вольфрамовая формация включает золото менее важную золото-ферберитовую субформацию. Месторождения шеелитовую (Гленорчи, Новая Зеландия; Березовское, Урал) денция приурочены к эв-, реже миоинтрагеоантиклиналям и осложняющим их грабенам, ассоциируют с складчатými плутонами плагиогранитов и гранодиоритов габбро-плагиогранитной формации. Синхронные оруденению магматические породы могут отсутствовать. Месторождения располагаются в зеленокаменных породах (средний палеозой), реже среди терригенных отложений (верхний палеозой — триас) нижнего яруса геосинклинального структурного этажа. Рудные тела — это пологие кварцевые линзы и жилы, приуроченные к трещинам отрыва и скола. В рудах преобладает кварц, содержатся шеелит (иногда ферберит), сульфоарсениды и сульфиды железа, золото и др.

АРГИЛЛИЗИТО-ЖИЛЬНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

К этой группе относятся золото-сурьмяно-серебряно- и оловянно-вольфрамовая формации. Значение двух последних ничтожно. Месторождения локализованы в областях проявления кайно- и (редко) мезозойской тектоно-магматической активизации складчатых систем (на Кавказе) и щитов (Китайский, Канадский). Оруденение ассоциирует с вулканитами, либо встречается вне полей развития магматических пород. Изменение боковых пород — аргиллизация, окварцевание, серицитизация — иногда отсутствует.

Месторождения золото-вольфрамовой формации расположены на щитах (Боулдер Каунти, США; переходные к сурьмяно-вольфрамовой формации — Усин, Лендяс, Тоуан, Китай и др.) в сквозных зонах, секущих границы континентов, ассоциируют с дифференциатами базальтовой магмы. Рудные тела — это оруденелые зоны брекчирования. Из рудных минералов главные ферберит, теллуриды золота и серебра, из нерудных — кварц, халцедон, адуляр. Структуры руд тонкокристаллические, текстуры брекчиевые, полосчатые и др.

Месторождения сурьмяно-вольфрамовой формации расположены в активизированных складчатых системах с многогеосинклинальным типом развития, ассоциируют с дайками андезито-дацитов или находятся вне полей развития магматических пород. Рудные тела — оруденелые зоны брекчирования и сопряженные с ними жилы, залегающие в пологих или крутопадающих трещинах отрыва или вдоль плоскостей послынного скольжения. Они залегают в терригенных породах геосинклинального структурного этажа. Из рудных минералов главные ферберит (или шеелит), антимонит, иногда также киноварь, из

нерудных — кварц, халцедон, гидрослюды. Структуры руд от тонко- до крупнокристаллических (редки), текстуры — брекчиевые, колломорфные и др.

Месторождения серебряно-вольфрамовой формации редки и незначительны (Зака, Потози, США), встречаются в риолитовых и андезитовых потоках (орогенный структурный этаж). Рудные тела представлены метасоматическими залежами и кварцевыми жилами. Серебряные руды содержат пираргирит, кераргирит, самородное серебро, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, а более поздние вольфрамовые — гюбнерит, флюорит, кварц. Содержания WO_3 и Ag изменяются прямопропорционально. Структуры руд тонкокристаллические, текстуры вкрапленные, полосчатые и др.

Вольфраматы встречаются как незначительная примесь в рудах оловянно-вольфрамовой формации некоторых мелких месторождений олова Мексики и Японии, в третичных или меловых вулканических поясах Тихоокеанского рудного кольца, в зонах разломов, пересекающих границы платформ и складчатых областей. Рудные тела представлены жилами и зонами прожилков. Из рудных минералов распространены колломорфный, метасоматический касситерит, гематит, из нерудных — халцедон, опал, кварц, тримит, кристобалит, встречаются калишпат (адуляр, санидин), флюорит, топаз, глинистые минералы, кальцит. Структуры мелко- и тонкокристаллические, текстуры прожилковые, брекчиевые и др.

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВАЯ ГИДРООКИСНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

В эту группу входят немногие месторождения (Голконда, Содавилль, США; Тоссор, СССР), приуроченные к кулисообразным зонам кайнозойских разломов (по которым произошли сбросы) в активизированных в кайнозое миоинтрагеоантиклиналях и краевых частях эпигерцинской платформы. Их можно отнести к гидротермально-осадочным. Крупных рудных объектов среди них нет, но значение таких месторождений может возрасти, поскольку их руды залегают вблизи земной поверхности, содержат 1—7% WO_3 , легко перерабатываются гидрометаллургическим способом. Магматические породы, синхронные оруденению, отсутствуют. Это — миоценовые субвулканические тела риолитов, покровы андезитов, андезитовых порфиров и их туфов. Рудные тела пластообразные, мощностью до 6 м, залегают в третичных галечниках, под четвертичными травертинами (отложения орогенного этажа), иногда переслаиваются с ними (Кегг Р., 1946; Турчинский В. П., 1965; Отрощенко В. Д., Крикунова Л. М., 1975).

Они состоят из лимонита, пиролюзита и псиломелана, содер-

жат вольфрамат бария (по Н. Н. Королевой и др.), примесь свинца и серебра. Структуры руд тонкокристаллические, текстуры массивные, колломорфнозональные, брекчиевые и др.

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФОГЕННАЯ(?) ГРУППА ФОРМАЦИИ

Эта группа формаций включает месторождения спорного генезиса. Одни исследователи относят их к осадочно-метаморфогенным, другие — к плутоногенным телетермальным. Эта группа объединяет формации медно-вольфрамовую, молибден-вольфрамовую, оловянно-вольфрамовую, сурьмяно-вольфрамовую (месторождения Артулукское, СССР; Тукс, Кляйн Арль, Фельбер и др., Австрия; Ньямулило и Руиса, Уганда). Месторождения удалены от интрузивных тел. Лишь иногда оруденение ассоциирует с силлами диабазов (в этом случае оно ртутно-сурьмяно-вольфрамовое), с гранитоидными плутонами или их дериватами (оруденение скарновое или кварцево-жильное оловянно- или молибдено-вольфрамовой формации). Таким образом, по особенностям состава руд эта группа месторождений разнородная. Геолого-структурная позиция рудных полей обычная для постмагматических месторождений — нарушенные разломами антиклинали и др. Тектоническое положение — кристаллические массивы на щитах, внутренние массивы ранней консолидации в геосинклинально-складчатых системах.

Оруденение сосредоточено в узких, выдержанных на значительных площадях горизонтах отложений нижнего яруса геосинклинального этажа — тонкообломочных, обогащенных углеродистыми соединениями и графитом (битуминозные и графитистые сланцы), реже — в кварцитах и песчаниках. Оно обычно тонкорассеянное, представлено зонами вкрапленности шеелита, (иногда с обильными включениями тунгстенита) или шаровидными, а также дисковидными сегрегациями ферберита диаметром до первых сантиметров. Реже рудные тела представлены залежами скарноподобных пород или многочисленными кварцево-рудными жилами и прожилками.

В некоторых месторождениях оруденению предшествовал многократный метаморфизм вмещающих осадочных пород. Характер изменения боковых пород и его последовательность (кальцитизация, затем альбитизация и, наконец, окварцевание, в других случаях — хлоритизация, серицитизация, пиритизация, сопровождаемые отложением шеелита) те же, что и в постмагматических месторождениях. В Капско-Африканском щите подобные месторождения располагаются в краевой части пояса плутоногенных месторождений оловянно-вольфрамовой формации грейзеново-жильной группы. Все приведенные факты свидетельствуют в пользу гидротермального происхождения оруденения — постмагматического или метаморфогенного.

Представления о первично-осадочном накоплении вольфрама основаны на строгой приуроченности оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам и отсутствию в большинстве месторождений магматических пород, близких к оруденению по возрасту, повышенному содержанию во вмещающих толщах вольфрама, отсутствию иногда в парагенезисе с ферберитом кварца, наличию в рудах тунгстенита. Отметим, однако, что богатая органикой среда является исключительно благоприятной для рудоотложения вообще, так как резко меняет рН растворов. Часть нодулей ферберита располагается не согласно со слоистостью, а вдоль плоскостей кливажа, что свидетельствует в пользу наложенного характера оруденения — позже динамического метаморфизма вмещающих толщ. Резкое обогащение вольфрамом вмещающих сланцев, как отмечает ряд исследователей, имеет место только в пределах и вблизи рудных полей. Сопоставление данных привело нас к выводу о скорее всего наложенном характере оруденения. Месторождения вольфрама этой группы выявлены недавно и изучены очень слабо, поэтому выделение этой группы формаций условное и имеет целью заострить внимание на новом для вольфрама типе — стратиформных месторождениях. Среди месторождений этой группы имеются промышленные месторождения небольшого масштаба, значение месторождений этой группы пока невелико, но в будущем может возрасти.

Итак, месторождения групп вольфраморудных формаций, а также формаций и субформаций, различаются по составу руд и геологическим условиям их образования. Они приурочены к структурам с различным типом геотектонического развития, разной степенью консолидации, испытывавшим вертикальные движения разного знака и интенсивности, ассоциируют с магматическими комплексами разного состава. Для каждой формации наиболее перспективен свой комплекс поисковых методов. Например, фторометрия и гаммаметрия, результативные при поисках оруденения редкометалльно-молибден-вольфрамовой формации, неприменимы при поисках оруденения золото-вольфрамовой и сурьмяно-вольфрамовой формаций. При поисках месторождений оловянно-вольфрамовой формации перспективно, особенно в пределах надинтрузивных зон, использовать как поисковый признак турмалинизацию, а в пределах плутонов, как и при поисках руд редкометалльно-молибдено-вольфрамовой формации, грейзенизацию. Ассоциации ведущих металлов в одних формациях более тесные (Mo и W; Sn и W), в других они разобщаются в рудных телах разных этапов и стадий минерализации (Au и W, Cu и W).



РУДОСОПРЯЖЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Вольфрамоносные магматические комплексы изучали Х. М. Абдуллаев, Г. Д. Афанасьев, Л. М. Афанасьев, А. М. Борсук, А. М. Гребенников, Э. П. Изох, В. И. Коваленко, З. И. Комарова, В. С. Коптев-Дворников и О. С. Полквой, В. П. Капсамун, М. С. Кучукова, В. В. Ляхович, Е. В. Негрей, В. А. Павлов, Н. Л. Пламеневская, М. Г. Руб, Л. В. Таусон, Г. Тишendorф, Х. М. Хамрабаев, Е. Д. Шевченко, Г. Н. Щерба, автор и другие исследователи.

Вольфрамовое оруденение обычно тесно ассоциирует в пространстве по времени образования и структурно с определенными («рудосопряженными») магматическими комплексами. Среди последних можно выделить комплексы больших глубин (14—8 км) — плутонические (гранитов рапакиви), реоморфические, с которыми вольфрамовое оруденение ассоциирует редко, и комплексы малых глубин (3,5—0,6 км). Последние отнесены нами к трем группам: плутонической, вулканоплутонической и вулканической. Различия условий их формирования в основном структурные, обусловившие разнообразие способов размещения в пространстве, условий залегания, формы и величины интрузивных тел. Они возникают на фоне гестектонических движений разного типа и интенсивности и отличаются по длительности формирования.

Интрузивы плутонических комплексов (плутоны) — это громадные пологие согласные залежи гранитоидов (пластообразные, лакколиты, акмолиты, редко гарполиты). Размеры их в плане сотни и тысячи квадратных километров, мощность 2—20 км. Поверхность их осложнена куполо-, штоко-, дайко-, вало- или гребнеподобными выступами. Преобладающая ориентировка плутонов обычно совпадает с ориентировкой главных складчатых структур и глубинных разломов, роль которых возрастает в интрузивно-вулканогенных поясах, а ориентировка осложняющих их поверхность гребней обусловлена чаще всего разломами. Плутоны подразделены на гипабиссальные и близповерхностные (глубина становления соответственно 1,5—4 и 0,6—1,5 км). Глубина становления плутонов варьирует в каждой рудной провинции, но максимальна она на щитах (14±7 км) в провинциях верхоянского типа (2—4 км), а минимальна — в провинциях центрально-казахстанского типа (0,6—2 км).

Плутонические комплексы, с которыми сопряжено вольфрамовое оруденение, являются поздними, многофазными. Состав магмы главных интрузивных фаз зависит от типа провинции и места

рудоносного комплекса в общем ходе развития магматизма, а последующая эволюция магмы всегда гомодромная — от более основного состава к более кислому; лишь в провинциях центрально-казахстанского типа, где состав рудоносной магмы был особенно близок к эвтектическому, последовательно образовались породы сходного химического (и минерального) состава. Строение массивов сложное, обусловленное в основном наличием дополнительных интрузивов и даек первого этапа. Некоторые массивы сопровождаются выходящими далеко за их пределы и даже за пределы ореолов контактового метаморфизма дайками второго этапа (гранит-порфиры, диорит-порфириты, габбро-диабазы, лампрофиры). Их магматический источник, по представлениям Г. Н. Щербы, Ф. К. Шипулина и др., более глубокий, чем гранитный.

При малом эрозионном срезе выходы плутонов могут иметь круглую, овальную (в случае штоковидного выступа), дайкоподобную кольцевую или радиально-лучевую форму (при вскрытии гребней). При значительном эрозионном срезе (с приближением его к «мертвой линии Эммонса») площадь массива резко возрастает, а форма его выхода приближается к овальной или изометричной; количество жильных проявлений при этом резко сокращается.

В случаях осложнения моноклинального падения слоев антиклиналями, в ядрах которых залегают гранитоидные тела (Иультин на Чукотке), а также в случае обрамления плутонов более сложными, чем в прилегающих районах, пликативными и дизъюнктивными нарушениями (Бага-Газрын в Монголии), можно предположить, что эти складчатые структуры возникли вследствие механического воздействия гранитной магмы на вмещающие толщи вблизи поверхности земли.

Динамическая активность плутоногенной магмы (в отличие от вулкано-плутоногенной) может вызвать ротационные движения и особый ход трещинообразования, что обуславливает появление специфических типов строения рудных полей и специфических типов зональности. Во времени динамическая активность магмы снижается, а роль унаследованных нарушений в кровле возрастает, что сопровождается повышением открытости системы.

Интрузивные тела вулкано-плутонических комплексов — это штоки, этмолиты, некки, непротяженные дайки, сформированные в трещинных структурах на глубине менее 1 км. Величина их в горизонтальном сечении невелика (доли километра), а вертикальное протяжение значительное (километры). Они образуют цепочки вдоль зон глубоких разломов, нередко располагаясь на контактах плутонов. Состав слагающих их пород преимущественно кислый с несущественными признаками влияния состава кровли, большую роль играет глубинный гибризм. Структура пород порфировая, реже равномернозернистая. Гра-

ниты более мелкозернистые, чем в плутонах, распространены гранит-порфиры. Имеются дайки первого (аплиты и др.) и второго этапов, последовательность их образования антидромная.

Встречаются штоки со сложным внутренним строением, обусловленным многофазным внедрением и динамической активностью магмы. Именно с такими телами ассоциирует существенное оруденение. Динамическое воздействие гранитной магмы вулканоплутонических комплексов носит иной характер, чем плутонических, и приводит к образованию иных типов рудовмещающих структур и типов зональности рудных полей. О глубоком эрозионном срезе интрузивных тел можно судить по обилию радиальных и концентрических даек, а о неглубоком срезе — по наличию ритмично-зональных текстур пород.

Интрузивные тела рудосопреженных вулканических комплексов приурочены к линейным каналам, выведившим магму на поверхность. Изредка незначительное вольфрамовое оруденение ассоциирует и с покровами эффузивов.

Оруденение месторождений разных групп формаций ассоциирует с комплексами, различающимися по составу и происхождению.

Ведущую роль в формировании месторождений калишпатитовой группы формаций играл ультраметаморфизм (палингнез, реоморфизм, анатексис). Вольфрамоносные щелочные метасоматиты ассоциируют, по Л. С. Галецкому [1971], с верхнепротерозойскими крупными телами автохтонных субщелочных существенно калиевых гранитов. Они близки к «апогранитам», обогащены щелочами (K, Li) и летучими (F) компонентами. Их поздние дифференциаты несколько обогащались редкими элементами. Руды образовались вследствие мобилизации, перераспределения и интенсивной дифференциации вещества в ходе постмагматических процессов на глубине порядка 8 км.

Месторождения гранитовой и аплит-пегматитовой групп формаций связаны с гипабиссальными гранитными плутонами.

Скарновые месторождения, возникшие в фанерозое, ассоциируют с гранитоидами плутонических и вулканоплутонических комплексов, среди которых имеются биотитовые граниты, гранодиориты, адамеллиты, кварцевые монзониты; некоторые месторождения связаны с гранитами-рапакиви или лейкократовыми гранитами и аплитами. Содержание цветных компонентов (биотит, амфибол, пироксен) в них обычно повышенное. Содержания плагиоклаза (андезин № 36—40) и калишпата сопоставимы. Структура монзонитовая, гипидиоморфная. Жильная серия включает аплиты, лампрофиры, лабрадоровые порфириты и др.

Генезис таких комплексов трактуется по-разному. Гранодиоритовые комплексы Средней Азии возникли, по Х. М. Абдуллаеву и др., из контаминированной сиалической гранитной магмы,

Сиерра-Невады (США) — из родоначальной магмы, соответствующей толентовым базальтам, а в Приморье исходная магма была, по И. Н. Говорову и М. Г. Руб. Андезитовая. Возможно, конвергентностью их образования обусловлено различие продуктивности на вольфрам.

Гранитоиды обогащены CaO , FeO и MgO и обеднены SiO_2 и K_2O . Типовым комплексом может являться зирабулакский (Средняя Азия). Подробная характеристика этого комплекса приведена Х. М. Абдуллаевым, Р. Б. Баратовым, Х. Н. Баймухамедовым и др.).

Месторождения грейзеново- жильной группы формаций ассоциируют с гранитными, гранодиоритовыми или плагиигранитными плутоническими и вулканоплутоническими комплексами. Плутонические комплексы могут быть представлены пласто- или лакколитообразными телами, а также гарполитами и акмолитами (редки), а вулканоплутонические — не только штоками, но еще этмолитами и некками. Наиболее важные — комплексы калиевых гранитов. Они петрохимически сходны. Различие наборов аксессуарных минералов и ассоциирующего оруденения позволяет выделить среди них сиалические комплексы нескольких типов — калбинского, акчатауского, рудногорского и юго-коневского типов и плагиигранитные комплексы базальтоидного (?) происхождения. Их характеристики приведены в работах Г. Н. Щербы, Е. В. Негрей, Г. Тишендорфа, З. И. Комаровой и др.

Данные, приведенные в табл. 2 и на рис. 1, иллюстрируют петрохимическое сходство гранитов рудосопреженных комплексов Калбы, Англии, Боливии, Центрального Казахстана, Урала, Горного Алтая и Западного Забайкалья. Во всех гранитах калий несколько преобладает над натрием или их содержания одинаковы. Породы обычно, за исключением группы гранитов из Центрального Казахстана, пересыщены глиноземом. Граниты, более богатые SiO_2 , глиноземом пересыщены меньше. Среди гранитов интрузивно-вулканогенных поясов (Боливия, Западное Забайкалье и особенно Центральный Казахстан) имеются и недосыщенные Al_2O_3 . Эти факты свидетельствуют, по-видимому, о роли местной ассимиляции и гибридизма в пересыщении пород Al_2O_3 . В гранитах, с которыми ассоциирует молибден-вольфрамовое оруденение, отношение $\text{K}:\text{Na}$ несколько выше, чем в гранитах, с которыми ассоциирует оловянно-вольфрамовое оруденение. Особенно обогащены калием граниты Западного Забайкалья. Граниты плутонов Урала и Центрального Казахстана сходны, но граниты Центрального Казахстана беднее анортитовым миналом, богаче SiO_2 (при больших вариациях содержания), отношение $\text{K}:\text{Na}$ в алюмосиликатах в них больше (при меньших вариациях значения), избыток Al_2O_3 в большинстве гранитов больше, но много образцов, недосыщенных Al_2O_3 , а на Урале все граниты пересыщены Al_2O_3 .

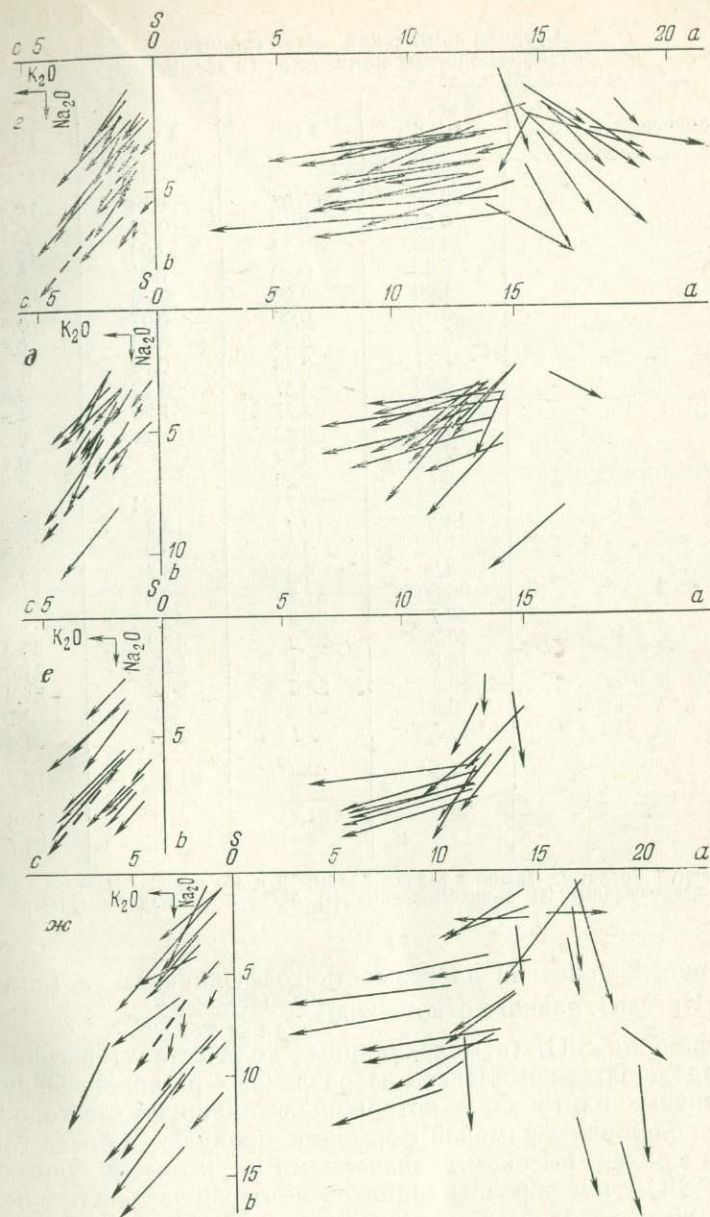
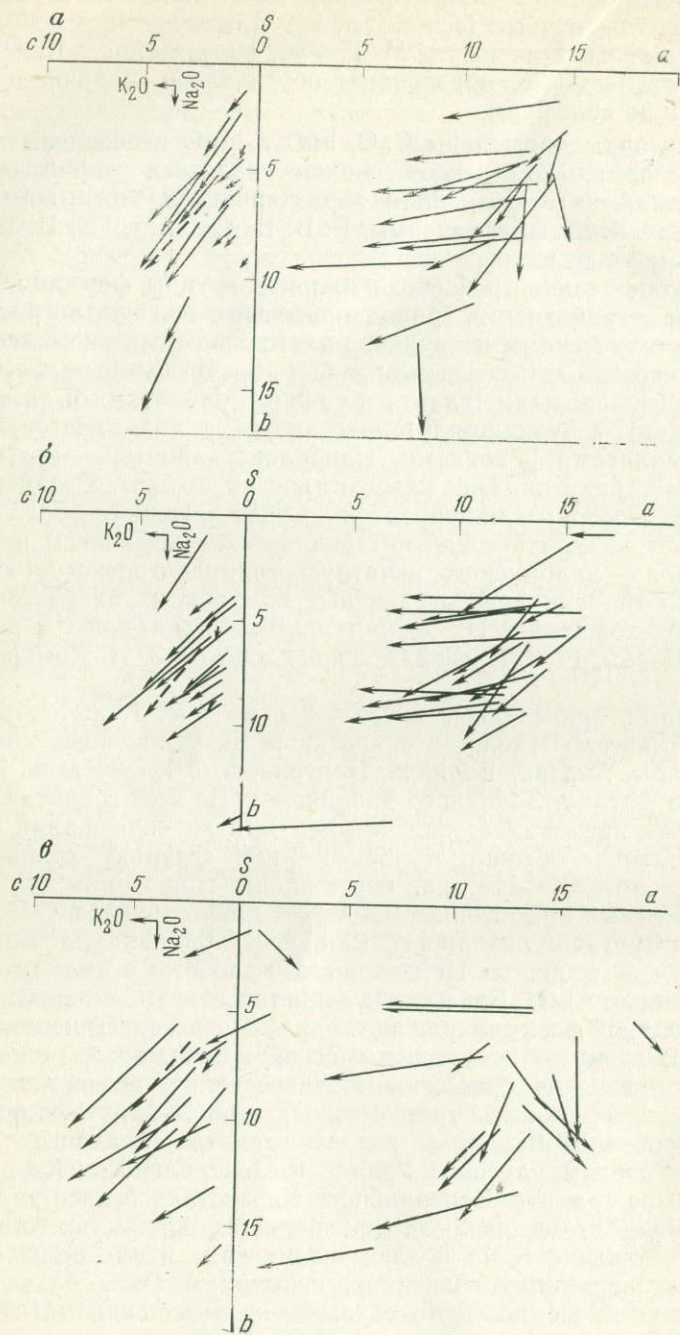


Рис. 1. Петрохимические диаграммы А. Н. Заварицкого для гранитов рудосопряженных магматических комплексов.

Оловянно-вольфрамовая формация грейзеново-жильной группы:
a — Калба, *б* — Англия, *в* — Боливия; молибден-вольфрамовая формация той же группы:
г — Центральный Казахстан; *д* — Урал, *е* — Горный Алтай, *ж* — Западное Забайкалье. Пунктирные стрелки — средние значения последокембрийского гранита по Дзели

Средний химический состав гранитов
вольфрамоносных комплексов (в вес. %)

Компоненты	1 (18)	2 (12)	3 (24)	4 (13)
SiO ₂	72,76	75,08	75,34	74,49
TiO ₂	0,21	0,12	0,20	0,17
Al ₂ O ₃	14,65	13,74	13,04	12,91
Fe ₂ O ₃	0,63	0,50	1,01	0,93
FeO	1,06	0,98	0,76	0,65
MnO	0,07	0,05	0,07	0,03
MgO	0,47	0,24	0,35	0,36
CaO	1,31	0,73	0,79	1,20
Na ₂ O	3,90	3,57	3,42	3,85
K ₂ O	4,24	3,77	4,26	4,95
H ₂ O	0,10	0,22	He опр.	0,07
П. п. п.	0,36	0,54	»	0,49
P ₂ O ₅	0,13	0,20	»	0,02
Сумма	99,89	99,74	99,24	100,12
a	14,3	12,7	13,2	15,0
c	1,5	0,8	0,9	0,8
b	3,9	4,8	3,7	2,5
s	80,30	81,7	82,2	81,7
a'	40,7	64,9	42,8	—
f'	40,7	27,0	42,8	55,3
m'	18,6	8,1	14,4	21,0
n	58,3	58,8	54,4	54,4
t	0,25	0,08	0,24	0,16
φ	40,7	8,1	21,4	31,6
a	9,5	15,9	14,7	18,75
c	—	—	—	—
Q	30,5	37,2	37,1	32,6
c'	—	—	—	23,7

1 — граниты Урала; 2 — граниты района Колбы; 3 и 4 — граниты Центрального Казахстана, пересыщенные (3) и недосыщенные (4) Al₂O₃. В скобках — количество анализов.

На рис. 2 показана зависимость коэффициента qr (предложен П. Ниггли), равного отношению $\frac{SiO_2 - (5a + al + ca + fm) \cdot 100}{a + al + ca + fm}$ от содержания SiO₂ (в молекулярных количествах) в гранитах рудосопреженных комплексов из различных регионов. Образцы из гранитных плутонов, с которыми ассоциируют месторождения молибден-вольфрамовой формации, попадают в более узкую область с более высокими значениями qr и молекулярных количеств SiO₂, чем образцы гранитов из олово-вольфрамоносных провинций.

В гранитах рудоносных комплексов встречаются разновидности биотита: Fe³⁺-магнезиобиотит (до 20% Fe³⁺), Fe³⁺-ферробиотит, Ti-биотит (до 12% Ti), протолитионит, лепидомелан. Биотит в гранитах акчатауского и юго-коневского типов представ-

SiO₂, мол. кол.

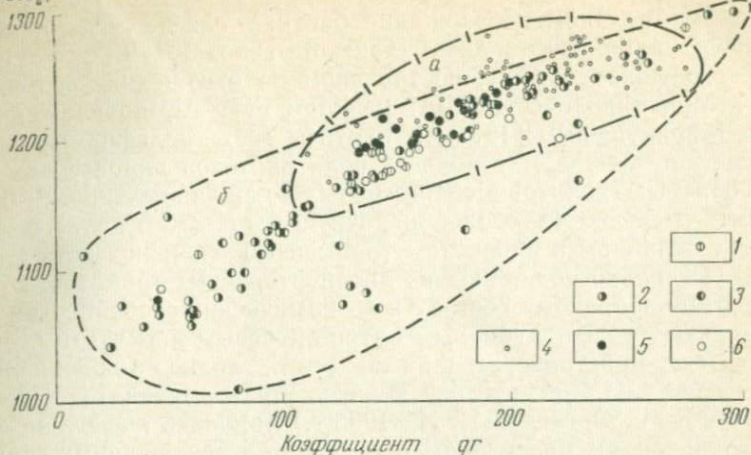


Рис. 2. Зависимость коэффициента qg от SiO₂ в гранитах рудосопряженных комплексов.

Оловянно-вольфрамовая формация грейзеново-жильной группы: 1 — Малайзия, 2 — Чукотка, 3 — Боливия; молибден-вольфрамовая формация той же группы: 4 — Центральный Казахстан, 5 — Урал, 6 — Горный Алтай. В контурах — поля распространения фигуративных точек гранитов, с которыми ассоциируют месторождения молибден-вольфрамовой (а) и оловянно-вольфрамовой (б) формаций

Si:Al, атом. кол.

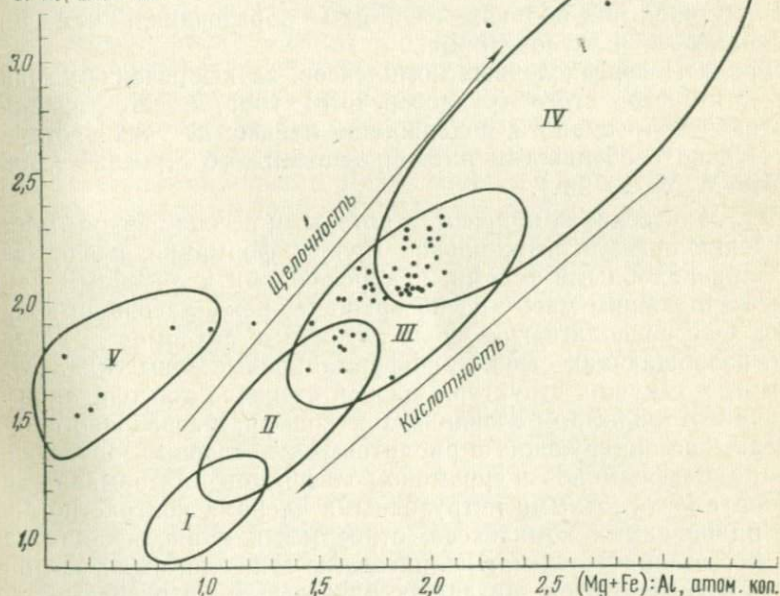


Рис. 3. Отношение компонентов в биотитах из гранитов рудосопряженных комплексов.

I — пегматиты и двуслюдяные граниты (кислотная фация); II — биотитовые граниты; III — пироксеновые и амфиболовые граниты; IV — граниты с эгирином и рибекитом (щелочная фация); V — литий-фористые граниты. Контурь полей I—IV по А. А. Маракушеву [1975 г.]. Для пересчетов использованы материалы Б. Г. Левашева, Е. В. Неррей, М. М. Павилайтис и др.

лен лепидомеланом. Содержание биотита $\sim 2\%$, тогда как в гранитах калбинского и зирабулакского типов 3—4%.

На графике (рис. 3), построенном по отношениям в биотитах атомных количеств Si:Al и (Mg+Fe): Al, предложенном А. А. Маракушевым [1975 г.], биотиты всех вольфрамоносных комплексов попадают в область поля биотитов пироксеновых и амфиболовых гранитов и сопряженных с ней участков полей биотитовых гранитов (наиболее щелочную часть этого поля) и гранитов с эгирином и рибекитом (наименее щелочную часть этого поля). И только поле слюд из литий-фтористых гранитов, которые по минеральному составу и геохимическим особенностям соответствуют более глубинным натро-литиевым пегматитам, обособляется в пространстве, занимая место, сходное с положением поля слюд из пегматитов и двуслюдяных гранитов [Повилайтис М. М., Органова Н. И., 1963 г.] наиболее кислотной фации гранитов. От биотитов из пегматитов и двуслюдяных гранитов они отличаются повышенным отношением атомных количеств Si: Al — 1,5—2 против 0,9—1,4. Хотя содержание фтора в биотите может достигать 6,7% [Поваренных А. С., 1966 г.], в биотитах вольфрамоносных комплексов это содержание не превышает 5%. Протолитионитовые граниты и граниты, содержащие литиевый биотит, отвечают более глубоким эрозийным срезам плутонов или большим глубинам образования, чем цинвальдитовые и литионитовые.

Граниты перечисленных комплексов, за исключением гранитов литий-фтористого (рудногорского) типа, имеют вулканоплутонические аналоги, содержащие меньше летучих и отличающиеся по особенностям ритмично-зонального строения [Повилайтис М. М., 1972 г.].

Вулканические комплексы, с которыми ассоциированы месторождения аргиллизито-жильной группы формаций, представлены дайкоподобными телами, приуроченными к линейным каналам, выведившим магму на поверхность, реже лавовыми покровами. Они располагаются вдоль глубинных разломов — согласных, разобщающих структурно-формационные зоны складчатых систем, и секущих структуры разной степени консолидации. В отличие от вольфрам-оловянного и вольфрам-серебряного оруденения, ассоциирующих с риолитовыми покровами, оруденение золото-вольфрамовой и сурьмяно-вольфрамовой формаций ассоциирует с основными интрузивными членами контрастно дифференцированных комплексов, относимыми к риолито-диабазовой формации. Очаги магмы, питавшие эти тела, были расположены глубже очагов, питавших плутоны и интрузивные тела вулканоплутонических комплексов, вероятно в пределах «базальтового» слоя. Породам присущи скрытокристаллические структуры, наличие зон закалки, реже — тончайшей флюидалности или даже стекловатого базиса у пород не только среднего, но и основного состава. В основной массе андезито-дацитов со-

держится значительное количество кристобалита. Роговая обманка (базальтическая) вкрапленников полностью опацифицирована. В породе имеются оплавленные зерна кварца. Признаки контактного метаморфизма около даек отсутствуют.

В рудосопряженных магматических комплексах, среди которых имеются плутогенные, вулканоплутогенные и вулканогенные, многофазные, как считает Ф. Н. Шахов [1960 г.], каждая интрузивная фаза гранитоидных комплексов сопровождается постмагматическими образованиями, в частности рудоносными. Эти представления подтверждены данными по многим регионам, материалами по месторождениям не только грейзеново-жильной, но и скарновой, а также аргиллизито-жильной групп формаций.

Плутогенное оруденение, особенно наиболее интенсивное, обычно образуется на относительно поздних этапах становления плутонов, но во многих рудных регионах начало формироваться раньше внедрения пород не только жильной серии, но и некоторых дополнительных интрузивов. Наиболее тесные возрастные отношения оруденения с магматическими породами выявлены в провинциях центрально-казахстанского типа в плутонах литий-фтористых гранитов [Bolduan H., 1963 г. Повилайтис М. М., 1964 г.].

Принципиальная схема формирования каждой фазы соответствует ритму: гранит — аплит — рудные жилы и грейзены. Вольфрамное оруденение часто перемежается во времени с дайками первого этапа. Соотношения этого оруденения с дайками второго этапа не зависят ни от характера геотектонического развития провинции, ни от формационной принадлежности рудоносного магматического комплекса. Дайки второго этапа секут вольфрамное оруденение месторождений Березовского (золото-вольфрамовая формация), Большевистского (оловянно-вольфрамовая формация прейзеново-жильной группы), Рарз и Такфон (оловянно-вольфрамовая формация скарновой группы). После образования меланократовых жильных пород иногда (месторождения Березовское, Майкуль и др.) проявляется сульфидное оруденение.

В случае вулканоплутонических комплексов оруденение иногда начинает формироваться раньше интрузивных тел или в процессе их формирования, причем ранние рудные тела пересекаются интрузивными телами (месторождения Учамы, Марсовое, Маунт-Плезант, Жирекен, Джида, Булуктай). Чаще всего вольфрамное оруденение формируется после даек первого этапа и пересекается дайками второго этапа — в месторождениях Селтей, Шалгия [Повилайтис М. М., 1957 г.; и др.] или последние разобщают во времени молибденовое оруденение от вольфрамового (Джида).

Вулканогенное оруденение иногда коррелируется с определенными породами. Так, в Боулдер Каунти биотит-латитовый

порфир, слагающий самые поздние дайки, интродировал во время образования золото-теллуридной минерализации; некоторые дайки пересекают ранние генерации роговикового кварца вольфрамоносных жил. Дайки интрузивной брекчии биотитовых латитов пересекают свинцово-цинковую руду, сложную жилу раннего роговикового кварца с золотоносным пиритом.

Рассмотрим некоторые магматические критерии поисков и оценки. Оруденение, ассоциированное с плутонами, может быть обнаружено как в пределах самих плутонов, так и в их надинтрузивных зонах, которые выявляются по грави- и магнитометрическим, а также по геологическим данным. В пределах ореолов развития плутонов калиевых гранитов надинтрузивные зоны перспективны на вольфрамовое оруденение (здесь при поисках применима фторометрия), а в пределах ореолов развития плагиогранитов и гранитоидов повышенной основности — на шеелитовое оруденение (здесь фторометрия, за редкими исключениями, неприменима). Интенсивность оруденения часто снижается по мере удаления от контактов плутонов. Как поисковый признак, целесообразно использовать ритмично-зональные текстуры пород гранитного состава. С плутоническими ритмично-зональными телами гранитов ассоциирует оруденение оловянно- и молибден-вольфрамовой формации, иногда ряда других металлов (Be, Ta, Nb), с вулканоплутоническими телами — молибден-вольфрамовое [Повилайтис М. М., 1961_{1,2}, 1966]. В сложно построенных плутонах оруденение тяготеет к дополнительным интрузивам и питающим их каналам магмы.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ

В предыдущих работах [Повилайтис М. М., 1975, 1976] нами намечены различия структурных типов и наборов рудных тел, ассоциирующих с плутоническими, вулканоплутоническими и вулканическими магматическими комплексами. Отмечено также, что каждой рудной формации присущи рудные тела определенных морфоструктурных типов. Ниже рассмотрены структурные условия образования рудных тел месторождений трех главных групп рудных формаций — скарновой, грейзеново-жильной и аргиллизитово-жильной.

СКАРНОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Шеелитоносные скарны, особенно биметасоматические, обычно образуются по карбонатным или известковым, изредка по алюмосиликатным, в основном глинистым, породам. Это — отложения нижнего яруса, реже — верхнего яруса геосинклинального этажа, фундамента геосинклинально-складчатых областей и платформ, платформенного этажа или (очень редко) отложения нижней молассы. Места локализации шеелитоносных залежей скарнов контролируются контактными поверхностями плутонов, контурами карбонатных слоев, складчатыми и разрывными структурами третьего и более высоких порядков, а особенно участками трещиноватости, мелкими складками и изгибами слоев, осложненными разрывами, по которым осуществлялись надрывы или сбросо-сдвиги. Роль крупных разломов, как и складчатых структур первого, второго и частично третьего порядков в размещении рудных тел, обычно косвенная (по О. В. Кононову, С. И. Халикову, В. Ф. Чернышеву и др.). Тела скарнов часто приурочены к синклинальным складкам, нередко к сильно нарушенным лежащим крыльям опрокинутых складок. При чередовании пород, различающихся по физико-механическим свойствам и составу, скарны залегают многоярусно вдоль межпластовых срывов, иногда в замковых частях складок. Наиболее распространены пласто-, кармано-, линзообразные залежи скарнов. В местах осложнения контактной поверхности логообразных понижений и седловидных изгибов, мест пересечения крутопадающими разломами встречаются корыто-, столбо- или седловидные залежи скарнов. Вдоль контактов даек и апофиз плутонов или на продолжении вмещающих их трещин иногда возникают жилы. Длина залежей первые сотни метров (до 500 м), ширина до

45 м, мощность до 15 м, местами до 40 м, глубина распространения оруденения по падению до 800 м.

Процесс минерализации длительный, часто многостадийный [Нечелюстов Н. В., 1970 г., Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Рахмедов У., 1966; и др.]. Разностадийные минеральные парагенезисы обычно налагаются один на другой (табл. 3). При этом молибдошеелитовое оруденение предшествует шеелитовому (прямая стадийность), а молибденитовое следует за ним (обратная стадийность).

Шеелитовое оруденение приурочено к биметасоматическим и инфильтрационным известковым скарнам, возникающим в условиях регрессивного метаморфизма, в самые высокотемпературные стадии постмагматического процесса, при пластической деформации вещества и преобладании перемещений типа надвигов [Die structurellen Verhältnisse ..., 1971; и др.]. Эти деформации способствовали, по В. Ф. Чернышеву, перманентному закупориванию пор и созданию более закрытых структурных условий, благоприятных для скарнирования. Интенсивность пластических деформаций снижается во времени, а хрупких, создающих более открытые условия и ловушки для минерализации последующих стадий, структуры с удалением от интрузивных тел и по направлению к земной поверхности. Формированию известковых скарнов нередко предшествовало, по Л. И. Шабынину [1973 г.], образование магнезиальных скарнов магматической стадии, соответствующих самым высокотемпературным условиям прогрессивного метаморфизма.

Рудные тела инфильтрационных известковых скарнов возникли, по В. Ф. Чернышеву, во время периодического локального развития рассеянных разрывов, сопряженных с зонами пластического течения и вязкого расщепления пород в условиях сдвигов и сдвига-надвигов. Они приурочены к контактам даек, к зонам пересечения разломами карбонатных пород и контактов плутонов, участкам пересечения и перегибов разломов, к замковым частям складок. Скарнорудные штокверки особенно часто локализованы, по Д. Я. Суражскому (1942 г.), в замках антиклинальных складок.

Скарнорудные тела подразделяются по отношению к напластованию осадочных пород или контактам плутонов на согласные и секущие. Среди согласных тел различают пологие и крутопадающие. В каждой из этих групп встречаются залежи, локализованные в контактах плутонов (контактовые) или вдоль поверхностей напластования метаосадочных пород (послойные). Имеются эндоскарны, развитые по алюмосиликатным породам, и экзоскарны, возникшие по карбонатным породам. Среди секущих рудных тел различают гнездообразные и неправильные залежи, жилы, линзы, штоки и штокверки. Они имеют меньшее значение, чем согласные залежи скарнов, и представлены в основном экзоскарнами.

Последовательность постмагматической минерализации на месторождениях вольфрама скарновой группы

Стадия кислотно-щелочной эволюции	Стадия минерализации	Структурные условия проявления минерализации	Изменения боковых пород	Характерные минералы
Щелочная (ранняя)	1. Безводно-силикатная	Зоны пластических деформаций	Кварц-полевошпатовый метасоматоз	Нерудные: Пкс — Гед, Дпс, Гр — Анд, Грос, Рудные: (Ше, Мош) Нерудные: Вез, Пр, Кпш, Эп Рудные: (Ше)
	2. Водно-силикатная	Трещины отрыва?	Грейзенизация	
Кислотная	3. Кварцевая	Трещины отрыва	Уралитизация (актинолитизация) пироксена, эпидотизация, окварцевание, хлоритизация скарнов	Рудные: Ше, Мо, иногда Мош или Кас, Всм Нерудные: Кв
Щелочная (поздняя)	4. Кварц-сульфидная I	Трещины скола	Хлоритизация, эпидотизация	Рудные: Пир, Арс, Мо, Ше, иногда Фрб, Всм Нерудные: Кв, Ка
	5. Кварц-сульфидная II	Трещины скола со сбросо-сдвиговой составляющей	То же	Рудные: Гал, Сф, Пи (Хп, Ше) Нерудные: Кв, Ка, Хл
	6. Кварц-карбонатная	Трещины скола	Хлоритизация	Нерудные: Кв, Ка, Дол
	7. Цеолитовая	?	?	Нерудные: Кв, Дес, Лом

Примечание. Таблицы 3 и 4 построены на обобщенном материале. Здесь и далее наиболее распространенные минералы: Альб — альбит, Анд — андрадит, Ап — апатит, Арс — арсенопирит, Вез — везувиан, Вфр — вольфрамит, Всм — висмут самородный, Гал — галенит, Ге — гематит, Гед — геденберит, Гр — гранат, Грос — гроссуляр, Гюб — гюбнерит, Дес — десмин, Дол — доломит, Дпс — диопсид, Ильм — ильменит, Ка — кальцит, Кас — касситерит, Кв — кварц, Кпш — калишпат, Лел — леллингит, Лом — ломонит, Мо — молибденит, Мош — молибдосеелит, Му — мусковит, Пи — пирит, Пир — пирротин, Пкс — пироксен, Пр — пренит, Сер — серицит, Рдх — родохрозит, Сл — слюда, Сф — сфалерит, Тетр — тетраэдрит, Топ — топаз, Тр — триплит, Тур — турмалин, Флог — флогопит, Фл — флюорит, Фрб — ферберит, Хл — хлорит, Хп — халькопирит, Ше — шеелит.

Шеелитовое оруденение иногда образуется одновременно со скарнообразующими минералами, но обычно наложено на скарны и сформировано в одну-две из ранних стадий. В пологих залежах скарнов встречаются пологие и крутопадающие согласные или секущие кварцевые жилы и прожилки с шеелитом, иногда содержащие пироксен и полевои шпат, приуроченные к внутрипластовым контракционным трещинам отрыва. Пологие послонные скарны с молибдошеелитом приурочены к метасадочным породам, слабо пластически деформированным (до складок средней интенсивности, иногда со складками волочения), но сильно разбитым крутопадающими разломами, по которым осуществлялись сбросы, и прорваны штоками, секущими согласными дайками разнообразных кислых и иногда основных пород (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые монзониты и др.), нередко обнажающимися в нескольких километрах от месторождения.

Для образования этих скарнов благоприятно переслаивание пород с контрастным составом и различными физико-механическими свойствами с преобладанием в разрезе более хрупких тонкообломочных пород — аргиллитов или кварцитов над известковистыми отложениями. Оруденение приурочено только к известковистым слоям в свите чередующихся отложений или встречается и в известняках и роговиках (месторождение Яогансань). Длина рудных тел может быть свыше 400 м, глубина распространения — 300 м и более. В рудных телах обильны шеелитокварцевые прожилки, количество которых убывает к флангам и на глубину. Они приурочены к трещинам контракции, возникшим только в слоях известковистых пород при их метаморфизме. Позднее шеелитового, а тем более молибдошеелитового оруденения в более протяженных секущих разломах нередко образуются жилы или прожилки кварца с вольфрамитом (Санг-Донг, Яогансань и др.), облагораживающие бедные скарновые руды, а иногда — поздние жилы, богатые сульфидами. К разломам, секущим скарны, иногда приурочены дайки порфиритов и лампрофиров, на которые наложена сульфидная минерализация, сопровождаемая эпидотизацией и кальцитизацией.

Вулкано-плутоногенные скарновые руды характеризуются приуроченностью к доинтрузивным сколам, инфильтрационным характером скарнов, локализацией в замковых частях приразломных складок волочения, в местах скрещения унаследованных крупных дизъюнктивных нарушений и развитием не столько по известнякам, сколько по контактирующим с ними алюмосиликатным породам (биотитовые роговики). Например, в месторождении Тырнауз главное рудное тело приурочено, по О. В. Конову, Г. П. Назымовой и А. Ф. Свириденко [1971], к замку разбитой разломами и прорванной трещинными интрузивными телами различного состава (от кислых до основных) круто погружающейся приразломной антиклинальной складки волочения.

Ядро складки сложено мраморами, облекаемыми биотитовыми роговиками, возникшими по сланцам чехла платформы. Главную роль в образовании рудовмещающей структуры играла приразломная складчатость. Встречаются незначительные контактовые тела, распространяющиеся также вдоль межслоевых нарушений.

ЖИЛЬНО-ГРЕЙЗЕНОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Рудные тела плутоногенных месторождений — это существенно кварцевые жилы в пологих и крутопадающих отрывах и сколах, системы и штокверки прожилков, трубчатые и сфероидальные тела. Раньше других при остывании плутонов появляются, судя по данным ряда исследователей, изометричные вольфрамородные тела (сфероиды и др.), затем линейные (трубки) и, наконец, пластообразные жилы, приуроченные к пологим, а затем и к крутопадающим нарушениям, вначале к отрывам, а затем — к сколам. Рудные тела каждого типа могут возникнуть путем заполнения полостей или оттеснения среды либо метасоматическим путем.

К поздним зонам дробления обычно приурочены безрудные жилы гребенчатого кварца. Изредка в надынтрузивных зонах как в вольфрамородных полях, так и на значительном удалении от них (первые километры), могут встречаться поздние кварцевые жилы с полиметаллической минерализацией.

Ниже приводится сравнительное описание рудных тел каждого морфоструктурного типа.

Изометричные вольфрамородные тела (сфероиды, шары, образования неправильной формы) с вольфрамитовым или шеелитовым оруденением встречаются реже оловородных и еще реже последних имеют практическое значение. Изометричные тела заполнения крупнее оловоносных миарол, не содержащих, как правило, вольфрамов. Это свидетельствует о более низкотемпературной стадии остывания плутонов или большей вязкости магмы во время их образования. Особенно крупные из них уплощены в вертикальном направлении, вероятно, вследствие литостатической нагрузки (месторождения Кара-Камыс, Казахстан; Киоуке, Африка). Такие тела приурочены к полостям, возникшим вследствие термической контракции при остывании магмы. Механизм их образования такой же, как у миарол и камерных пегматитов [Ферсман А. Е., 1940 г.], экспериментально этот процесс моделирован М. А. Осиповым [1974 г.]. М. А. Осипов [1974 г.] и Д. Ск. Штраус (1954 г.) считают, что эти тела формируются в спокойной структурной обстановке при обилии летучих в начальную стадию образования трубчатых полостей.

Вольфрамородные изометричные тела замещения слагаются турмалин-кварцевыми грейзенами (люксюллианитами). Обнаружены они в оловородных полях в ЮАР (месторождение

Потсгитерсрус) и Англии, в некоторых вольфрамоворудных полях Малайзии и СССР (Калбинский район). Эти тела, судя по характеру их распределения, форме, способу сочленения, унаследованности структуры пород от гранитов, возникли без прохождения больших объемов растворов. Форма шаров, сохраняющаяся даже в местах их контакта, обусловлена влиянием в момент их обособления силы поверхностного натяжения, характерной для фазовых границ в пластичных средах.

Линейные вольфрамоворудные тела («рудные трубки») менее типичны, чем оловорудные. Среди них имеются: 1) залегающие в материнских гранитах: а) возникшие путем заполнения, б) метасоматические — грейзеновые трубчатые тела, диаметр которых уменьшается книзу, крутопадающие, залегающие на пересечении разломов (Тумэн-Цогто, Монголия; одно из месторождений в Новом Южном Уэльсе, Австралия; Потсгитерсрус, ЮАР); 2) залегающие в экзоконтактах: а) брекчиевые трубки заполнения (Пюи-ле-Винь, Франция; Ялджарви, Финляндия), б) метасоматические грейзеновые в известняках, залегающие в экзоконтакте гранитного плутона на пересечении разломов (Крабат-Пулаи, Малайзия).

Вольфрамоносные трубчатые тела заполнения (инъекции), в отличие от трубчатых тел с оловянным и полиметаллическим оруденением, возникают только в рудоносных плутонах, в относительно изотропной среде, раньше или в самом начале зарождения контракционных трещин, при отсутствии по ним движений. Отличительные черты этих трубчатых тел — залегание в эндоконтакте субпараллельно пологому контакту плутона, прихотливая форма с коленчатыми изгибами и редкими ответвлениями, субпараллельность направления падения направлению погружения ближайших контактов плутонов. Элементы залегания трубок изменяются согласно с элементами залегания ближайших участков пологого контакта плутона (Бэмфорд, Вольфрам Кэмп, Австралия). Места локализации, как и многогранная форма трубок в поперечных сечениях, иногда определяются системами трещин и местами их пересечений. Границы этих трубок с гранитами резкие, заполнение их отличается от последних не только составом, но и более крупнокристаллическим сложением, обилием друзовых полостей, иногда значительного протяжения. Ксенолиты или реликты вмещающих пород в них отсутствуют. В некоторых рудных полях такие трубчатые тела обильны (их десятки и сотни).

Трубчатые полости, как и изометричные, сходные по условиям образования с природными рудовмещающими структурами, экспериментально воспроизведены путем кристаллизации водосодержащих легкоплавких парафиновых расплавов М. А. Осиповым [1974 г.]. Они возникают при ограниченной возможности удаления летучих.

Метасоматические трубчатые рудные тела, в которых воль-

фрамаатов меньше касситерита, сложены кварц-турмалиновыми грейзенами, унаследовавшими структуру гранитов. Они образовались, вероятно, раньше трещин, при 500—600°C, т. е. при температуре, когда по Ю. А. Долгову пористость гранитов могла достигать 5—6%. В отличие от трубок заполнения, они пространственно менее связаны с контактом. Нижние плавно изогнутые пологие участки этих тел образовались, по Д. Ск. Штраусу, раньше крутопадающих верхних, они имеют множество еще более крутопадающих ответвлений вверх.

Иногда в рудных полях в местах пересечения разломов встречаются единичные крутопадающие грейзеново-рудные трубчатые тела, диаметр которых уменьшается книзу. Такие тела могут залегать в экзоконтактах плутонов вдоль зон сопряжения разломов. Брекчиевые трубчатые тела имеют в плане овальное сечение, заполнены ксенолитами вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев. Подвижки вдоль мест пересечения унаследованных трещин в кровле происходят обычно позже отложения вольфрамовых руд. Этим объясняется редкость брекчиевых вольфрамоворудных трубок, в отличие от оловорудных (с сульфидно-касситеритовым оруденением).

Глубина распространения оруденения в трубках заполнения 15—30 м, а в метасоматических — до 100 м.

Вулкано-плутоногенные трубчатые и воронкообразные рудные тела (месторождения Булуктай, Забайкалье; Марсовое и Учамы, Хабаровский край; Литтл Коттон Вуд, США; Маунт-Плезант, Канада), возникли при вулканических процессах или вследствие обрушения по кольцевым разломам (по Г. И. Туговику). Они расположены на пересечении граничных глубинных разломов поперечными, выявляемыми по цепочкам даек, зонам дробления и др. Чем крупнее разломы, тем рудное тело больше по размерам и выдержаннее на глубину. В плане рудные тела изометричные или овальные, с поперечником в первые сотни метров. Залегание их вертикальное или круто наклонное (от 40° и выше), падение относительно выдержанное, направление его не зависит от направления падения контактовой поверхности интрузивов, оси удлинения тел в плане вытянуты в направлении склонения. В рудных полях находятся единичные рудные тела. Они локализованы в интрузивах рудосопряженных комплексов, иногда в неках или древних осадочных образованиях, сложены брекчией, в которой обломки вмещающих пород изменили первоначальное залегание и сцементированы рудным материалом.

Штокверковые рудные тела плутоногенных и вулкано-плутоногенных месторождений различаются по условиям залегания и форме. У плутоногенных штокверковых вольфрамоворудных тел, расположенных в надинтрузивных зонах, условия залегания и форма определяются контурами штоковидных выступов плутонов и ореолов контактового метаморфизма. Изометричные в плане, иногда уплощенные пологие, параллельные контактам

плутонов рудные тела располагаются в зонах отслоения (трещиноватости и дробления), оперяющих региональные разломы. Тектоническая нарушенность в рудных полях, судя по наличию дорудных либо межминерализационных даек гранитов (Богуты, Южный Казахстан; Урзарсай, Горный Алтай), частично доинтрузивная. Штокверки, располагающиеся параллельно контактам и апофизам плутона, а также отдельным элементам складчатых структур, могут иметь форму узкой линейной зоны (Богуты). В штокверковой зоне могут встречаться жилы с такой же ориентировкой, что и удлиненные зоны.

Нередко возникают линейно-параллельные системы жил, сопровождаемые субпараллельными им прожилками (месторождения Саран, Кызылбент, Байназар, Смирновское, Богуты, Казахстан). Пачки крутопадающих прожилков могут пересекать слоистость пород кровли и граниты (Коктенколь, Казахстан), в прикровельных частях плутонов могут располагаться второстепенные рудные штокверки, придавая рудным зонам двухярусное строение [Щерба Г. Н., 1960].

Месторождения обычно многостадийные. Имеются дорудные, рудные и послерудные прожилки. Дорудные прожилки кварца, часто метаморфического происхождения, залегают вдоль сланцеватости или полосчатости пород (Урзарсай, Алтай; Тенкергин, Светлое, Чукотка). Прожилки, соответствующие последующим стадиям, возникли путем заполнения определенных систем трещин скола. Иногда в штокверках совмещены прожилки, связанные с двумя тектоно-магматическими циклами (Светлое, Чукотка).

Протяжение на глубину плутоногенных рудных штокверков, залегающих в надинтрузивных зонах, может достигать 1 км, а штокверков, залегающих в гранитах, — первых десятков метров.

Форма и размеры вулкано-плутоногенных штокверковых рудных тел неодинаковы даже в пределах одного рудного поля. Они определяются формой, размерами и взаимным расположением рудосопряженных интрузивных тел, интенсивностью направленных вверх давления или резких толчков магмы при становлении штоков и степенью анизотропии рудного поля. При караваяобразном окончании штоков в изотропной среде эндоили экзоконтактных зон развиваются штокверки, напоминающие по форме шляпку гриба с опущенными краями (Первомайский штокверк в Джидинском рудном поле, изученный И. П. Кушнаревым). По краям подобные рудные тела нередко имеют согласные расщепления, обусловленные, по-видимому, явлениями отдачи (Кляймакс, Гендерсон, Урад, США). В Кляймаксе (США) штокверки располагаются в 2—3 яруса над группой сближенных штоков, внедрявшихся последовательно, несколько смещаясь в пространстве. С внедрением каждого штока сопряжено формирование рудного тела. Ранние рудные тела

прогрессивно наклонялись. При физико-механической неоднородности кровли руды отлагаются предпочтительно в более хрупких породах, а оруденение приобретает в плане форму линейной зоны или овала. Так, в месторождении Шалгия (Казахстан) один линейный рудный штокверк располагается в дайке гранитоидов, зажатой среди более пластичных амфиболитов и серпентинитов, другой — в штоке гранит-порфиров вдоль их контактов с пластичными породами кровли, форма их унаследованная.

Близкую форму могут иметь штокверковые тела с существенно вольфрамовым оруденением, располагающиеся в апикальных частях штоков гранит-порфиров и над ними. Подобный штокверк вольфрамоворудных прожилков на месторождении Джиды, изученный Е. П. Малиновским, находящийся в основном в кварцевых диоритах, а частью — в более пластичных биотитовых роговиках, имеет форму овала. В том же месторождении более поздние штокверки существенно вольфрамоворудных прожилков, обогащенные сульфидами железа, меди, свинца, цинка, субпараллельны близрасположенным жилам с таким же оруденением. Они размещены в трещиноватых участках кварцевых диоритов, блокированных дайками второго этапа (данные В. И. Игнатовича).

Хотя существенно молибденоворудные и более поздние вольфрамоворудные штокверки могут быть сходны по форме, строение их различно. В первых прожилки ориентированы беспорядочно [Кушнарев И. П., 1954 г.]. В вольфрамоворудных штокверках при малых размерах рудосопряженных штоков прожилки приурочены к системам трещин, унаследовавшим направление магмоподводящих разломов (месторождение Селтей, Казахстан). При более крупных размерах штоков вольфрамоворудные прожилки, образующиеся позже молибденоворудных, приурочены к закономерной системе трещин, ориентированных радиально и концентрически относительно штоков (месторождение Инкур) [Малиновский Е. П., 1965]. Такие штокверки могут усложняться наличием сопряженной с ними унаследованной системы трещин, повышающей их общую проницаемость, так как системы беспорядочно ориентированных трещин, согласно экспериментам Г. Л. Поспелова [1963 г.], менее проницаемы для растворов, чем системы закономерно ориентированных радиальных и концентрических или субпараллельных трещин. Приведенный ряд рудовмещающих структур соответствует возрастанию степени открытости трещинной системы [Малиновский Е. П., 1965].

В рудных полях, приуроченных к этмолитам, штокверковое молибденовое оруденение локализовано в корневой части этмолита и прилегающей кровле и протягивается на незначительную (100—200 м) глубину.

Пластообразные рудные тела включают зоны гидротермально измененных пород с вкрапленным оруденением и жилы,

приуроченные к отрывам или сколам. Все эти тела подразделяются на пологие (угол падения до 45°) и шире распространенные крутопадающие.

Зоны вкрапленных в измененных породах плутоногенных руд представлены обычно оруденелыми грейзенами. Они могут быть приурочены к пологим отрывам в куполовидных выступах плутонов (месторождения Спокойненское, Циновец), крутопадающим отрывам (Модото, Бага-Газрын) или сколам (Акчатау). Они залегают в гранитах обособленно, субпараллельно протяженным дайкам гранитов дополнительной интрузивной фазы или вдоль контактов гранитов главной и дополнительной фаз. Иногда размещение их определяется глубинными региональными нарушениями, обусловившими места локализации и направление гранитных гребней или куполов, осложняющих поверхность плутонов.

Форма и места локализации грейзеновых тел в общем такие же, как и жил кварца. В месторождении Акчатау крутопадающие зоны грейзенов приурочены, по В. Г. Боголепову, к субгоризонтальным уровням вблизи контактов рудоносных плутонов; здесь имеются и жилы, сопровождаемые субпараллельными менее мощными зонами рудоносных грейзенов. Ниже число и мощность зон грейзенов, сопровождающих жилу, сокращается, а по направлению вверх зоны грейзенов ветвятся, выклиниваются или, переходя в кровлю, образуют пучки вдоль сколов.

Грейзены, в частности рудоносные, образуются в закрытых структурных условиях [Малиновский Е. П., 1965]. Грейзены образуются еще при высоких температурах в участках повышенной пластичности и проницаемости для растворов в зонах напряжения (что согласуется с экспериментами Ю. А. Розанова, 1960 г.) или в условиях, когда появляются разноориентированные хрупкие деформации лишь в зернах минералов, а не во всей массе породы, что имеет место в начальные стадии образования трещин отрыва (по Л. И. Звягинцеву, 1975 г.). При переходе пластических деформаций или разноориентированных хрупких деформаций, развивающихся в отдельных зернах, в более интенсивные хрупкие, образование грейзенов, вероятно, прекращается и возникают отрывы, вмещающие жилы. Этим можно объяснить независимость мощностей зон околосильных грейзенов и жильного заполнения, запаздывание образования последнего по отношению к грейзенам, изменение последовательности кристаллизации (в грейзенах минералы отлагаются в порядке возрастания их структурной плотности, а в трещинах наоборот).

В отличие от вольфрамоносных сфероидов, трубок и грейзеновых зон, залегающих обычно в материнских плутонах, рудные жилы, даже самые ранние, локализуются, как известно, и в кровле. Вмещающие их отрывы и сколы закладывались одновременно или даже трещины скола возникли раньше трещин отры-

ва. Заполнялись же трещины скола при простом приоткрывании одновременно с трещинами отрыва (и тогда они вмещают ту же минерализацию) или позже трещин отрыва; в последнем случае по трещинам скола во время отложения руд (менее высокотемпературных, чем в трещинах отрыва) происходили сбросо-сдвиги [Малиновский Е. П., 1965].

Закономерности локализации пологих и крутопадающих жил, приуроченных к трещинам отрыва, различны. Пологие жилы с плутогенным оруденением и их системы иногда многоярусные, кулисообразные. Они выявлены в рудных провинциях всех типов, в самих плутонах вблизи пологих контактов, реже — в надынtrizивных зонах, сложенных осадочными и метаморфическими породами, нередко в грабенах. Эти жилы попадают и склоняются в ту же сторону, что и контактовая поверхность плутона, но под меньшими углами. Углы их падения на верхних горизонтах и в центральных частях рудных полей меньше, чем на нижних горизонтах и в периферических частях. Так, в месторождении Циньовец эти жилы в центральных и верхних частях рудного поля горизонтальны, а по краям падают под углом 10—30° [Штемпек М., 1960 г.]. Направление падения жил в разных жильных системах рудного поля может различаться (Панашкейра), иногда имея как бы общую точку в вершине сферического треугольника (в Букуке, по Е. П. Малиновскому). В других случаях пологие жилы, залегающие в эндоконтакте (Караси, Урал) или в экзоконтакте (Югодзыр, Монголия), испытывают изгибы, согласные контактовой поверхности плутона. Мощность пологих жил до 1 м, чаще около 30 см, расстояние между ними варьирует. Иногда вместо системы пологих трещин отрыва в надынtrizивных зонах образуются единичные пологие сколовые трещины, выдержанные по простиранию и падению. В момент отложения руд эти сколы только приоткрывались или по ним происходили интенсивные сколовые подвижки.

Считают, что появление и приоткрытие пологих трещин отрыва связано с контракцией, колебаниями температуры или со снятием нагрузки. Системы пологих рудных тел, развитых в надынtrizивных зонах в межразломных блоках, могут проследиваться на глубины свыше 600 м [Розов Б. С., 1971] — большие, чем системы пологих жил, залегающих в куполовидных выступах плутонов. Из гранитов в кровлю они переходят без изменения угла падения.

Если вертикальные движения были значительны, в пределах поднятий образуются, как известно, грабены, в которых во время дифференциальных движений блоков пологие отслоения могут возникать и вне связи с контракцией плутонов. Размеры опущенных блоков определяют параметры рудного поля в плане (800×300 м в месторождениях Панашкейра и Гленорчи). Если плутоны в пределах интрузивно-вулканогенных поясов остывали на малых глубинах, то пологие рудовмещающие трещины разви-

вались чаще всего в их апикальных куполовидных выступах, чему, вероятно, способствовали блокирование трещин контактами этих выступов, поперечными к жилам трещинами и дайками, и слабая проницаемость кровли для растворов. В эффузивы жилы выходят редко, не более чем на 100 м. При становлении плутонов на больших глубинах пологие рудные жилы развиваются в надынтрузивных зонах. При этом блокирование могло осуществляться крутопадающими разломами, ограничивающими рудо-мещающие грабены. В провинциях верхоянского типа пологие жилы (Болса Негра, Боливия) могли возникнуть и при проскальзывании слоев в месте резкого изменения азимута простираения сланцев, возможно, вследствие образования складки скольжения с горизонтально расположенной плоскостью деформации.

Рудоносные пологие зоны грейзенов и кварцевые жилы, залегающие в апикальных частях плутонов или в их надынтрузивных зонах, характерны для самых высокотемпературных месторождений — золото-, оловянно-, молибден-вольфрамовых и др., наиболее ранних в филогеническом ряду [Рундквист Д. В. и др., 1971] и для самых ранних стадий на отдельных месторождениях, т. е. наиболее ранней минерализации в онтогенических рядах (на Березовском и других месторождениях, Урал).

Крутопадающие жилы в трещинах отрыва обычно группируются в субпараллельные системы, располагаясь на приблизительно равных расстояниях одна от другой. Это позволяет в некоторых районах (Южный Цзянси, Китай) успешно применять при поисках геомеханический метод. В верхних частях куполов и гребней жилы залегают веерообразно, сходясь книзу (Кара-Оба, Казахстан; Пороховское, Урал), а в нижней части иногда также веерообразно расходятся в том же направлении. Местами (Иультин) происходит как бы разворот раскрытия трещин винтообразно по часовой стрелке вокруг купола гранитов, находящегося в ядре брахиантиклинали (по В. К. Денисенко, 1973 г.). При этом углы падения жил изменяются, по нашим данным, от более пологих у ранних жил (располагаются в эндоконтакте) до более крутых у поздних жил (находятся в экзоконтакте). Жилы ветвятся в сторону от штоков.

В метаосадочных породах при интенсивной линейной складчатости жилы могут залегать субпараллельно направлению последней, над складками, в поперечных к складчатости трещинах отрыва и в согласных с ней гребневидных выступах плутонов, в эндоконтактах последних и в надынтрузивных зонах. Ориентировка крутопадающих жил в месторождениях, локализованных в пределах крупной тектонической структуры, часто одинакова. Это характерно для районов развития тонко-мелко-обломочных терригенных отложений как в пределах геосинклинальных систем, так и в зонах тектоно-магматической активизации. Е. П. Малиновский отмечает, что в китайских месторождениях вольфрама, приуроченных к фундаменту платформы, ори-

ентировка жил субширотная, а в месторождениях, залегающих в отложениях среднего и верхнего структурного этажей, ориентировка жил более разнообразна.

При менее интенсивной складчатости или моноклинальном залегании пород кровли и наличии брахиструктур, огибающих куполовидные выступы плутонов (например, на Чукотке), во многих регионах возникли радиальные и концентрические системы трещин (по Э. Уиссеру). Такой механизм формирования полости растяжения изучен Е. И. Чертковой экспериментально на модели, имитирующей образование куполовидной структуры в парафиновом слое с помощью вертикального штампа. Во время рудоотложения в удлинённых брахискладках приоткрываются вначале поперечные трещины отрыва, затем продольные (по И. Н. Томсону). В дальнейшем по поперечным трещинам отрыва могут возобновиться движения, но уже сколовые, а в них возникнуть еще более позднее, например свинцово-цинковое оруденение.

Встречается также жильно-прожилковый тип оруденения — системы отдельных крупных жил, сопровождаемых субпараллельными прожилками в надкупольной зоне. Число жил и прожилков на глубине может сократиться и они сольются в одну мощную жилу (Пехтельсгрюн, Рудные горы; месторождения на юге Китая). Мощность околожильных зон измененных пород на глубине также уменьшается. В месторождении Бага-Газрын (Монголия) в эндоконтакте гранитного плутона расположены мощные (1—20 м) вольфрамоносные кварц-топазовые жилы и трубчатые тела, а в экзоконтакте среди песчано-сланцевой толщи — многочисленные прожилки того же состава. В ряде случаев крутопадающие жилы в трещинах отрыва развиты в экзоконтакте между двумя тоже крутопадающими трещинами скола (одно из месторождений на Урале) или протяженными субпараллельными дайками гранит-порфиров (Барун-Цогто, Монголия).

Минерализация может распространяться на значительную глубину, например в Циновце свыше 1200 м [Штемпрок М., 1960 г.]. Оруденение, локализованное в гребнях и куполах, не распространяется ниже основания последних — субгоризонтальной поверхности плутона. Например, в Рудных горах высота куполов, а следовательно, и протяженность оруденения на глубину составляет 200—250 м. В Боливии в районах, где высота куполовидных выступов достигает 1000 м и более, оруденение протягивается на глубину до нескольких сотен метров, а в кровле — до 1300 м.

Большинство жил, залегающих в трещинах отрыва, образовалось путем заполнения полостей. Об этом свидетельствуют следующие факты: 1) соответствие изгибов и неровностей одного зальбанда изгибам и неровностям другого зальбанда, что может обнаруживаться иногда лишь после мысленного перемещения ксенолитов на их первоначальные места; 2) отсутствие резких

раздувов и пережимов жильного заполнения; 3) возрастание мощности жильного заполнения в участках слияния жил с образованием жилы, мощность которой равна суммарной мощности каждой жилы в участках вблизи места слияния; 4) раздвигание концов пересекаемых жилой геологических образований на величину мощности жилы; 5) расположение кристаллов ранних минералов (вольфрамиты, слюды и др.) в виде приконтактных

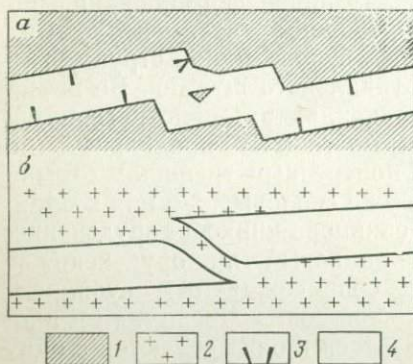


Рис. 4. Соответствие неровностей стенок одного зальбанда неровностям другого зальбанда жилы (а) и характер выклинивания жил в месте перекрывания одной кулисы другой (б).

1 — сланцы; 2 — граниты; 3 — вольфрамит;
4 — кварц

оторочек (рис. 4, а) и наличие в последних признаков геометрического отбора зерен минералов во время их кристаллизации, по которым можно судить об ориентированном нарастании кристаллов на стенки трещин. Часто трещины отрыва расположены в узкой зоне, кулисообразно заходя одна за другую. Внешние зальбанды каждой соседней пары кулис субпараллельны, а внутренние — субпараллельны, но расположены под косым углом к первым (см. рис. 4, б). Перемычки между кулисами имеют мощность в десятки сантиметров и могут быть пересечены прожилками, отходящими от кулис. В месте перекрывания одной кулисы другой их суммарная мощность обычно равна мощности одной кулисы вблизи места их перекрытия, а образующийся асимметричный более резкий скос наблюдается со стороны соседней кулисы (по В. С. Чурикову).

Пологие (до 40°) и крутопадающие рудные жилы в трещинах скола, возникшие во время перемещения (типа сбросо-надвигов) их стенок, редки и встречены в разных рудных объектах. Условия их образования, по-видимому, различны. Они залегают в кровле, иногда в породах кислого состава выражены лучше, чем в более основных породах (Ф. П. Мельников и др.). Рудные жилы в крутопадающих сколах, возникшие во время перемещения их стенок, являются главными в месторождениях Букука и Белуха (СССР), Амутара, Чикоте, Ками, (Боливия), Их-Хайрхан (Монголия). Сколовые движения по рудовмещающим трещинам активизировались, вероятно, под влиянием движений по региональным разломам глубокого заложения. С этим связана значи-

тельная протяженность оруденения на глубину (до 450 м в эндоконтактах и до 1300 м в экзоконтактах.) Эти рудовмещающие трещины приоткрываются, судя по данным абсолютного датирования их минерального заполнения (Н. Г. Демидова, П. В. Комаров и др.), позже трещин отрыва на 17 млн. лет. Вследствие образования полостей при продольных сбросо-сдвигах изогнутых жильных стенок в зонах смятия и рассланцевания форма приуроченных к ним жил самая сложная: чередуются раздувы, значительно превышающие обычную мощность жил, и пережимы. По О. Д. Левицкому, в образовании этих жил велика роль метасоматоза. Мощность жил значительная, но невыдержанная (до 3 м, в местах изгиба поверхностей смесителя, сопряжения тектонических нарушений и ответвления апофиз до 6 м). Жилы сопровождаются, в отличие от жил в трещинах отрыва, не грейзенизацией, а фтористой березитизацией пород. Строение рудных зон кулисообразное, каждая кулиса ниже сменяется новой, залегающей в ее висячем или лежащем боку. Кулисы постепенно выклиниваются, расщепляясь на прожилки [Малиновский Е. П., 1965]. Среди вулcano-плутоногенных рудных тел распространены жилы и штокверки. Изометричных рудных тел нет. Трубочатые тела редки, но экономически они важнее плутоногенных. Изредка встречаются воронкообразные тела. Роль зон метасоматитов с вкрапленным оруденением мала.

Зоны и гнезда вкрапленных руд, в отличие от плутоногенных, представлены оруденелыми микроклинитами, а не грейзенами, и несут не вольфрамовое, а существенно молибденовое оруденение, редки, имеют небольшое промышленное значение и не имеют пологого залегания [Повилайтис М. М., 1960]. Зоны вкрапленных руд развиваются часто вдоль или поперек контактов даек аплитов, а гнезда — в гранит-порфирах главных интрузивных тел. Эти образования приурочены в основном к апикальным частям штоков, возникая в относительно закрытых структурных условиях. Мощность их до 1 м, протяжение на глубину — до первых десятков метров.

Пологие трещины, вмещающие самые ранние вулcano-плутоногенные существенно молибденоворудные полевошпат-кварцевые жилы (более ранние, чем штокверки), в отличие от пологих плутоногенных рудных жил немногочисленны, развиваются чаще в кровле и падают навстречу друг другу, в сторону рудосопреженных штоков, несогласно с контактами последних. По происхождению они являются, по И. П. Кушнареву, сколовыми трещинами краевых надвигов, возникшими при направленных вверх толчках магмы. Возможно, эти трещины возникли при проседании кровли над интрузивом. Подобные трещины экспериментально воспроизведены М. А. Осиповым [1974 г.].

Иногда сходные трещины развиваются и вблизи штоковидных выступов близповерхностных гранитных плутонов — членов субаэральных вулканических поясов.

Жилы в трещинах отрыва, особенно крутопадающие, часто сопряжены со сколовыми (оперяют последние), чем отличаются от плутоногенных жил, также приуроченных к трещинам отрыва.

Крутопадающие жилы с выдержанными простиранием и падением приурочены чаще всего к трещинам отрыва в гранитах штоков, обособленным или сопряженным с системами трещин, вмещающими рудные штокверки. При пересечении даек аплитов такие жилы могут переходить в сеть прожилков кварца; на характер развития рудовмещающих структур влияют физико-механические свойства вмещающих пород. В верхних частях рудных полей в дайках аплита изредка встречаются лестничные вольфрамоносные прожилки (мощность их доли сантиметров) в трещинах отрыва, поперечных к контактам даек.

Рудные жилы в системах сопряженных трещин скола и оперяющих их трещин отрыва возникают на глубине 600—1000 м. Они имеют большое значение. Параметры и происхождение их составляющих различны. Жилы в криволинейных трещинах скола протяженные как по простиранию (имеют резкие изгибы и резкие колебания мощности), так и по падению, мощность их 2—3 м, но в местах изгиба встречаются раздувы до 8 м (Лаллагуа, Боливия) или даже 15 м (Джида, Забайкалье). Рудовмещающие сколовые нарушения унаследованные (доинтрузивные), заложены как надвиги преимущественно в кровле (Селтей, Джида). Сколы, возникшие в связи со штоками, выполаживаются на глубине (Джида), они развиваются сверху вниз, а сколы, возникшие ближе к земной поверхности (в 200—300 м) в связи с этмолитами, выполаживаются в верхних частях согласно контактовой поверхности этмолита (Потоси, Боливия; Бая Сприе, Румыния), они развиваются снизу вверх. По этим нарушениям во время рудоотложения происходили сбросы и сбрососдвиги. Эти жилы в местах изгиба с выпуклой стороны оперяются жилами, залегающими в крутопадающих трещинах отрыва, нередко большей протяженности на глубину, чем по простиранию. Эти трещины новообразованные, возникли и приоткрывались во время перемещений по трещинам скола.

В этмолитах, особенно в их корневой части и прилегающих породах, в трещинах скола нередко залегают крутопадающие рудные жилы. Масштабы жил определяются интенсивностью доинтрузивных сколов. В момент заполнения жильные трещины, заблокированные сверху расширениями этмолитов, просто приоткрывались.

Мощность жил в трещинах оперения выдержаннее, чем в трещинах скола, обычно 1—2, иногда до 4 м. Эти системы жил моложе штокверков или синхронны с самыми поздними из них. Они часто располагаются в контактах даек второго этапа, местами пересекая дайки. Литологический состав вмещающих пород на характер развития этих трещин влияет слабо.

Протяжение на глубину оруденения в трещинах отрыва, даже крутопадающих, различно. В рудных полях, приуроченных к штокам, существенно молибденоворудные обособленные крутопадающие жилы кварца в гранитах рудосопряженных комплексов протягиваются до ста метров, а существенно вольфрамоворудные, приуроченные к крутопадающим отрывам, оперяющим сколы в кровле, — до 700 м. Протяжение на глубину раннего вольфрамового оруденения в крутопадающих трещинах отрыва в корневой части этмолитов или прилегающей кровле, — десятки метров. Вольфрамовое оруденение, ассоциированное со штоками и приуроченное к унаследованным сколам в кровле, может протягиваться на глубину до 1000—1500 м. Жилы, залегающие в трещинах скола в этмолитах, вольфрамового оруденения почти лишены, но содержат оловянное или золото-серебряное. Они протягиваются на глубину 700—800 м, жилы в оперяющих их с выпуклой стороны крутопадающих трещинах отрыва менее протяженные на глубину.

Итак, образование рудовмещающих структур вулканоплутоногенных месторождений связано в основном с динамической активностью магмы и региональных разломов. При быстром воздымании территорий в формировании структур ряда рудных полей, особенно в ранние стадии рудоотложения, главную роль играют эндокинетические факторы — диапиризм интрузий. Форма и размеры рудных тел определяются формой, размерами и тектонической активностью интрузивов, внедрение которых вызвало образование трещин в прилегающей кровле. На форму и размеры поздних рудных тел больше, чем на форму плутоногенных тел, влияют и унаследованные доинтрузивные разломы, а также физико-механическая и химическая неоднородность пород в рудных полях. Это обусловлено малыми размерами и быстрым остыванием интрузивных тел, небольшой (менее 1 км) шириной контактового ореола. В плутоногенных месторождениях в формировании рудовмещающих структур усиливается роль контракции.

В таблице 4 приведена обобщенная схема последовательности разностадийной минерализации на месторождениях вольфрама грейзеново-жильной группы. Последовательность формирования, как и набор минералов, в конкретных месторождениях может отличаться от этой таблицы, так как зависит от рудной петро- и геохимического типа рудосопряженного магматического комплекса и других факторов. В частности, на оловянно-вольфрамовых месторождениях оловянное оруденение может предшествовать вольфрамовому (прямая стадийность) или следовать за ним (обратная стадийность). В молибден-вольфрамовых месторождениях молибденовое оруденение может предшествовать вольфрамовому (прямая стадийность) или следовать за ним (обратная стадийность). При этом прямой стадийностью мы

**Последовательность минерализации
на месторождениях вольфрама грейзеново-жильной группы**

Стадия кислотно-щелочной эволюции	Стадия минерализации	Вмещающие структуры и структурные условия проявления	Изменение боковых пород	Характерные минералы
Щелочная (ранняя)	Калишпатовая	?	Калишпатизация	Нерудные: Кпш Рудные: иногда Мол
	Альбитовая	?	Альбитизация	Нерудные: Альб, Кв
Кислотная	Грейзеновая	Зоны пластических и незначительных хрупких деформаций	Грейзенизация, турмалинизация и др.	Рудные: иногда Кас или Мол, Вфр, Всм Нерудные: Кв, Сл — Му, Прот, Цин или Флог, Топ, Фл, местами Тур, Сп, Мон, Ге, Бе
	Кварцеворудная	Трещины отрыва, реже — трещины скола, во время отложения руд лишь приоткрывавшиеся	Образование слюдяно-кварцевых грейзенов (иногда с топазом), флюоритом и др. В тонкообломочных породах часто турмалинизация	Рудные: Вфр, Гюб или Ферб, Ше, реже Мош, Кас, Мол, Пи, реже Пир, Арс, Лел, Всм, Ильм Нерудные: Кв, Сл — Му, Прот, Цин, Флог, Кпш, Фл, изредка (Тур, Бе, Тр, Ап, Мон, Ге, Бе)
	Сульфидная I	Трещины отрыва и скола, по которым осуществлялись незначительные сбросовые движения	Серицитизация, окварцевание, пиритизация, арсенопиритизация, флюоритизация	Рудные: Арс, Пир, Хп, Ше Нерудные: Кв, Фл, Сер

Щелочная (поздняя)	Сульфидная II	Трещины скола, по которым во время рудоотложения происходили сбросо-сдвиговые движения	Серицитизация, окварцевание, флюоритизация, пиритизация	Рудные: Пи, Хп, Сф, Гал, иногда Гюб, Ше Нерудные: Кв, Фл, Сер
		Сопряженные со сколами трещины отрыва	То же	Рудные: Тетр, (Хп, Гал, Сф) Нерудные: Кв, Сер, Фл, Тр, (Ап, Рдх)
	Кварц-карбонатная	Трещины скола, по которым во время минерализации происходили смещения	Серицитизация, карбонатизация	Рудные: Пи, Гал, иногда Гюб, Хп, Сф Нерудные: Кв, Ка, Анк, Фл, иногда Рдх
	Кварц-халцедоновая	Трещины скола	Аргиллизация, карбонатизация	Нерудные: Кв, Хал, Фл, иногда Карб Рудные: Пи, (Гюб)
	Цеолитовая	?	Аргиллизация	Нерудные: Кв, Цеол — Дес, Лом, Ант, Шаб

Примечание. Значение тех или иных рудных и нерудных минералов зависит от типа рудной провинции, состава боковых пород и других факторов. Последовательность оловянного (или молибденового) и вольфрамового оруденения различна. Часто они совмещены в пределах одних рудных жил.

называем более распространенные случаи последовательности стадий минерализации в пределах каждой рудной формации.

АРГИЛЛИЗИТОВО-ЖИЛЬНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Рудные тела месторождений этой группы в породах верхнего структурного этажа (отложения чехла платформы) представлены пологими пластовыми телами замещения (редкие). В породах геосинклинального этажа, а также фундамента складчатых областей и платформ рудные тела представлены оруденелыми зонами брекчирования, оперяющими глубинные разломы со стороны лежащего бока в местах изменения их простирания, реже — непотяженными жилами, приуроченными к пологим или крутопадающим, послонным трещинам отрыва, оперяющим трещины скола, сопряженные с глубинными разломами, по которым происходили сбросы и надвиги. Иногда это оруденение структурно сопряжено с субвулканическими малыми интрузиями пестрого состава линейной формы (в плане). Предполагают, что жильное пространство в слабометаморфизованных песчано-сланцевых породах создавалось вымыванием и выносом на поверхность вещества глинистых сланцев. Однако многие рудовмещающие полости возникли, судя по наличию раковистых изгибов и особенно трещин оперения, при хрупких деформациях пластичных глинистых отложений, обусловленных быстрым воздыманием территории.

На характер оруденения и его локализацию влияют физико-механические свойства вмещающих пород (проявлен литологический контроль оруденения). В месторождении Барун-Шивея, расположенном среди метаморфических сланцев с прослоями кварцитов нижнего палеозоя, оруденение (сложные линзовидные зоны оруденелых брекчий и массивного ферберита) приурочено в основном к пологим зонам разлома в кварцитах; в других месторождениях рудные тела приурочены к крутопадающим зонам дробления и смятия в метаморфических сланцах и песчаниках [Быбочкин А. М., 1965]. Вольфрамовое оруденение формировалось на глубине порядка 600 м. Глубина распространения оруденения в крутопадающих зонах брекчирования — до 450 м.

* * *

Отметим, что распространенность рудных тел разных морфо-структурных типов зависит от типа развития рудной провинции, строения рудного поля. Она различна для месторождений разных рудных формаций.

Практическое значение рудных тел скарновой (как и грейзеново-жильной) группы формаций в пределах одного морфологического типа зависит от того, с каким магматическим комплексом ассоциирует оруденение — плутоническим, вулкано-плутони-

ческим или вулканическим. Так, плутоногенные трубчатые тела менее перспективны, чем вулкано-плутоногенные, оруденение в них богаче, но протягивается на незначительную глубину. Расщепление на глубине ореолов оруденения и рудных тел как трубчатых (Бэмфорд, Австралия), так и штокверковых (Верхнее Кайракты, Казахстан) и жильных часто сопровождается снижением содержания вольфрама и часто выклиниванием. Мощность у пологих жил обычно меньше, чем у крутопадающих, значение их (в целом) для вольфрамового оруденения также меньше.

Жильные тела (и поля) могут быть субпараллельны складчатости, поперечны (эти тела наиболее перспективны на вольфрам) или диагональны к ней. Важно отличать системы жил в сопряженных трещинах скола и оперяющих их отрывах от совмещенных в пространстве разновременных жил в отрывах, пересекаемых более поздними жилами в сколах. В первом случае, более характерном для вулкано-плутоногенного оруденения, обычно нет соответствия жил, залегающих в отрывах по обе стороны от разобщающей их жилы в трещине скола. Во втором случае, зная направление и амплитуду смещения, можно обнаружить смещение части жил. Вулкано-плутоногенные жилы, приуроченные к трещинам скола, часто разобщаются зонами, сложенными ассоциациями различных глинистых минералов. Эти зоны обычно безрудны, но по ним можно проследить продолжение жил.

Глубина распространения оруденения в рудных телах, залегающих в однородных породах, зависит от морфоструктурного типа рудного тела. Так, в плутоногенных изометричных телах она меньше, чем в трубчатых, а в последних — меньше, чем в жилах, приуроченных к сколам. Эта глубина зависит и от формы интрузивных тел рудосопряженных комплексов. Она особенно велика для оруденения, локализованного в кровле в зонах унаследованных (дорудных или даже доинтрузивных) экзокинетических нарушений, в частности глубинных разломов [Повилайтис М. М., 1975]. Иногда эти разломы особенно сильно влияют на локализацию и интенсификацию оруденения поздних стадий минерализации. Например, в месторождении Барун-Шивея в поперечных к складчатости разломах сосредоточено позднее рудное оруденение. Распространение оруденения, залегающего в куполовидных выступах плутонов, обычно ограничивается по вертикали высотой этих выступов. Структурные элементы первого и второго порядка (складки и разломы) менее перспективны на плутоногенное оруденение (в отличие от вулкано-плутоногенного), чем структурные элементы более мелких порядков.

В локализации некоторых залежей скарнов большую роль играют замковые части антиклиналей (Улудаг, Тырныауз). В штокверковых и грейзеновых месторождениях содержания WO_3 выше, чем в жильных, но запасы меньше.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ И ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Ниже приведены типы строения рудных полей месторождений различных групп формаций, намеченные и охарактеризованные для большинства месторождений впервые (в скобках даны примеры). Рассматривается также геолого-структурная позиция рудных полей разных типов, приводившаяся ранее только для шести типов рудных полей месторождений Восточного Забайкалья [Дружинин А. В., 1968].

КАЛИШПАТИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Месторождения этой группы приурочены к древним сквозным глубинным разломам, пересекающим земную кору [Галецкий Л. С., 1971]. Эти разломы возникли в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и соответствуют, по В. И. Казанскому [1974 г.], четвертой зоне глубинности. Рудное поле этого месторождения расположено, по В. И. Казанскому и К. В. Прохорову, в резком изгибе и сужении древней тектонической зоны, представленной очково-сланцеватыми породами. Оно относится к типу усеченного клина и «пучка» сопряженных нарушений. Мощность зоны — до первых километров. Самые интенсивные деформации проявлялись в швах бластомилонитов и бластокатаклизитов мощностью до десятка метров. В этих швах калиевые метасоматиты подверглись катаклазу и милонитизации и были преобразованы в кварц-мусковитовые грейзены мощностью до десятков метров, утратившие исходные структуры. Они окружены ореолами грейзенизации слабее деформированных сланцеватых пород. Оруденение приурочено к более пористым метасоматитам и маломощным кварцевым жилам.

ГРАНИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Месторождения гранитовой группы рудных формаций располагаются в апикальных частях докембрийских гранитных плутонов, на щитах или во внутренних зонах ранней консолидации геосинклинально-складчатых систем. В этой группе формаций можно наметить предположительно один тип строения рудных полей, определяемый наличием пологой залежи вкрапленных руд в апикальной части плутона около пологого участка его контакта, ниже штокшейдера.

АПЛИТ-ПЕГМАТИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Месторождения аплит-пегматитовой группы формаций располагаются в экзоконтактах докайнозойских гранитных плутонов или в пределах последних. Можно наметить три типа строения рудных полей.

Тип 1. Рудоносные дайки аплитов, согласные и секущие в экзоконтакте плутона (Монмэн, Франция).

Тип 2. Рудоносные дайки пегматитов в гранитном плутоне. Одни из них несут оловянное оруденение, другие — вольфрамовое (Тинтон, США).

Тип 3. Обособленные рудоносные ритмично-зональные дайки гранит-порфиров (Кароби, СССР).

СКАРНОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

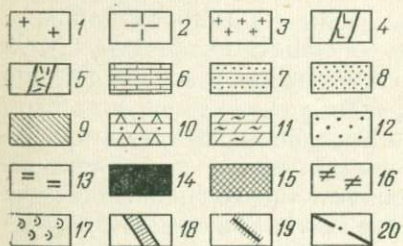
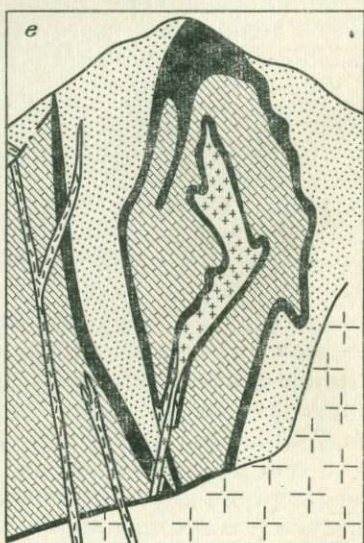
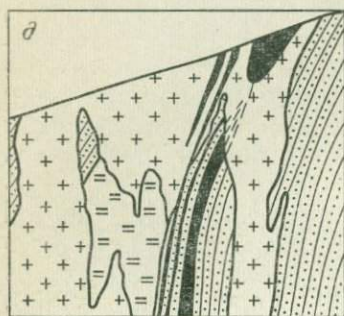
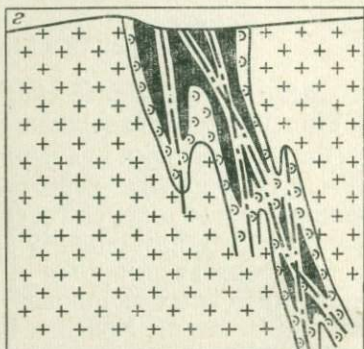
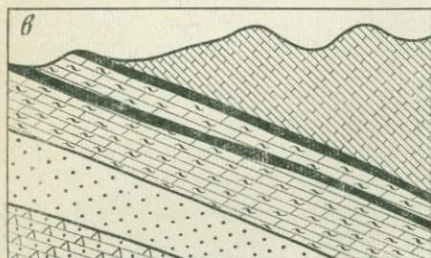
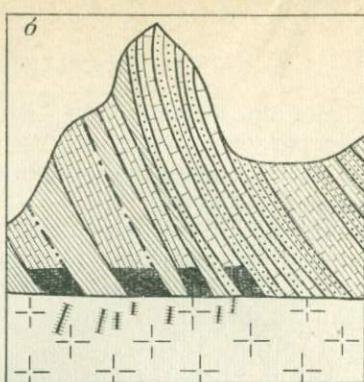
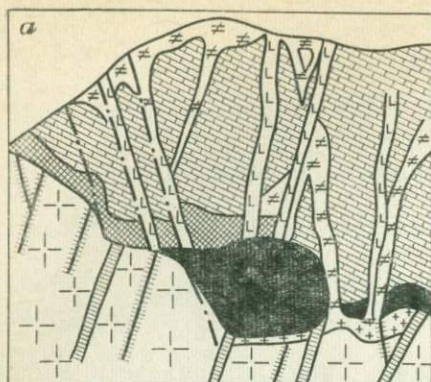
Среди рудных полей скарновых месторождений (рис. 5) по их строению можно выделить несколько типов.

Тип 1. Главными рудными телами являются пологие ($15-40^\circ$) контактовые залежи известковых скарнов, приуроченные к отложениям нижнего яруса геосинклиналильного этажа у поверхностей гранитоидных плутонов. В рудных полях таких тел может быть десятки, они встречаются группами, разобцены участками плутонов, лишенных скарновой оболочки (месторождения Ингичке, Лянгар, Чаштепе, Койташ, Браун Лейк).

Тип 2. Скарноворудные тела в пологом несогласном контакте плутона гранодиоритов с крутопадающей карбонатно-терригенной толщей. Они развиты избирательно по известнякам, имеют облик лент, изогнутых согласно с изгибами поверхности напластования пород (Майхура).

Тип 3. Пологая (углы падения $8-40^\circ$), согласная (последняя) залежь скарнов вдоль поверхности напластования метаосадочных пород биотитовых роговиков и перекрывающих их мраморизованных известняков (Санг-Донг, Корея; Кинг Айленд, Тасмания; Флэт Ривер, Аляска). Рудные тела находятся в надинтрузивных зонах плутонов вблизи куполовидных выступов последних, в пологих синклиналях (редко в антиклиналях), при опрокинутых складках — в их лежащих крыльях, в отложениях нижнего яруса геосинклиналильного этажа на склонах или в относительно опущенных зонах воздымающихся складчатых структур или в отложениях платформенного чехла в зонах тектономагматической активизации платформ.

Тип 4. Крутопадающие залежи рудоносных скарнов, приуроченные к контактам гранодиоритовых плутонов, даек аплитов и пегматитов с крутопадающими толщами переслаивающихся роговиков и известняков (нижний ярус геосинклиналильного этажа), сильно нарушенных разломами и смещенных при внедрении интрузивных тел, иногда по надвигам. Рудные тела локализова-



ны в основном в участках контакта, согласных с простиранием крупных доинтрузивных разломов (Кабуты).

Тип 5. Инфильтрационные секущие скарноворудные тела, приуроченные к системам сопряженных разноориентированных крутопадающих разломов и трещинам их оперения, залегающие в интрузивных или жильных породах в клиновидном блоке интрузивных пород (Чорух-Дайрон, Средняя Азия). Такой тип рудных полей известен в районах, где известняки и гранитоиды геосинклинального этажа перекрыты вулканитами интрузивно-вулканогенного пояса.

Тип 6. Крутопадающая послынная или кососекущая залежь скарнов в дайковом поле среди метаосадочных отложений (Агылки, Северо-Восток СССР; Брежу, Бразилия).

Тип 7. Крутопадающая послынная залежь скарнов, расположенная вдоль крутопадающей поверхности напластования метаосадочных пород вблизи контакта плутона (Восток-2, СССР).

Тип 8. Седловидная залежь рудоносных скарнов в замке крутопадающей приразломной антиклинальной складки волочения и прилегающей синклинали, возникшая во время тектоно-магматической активизации, около крупного разлома со сдвигово-сбросовой составляющей (Тырныауз, Кавказ; Флэт Ривер, Канада).

Контактные залежи скарнов чаще всего локализованы на склонах миоинтрагеоантиклинальных поднятий герцинид (Ингичке, Лянгар, Койташ) или в эвгеосинклинальных зонах мезозойд (Милл Сити, Има Майн, Пайн Крик и др., США). Богатые сульфидами месторождения Восток-2 и Лермонтовское расположены в местах выклинивания и изменения характера (в частности ветвления) глубинных разломов, вблизи крутопадающих сателлитов гранодиоритовых плутонов. Более мелкие богатые сульфидами скарновые месторождения (Чен-Чан, Китай; Бишоп, США; Гумбейка, Урал) находятся в местах скопления ксенолитов осадочных пород в гранитоидных плутонах, т. е. в местах доинтрузивных нарушений. Месторождения Агылки, Тырныауз, Кабуты расположены в местах периклинального замыкания складок, крутого или пологого погружения их шарниров. Месторождение Майхура находится вблизи глубинного разлома на склоне центральной части антиклинория, в месте резкого изгиба складчатой системы, в ядре антиклинали, прорванной штоковид-

Рис. 5. Строение полей месторождений вольфрама скарновой группы:

a — Ингичке, Средняя Азия [Шеглов А. Д., Буткевич Т. В., 1974]; *б* — Майхура, Средняя Азия [Россейкин Л. В., 1972 г.]; *в* — Санг-Донг, Корея, по Енг-Вон-Джуну [Розов Б. С., 1971]; *г* — Чорух-Дайрон, Средняя Азия [Шеглов А. Д., Буткевич Т. В., 1974]; *е* — Тырныауз, Кавказ [Пэк А. В., 1962].

1 — граниты и гранодиориты; 2 — биотитовые граниты; 3 — лейкократовые гранитоиды; 4 — лампрофиты; 5 — липариты; 6 — известняки и мраморы; 7 — песчаники; 8 — биотитовые роговики; 9 — сланцы; 10 — сланцы, роговики, порфиры; 11 — мергели, песчаники, сланцы, роговики; 12 — кварциты; 13 — кремни; 14 — скарны; 15 — брекчированные скарны; 16 — доломитизация; 17 — альбитизация; 18 — зоны гидротермально измененных пород; 19 — шеелит-кварцевые жилы; 20 — тектонические нарушения

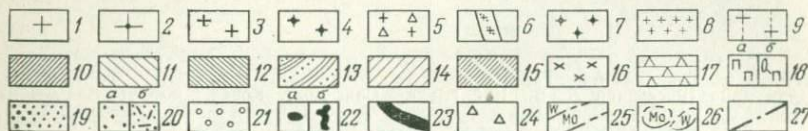
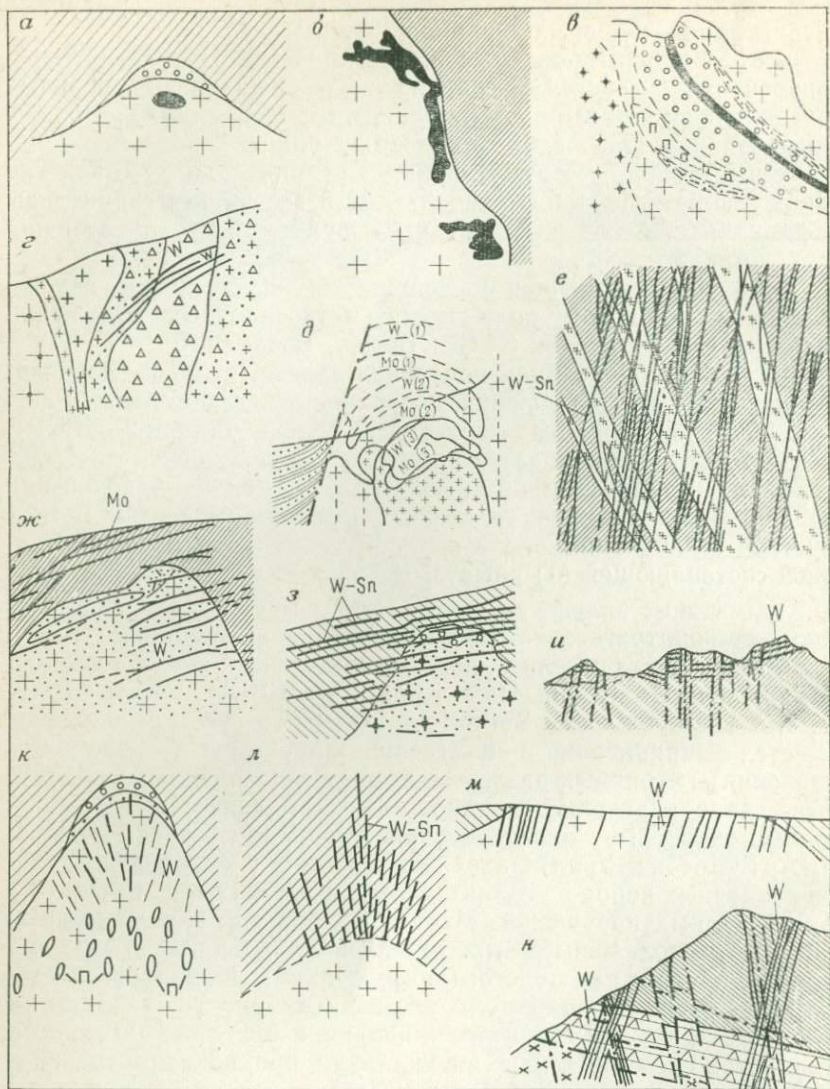


Рис. 6. Структура рудных полей месторождений вольфрама грейзеново-жильной группы:

a — Киоуке, Африка [Varlamoff N., 1960 г. в интерпретации автора]; *б* — Вольфрам Австралия [Blanchard P., 1947.]; *в* — Тумэн-Цогто, Монголия [Каленов А. Д., 1975 г.]; *г* — Булуктай, Западное Забайкалье [Ключанский Н. Г., 1947 г.]; *д* — Клаймакс, США [Wallace S. R. e. a, 1967 г.]; *е* — Светлое, Чукотка, по материалам ГРП;

ными телами биотитовых гранитов, на пересечении взаимно перпендикулярных разломов, один из которых вмещает множество поперечных даек. Месторождения с богатыми сульфидами скарнами (Такфон, Парз, Пети) в отличие от Майхуры приурочены к крыльям синклиналей и крутопадающим контактам плутонов гранодиоритов, разбитым сколами, по которым во время минерализации происходили сдвиги, или к межформационным нарушениям, расположенным на расстоянии до 5 км от интрузивов. Месторождения Восток-2, Парз находятся в горстах, и как Тырнауз в пределах грабен-синклиналей, на сопряжении крупных глубинных разломов (сбросо-сдвиги) с поперечными, вблизи штокообразных сателлитов рудоносных плутонов. Они находятся в зонах мезозойской активизации эпиплатформенных прогибов (Санг-Донг) или в зонах позднемезозойской складчатости (Флэт Ривер, Кинг Айленд). Вулкано-плутоногенные месторождения этого типа приурочены к зонам третичной тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых систем, перекрытых платформенным чехлом, где находятся в зонах унаследованных граничных разломов (Тырнауз) и передовых прогибов, наложенных на древние платформы (Айрон Маунтин). Месторождение Тырнауз расположено в краевой зоне активизированной эпигерцинской плиты, в шовной зоне, разобщавшей продольные структурно-формационные зоны интрагеоантисклинального поднятия герцинской складчатой системы.

Типы строения рудных полей месторождений грейзеново-жильной группы формаций следующие (рис. 6).

Тип 1. Системы изометричных рудных тел в гранитоидах, тяготеющие к пологой субгоризонтальной палеоизотермической поверхности, субпараллельной контактовой поверхности плутона, в пределах которой распределены беспорядочно (Каракамыс, Казахстан; Кюоуке, Африка).

Тип 2. Многочисленные пологие трубчатые тела заполнения (Бэмфорд, Вольфрам, Австралия) или крутопадающие, но выполаживающиеся и сливающиеся на глубине метасоматические в гранитах плутона (Потгитерсрус, ЮАР). Месторождения расположены в зоне тектоно-магматической активизации эпи-

ж — Югодзьрь, Монголия [Каленов А. Д., 1975 г.]; з — Панашкейра, Португалия [Clark A. H., 1964 г.]; и — Гленорчи, Новая Зеландия [Mutch A. R., 1969 г.]; к — Тибести, Африка [Varlamoff N., 1960 г.]; л — Эренфридерсдорф, ЧССР, ГДР [Bolduan H., 1963 г.]; м — Антонова гора, Восточное Забайкалье, по материалам ГРП; н — Кти-Терберда, Кавказ [Дружинин А. В., 1971 г.].

1 — граниты крупнозернистые; 2 — то же, резкопорфировидные; 3 — граниты среднезернистые; 4 — то же, порфировидные; 5 — то же, брекчированные; 6 — граниты аплитовидные; 7 — граниты мелкозернистые порфировидные; 8 — гранит-порфиры; 9 — граниты и кристаллические сланцы; 10 — песчано-сланцевая толща; 11 — глинистые сланцы; 12 — слюдяные сланцы; 13 — сланцы, песчаники, конгломераты с силлами кварц-монцитовых порфиров; 14 — вмещающие породы; 15 — зеленокаменные сланцы; 16 — гранито-гнейсы; 17 — амфиболитовые гнейсы и слюдяные сланцы; 18 — пегматиты безрудные (а), с касситеритом и др. (б); 19 — грейзенизация; 20 — грейзены безрудные (а) и вольфрамоносные (б); 21 — зоны окварцевания; 22 — рудные тела изометричные (а) и трубчатые (б); 23 — рудоносный кварц; 24 — брекчия; 25 — рудные жилы вольфрамоносные (W), молибденоносные (Mo), вольфрам-оловоносные (W—Sn); 26 — рудные штокерки с зонами вольфрамового (W) и молибденового (Mo) оруденения, в скобках — номера рудных тел; 27 — тектонические нарушения

платформенной синеклизы и в древней геосинклинально-складчатой системе. Они наиболее распространены в Бушвельдском плутоне (ЮАР), залегающем субгоризонтально и отличающемся от других гранитных плутонов незначительной мощностью (2,7 км), что свидетельствует, возможно, о малой вязкости магмы.

Тип 3. Единичные крутопадающие метасоматические рудные трубчатые тела, залегающие на пересечении разломов, вариант эндоконтактовый (Тумэн-Цогто, одно из месторождений в Новом Южном Уэльсе, Австралия) и экзоконтактовый (Крамат Пулаи, Малайзия).

Тип 4. Крутопадающие брекчиевые трубки и воронкообразные тела (Маунт-Плезант, Канада; Малый Хинган, Учамы, Марсовое, Хабаровский край; Литтл Коттон Вуд, США; Ялджарви, Финляндия) в штоках и некках гранитоидных пород в эпимеогеосинклинальных и эпизевгеосинклинальных зонах и эпиплатформенных областях мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации.

Тип 5. Системы прожилков (штокверки) в форме шляпки гриба с опущенными краями вблизи контактов штоков гранит-порфиров. Включает варианты эндоконтактовый (Первомайское, Забайкалье) и экзоконтактовый (Кляймакс, Урад, Гендерсон, США) и подтипы простой (Первомайское, Забайкалье) и сложный, обусловленный многоэтапностью постмагматического процесса (Кляймакс, США) или анизотропией рудного поля (Шалгия, Казахстан). В последнем случае форма штокверковых тел обусловлена границами пород, благоприятных для трещинообразования или рудоотложения, слагающих определенные стратиграфические горизонты или дайки. Этот тип характерен для месторождений молибден-вольфрамовой формации, расположенных в зонах мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации эпиплатформенных краевых прогибов и древних складчатых систем.

Тип 6. Системы прожилков (штокверки) в форме шляпки гриба с концентрическим и радиальным расположением прожилков вблизи штоков гранит-порфиров в зонах тектоно-магматической активизации древних геосинклинально-складчатых систем.

Тип 7. Линейные системы субпараллельных прожилков (Тырнауз, Кавказ). Встречаются простой (в изотропной среде) и сложный (в анизотропных рудных полях) подтипы.

Тип 8. Системы прожилков, расположенные в корневой части этмолита гранит-порфиров (Долон-Модон, Забайкалье). Находятся в зонах мезо-кайнозойской активизации древних складчатых систем.

Тип 9. Изометричные в плане системы прожилков на пересечении крутопадающих разломов. Обычно встречается экзоконтактовый вариант, простой подтип (Урзарсай, Горный Алтай и

др.), реже сложный, обусловленный наличием двух ярусов и расположением штокверков в гранитах и надинтрузивной зоне.

Тип 10. Системы пологих зон рудоносных грейзенов и (или) жил, субпараллельных пологому контакту куполовидного выступа гранитного плутона в эндоконтакте последнего (Спокойненское, Забайкалье, Циновец, Рудные горы) или в метаосадочных породах экзоконтактной зоны, иногда в грабенах (Гленорчи, Новая Зеландия; один из участков Березовского месторождения, Урал). К переходному от эндо- к экзоконтактовому варианту относится Панашкейра (Португалия).

Тип 11. Системы пологих рудоносных жил, залегающих в экзоконтактной зоне куполовидного выступа плутона и падающих в сторону этого выступа.

Тип 12. Системы крутопадающих субпараллельных рудных жил и грейзенов, приуроченных к трещинам отрыва, перпендикулярных контактам плутона в эндо- и (или) экзоконтактной зоне.

Тип 13. Системы коротких субпараллельных крутопадающих рудных жил, поперечных к контакту гранитного плутона в эндоконтакте (Казандинское, Горный Алтай), в контакте гранитов интрузивных фаз — главной и дополнительной или первой и второй дополнительной (Восточно-Калбинское, Юго-Коневское, Букука, Дедова гора), частично (Калгуты) или полностью в кровле (Маучи, Бирма; некоторые месторождения Казахстана). Склонение систем жил пологое, в сторону падения контакта. Системы рудных жил могут быть расположены в резких изгибах контактов гранитных плутонов, субпараллельны одной из сторон клиновидного выступа или входящего угла его контакта и находятся в экзоконтакте плутона (Кайнды, Калба) или эндоконтакте (Осокинское, Горный Алтай), иногда они залегают в ксенолитах поперек простиранья пород (Ред-Роз, Канада; Хетчес Крик, Австралия). Как разновидность можно отметить системы жил, веерообразно расходящихся кверху, эндоконтактный вариант (месторождение в Руанде, Африка) и экзоконтактный (Эренфридерсдорф, Рудные горы).

Тип 14. Системы субпараллельных крутопадающих зон рудоносных грейзенов или жил в клиновидных блоках гранитов и (или) метаосадочных пород экзоконтакта (Антонова гора, Забайкалье; Акчатау, Казахстан).

Тип 15. Системы крутопадающих жил в отрывах, ориентированных согласно удлинению рудного поля, иногда расположенных одна на продолжении другой, пересекающие по диагонали контакт гранитного плутона (Алдакачан, Восточное Забайкалье) или контакт гранитоидов двух интрузивных фаз (Белуха, Забайкалье).

Тип 16. Система субпараллельных коротких крутопадающих жил в рубцовых трещинах, диагональных к удлинению рудного поля, субпараллельных контакту в гранитах плутона (Большевик,

Калба; Калгазан, Мульчиха, Караколь, Горный Алтай); диагональных к контакту плутона, залегающих в метаосадочных породах кровли (Кок-Куль, Горный Алтай) или субперпендикулярных контакту (Батунковское месторождение, Горный Алтай).

Тип 17. Две системы субпараллельных крутопадающих жил (или зон грейзенов) в ограничивающих рудное поле зонах расланцевания, а между ними — диагональная система оперяющих их также крутопадающих жил (или грейзенов) с таким же или иным оруденением, приуроченная к трещинам отрыва.

Тип 18. Две системы субпараллельных крутопадающих жил в гранитах, сгущающихся в зонах сопряжения (изгиба рудовмещающих трещин); вдоль биссектрисы угла залегают протяженная зона грейзенизации или жильная зона (Верхняя Белокуриха, Горный Алтай).

Тип 19. Система крутопадающих жил, залегающая вдоль биссектрисы изгиба напластования метаосадочных пород.

Тип 20. Система жил, залегающих винтообразно над куполом гранитов. Включает подтипы: а) веерообразные (в плане) системы рудных жил, от пологих (с молибденом) до крутопадающих (с вольфрамом), залегающие в гранитах и вокруг штоковидного выступа плутона в клиновидном блоке (Кара-Оба, Центральный Казахстан); б) веерообразные и кулисные системы рудных жил (от пологих с оловом до крутопадающих с вольфрамом) в экзоконтакте, в основном поперек складчатых структур, вокруг штоковидного выступа плутона (Иультин, Чукотка; участки месторождения Яогансань, Китай).

Тип 21. Системы жил, ассоциирующих с этмолитами, в сопряженных сколах, выполаживающихся вблизи поверхности согласно с контактом (главные жилы), и оперяющих их в висячем боку отрывах.

Тип 22. Системы протяженных на глубину жил в сопряженных сколах, выполаживающихся на глубине, и оперяющих их со стороны лежащего бока отрывах, часто в контактах меланократовых даек второго этапа (месторождение Холтосон в Джидинском рудном поле, Забайкалье; Лаллагуа, Боливия; Цена, Чорро, Кванар, Кавказ; Акенобе-Икуно, Япония).

Тип 23. Помимо крутопадающих жил распространены пологие жилы в зонах краевых надвигов, падающие к контакту штока (некоторые рудные участки месторождений Цена и Джиди).

Тип 24. Система крутопадающих жил (разного состава); одна на продолжении другой, ассоциированная с неким (Чоррольк, Боливия).

АРГИЛЛИЗИТО-ЖИЛЬНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Строение рудных полей месторождений этой группы (рис. 7, а) проще, чем у месторождений грейзеново-жильной и скарновой групп формаций.

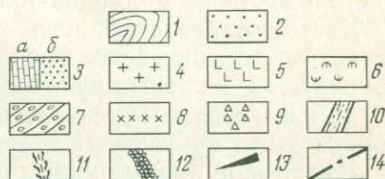
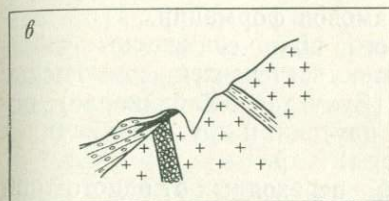
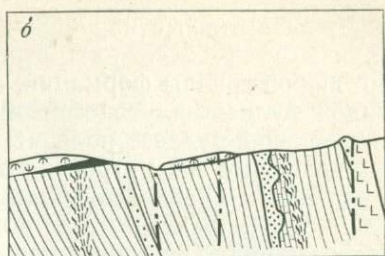
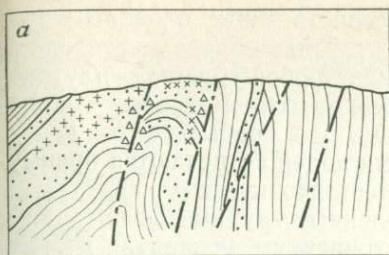


Рис. 7. Строение рудных полей месторождений аргиллизито-жильной и железо-марганцевой гидроокисной групп:

а — Барун-Шивея, Восточное Забайкалье [Бергер В. И., 1975 г.]; *б* — Голконда, США, [Кегг Р., 1940 г.]; *в* — Тоссор [Турчинский А. А., 1965 г.].

1 — сланцы; 2 — кварциты; 3 — известняки; неизмененные (*а*) и окремисненные (шерт) (*б*); 4 — граниты; 5 — метадиабазы; 6 — травертины; 7 — осадочные брекчии; 8 — антимонит-ферберитовая ассоциация; 9 — киноварно-диккитовая ассоциация; 10 — окварцованные и карбонатизированные граниты в зоне пострудного разлома; 11 — кварц с вольфрамсодержащими гидроокислами марганца и железа; 12 — марганцевая минерализация в зоне разлома; 13 — вольфрамсодержащий слой гидроокислов марганца; 14 — тектонические нарушения

Тип 1. Системы субпараллельных крутопадающих жил, отвечающих разным стадиям минерализации, расположенных одна на продолжении другой в метаосадочной толще (Ново-Ивановское месторождение).

Тип 2. Согласные залежи антимонит-ферберитовых руд в замке асимметричной антиклинали метаосадочных пород, и зоны более поздних киноварных руд во взбросовых зонах, поперечных и диагональных к складчатости (месторождение Барун-Шивея).

Тип 3. Блоки рудного поля различаются по характеру складчатости и трещиноватости пород, распределению даек, плану деформации, формам, ориентировке элементов залегания рудных тел, типам оруденения, развитию рудных тел (пологих жил, крутопадающих оруденелых зон брекчирования и др.) разных стадий минерализации (месторождение Зопхито).

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВАЯ ГИДРООКИСНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Месторождения этой группы характеризуются развитием вольфрамсодержащих гидроокислов только в отложениях орогенного структурного этажа или также в образованиях геосинклинального этажа (см. рис. 7, *б*, *в*).

Дизъюнктивные нарушения, способствующие блоковым подвижкам, могут осложнять строение рудных полей месторождений любой группы формаций, а также любой группы — плутоногенной, вулканоплутоногенной и вулканогенной, поэтому блоковое строение рудного поля мы выделяем в особый тип.

Некоторые типы строения рудных полей встречаются преимущественно в определенных типах геотектонических структур и могут быть характерны для определенных рудных формаций и субформаций. Так, грибовидные штокверки в контактах гранитпорфировых штоков присущи существенно молибденоворудным месторождениям молибден-вольфрамовой формации.

Часто в пределах одного рудного поля совмещены черты строения двух или более типов. Так, встречается совмещение трубчатых и жильных рудных тел (Булуктай, Забайкалье), пологих жил, согласных с контактом плутона, и крутопадающих — поперечных к контакту (Караси, Урал) и др.

Имеются примеры рудных полей, переходных от одного типа к другому. Например, совмещение пологой контактовой залежи скарнов и зоны апоскарновых грейзенов (Айрон-Маунтин, США).

Нередко рудные поля месторождений скарновой, грейзеново-жильной, реже аргиллизитово-жильной групп формаций имеют многоярусное строение — этажное расположение рудных тел одного или разных морфоструктурных типов. Такое строение может быть обусловлено анизотропией рудного поля или одновременным формированием рудных тел разных ярусов и имеет большое значение в формировании зональности оруденения и увеличении масштабов оруденения. Наоборот, наложение (телескопирование) одновременного оруденения приводит к его интенсификации, но неблагоприятно для проявления зональности.

Наборы типов рудных полей, как видно из вышеизложенного, в плутоногенных, вулканоплутоногенных и вулканогенных месторождениях различны.

Геолого-структурная позиция месторождений разных групп формаций различна. Месторождения калишпатитовой группы формаций расположены, по В. И. Казанскому и К. В. Прохорову, в резких изгибах и сужениях древних тектонических зон, представленных очково-сланцеватыми породами и др. Месторождения гранитовой группы формаций располагаются в апикальных частях домезозойских гранитных плутонов, на щитах или во внутренних зонах ранней консолидации геосинклиналей. Месторождения аплит-пегматитовой группы формаций располагаются в экзоконтактах докайнозойских гранитных плутонов или в пределах последних.

Скарновые месторождения Ингичке, Лянгар, Кабуты, Койташ находятся в осложненных разломами пологих или крутопадающих контактах гранитоидных плутонов, богатые сульфидами месторождения Восток-2 и Лермонтовское — в местах выклинивания и изменения характера, в частности ветвления, глубинных

разломов, вблизи крутопадающих сателлитов гранодиоритовых плутонов, многие более мелкие богатые сульфидами месторождения (Чен-Чан, Китай; Бишоп, США; Гумбейские, Урал) расположены в местах скопления ксенолитов осадочных пород в пределах гранитоидных плутонов, т. е. в местах крупных доинтрузивных нарушений. Месторождения Агылки, Тырнауз, Кабуты находятся в местах периклинального замыкания складок, крутого или пологого погружения их шарниров. Месторождение Майхура расположено вблизи глубинного разлома на склоне центральной части антиклинория в месте резкого изгиба складчатой системы в ядре антиклинали, прорванной штоковидными выступами плутона биотитовых гранитов. Здесь же пересекаются взаимно перпендикулярные разломы, один из которых вмещает множество поперечных даек. В том же районе месторождения той же оловянно-вольфрамовой формации, руды которой богаты сульфидами (Такфон, Парз, Пети), приурочены, в отличие от Майхуры, к крыльям синклиналей и крутопадающим контактам плутонов гранодиоритов, разбитым сколами, по которым во время минерализации происходили сдвиги, или к межформационным нарушениям, будучи расположены на расстоянии до 5 км от интрузивов.

Месторождения Восток-2, Парз, Тырнауз находятся в горах, расположенных в пределах грабен-синклиналей на сопряжении крупных глубинных разломов (сбросо-сдвиги) с поперечными. Они залегают вблизи штокообразных сателлитов рудоносных плутонов или вблизи штоков гранит-порфиоров вулканоплутонических комплексов.

Молибдошеелитовые скарновые месторождения приурочены к напластованию метаосадочных пород, слабо пластически деформированных, но сильно разбитых крутопадающими разломами и пронизанных мелкими телами гранитов. Они выявлены в зонах мезозойской тектоно-магматической активизации эпиплатформенных прогибов (Санг-Донг) и в зонах позднемезозойской складчатости (Флэт Ривер, Кинг Айленд). Вулканоплутоногенные месторождения той же субформации приурочены к зонам третичной тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых систем, перекрытых платформенным чехлом, находятся в зонах унаследованных граничных разломов (Тырнауз) и передовых прогибов, наложенных на древние платформы (Айрон Маунтин). Месторождение Тырнауз находится в краевой зоне активизированной эпигерцинской плиты, в шовной зоне, разобщавшей во время геосинклиального развития продольные структурно-формационные зоны интрагеоантиклинального поднятия герцинской складчатой системы. Главное рудное тело месторождения приурочено, по О. В. Кононову и др., к замку крутопогружающейся, наложенной во время активизации приразломной складки волочения с мраморами в ядре, облекаемыми биотитовыми роговиками, возникшими по сланцам чехла моло-

Геолого-структурная позиция рудных полей месторождений вольфрама
грейзеново-жильной и аргиллизитово-жильной групп

Отношение рудного поля к тектоническим элементам	Положение рудного поля относительно магматических тел, близких по возрасту к оруденению	Отношение рудного поля к структурным этажам и ярусам, тип геотектонического развития	Тип рудных тел, в скобках — формация	Примеры месторождений
В резком горизонтальном изгибе простирающихся складчатых систем	В гранитных штоках вулканоплутонических комплексов и штоковидных выступах плутонов, а также в надинтрузивных зонах гранитных плутонов	Нижний ярус эв- или миогеосинклинального этажа и магматические породы орогенного этажа	Пологие и крутопадающие жилы в трещинах отрыва и скола, штокверки, трубчатые тела (метасоматические и брекчиевые), зоны и гнезда вкрапленных руд (Mo — W; Sn — W)	Джида, Булуктай, Крамат Пулаи
В простом горизонтальном изгибе осей складок, осложненном продольными, поперечными и (или) диагональными разрывами	В эндо- и экзоконтактах гранитных плутонов	Миогеосинклинальный этаж, реже субвулканические гранитные плутоны субаэральных вулканических поясов	Пологие и крутопадающие зоны грейзенов и жилы, редко — штокверки (Sn — W, Mo — W)	Иультин, Болса Негра, Блю Уинг, Спокойненское, Этыкинское, Ушмунское, Куу, Верхнее Кайракты, Хетчес Крик
В горизонтальном флексурообразном изгибе синклинальных структур	В экзоконтактах гранитного плутона	Миогеосинклинальный этаж	Жильно-штокверковые системы (Sn — W)	Богуты
В вертикальном изгибе осей складчатых сооружений в зоне поперечных разломов	В эндоконтактах гранитного плутона	Миогеосинклинальный этаж	Крутопадающие жилы в трещинах отрыва (Sn — W)	Месторождения Калбинского региона
В изгибах контактов гранитных плутонов	В контактовой зоне гранитного плутона	Миогеосинклинальный этаж	Крутопадающие зоны грейзенов и жилы (Mo — W)	Каинды, Осокинское
В изгибах поясов малых интрузий жильной формы, приуроченных к границам (и другим) разломам	В надинтрузивных и экзоконтактовых зонах гранитных плутонов, среди метаморфических толщ	Нижний ярус геосинклинального этажа в пределах субаэрального вулканического пояса или эвгеосинклинальный этаж	Крутопадающие зоны грейзенов и жилы (Sn — W, Mo — W)	Байназар, Торговское
В грабенообразном опускании	В надинтрузивных зонах гранитных плутонов	Нижний ярус эв- или миогеосинклинального этажа	Пологие жилы (Sn — W, Au — W)	Панашкейра, Березовское, Гленорчи
В приразломном прогибе, наложенном на антиклинорий и заполненном терригенно-вулканогенными отложениями	В экзоконтакте гранитного плутона	Чехол параплатформы	Крутопадающие жилы и штокверки (Sn — W)	Ляньхуашань
В зонах граничных глубинных разломов на их пересечении с поперечными глубинными разломами	В штоках гранитов вулканоплутонических комплексов и их экзоконтактовых зонах	Нижний ярус эвгеосинклинального этажа и магматические породы орогенного этажа	Пологие и крутопадающие жилы в трещинах отрыва и скола (частью сопряженных), грибовидные штокверки, трубчатые брекчиевые тела, зоны и гнезда вкрапленных руд (Mo — W)	Джида, Булуктай

Отношение рудного поля к тектоническим элементам	Положение рудного поля относительно магматических тел, близких по возрасту к оруденению	Отношение рудного поля к структурным этажам и ярусам, тип геотектонического развития	Тип рудных тел, в скобках — формация	Примеры месторождений
На пересечении региональных разломов	В надвинутированных зонах гранитных плутонов	Нижний ярус миогеосинклинального этажа	Штокверковые рудные тела (Mo — W), прожилки в трещинах оперения разломов	Урзарсай, Токаревское, Казанцевское, Верхнее Кайракты
В местах сочленения региональных сбросов или надвигов с разрывами иного направления	В крутопадающих тектонических контактах гранитных плутонов и в эндоконтактах	Геосинклинальный этаж	Полосые жилы в трещинах отрыва и крутопадающие жилы в трещинах скола (Mo — W?)	Букука, Белуха
В месте погружения шарнира антиклинали, на пересечении интрагеосинклинального поднятия поперечными глубинными разломами, разобщающими блоки разновременной консолидации	Среди метаосадочных пород в надвинутированных (?) зонах гранитных плутонов	Миогеосинклинальный этаж	Крутопадающие жилы в трещинах отрыва и скола (Sn — W)	Чикоте, Ками, Амутара
В зоне расщепления, поперечной к складчатости	В экзоконтактах куполовидных выступов гранитного плутона	Нижний ярус эв- или миогеосинклинального этажа, чехол пироплатформы	Крутопадающие жилы в трещинах отрыва, реже — скола (Sn — W)	Шанпинь, Клинггахэд
В месте изменения характера складчатости	В надвинутированной зоне гранитного плутона	Миогеосинклинальный этаж	Крутопадающие жилы в трещинах отрыва (Sn — W)	Тенкергин

3(0,5) Эак. 4

В ядрах антиклиналей, осложненных продольными и поперечными разрывами	В эндо- или экзоконтактах гранитных плутонов	Миогеосинклинальный этаж	Крутопадающие жилы в трещинах отрыва, реже — скола (Sn — W, Mo — W)	Дурулгуевское, Барун-Ундур, Зун-Ундур, Антоновогорское, Алдакачан
	Магматические тела не выявлены		Крутопадающие минерализованные зоны дробления (Sb — W)	Сагеби, Ноцара
На пересечении продольного и поперечного глубинных разломов в брахиантиклинали, осложняющей пологую моноклинали	В экзоконтакте выступа плутона гранитов, залегающего в ядре брахиантиклинали	Миогеосинклинальный этаж	Крутопадающие, реже — полные жилы в трещинах отрыва, редко — трубчатые тела оруденелой брекчии (Sn — W)	Иультин, Крамат Пулан
На пологом крыле крупной антиклинали, осложненном мелкими изоклинальными складками	В экзоконтакте и частично в эндоконтакте гранитного плутона	Нижний ярус эвгеосинклинального этажа	Крутопадающие жилы в трещинах отрыва и скола (Sn — W)	Кти-Теберда
На крыльях складок, осложненных надвигами	Магматические тела не выявлены	Фундамент складчатой области, сложенный метаосадочными толщами	Полосые и крутопадающие жилы и линзы в зонах дробления (Sb — W)	Барун-Шивея

дой платформы. Складка волочения разбита разломами и прорвана трещинными телами различного состава — от кислых до основных пород.

Контактные залежи скарнов чаще всего локализованы в отложениях нижнего яруса геосинклинального этажа, на склонах миоинтрагеосинклинальных поднятий герцинид (Ингичке, Лянгар, Койташ) или в эвгеосинклинальных зонах мезозойд (Милл Сити, Има Майн, Пайн Крик и др., США).

В табл. 5 иллюстрируются основные различия геолого-структурной позиции рудных полей месторождений вольфрама грейзеново-жильной и аргиллизито-жильной групп формаций. Геолого-структурная позиция рудных полей может различаться даже у месторождений одной формации. И наоборот, месторождения, относимые к различным формациям и группам формаций и представленные рудными полями (и телами) различных типов, могут занимать сходную геолого-структурную позицию. Геолого-структурная позиция некоторых месторождений сложная, поэтому в таблице названия этих месторождений повторяются. Однако имеются основания полагать, что при более полном охвате геолого-структурных факторов окажется, что определенным морфоструктурным типам рудных полей и тел и месторождениям с определенным минеральным составом руд окажется присуща определенная геолого-структурная позиция. Вероятно, не случайно к грабеноподобным опусканиям приурочены в основном пологие рудные жилы с малосульфидным вольфрамовым оруденением. Штокверковые рудные тела, представленные крутопадающими прожилками двух-трех систем с молибдошеелитовым оруденением, находятся на пересечении региональных разломов. Рудные поля месторождений, руды которых особенно резко обогащены пирротинном и пиритом, приурочены к приразломным прогибам, наложенным на антиклинории, а месторождения, руды которых хотя и содержат обильный пирротин, но представлены существенно кварцевыми жилами (Чикотэ, Амутара, Ками), занимают иную позицию.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ РУД

Рассмотрим различия состава, структур и текстур руд месторождений в зависимости от формаций и субформаций, от морфоструктурного типа рудных тел и от типа рудосопряженного магматического комплекса.

КАЛИШПАТИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Главные рудные минералы месторождений этой группы формаций представлены гентгельвином и фенакитом. Руды гентгельвиновые (важнейшие) и фенакитовые встречаются совместно или обособленно. Из нерудных минералов преобладает микроклин, заместивший плагиоклаз и кварц исходной породы, содержатся эпидот-клиноцоизит, биотит, сфен, альбит. В апокалишпатитовых сидерофиллитовых грейзенах имеются флюорит, гематит, виллемит, циртолит, бастнезит, циркон, колумбит, касситерит. Грейзены кварцевой фации, а также кварцевые и амазонит-кварцевые жилы содержат вольфрамит, шеелит, магнетит, молибденит, сфалерит, галенит.

СКАРНОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

В рудах месторождений этой группы формаций доминируют минералы кальция и железа: безводные силикаты — островные (гранаты), цепочечные (пироксены), распространены водосодержащие ленточные силикаты (амфиболы), а также волластонит, эпидот, везувиан, пренит, датолит, меньше содержится слоистых силикатов (слюд), отсутствуют такие кольцевые силикаты, как турмалин, берилл и, если нет наложенной минерализации, галоиды. Обычны карбонаты, кварц, минералы натрия (плагиоклазы, скаполит). Набор минералов в рудах зависит от локальных различий состава исходных пород: отношения в них CaO и MgO , наличия алюминия, органического вещества. При высоком содержании MgO (доломиты и др.) в скарнах при недостатке SiO_2 образуются ортосиликаты (форстерит), а при обилии SiO_2 — цепочечные (диопсид) и слоистые силикаты (серпентин, флогопит, лейхтенбергит).

Гранат отлагался в более открытых структурных условиях, в случае брекчирования и скарнирования мраморов и иногда гранитоидов. Синтез граната также осуществляется, как известно, лишь в открытых системах. Андрадит-везувиановые скарны возникают в поздние стадии в зонах дробления на контактах гранитоидов с консолидированными породами. Они связаны обыч-

но с лейкократовой гранитной магмой и образуются в окислительной обстановке, о чем свидетельствует присутствие в этих гранатах Fe^{3+} и частая ассоциация их с гематитом. Состав гранатов выдерживается в каждом рудном регионе. Так, в месторождениях шеелита Алтае-Саянской области гранат содержит 35—40% grossularового минала, в медно-молибденовых месторождениях 48—71%, а в железных 48—98% [Индукаев И. В., Хохлов В. Е., 1971 г.]. В гранатах поздних генераций возрастает содержание андрадитового минала [Махинин В. А., 1948 г.], что свидетельствует о повышении щелочности среды [Калинин Д. В. и др., 1967 г.]. Гранат из месторождений оловянно-вольфрамовой формации иногда содержит изоморфную примесь олова.

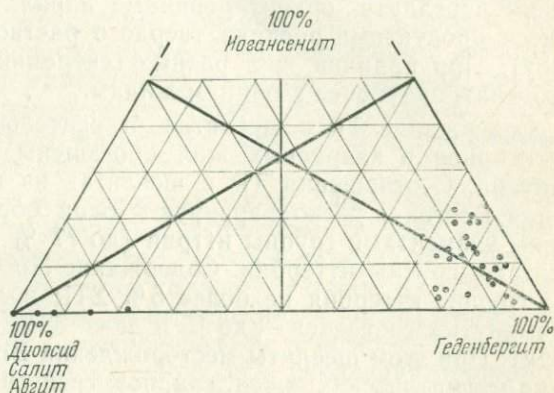
Кристаллы граната обычно имеют форму ромбододекаэдра. Иногда грани (110) в процессе роста исчезали и появлялись грани тетрагонтриоктаэдра (211) [Сахоненок В. В. и Римская-Корсакова О. М., 1964 г.]. А. Д. Каленов [1965 г.] описал скелетные футлярообразные кристаллы граната ранних стадий минерализации; развившиеся по кварцу и кальциту в апоизвестняковых скарнах месторождения Тырныауз и др. В инфильтрационных скарнах ряда месторождений (Агылки, Тырныауз, Чорух-Дайрон, Кинг Айленд) гранат, содержащий 40—60% андрадитового минала, оптически анизотропен, что обусловлено напряжениями в кристаллической решетке, вызванными различием состава зон и резким падением температуры в большом интервале. При нагревании до 750—850°C гранат становится изотропным.

Пироксены относятся к ряду геденбергит — диопсид. В магнезиально-известковых скарнах это диопсид, в известковых — диопсид-геденбергит, иногда пижонит, а в железистых «пирротиновых» — геденбергит. Чаще всего это манган-геденбергит. Содержание геденбергитового минала 68—93%, иогансенитового до 22%, диопсидового до 20%, эгириновое до 6%, авгитового до 19% (рис. 8). Содержание Ti до 0,25%, Fe^{3+} до 8,15%, обычно первые проценты или десятые доли процента, содержание в нем Mn не свыше 6%, Al_2O_3 до 13%, обычно — первые проценты (алюминий в четверной, реже в шестерной координации). Геденбергитовые скарны развиваются в ранние стадии при пластических деформациях. По экспериментальным данным И. В. Киселевой [1968 г.], пироксен кристаллизуется и в замкнутых системах, и в открытых. Пироксены замещают мраморизованный известняк, а в гранитоидах развиваются, как и гранат, по плагиоклазу (легче по кислому), встречаются и в ранних жилах кварца. Образуют массивные скопления, от мелко- до крупнокристаллических, призматические кристаллы, столбчатые и лучистые агрегаты, сферолиты. Цвет геденбергита темно-зеленый, а диопсида — более светлый с сероватым оттенком. Пироксен подвергается при наложении молибдошеелитового оруденения

перекристаллизации, возрастает его железистость (в Тырныаузе, по О. В. Кононову), а при наложении шеелитового оруденения — уралитизации; он может замещаться сульфидами железа и меди, ильванитом, эпидотом, хлоритом.

Из амфиболов встречаются вторичная роговая обманка (уралит) и иногда первичная (по Х. М. Абдуллаеву), актинолит, тремолит. Амфиболовые скарны, распространенные в зонах крупнейших глубинных разломов, разобщающих складчатые системы, и в районах тектоно-магматической активизации платформ, возникают в более открытых структурных условиях, чем пироксеновые.

Рис. 8. Соотношения миналов геденбергита, диопсида, ногансенита и др. в скарнообразующих пироксенах месторождений вольфрамоворудных формаций. Для пересчетов использованы материалы В. С. Мясникова, А. Д. Каленова, Д. К. Власовой и др.



Из слоистых силикатов встречаются слюды (флогопит) и хлориты — рипидолит, делессит.

Из каркасных силикатов обычны плагиоклазы (№ 10—50), встречается скаполит (мариалит) — в скарнах Гумбейских месторождений, Чорух-Дайроне, Глафиринском. Из карбонатов распространены кальцит и доломит, из фосфатов — апатит, составляющий в инфильтрационных скарнах до 2% и более (в месторождениях Восток-2, Лермонтовское, Агылки). Из галоидов встречается, особенно в скарнах, ассоциированных с гранитами, флюорит (Иксьо и др.), бедный примесью редкоземельных элементов [Н. Н. Василькова, 1962 г.].

Главные минералы вольфрама — шеелит или молибдошеелит. В месторождении Морелос главный компонент руд — купрошеелит. Содержание вольфрамов в скарнах 1—5, в среднем около 1%. Шеелит характеризуется дисперсностью (величина зерен 0,5—1,5, редко 4 мм и более). Шеелит образует в скарнах вкрапленность, прожилки и гнезда, местами цементирует брекчированные скарны, встречается в жилах и прожилках кварца, частью в ассоциации с карбонатом или полевым шпатом, молибденитом, халькопиритом, пиритом, пирротинном, иногда в жилах, выходящих далеко за пределы скарнов, ассоциирует с карбонатами или блеклыми рудами. В жилах, секущих скарны, зерна

шеелита крупнее, а очень редко (в Бразилии) масса их достигает 2,2 кг. Окраска метасоматического шеелита зависит от окраски исходного материала (зеленоватая, буроватая и др.), а первичного — желтоватая, кремовая, иногда бесцветен.

Вкрапленный в скарнах и роговиковых рудах шеелит иногда богаче молибденом, чем в жилах. Содержание повеллитового минала в шеелите контактовых скарнов до 2,1% (по Н. Н. Королевой), а в инфльтрационных послонных до 20, изредка до 50—60% и особенно велико в ряде вулканоплутоногенных месторождений. В молибдошеелитах, содержащих свыше 10—12% CaMoO_4 , в блоках с упорядоченной структурой обнаружены плоские включения повеллита, ориентированные параллельно (001), являющиеся продуктами распада твердого раствора (по О. В. Кононову). При наличии жил разных генераций шеелит, как и молибденит, приурочен к ранним жилам.

Содержание TR в шеелитах относительно низкое. Шеелиты из скарнов и кварцевых жил обогащены элементами группы лантана. Соотношения TR в шеелитах из грейзенов месторождения Восток-2 резко варьируют: одни образцы крайне обогащены элементами группы иттрия (до 77% ΣTR), другие — элементами группы иттербия. Содержание Nb 0,1—1,0%, а элементов группы иттербия не более 5% ΣTR и лишь в шеелитах из упомянутых грейзенов — до 15 и даже 33% ΣTR (по Ю. Г. Иванову). При этом шеелиты месторождений Восток-2 и Балканское — из магматических пород, скарнов, грейзенов и кварцевых жил — резко обогащены элементами группы лантана, Dy меньше 4% ΣTR , по соотношению редкоземельных элементов разных групп эти шеелиты близки к кислым породам и среднему составу земной коры. Содержание Nd и Pr изменяется прямо пропорционально и не превышает 30% каждого. В шеелитах месторождения Восток-2 отношение $\text{TR}_{\text{Nd}} : \text{TR}_{\text{Pr}}$, независимо от абсолютных значений, равно 1 : 1, тогда как в месторождениях Урала оно составляет 3 : 1, а содержание Pr не более 0,5% ΣTR . Отношение $\Sigma\text{TR}_{\text{Ce}} : \Sigma\text{TR}_{\text{La}}$ около 1 : 3, независимо от содержания каждого. Содержание $\Sigma\text{TR}_{\text{Ce}}$ менее 40%, а $\Sigma\text{TR}_{\text{La}}$ не свыше 25% и лишь в шеелитах Урала содержание $\Sigma\text{TR}_{\text{La}}$ может достигать 40%. Содержание тантала и ниобия в шеелитах значительно ниже, чем в вольфрамитах. Содержание марганца (до 0,8%) сильно варьирует. Mn^{2+} изоморфно замещает Ca^{2+} в шеелите, отложившемся в кислотную стадию. Группа $[\text{MnF}_4]^{2-}$, замещающая группу $[\text{WO}_4]^{2-}$, выявлена лишь в шеелитах сульфидной стадии, ассоциирующих с флюоритом, что свидетельствует (поскольку Mn^{2+} становится комплексообразователем) об относительно низком pH при рудоотложении, снижении активности кислорода и смене окислительной обстановки восстановительной [Кононов О. В., Нестеров И. В., 1975 г.].

В скарнах магнезиально-известковой фации позже шеелита, а тем более молибдошеелита нередко образуются жилы кварца с

вольфрамитом (Санг-Донг, Яогансань). Они залегают в крутопадающих сколах, секущих скарны, а изредка — в пологих зонах брекчирования, расположенных на контакте плутона с кровлей. В жилах вольфрамит (обычно ферберит, но в провинциях уральского типа — гюбнерит) корродируется шеелитом. Иногда скарны пересечены еще более поздними жилами, богатыми сульфидами (с пирротином чаще ассоциирует шеелит или вольфрамит, с другими сульфидами — шеелит).

Молибденит в скарнах отлагается позже шеелита, одновременно с окисными минералами, но, в отличие от шеелита, сосредоточен в эндоконтактах, в апогранитоидных кварц-диопсидовых породах и в зонах разломов среди скарнов, а также в жилах кварц-гранатовых пород, локализованных в контактах даек аляскитов и аплитов, но отлагался он одновременно с шеелитом и другими окисными минералами. Нередко в скарнах присутствуют и даже доминируют (в Питкьяранте, Кашка-Су, Оулд Хикори, Айрон Маунтин) магнетит и гематит. В месторождении Оулд Хикори магнетит добывался.

После внедрения даек основных пород (диабазовых и габбро-порфиритов, лампрофиров) с усилением хрупких деформаций и увеличением «открытости» системы минералообразования (В. Ф. Чернышев и др.) отлагались, местами налагаясь на дайки, обильные сульфиды, сульфоарсениды или арсениды железа — пирит, пирротин, арсенопирит, леллингит, а также сфалерит, галенит, халькопирит. Обильные скопления пирротина приурочены к участкам скарнов, разбитым разломами, к замкам мелкой приразломной складчатости. Прожилки пирротина — молибденит-кварцевых, их форма и элементы залегания подчиняются не складчатости (как форма и условия залегания многих прожилков кварца с шеелитом), а трещинам, субпараллельным контактам плутона. Обогащены пирротином также и крутопадающие контактовые залежи пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов. Скопления сульфидов контролируются дорудными сдвигами и субпараллельной последней трещиноватостью. Геденбергит-андрадитовые скарны с обильным пирритом, а иногда и сульфосолями (в Мелик-Су) связаны с интрузивными комплексами, внедрившимися в отложения верхнего яруса геосинклинального этажа, представленные конгломератами, — в более пролицируемых для растворов трещинных зонах, ближе к земной поверхности. Сплошные массы пирротина с халькопиритом, самородным висмутом, блеклыми рудами, станнином, леллингитом иногда возникают после брекчирования скарнов и кварц-шеелитовых руд (Восток-2). В крутопадающих контактовых залежах инфильтрационных скарнов бывают обильны галенит и сфалерит (Кабуты). Элементы залегания обогащенных ими участков скарнов совпадают с элементами залегания секущих скарны, а возможно и прослои доломитов, крупных разломов, по которым осуществлялись сдвиги.

Минералы висмута концентрируются при распространении сульфидов, сульфоарсенидов и окислов железа и большой нарушенности разломами, отлагаясь в кварц-сульфидную стадию в окварцованных участках сульфидных линз и грейзенизированных скарнов, ассоциируют с халькопиритом, пирротинном, сфалеритом, станнином, флюоритом и апатитом (Г. Н. Нечелюстов и Н. Н. Попова). К скарноворудным телам приурочены преимущественно теллуриды висмута (жозеит А, хедлейит) и самородный висмут (наиболее распространен), а к жилам кварца — теллуриды висмута и висмутин. Встречаются и другие сульфиды висмута — козалиит, кобеллит.

ГРЕЙЗЕНОВО-ЖИЛЬНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

В плутоногенных месторождениях в изометричных телах заполнения из рудных минералов преобладают вольфрамиты среднего состава, молибдошеелит, содержащий до 3% MoO_3 или касситерит, а из нерудных — кварц, микроклин и слюды. Монокристаллы кварца и вольфрамита гигантокристаллические (до 11 т), а шеелита — до 2 кг. В изометричных телах замещения из рудных минералов господствует касситерит, а из нерудных — турмалин и кварц; структуры руд крупнокристаллические.

Трубчатые тела заполнения, как и изометричные, вмещают вольфрамитовое оруденение, но содержит еще самородный висмут; по форме выделения иногда напоминающий стекающий по желобу ручей. Заполнение их крупнокристаллическое, массивное или с друзовыми полостями. Трубчатые тела замещения по составу сходны с изометричными: они слагаются крупнозернистыми апогранитными кварц-турмалиновыми грейзенами, содержат касситерит и шеелит.

Пластообразные рудоносные тела грейзенов отличаются от жил большим содержанием листовых (иногда и водосодержащих островных) силикатов и иной последовательностью отложения силикатов. В грейзеновых зонах, как и в шарах и в трубчатых телах, минералы олова обычно встречаются чаще, концентрируется больше минералов вольфрама. Это обусловлено большей проницаемостью вмещающих пород для соединений, переносящих олово, чем для переносящих вольфрам, большей благоприятностью среды повышенной щелочности и для осаждения касситерита, чем для осаждения вольфрамитов, или более ранним отделением оловоносных растворов по сравнению с вольфрамоносными.

В околожильных топаз-слюдяно-кварцевых грейзенах касситерита больше, чем в заполнении жил, а вольфрамита меньше. Иногда первый находится только в грейзенах, а второй — лишь в жильном заполнении. Кварц-гематитовая (иногда с магнетитом) ассоциация, встречающаяся чаще всего в грейзенах, очень

редко содержит вольфрамит — гюбнерит (Дегелен, Их-Хайрхан). Структуры и текстуры грейзены унаследуют от исходных пород, но они более пористы.

Различия состава жил, залегающих в пологих и крутопадающих отрывах, изучены слабо. Пологие жилы, расположенные в отрывах, богаче касситеритом, чем крутопадающие, в которых содержится только вольфрамит или он преобладает над касситеритом.

Пологие жилы могут сопровождаться, как и крутопадающие, протолитионит-кварцевыми грейзенами, в которых могут содержаться вольфрамит (фулляробразные тонкопластинчатые метакристаллы), а в грейзенах около крутопадающих жил — топаз, гелвин или спесартин, вольфрамит (короткостолбчатые кристаллы встречаются лишь в друзовых полостях топазкварцевых грейзенов, возникших при замещении слюдяно-кварцевых грейзенов). Некоторые минералы (пирротин) в пологих жилах представлены иными политипичными модификациями, чем в крутопадающих. В дальнейшем описаны как пологие, так и крутопадающие жилы, локализованные в трещинах отрыва.

Рудные минералы приурочены к зальбандам, встречаются и в измененных породах, отложились они в основном раньше нерудных. Чешуйки минералов (молибденит, слюды) в грейзенах мельче, чем в жильном кварце. В оторочках они ориентированы перпендикулярно зальбандам, а в жильном заполнении слагают сферолиты. Призматические кристаллы турмалина, топаза, вольфрамита располагаются в оторочках жил удлинением перпендикулярно зальбандам (вдоль оси *c* скорость роста кристаллов максимальная, а упаковка ионов самая плотная) с признаками геометрического отбора зерен, а в жилах — в виде радиально-лучистых скоплений («солнц»). Этому способствует медленный рост кристаллов. Последовательность кристаллизации силикатов (за исключением кварца и калишпата) в полостях соответствует тенденции снижения их структурной плотности и повышению содержания SiO_2 . В межзерновых пространствах в жилах отлагаются кальцит, флюорит, шеелит.

Состав представителей изоморфных рядов (вольфрамиты, турмалины и др.), относящихся к одной генерации, в соседних рудных телах и даже полях нередко постоянен. В монокристаллах вольфрамита, касситерита, слюд, пирита из жил, приуроченных к трещинам отрыва, проявлена тончайшая многократная зональность, выраженная в различии количественных соотношений изоморфных компонентов (главных или примесных), микровключений [Чуриков В. С., 1959 г.; Доломанова Е. И., 1972 г.]. В вольфрамитах из месторождений оловянно-вольфрамовой формации обычна примесь олова, повышены содержания тантала и ниобия, в вольфрамитах из месторождений молибден-вольфрамовой формации — обычна примесь молибдена и повышены содержания скандия. Вольфрамиты промежуточного состава богаты ниобием

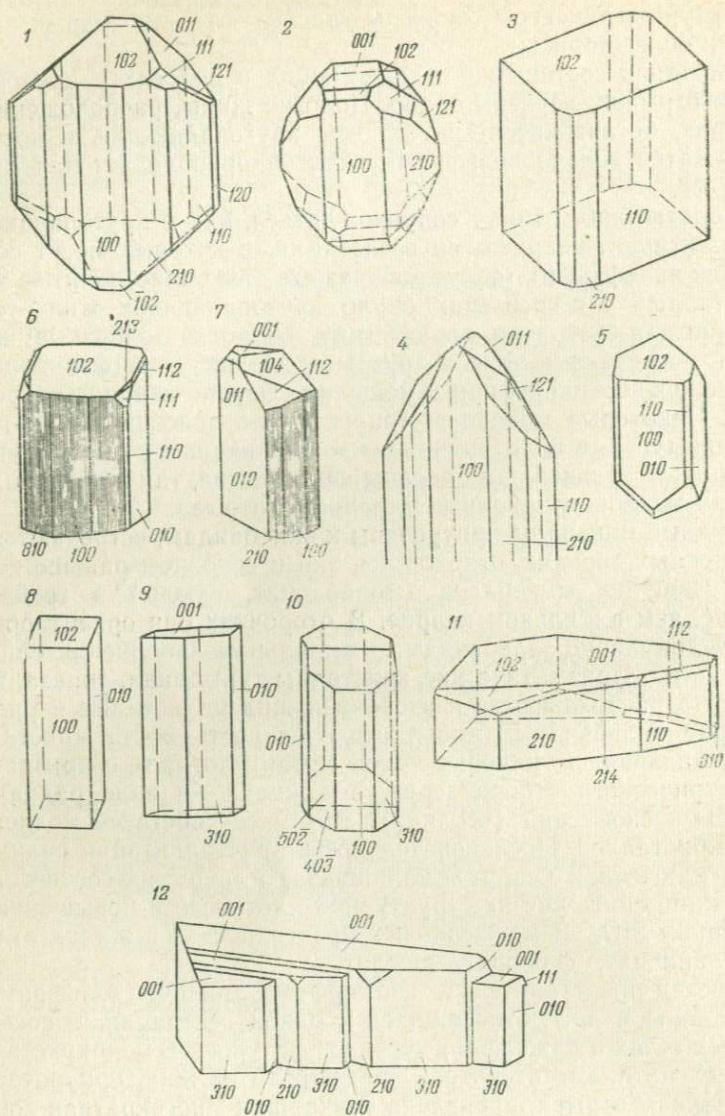


Рис. 9. Облик кристаллов вольфрамита из месторождений вольфраморудных формаций

1-3 — Циновец (ЧССР, ГДР): 1 и 3 — по Naumann H. и Mohs, 1824 г.; 2 — по Presl; 4 — Торрингтон (Австралия) [Lowgenc L. J., 1961 г.]; 5 — Пюи Ле Винь (Франция) Lacroix, 1910 г.; 6, 7 — Джида (Забайкалье) [Повилайтис М. М., 1960 г.]; 8-10 — Фельзобания (Венгрия) Krenner J., 1875; 11 — Боулдер (США) [Schaller W. T., 1914 г.]; 12 — Ноцарское (Кавказ) [Чичинадзе К. И., 1945 г.]

и танталом, особенно вблизи месторождений этих элементов. Скандий не характерен для районов распространения танталосодержащих вольфрамитов, а скандийсодержащие вольфрамиты, также присущие целым провинциям, бедны танталом и ниобием [Четырбоцкая И. И., 1972]. Самые высокие концентрации тантала и ниобия типичны, по И. Е. Максимюк [1969 г.], для вольфрамитов из грейзеновых месторождений, полевошпато-кварцевых и кварцевых жил, связанных с редкометальными гранитами. В вольфрамитах из кварцевых жил, связанных с оловоносными гранитами, их содержится тысячные — сотые доли процента. В вольфрамитах месторождений силикатно-касситеритовой формации содержания этих элементов малы (до 10 г/т). До 0,23—0,28% ниобия и тантала входит в вольфрамиты изоморфно, при более высоких их содержаниях выявляются микровключения колумбита, колумбит-танталита, иксиолита, самарскита, минералов титана (И. И. Четырбоцкая, В. В. Дистлер и др.). Соотношение $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MnO}}$

в вольфрамитах с глубиной и с переходом жил из гранитов в роговики возрастает [Смелянская Г. А., Добровольская Н. В., 1975 г.].

Кристаллы вольфрамита, вросшие в жильное заполнение, толстотаблитчатые, уплощены по оси *a*, с малочисленными гранями на головках, а в друзовых полостях, особенно в самых высокотемпературных месторождениях, более изометричны, с обильными гранями разных кристаллографических форм (рис. 9).

Из минералов группы шеелита распространены крайние члены ряда шеелит — повеллит, содержащие до 4% CaMoO_4 (изредка 99—99,9%). Молибдошеелит всегда первичный, более редок, чем в скарновых месторождениях, крупных скоплений не образует; нередко замещается шеелитом. В месторождениях Гейгер Грейд Каньон и Лакки Бой Пас (США) минералы серии шеелит — повеллит находятся в брекчированном заполнении жильных трещин. Около поздних прожилков кварца молибдошеелит замещен купрошеелитом, ассоциированным с халцедоном [Hsu L. C., Galli P. E., 1973 г.]. Шеелит часто замещает зерна вольфрамита с поверхности, по спайности и трещинам. Иногда границы сростаний шеелита и вольфрамита ровные. Шеелит слагает массивные от крупно- до скрытокристаллических скопления. В жилах встречаются дипирамидальные кристаллы первичного или переотложенного шеелита и их параллельные сростки. Шеелит в жилах и прожилках кварца более редок, чем в метасоматитах и, в частности, в прейзенах, что свойственно шеелиту вообще в отличие от вольфрамита [Сотников В. И., Никитина Е. И., 1971]. Окраска минерала медово-желтая, кремневая, светло-серая.

Иногда в минерале обнаруживается иттрий: в шеелите, содержащем до 0,5% CaMoO_4 — до 0,005—0,01% Y, при больших

содержаниях CaMoO_4 иттрия меньше — 0,005% [Hsu L. C., Galli P. E., 1973 г.], часто выявляются примеси Pb (до 0,3%), Cu (до 0,03%), Y (до 0,3% в жильных месторождениях и до 0,03% — в скарновых), Yb (до 0,03% в жильных месторождениях, не выше 0,003% в скарновых). Кальций в шеелите может частично замещаться медью (купрошеелит) или магнием. Суммарные содержания TR значительно выше (0,003%), чем в шеелитах из скарновых месторождений [Иванов Ю. Г., 1974; и др.]. Они содержат элементов группы лантана меньше, а элементов группы иттрия больше, чем средний шеелит по Д. А. Минееву. В Березовском месторождении поздние шеелиты богаче элементами группы иттрия по сравнению с ранними. Диспрозия в шеелитах из шеелитовых месторождений грейзеново-жильной группы больше (8—19% от ΣTR), чем в шеелитах из вольфрамитовых месторождений (4—7% от ΣTR). В шеелитах Торговского месторождения отношение $\Sigma\text{TR}_{\text{La}}$: $\Sigma\text{TR}_{\text{Y}}$ такое же, как в шеелитах по Д. А. Минееву. Шеелиты месторождения Восток-2 обогащены элементами группы лантана, а месторождений Урала — элементами группы иттрия. Шеелит из кварцевой жилы казахстанского месторождения, ассоциированный с более ранним монацитом, беднее последнего Ce, Pr, Nd, но богаче элементами группы иттрия [Повилайтис М. М., Варшал Г. М., 1969 г.].

Касситеритом больше обогащены пологие жилы, особенно метасоматические, ассоциированные с малоглубинными плутонами в провинциях верхоянского типа и вулканоплутонических поясах. Кристаллы касситерита достигают 0,5—1 см, иногда до 10 см и более. По Е. И. Долмановой [1972 г.], форма их различна: в грейзенах преобладают короткопризматические дипирамиды, в жильном заполнении месторождений кварцевого и полевошпат-кварцевого типа кристаллы короткопризматические, из месторождений турмалин- и хлорит-кварцевого типа — длиннопризматические. У касситеритов месторождений полевошпат-кварцевого и кварцевого типов распространены коленчатые и полисинтетические двойники, из месторождений кварц-сульфидного типа — еще тройники, четверники, шестерники, а также «звездчатые» агрегаты и сферолиты, присущие и касситеритам из месторождений сульфидного типа. В отдельных зонах роста кристаллов из месторождений пегматитовых, а также полевошпат-кварцевого и кварцевого типов обычны микровключения урансодержащего тапиолита, ферберита, рутила, гематита, ильменита, корунда. Включения уранинита встречаются в касситеритах месторождений всех типов, но особенно полевошпат-кварцевого. Отражательная способность самая низкая у касситеритов из грейзенов и месторождений, богатых сульфидами, а самая высокая — у касситеритов из месторождений кварцевого и кварц-полевошпатового минеральных типов.

Из сульфидов распространены молибденит, пирит, пирротин, висмутин, из минералов мышьяка — сульфоарсениды (арсено-

пирит) и арсениды (леллингит); валентность ионов мышьяка в них низшая, последние при особенно низких рН и высоких давлениях не отлагаются.

Молибденит представлен модификациями 2Н и реже 3R. Модификация 3R обычно встречается в заполнении жил, образуется при медленном снижении температур или при наличии минерализаторов, а модификация 2Н, выявленная в грейзенах, — при быстром падении температуры и резком понижении (в ходе реакций) содержания минерализаторов (Ф. В. Чухров и др.). Особенности распределения этих модификаций можно объяснить и тем, что модификация 2Н отлагается при большем рН или, по мнению В. И. Попова [1975 г.], основанному на экспериментальных данных, различием температуры отложения.

Из сульфидов железа шире распространен пирит, обычно в виде кристаллов (до 10 см) в форме гексаэдра, с резкой штриховкой, взаимно перпендикулярной на разных гранях, реже субпараллельной ближайшим ребрам, или октаэдра (иногда скелетные).

Пирротин (гексагональная или моноклиновая модификации) образует неправильные скопления в месторождениях оловянно-вольфрамовой формации. Гексагональная модификация чаще встречается в жильном заполнении, а моноклиновая — в измененных породах [Рундквист Д. В., 1975 г.].

Сфалерит из плутоногенных вольфрамовых и оловянных месторождений Боливии содержит свыше 19 мол. % FeS — значительно больше, чем в вулcano-плутоногенных месторождениях этого региона [Kelly W. С., Turneure P. S., 1970 г.]. В сфалеритах из месторождений молибден-вольфрамовой формации Урала содержится, по П. В. Покровскому, 2—4% FeS.

В сульфидах обычны эмульсионные включения — продукты термического распада твердых растворов сфалерита в халькопирите, халькопирита в сфалерите и др. Реже, и только в рудах олово-вольфрамовых месторождений, в халькопирите, пирите, пирротине, станнине и карбонатах (кальците и олигоните), заместивших халькопирит и др., выявляются скелетные кубы (до 0,1 мм) сфалерита с единой ориентировкой, не зависящей от минерала-хозяина, взаимного расположения, ориентировки и sdвойникованности его зерен, обусловленной воздействием магнитного или электростатического поля или влиянием зальбандов жил (А. В. Зильберминц и др.).

Минералы висмута представлены самородной формой, висмутином, козалитом, линдстремитом, айкинитом и др. В связи с аномалиями физических свойств висмута с возрастанием проницаемости трещинной системы для растворов образуются минералы висмута с более плотной (а не менее плотной, как обычно) кристаллической решеткой.

Из нерудных минералов доминирует кварц — молочно-белый.

реже светло-серый, полупрозрачный, ближе к головкам он становится прозрачнее. В телах, заполнивших полости, индивиды кварца шестоватые. В друзовых полостях кристаллы призматические, с грубой штриховкой на гранях призмы, перпендикулярной оси *c*. В безрудных жилах, сопровождаемых грейзенами, в пределах одного кристалла дымчатый, желтый (цитрин) и бесцветный кварц может слагать последовательные зоны, субпараллельные зальбандам. В цитрине и бесцветном кварце заметны тонкие зоны роста дымчатого кварца. Кристаллы имеют оболочку тонкозонального молочно-белого кварца. На гранях призмы отмечается обычная штриховка или паркетовидные вицинали. Роговиковый кварц редок. Он слагает безрудные маломощные жилы, а также дюно- и скорлуповидные образования, покрывающие места в поздних безрудных жилах грани кристаллов кварца, выступающие в друзовые полости и обращенные вверх. Расширенные части «дюн» направлены, в отличие от охарактеризованных Л. М. Лебедевым и В. С. Кормилицыным, вниз. Эти «дюны» образовались путем «прилипания» коллоидных частиц из нисходящих растворов при торможении их гранями кристаллов, в участках, где гравитационные силы преобладали над напором гидротерм. Поэтому, а также по геологическим данным можно считать, что соответствующие месторождения близповерхностные (хотя температуры декрепитации кварцев из рудных и безрудных жил 400—250°C) и эродированы слабо.

Из слюд наиболее распространены диоктаэдрические — мусковит, иногда литий содержащий фенгит и серицит, реже встречаются триоктаэдрические — бедные литием члены ряда лепидомелан — лепидолит (сидерофиллит, протолитионит, циннвальдит) и флогопит. Довольно часты магнезиобиотиты и ферробiotиты (сидерофиллиты). Слюдам присущи политипные модификации: 3Т, 1М (2М₁) — протолитиониту, 3Т — флогопиту, 2М — мусковиту [Повилайтис М. М., Органова Н. И., 1963 г.; и др.].

Содержание фтора в мусковитах (1—2%), значительно превышающее среднее для мусковита (1,6 вес. %), не достигает теоретически возможного. В мусковитах из прожилков (и даже из их оторочек), залегающих в известняках, содержание фтора резко снижается (до 0,5—0,8 вес. %), при этом возрастает содержание флюорита, парагенного с мусковитом. Встречаются «фенгиты», Fe³⁺ и Fe²⁺ — мусковиты с пониженным содержанием алюминия. Отношение $\frac{\text{Fe}^{3+} \times 100}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$ (в вес. %) в* мусковитах из

грейзенов в 5—7 раз выше, чем в мусковитах из жильного заполнения, что обусловлено повышением рН растворов при взаимодействии с породами и, следовательно, повышением активности кислорода [Бетехтин А. Г., 1955 г., Коржинский Д. С., 1962 г.]. Политипные модификации минералов (пирротина, молибденита,

слюд, вольфрамита) зависят, по-видимому, от локальных изменений рН растворов, обусловленных изменением газосодержания, реакциями с породами и др.

Слюды ряда лепидомелан — лепидолит присущи месторождениям, ассоциированным с гранитами литий-фтористого типа в провинциях центрально-казахстанского типа. Высокое содержание лития в слюдах обусловлено не только концентрацией его в растворах, но и повышением его активности при малых рН. Содержание вольфрама в рудах возрастает наряду с литием и фтором, но при особенном богатстве слюд последними содержание вольфрама снижается, а олова — возрастает. С гранитами стандартного типа скоплений триоктаэдрических слюд не выявлено, хотя содержание фтора (в виде топаза) может быть велико. Диоктаэдрические слюды (мусковит), содержащие меньше лития, встречаются в топазсодержащих рудах в провинциях верхоянского типа. В провинциях уральского типа в рудах вольфрама из слюд встречаются только мусковит, серицит и фенгит.

Содержание фтора в слюдах может превышать 6%, а в флогопитах — до 7 вес. % (они почти безгидроксильные). Отношение Si:Al в тетраэдрической координации может превышать 3:1, указываемое как предельное для минералов этой группы.

Из полевых шпатов в ассоциации с вольфрамитом обычны калиевый (микроклин, реже ортоклаз, еще реже амазонит и адуляр). Он может быть реликтовым, парагенным с вольфрамитом, либо пострудным (наложенным). В ряде вольфрам-оловорудных месторождений встречается амазонит, обычно метасоматический. В нем часть калия изоморфно замещена свинцом [Бершов Л. В., 1971 г.].

Топаз представлен фтористой разновидностью. В зоне окисления замещается (иногда псевдоморфно) онкозином. Парагенезисы топаз — гюбнерит (или шеелит), как литиевые слюды — геденбергит «запрещенные». Судя по обилию калишпата, мусковита, флюорита в рудах гюбнеритовых месторождений, а в шеелитовых еще арсенопирита, эти руды сформированы при большем рН, чем вольфрамитовые. Ферберит кристаллизуется как в сильно кислой среде (в ассоциации с топазом), так и в щелочной. Турмалины, встречающиеся лишь в месторождениях оловянно-вольфрамовой формации, относятся к подвиду феррошерлитов. Гранаты принадлежат к виду манферальсилит, подвиду манганманферальсилит (спессартин, альмандин).

В жилах нередко структуры и текстуры замещения пере кристаллизации, растворения и переотложения вещества во время роста и после его завершения. Во многих месторождениях мусковит-кварцевого минерального типа оловянно-вольфрамовой формации минералы железа продуктивной ассоциации — вольфраматы, титанаты, моносulfиды, sulfоарсениды и диарсениды (вольфрамит, ильменит, пирротин, арсенопирит и леллин-

гит) — с увеличением парциального давления серы (вследствие ее привноса или диссоциации H_2S), повышения активности кальция, возрастания рН и Eh среды (а не только вследствие выноса железа, как считают В. К. Келли и П. С. Тернор [Kelly W. S., Tigheau P. S., 1970 г.], становились неустойчивыми, растворялись и частично замещались дисульфидами и окислами железа, а вольфрамит — также и шеелитом. Наиболее распространено гипогенное замещение вольфрамита шеелитом, иногда наряду с пиритом. В месторождениях района Калбы оно сопровождалось замещением ильменита рутилом и пиритом (И. В. Дуброва). По нашим данным, в месторождении Светлом (Чукотка) вольфрамит многих жил перекристаллизован, подвергся замещению пиритом, арсенопиритом и гипогенному растворению; в новообразованных полостях отложены серицит, иногда гюбнерит. Местами вольфрамит приобрел блоковое строение. Вольфрамит замещался гематитом (в виде точкой вкрапленности) в Северном Коунраде [Чухров Ф. В., 1960], Бугузуне (Горный Алтай) по В. И. Сотникову и Е. И. Никитиной, Батыстау (Казахстан) по Н. Н. Смольяниновой. В Рудных горах наряду с замещением вольфрамита гематитом происходила его шеелитизация [Wernicke F., Teuscher E. O., 1936 г., Leutwein F., 1952 г.]. В Коктынкуле (Казахстан) вольфрамит замещался, по Л. П. Ермиловой, шеелитом и частично выщелачивался, при этом пористость вольфрамита возрастала, а на прилегающем кварце отлагались друзы кристалликов гюбнерита и сидерита. В ряде месторождений КНР полости в кристаллах вольфрамита выстланы кристаллами шеелита [Hsu Ke-Chin, 1943]. В Букке вольфрамит замещался, по А. В. Дружинину, молибденитом, хотя и слабее халькопирита, висмутина и особенно галенита, а в Этыке (Забайкалье) вблизи интрузивов, пересекающих рудные жилы, — мусковитом. В олово-вольфрамоворудных малосульфидных месторождениях (Аляскинском, Сибирь; Ля Вилледер, Лесли и Кот ан Ноз, Франция; ряде месторождений Африки и США) шеелит псевдоморфно замещен ферберитом (рейнитом). Процессы изменения главных рудных минералов сопровождалась частичным выносом вольфрама и ухудшали технологические качества руд. Вторичные продукты более хрупки и пористы, при дроблении переизмельчаются, вызывая увеличение потерь.

В. С. Келли и П. С. Тернор [Kelly W. S. и Tigheau P. S., 1970 г.] отметили распространенность в месторождениях Северной Боливии гипогенного (при 260—200°C) замещения, иногда псевдоморфного: пирротин гексагональный → пирротин моноклинный → марказит → пирит. При этом возрастала пористость, отлагались сидерит, сфалерит, станнин, халькопирит, кварц корродировался железистым хлоритом (тюрингит). Этому процессу предшествовало замещение лёллингита арсенопиритом, а последнего — пирротином.

В месторождениях топаз-циннвальдит (или протолитионит)-кварцевого минерального типа оловянно-вольфрамовой формации характерна пострудная фельдшпатизация. Иногда с процессами межминерализационной гранитизации связано изменение состава вольфрамита. В особенно высокотемпературных ($\sim 400-410^{\circ}\text{C}$) вольфрамовых месторождениях литийфтористого типа обычны явления гипогенного растворения и переотложения жильного кварца, связанные с повышенной растворимостью SiO_2 в водных растворах, обогащенных щелочами и особенно в газовой фазе H_2O в области критической температуры [Сыромятников Ф. В., 1935 г. и др.; Хитаров Н. И. и др., 1939]. SiO_2 переносится в основном в форме силикатов натрия и калия.

В жилах, приуроченных к трещинам скола, стенки которых при отложении руд перемещались, топаз, слюды ряда лепидомелан — лепидолит, молибдошеелит, гранаты и ряд других минералов отсутствуют.

Кристаллы вольфрамита (гюбнерита) тонкопластинчатые (в Кара-Обе, где он содержит до 1% Pb, по Ф. В. Чухрову и Л. П. Ермиловой, в Торрингтоне, Австралия и др.). Этот вольфрамит марганцовистее, чем в более ранних трещинах отрыва. Содержание Nb_2O_5 и Ta_2O_5 в этих гюбнеритах невелико, например в месторождении Их-Хайрхан менее 0,02 и 0,045%, с глубиной отношение $\frac{\text{Ta}_2\text{O}_5}{\text{Nb}_2\text{O}_5}$ изменяется от 0,06 до 3 [Корчагин У. А., Юргенсон Г. А., 1975 г.]. Вольфрамиты этого месторождения обладают термолюминесценцией, обусловленной дефектами кристаллической решетки, связанными с вхождением в нее примесей Pb, Bi, Cu. На их термограммах отмечаются один или два высокотемпературных ($350-410^{\circ}\text{C}$) максимума, а интенсивность свечения (20—92 отн. ед.) обычна для вольфрамитов Забайкалья. Температуры начала декрепитации гюбнеритов невысоки — $280-200^{\circ}\text{C}$. Эти жилы богаче дисульфидами железа, сульфидами свинца, цинка, меди, но беднее молибдени-том, чем жилы, приуроченные к отрывам. Пирротин в них часто замещается пиритом. В кристаллах пирита изредка травлением выявляются концентрические почковидные образования [Покровский П. В., 1956 г.]. Сфалериты маложелезисты (до 2% Fe).

Жильный кварц молочно-белый, сливной, встречаются мелкие друзы. В отличие от кварца из трещин отрыва он обнаруживает признаки прохождения коллоидной стадии — отпечатки формы зальбандов (О. Д. Левицкий). Кварц поздних безрудных жил в крутопадающих сколах, сопровождаемых зонами каолинизации, молочно-белый. В друзовых пустотах встречаются сростки, в которых крупный кристалл окружен субпараллельными мелкими или сам обрастает, иногда неполностью, мелкими кристаллами. В крупных кристаллах имеется прозрач-

ный стержень, окруженный свилеватым кварцем. По особенностям роста этот кварц сходен с кварцем из изометричных пегматитовых тел Монголии. В массивном кварце изредка встречаются псевдоморфозы флюорита по пластинчатому минералу (гематит?), а в друзовых полостях — псевдоморфозы кварца по папиршпату.

Минералы нередко катаклазированы и раздроблены.

В рудных штокверках надинтрузивных зон главный рудный компонент — шеелит, распространен молибдошеелит, обычны сульфаты — барит или ангидрит, а в штокверках, залегающих среди гранитов, главные минералы — вольфрамит и гюбнерит, шеелит редок, молибдошеелит и сульфаты не обнаружены. Из нерудных минералов обильны кварц, калишпат, мусковит, серицит. Структуры руд средне- и мелкокристаллические. В участках пересечения кварц-полевошпатовых (микроклин-пертитовых) прожилков с ангидритом, молибденитом и молибдошеелитом более поздними прожилками их заполнение приобрело полосчатое строение. Как и в жилах, приуроченных к отрывам, в этих прожилках проявились процессы растворения и замещения. В месторождении Верхние Кайракты калишпат избирательно замещен агрегатом кварца, ангидрита и др. Молибденит поздних прожилков кварца, по В. И. Степанову, переотложенный.

Вулкано-плутоногенное оруденение по минеральному составу почти столь же разнообразно, как плутоногенное. Состав рудных тел разных морфоструктурных групп (и даже подгрупп) различен.

В существенно молибденоворудных штокверках помимо кварца и калишпата (ортоклаза или микроклина) обильны пирит и молибденит — сульфиды металлов с максимальным изобарным потенциалом. Наличие только дисульфидов свидетельствует об обилии серы и высоком Eh при отложении руд. В отличие от плутоногенных руд молибдена, в этих рудах молибденит резко преобладает над вольфрамитом, обильны пирит и калишпат, последний преобладает над слюдами.

Формы выделения минералов вследствие неравновесности условий быстрой кристаллизации необычны. Молибденит (2H) в виде мельчайших чешуек или спутанночешуйчатых скоплений расщепленных кристаллов вкраплен в калишпатизированные породы. Кварц прожилков тонкокристаллический, в нем по падению и простиранию равномерно распределены тончайшие чешуйки молибденита, они сконцентрированы в субпараллельных зальбандам зонах, где ориентированы беспорядочно. Зерна кварца в зонах, разобщенных зонками молибденита, ориентированы, по данным А. В. Пэка [1972 г.] и автора, так, что оси *c* субпараллельны и субперпендикулярны зальбандам. Структура кварца бывает и резко неравномерной: в тонкозернистой

массе включены более крупные веретеновидные зерна, ориентированные перпендикулярно зальбандам. В тех же прожилках в виде тонких анхимономинеральных полос, напоминающих су-турные линии, располагается крупночешуйчатый молибденит. В рудах много каркасных силикатов, их кристаллические решетки, как известно, максимально рыхлые, имеются карбонаты и сульфиды (в основном пирит). Из вольфрамитов встречаются гюбнерит, реже ферберит. Редких элементов и летучих мало.

Обычен механический и термический метаморфизм руд: будинаж прожилков, залегающих в сланцах, обусловленный продолжающейся динамической активностью магмы. Так, на одном из месторождений Забайкалья под влиянием межминерализационных даек молибденит растворялся и переотлагался [Малиновский Е. П., 1965], по пириту развился пирротин [Повилайтис М. М., 1960], в сфалерите иногда возникают облаковидные скопления тончайших эмульсионных выделений халькопирита.

Состав рудных жил, приуроченных к трещинам отрыва, даже в одном рудном поле может различаться в зависимости от времени образования и особенностей залегания (обособлены или сопряжены с трещинами скола). Минеральный состав ранних крутопадающих существенно молибденоворудных жил, залегающих в материнских породах, тот же, что и у более ранних прожилков штокверка, но слюд больше, а молибденита меньше; формы развития этих минералов иные: они слагают крупночешуйчатые сферолиты. В отличие от более поздних рудных жил ранние жилы сопровождаются зонами мусковит-кварцевых грейзенов.

Состав ранних вольфрамоворудных жил, приуроченных к унаследованным трещинам в кровле, разнообразнее: в них имеются сульфосоли (хаммарит, линдстремит, айкинит) с различными стехиометрическими соотношениями одинакового набора элементов, образующиеся близкоодновременно [Повилайтис М. М. и др., 1969 г.]; молибденит, за исключением редких мелких чешуек переотложенного, отсутствует. Шеелит местами частично замещен флюоритом и вторичным тонкокристаллическим гюбнеритом. В этих рудах как и в плутоногенных, распространены кольцевые силикаты — берилл (ему присуща наряду с обычными оптическими свойствами аномальная двуосность, обусловленная блоковым строением кристаллов) или турмалин. Встречается самородный висмут — продукт разложения сульфосолей; обильны слюды и калишпаты. Маломощные прожилки и жилы, залегающие в породах повышенной основности, богаче шеелитом, флюоритом, сульфидами. В более окислительной обстановке возникает парагенезис пирит — гюбнерит (Джидда), а в более восстановительной — парагенезис ферберит — пирротин (месторождения Центральной Боливии; Бая Сприе, Ру-

мьяния); различается и набор летучих компонентов (соответственно фтор и бор).

В трещинах отрыва, оперяющих сколовые, содержатся минералы с более рыхлыми кристаллическими решетками; сульфидов и флюорита меньше, а из сернистых соединений преобладают блеклые руды — тетраэдрит, в состав которого входит не только медь, но также цинк (до 7%) и серебро, замещающие лишь Cu^{1+} . Обильны фосфаты — триплит и апатит (метасоматический или переотложенный). Из вольфрамов господствует гюбнерит, из карбонатов — родохрозит, хотя встречаются кальцит, анкерит и др. Роль минералов марганца резко повышена относительно роли замещающих их минералов кальция (иногда псевдоколломорфных). Так, по триплиту под действием богатых кальцием и серой растворов последовательно образуются, по Л. М. Лебедеву, ассоциации: недосыщенная фтором родохрозит-apatит-витлокитовая, нормального насыщения — апатитовая и перенасыщенная фтором апатит-флюоритовая.

В жилах с обратной зональностью в распределении сульфидов гюбнерит в гипогенных условиях местами растворялся с образованием полостей, в которых отложены кристаллы ферберита, шеелита, сульфидов или флюорита; выщелоченный вольфрам осаждался в основном поблизости.

Структуры руд крупно- и гигантокристаллические.

Состав жил, приуроченных к трещинам скола, по которым при отложении руд происходили подвижки, зависит от того, ассоциированы ли они со штоками или с этмолитами. В жилах, ассоциированных со штоками, среди вольфрамов отмечаются ферберит, гюбнерит или шеелит, из минералов, содержащих летучие, распространены карбонаты кальция, флюорит, из соединений серы — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, немного барита. В сульфидную стадию минерализации вольфрам замещался шеелитом, так как поздние растворы богаты кальцием.

Структуры руд равномерные крупно-, средне-, мелко-иногда тонкозернистые или неравномерные. Текстуры массивные, вкрапленные, порфиновые, гребенчатые, друзовые, прожилковые, полосчатые, кокардовые, брекчиевидные с мелко- и тонкозернистым цементом, причем одни и те же минералы (кварц, шеелит, сульфиды и карбонат) могут играть роль то обломков, то цемента. Позже мелкокристаллических нередко возникали крупнокристаллические агрегаты того же минерала (кварца, галенита, флюорита). Обычны структуры замещения, распада, разложения. Порфиновые текстуры руд, возникшие при почти синхронном выделении вкрапленников и окружающих их мелкозернистых агрегатов зерен того же минерала (кварца, сульфидов, арсенипирита), а частично и полосчатые

(иногда ритмичные, с чередованием полос одного минерала, не с разной величиной зерен), неравномернозернистые и разнотекстурные руды и агрегаты зерен — признаки неравновесности процесса кристаллизации, обусловленной внезапным удалением летучих.

В жилах, приуроченных к трещинам скола и оперяющим трещинам отрыва, встречаются две и более генерации минералов (например кварца, гюбнерита, шеелита, пирита и др.), сходные по составу, содержанию примесей, свойствам, но отличающиеся по величине зерен. Даже в одном рудном теле они могут выделяться то как первичные, то как вторичные. Особенности состава минералов (блеклых руд, апатита и др.) зависят от их парагенезиса, разнообразны окраска, величина зерен и форма кристаллов минералов (флюорита, гюбнерита и др.). Сферолиты сложены здесь не пластинчатыми, а в основном игольчатыми кристаллами — топазом (в месторождениях Маунт Плезант, Хинган), турмалином, касситеритом (в плутоногенных рудах их кристаллы короткостолбчатые). Топаз встречается главным образом в вольфрам-оловянных месторождениях. Форма кристаллов игольчатая, их сростания — сферолитовые и криптокристаллические, обусловленные быстрым снижением давления при внезапном удалении из растворов летучих. Касситериту присущи колломорфные выделения. Кристаллы кварца из друзовых полостей иногда уплощены по одной из граней призмы (Джида, Кванар и др.).

В соседних зернах или участках зерен различны степень упорядоченности (у микроклина) или количественные соотношения политипов (у сфалерита).

Время кристаллизации минералов одной стадии перекрывается: молибденит в одних участках может встречаться в виде идиоморфных к пириту зерен, а в других — цементировать его обломки, галенит и сфалерит могут цементировать обломки кристаллов шеелита, но в других местах цементироваться шеелитом. Неравновесность процесса рудоотложения выражается также в чередовании противоположно направленных процессов (замещение гюбнерита шеелитом, а последнего — гюбнеритом, полевого шпата кварцем, а кварца — полевым шпатом). В новообразованном минерале компоненты замещаемого минерала могут отсутствовать (табл. 6). Часто отмечается замещение кварца жильного заполнения и пород микроклином, мусковитом и др., дробление пирита и цементация его сфалеритом, галенитом, халькопиритом. На Джиде в зонах разломов галенит в сплошных сульфидных скоплениях пластически деформирован и приобрел резко удлиненную форму зерен. Жильный кварц ранней генерации и частично гюбнерит местами брекчированы и сцементированы сульфидами и шеелитом, пирит — халькопиритом.

Монокристаллы некоторых минералов тонкозональны. В

**Типы гипогенных изменений минералов в рудах месторождений
вольфрамоворудных формаций грейзеново-жильной группы**

Тип исходных соединений и продуктов их изменения	Механизм процесса изменения минералов	Примеры минералов и характер проявления изменения
Структурно и химически одинаковые соединения	<p>Термическая перекристаллизация</p> <p>Гидротермальная перекристаллизация, сопровождаемая частичным растворением</p> <p>Гидротермальное растворение, сопровождаемое частичной перекристаллизацией и переоотложением</p>	<p>Развитие по кристаллам кварца более мелкозернистых агрегатов кварца (грануляция), лишенного первичных газожидких включений</p> <p>Развитие по кристаллам кварца агрегатов изометричных зерен с образованием неправильной формы полостей растворения, стенки которых покрыты скрученными кристаллами</p> <p>Образование друзовых полостей растворения в жильном кварце</p>
Структурно и химически однотипные соединения	Катионный (или анионный) обмен с частичным некомпенсированным выносом компонентов	<p>Дегиобнеритизация гиобнерита, замещение его ферберитом. Образование друзовых полостей растворения со скелетными сростаниями переоотложенных кристаллов ферберита. Развитие по топазу онкозина, иногда с образованием псевдоморфоз. Переход гексагонального пирротина в моноклинный</p>
Химически однотипные, но структурно разнотипные соединения с общим катионом	<p>Термическая десульфуризация</p> <p>Привнос серы и перестройка кристаллической решетки</p>	<p>Появление каплевидных включений пирротина в пирите вблизи секущих даек меланократовых пород</p> <p>Образование псевдоморфоз пирита по пирротину и обрастание их кристаллами пирита. Замещение леллингита арсениопиритом с образованием каемок обрастания</p>
Химически одно- и разнотипные соединения	Анионный и катионный обмен и перестройка кристаллической решетки	<p>Образование около выделений триплита метасоматических псевдоколлоидных концентрически-зональных оторочек, состоящих из смесей апатита и родохрозита, витлокита или флюорита</p>
Структурно и химически однотипные соединения с общим анионом	Катионный обмен и частичная перестройка кристаллической решетки	<p>Замещение сфалеритом халькопирита, халькопиритом станнина по краям зерен и скоплений, вдоль трещин</p>

Тип исходных соединений и продуктов изменения	Механизм изменения процесса минералов	Примеры минералов и характер проявления изменения
Структурно и химически различные соединения с общим анионом	<p>Термический распад твердых растворов</p> <p>Перестройка кристаллической решетки</p>	<p>Образование каплевидной (эмульсионной) вкрапленности халькопирита в сфалерите, магнетита или гематита в ильмените</p> <p>Развитие сфалерита по пириту, галенита по сфалериту, гематита по магнетиту, шеелита по вольфрамиту в виде прожилков, каемок обрастания и включений замещающего минерала в замещаемом, иногда с появлением псевдоморфоз</p>
Структурно различные соединения с общим катионом	<p>Термический распад твердых растворов</p> <p>Полная перестройка кристаллической решетки</p>	<p>Образование одной или двух генераций эмульсионных включений гематита или магнетита в ильмените</p> <p>Образование эмульсионной вкрапленности магнетита в пирите, иногда по зонам роста кристаллов, самородного висмута — в сульфовисмутитах меди и свинца, включений гематита в вольфрамите, иногда псевдоморфное замещение вольфрамита гематитом</p>
Структурно и химически различные соединения	<p>Полное растворение, сопровождаемое выносом и компенсирующим привносом</p> <p>Гидротермальное разложение с перегруппировкой и частичным окислением компонентов</p> <p>Полное растворение, сопровождаемое выносом компонентов или некомпенсирующим привносом</p> <p>Гидротермальное разложение, сопровождаемое выносом компонентов</p>	<p>Образование скелетных псевдографических сростаний кварца и сульфовисмутидов, иногда — псевдоморфоз вытеснения сульфовисмутита по кварцу. Замещение вольфрамита вдоль трещин спайности и границ зерен касситеритом или сульфидами</p> <p>Развитие ассоциации касситерит + халькопирит по станинну по краям зерен с образованием эмульсионной вкрапленности касситерита в халькопирите</p> <p>Формирование друзовых полостей растворения в вольфрамите и кварце, стенки которых покрыты кристаллами кварца</p> <p>Образование в кварце метасоматических прожилков или сплошных масс алюмосиликатов (калишпата, альбита или мусковита), включений кристаллов вольфрамита (иногда скелетных), в калишпате — метасоматических прожилков и неправильных выделений кварца и (или) серицита</p>

кристаллах вольфрамовых из жил, приуроченных к отрывам, зональность встречается чаще, чем в вольфрамитовых из жил, приуроченных к сколам. Иногда зональность выявляется по распределению вторичных продуктов. Так, в ранних пегматоидных жилах Джида к зонам роста кристаллов пирита приурочены эмульсионные включения магнетита. В жилах, приуроченных к сколам, характер и генезис зональности кварца иные: в зонах различно содержание газовой-жидких включений, что обусловлено периодической гетерогенизацией растворов, вызванной перемещениями стенок трещин.

Наличие сульфосолей (особенно серебра, сурьмы), барита и цеолитов, а иногда водных дисиликатов (андалузит и кюстерит), собственных минералов теллура и ртути, а также примесей этих элементов в других минералах, указывает на снижение давления в хорошо проработанных системах трещин вблизи поверхности, в субвулканической обстановке, в гидродинамически менее замкнутых, чем в случае плутоногенного оруденения, неравновесных термодинамических условиях, о которых свидетельствует и видовое разнообразие минералов. Вольфрамовое оруденение в отличие от молибденового образовалось в основном позже жильных пород первого и даже второго этапов; оно сопровождается не только сульфидами железа, меди и свинца, что нередко в плутоногенных рудах, но разнообразными сульфосолями (сульфовисмутиды, сульфоантимониды, сульфоарсениды, сульфостаннаты, теллуриды таких элементов, как медь, свинец, серебро), набор которых различен в провинциях разных типов. Оруденение редко обнаруживает признаки термо- и динамометаморфизма.

В жилах, приуроченных к выполаживающимся кверху трещинам скола, ассоциированных с этмолитами, в складчатых областях, сложенных тонкообломочными терригенными отложениями, особенно разнообразны сульфосоли, среди которых обильны сульфосоли серебра и свинца (буланжерит и др.). Главные компоненты олово или золото, а также серебро, вольфрам — второстепенный. Касситерит более мелкокристаллический, чем в плутоногенных жилах. При наложении сульфидной минерализации он замещается станнином и халькопиритом. Вольфрамит (ферберит) мало. Встречается шеелит, выделяющийся вместе с халькопиритом, иногда с кальцитом и джемсонитом. Из фосфатов характерен апатит.

Специфичны и политипы. Так, пирротин в месторождениях Боливии представлен не гексагональной модификацией, как в плутоногенных рудах, а моноклинной и замещается не пиритом, а колломорфным марказитом (Маунт-Плезант, Канада; месторождения Ценского рудного узла, Кавказ; некоторые месторождения Центральной Боливии). Другой минерал железа — арсениопирит — иногда замещается касситеритом (Чорох, Кавказ). Сфалерит более железист, чем в зонах с эвгеосинклинальным

типом развития, он может отлагаться раньше касситерита или пересекать его в виде прожилков.

В трубчатых рудных телах из сульфосолей в провинциях уральского типа встречаются только сульфовисмутиды меди и свинца (айкинит и др.), из вольфрамовых распространены шеелит и гюбнерит. В провинциях верхоанского типа в месторождениях олова встречается ферберит — второстепенный полезный компонент руд. Шеелит без примеси молибдена. Обычны кольцевые силикаты — аксессуарный берилл или турмалин, а также слоистые — мусковит. Встречается неравновесная ассоциация топаз — турмалин (Маунт-Бишоф).

Руды крупно- и среднезернистые, нередко необычные формы выделения минералов: скрытокристаллические, колломорфные, сферолитовые.

АРГИЛЛИЗИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Руды месторождений этой группы не содержат силикатов с более плотными, чем у листовых, кристаллическими решетками; последние тонкочешуйчатые. Характерно наличие гидрослюд, фтор в них отсутствует, калий частично замещен H_3O^+ [Сахарова М. С., 1959]. Полевые шпаты (альбит и адуляр) редки. В состав руд входят также халцедон, немного карбонатов. В друзовых полостях можно встретить барит, сульфиды, глинистые минералы. Характерна, хотя и меньше, чем для вулканоплутоногенных руд, множественность генераций минералов. Структуры и текстуры руд разнообразны. Структуры обычно мелко- и тонкозернистые, варьируют даже в одном рудном теле, так как руды отлагаются в сравнительно холодной среде при резком падении давления. Текстуры руд, отложенных в трещинах, — брекчиевые, полосчатые (частью ритмично), друзовые, гребенчатые (обрастания обломков), сгустковые (псевдобрекчиевые), цементации пленками. Встречаются колломорфные структуры и текстуры — сферолиты вольфрамита в Боливии, на Чукотке, в Боулдер Каунти, сферолиты и округлые сгустки тонкокристаллического кварца с включениями мельчайших, концентрически расположенных кристаллов антимонита в месторождениях Забайкалья, сферолиты доломита, иногда горизонтально спротивированное заполнение полостей (Боулдер Каунти). У более крупных зерен кварца, особенно по краям, строение фламбоидальное. Особенности форм выделения минералов обусловлены трудностью кристаллизации из пересыщенной пластичной среды. Текстуры руд, заместивших смятые и раздробленные породы, — массивные, вкрапленные, иногда они унаследуют полосчатость. Структуры руд мелко- и тонкозернистые, гранобластические, зернистые, петельчатые, скелетные, зонально-сферолитовые, волокнистые. Формы выделения нерудных

(халцедон) и рудных (арсенопирит, антимонит) минералов бывают войлоковидными.

Руды сурьмяно-вольфрамовых месторождений богаты сульфидами особенно низкокарковых элементов — сурьмы, реже ртути. Из вольфрамовых обычно развит один ферберит, реже шеелит. Содержание сульфидов и сульфосолей железа, меди, цинка, свинца мало. Минералы марганца отсутствуют, на отдельных месторождениях позже ферберита выделилось немного вольфрамита или гюбнерита. Одновременно эти вольфраматы не отлагались, замещение одного из них другим проявлено очень слабо. На месторождении Барун-Шивья ферберит входит [Бергер В. И., 1975 г.] в парагенезисы: ферберит-пирит-арсенопиритовый (послойная вкрапленность в кварцито-сланцах), антимонит-ферберитовый с киноварью и редким сфалеритом, киноварно-диккитовый с антимонитом и сульфидами (ферберит появляется в этих прожилках в местах пересечения вольфрамовых руд).

В вольфраматах железа обычно нет примесей Ta, Nb, Sc, присутствующих плутоногенным и вулканоплутоногенным рудам, лишь в ферберите месторождения Барун-Шивья содержатся (в %): Ta_2O_5 0,004 (0,003—0,008); Nb_2O_5 0,02 (0,013—0,047) и до 0,003% (чаще 0,001%) Sc_2O_3 . Вольфрамиты антимонит-вольфрамитовых месторождений отличаются самыми низкими содержаниями индия (В. В. Иванов). В рудах встречаются и другие рассеянные и редкие элементы: в вольфрамите и антимоните — германий (0,001%), в шеелите, антимоните, пирите — кадмий (до 0,003%), в шеелите и антимоните — цезий (0,3%), в пирите и антимоните — индий (до 0,1%) и др. [Быбочкин А. М., 1965]. Шеелит, если он не является главным минералом, редок, отлагался позже других минералов, исключая кальцит и доломит.

Антимонит — один из ранних минералов. В месторождениях Забайкалья он сечется прожилками ферберита, в последнем включены его реликты (А. Д. Щеглов), а в месторождении Зопхито (Кавказ) он частично замещается бертьеритом, сопровождаемым самородной сурьмой [Сахарова М. С., 1959]. Содержание изоморфных примесей мышьяка, свинца и серебра в антимоните из вольфрам-сурьмяных месторождений, по Н. Н. Мозговой и А. С. Дудькиной, максимальное для этого минерала вследствие высокой температуры его образования. Антимонит из сурьмяно-вольфрамовых месторождений характеризуется наибольшей твердостью ($H_{ср} = 1,38$ кГс/мм²), пониженной хрупкостью, меньшей анизотропией механических свойств, например микротвердости ($K_H = 1,3$), чем антимонит из месторождений сурьмы (Н. Н. Мозгова).

Ассоциация вольфрамитов с минералами мышьяка редка: встречается арсенопирит, немного более ранний, чем ферберит и антимонит. Киноварь появляется в месторождениях, расположенных в структурах большей консолидации (на шитах и в

срединных массивах), в пропластках хрупких пород среди сланцев или при наличии карбонатных вмещающих пород. Она встречается на большем, чем антимонит, расстоянии от рудоподводящих (контролирующих) разломов (Кавказ). В Барун-Шивее киноварь I, выделявшаяся, по В. И. Бергеру, в киноварно-диккитовых прожилках раньше ферберита III, буровато-красная, с металлическим блеском, образует скрытокристаллические скопления с тонкой вкрапленностью пирита, арсенопирита, аргентита. Частично замещается светло-малиновой киноварью II, находящейся в прожилках микрогребенчатого кварца. В Барун-Шивее самыми поздними образовались прожилки браунита и браунит-гетитовые колломорфные агрегаты, цементирующие пострудные брекчии.

В золото-вольфрамовых месторождениях руды содержат нередко экономически важные теллуриды золота, теллуриды и сульфоантимониды серебра. Они более поздние, чем вольфраматы, но входят в тот же парагенезис. Кристаллы ферберита короткопризматические, изометричные или удлиненные по оси *b*, в них содержится 1,5—25%, в среднем 1,5—3% WO_3 [Loving T. S., Tweto O., 1953]. Встречаются сплошные скопления шеелита или ферберита с поперечником в метры. Отношение шеелита к фербериту в рудах с содержанием 1% WO_3 1:1, а с содержанием 3—5% — от 1:5 до 1:10. Рудные столбы содержат 15—30 т WO_3 , крупные — в 10—20 раз больше. Из нерудных этим месторождениям присущ гойязит.

В оловянно-вольфрамовых месторождениях рудные минералы представлены касситеритом, ферберитом, спекуляритом. Из нерудных распространены кварц, тридимит, кристобалит, опал, флюорит. В серебряно-вольфрамовых месторождениях рудные минералы представлены пиритом (главным образом), аргентитом и богатыми серебром антимонидами (энаргит, пираргирит, полибазит, стефанит, штроемейерит и тетрадимит), а также золотом. Встречаются сфалерит, галенит; арсенопирита мало. Серицит, кальцит, гипс, глинистые минералы слагают большие массы. Зальбандовые оторочки слюды отсутствуют. Гюбнерит — один из поздних минералов более богатых вольфрам-серебряных руд. Рудные минералы ассоциированы с родохрозитом, реже — с кварцем.

ГИДРООКИСНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

В месторождении Тоссор в пластовых залежах в осадочных брекчиях рудные минералы представлены вольфраматами бария и кальция (по Н. Н. Королевой и др.) и водными гидроокислами (псиломелан-вад, содержащий 1—4% Pb, а также серебро, и лимонит). Структуры руд тонкокристаллические, текстуры массивные и полосчатые, колломорфно-зональные, фстончатые и др.

В прожилковых рудах, локализованных в трещинах, секущих рудные зоны, позже минералов марганца отложились флюорит (до 8%), кальцит и кварц. В гранитах изредка встречается пирит. В месторождении Кастрл Крик (США) в кальцито-кварцевой жиле, секущей вулканиты, содержится вольфрамсодержащий окисел марганца — голландит.

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФОГЕННАЯ (?) ГРУППА ФОРМАЦИИ

В этой группе главные рудные минералы представлены обычно шеелитом, часто катаклазированным. Иногда (в стратиформном месторождении Тукс) он имеет металлически черную окраску из-за обилия сингенетичных включений тунгстенита. Изредка встречается шеелит с примесью молибдена. В месторождении Ньямолило (Руанда) главный рудный минерал — это ферберит, слагающий мономинеральные, шаровидные и дисковидные нодулы в глинистых сланцах. Из других рудных минералов встречаются пирит, сульфосоли свинца, иногда вольфрамит, антимонит. Последний отмечен наряду с шеелитом в секущих стратиформные залежи жилах крупнокристаллического кварца. Из нерудных минералов наиболее распространены кварц и разнообразные карбонаты — кальцит, доломит, мезитит и др.

Итак, принципиальные различия состава руд месторождений разных групп формаций, в том числе и одноименных формаций, — это различия набора (и количественных соотношений) тех или иных минеральных парагенезисов, а в последних — минералов — представителей тех или иных кристаллохимических классов, групп и подгрупп, сидерофильных, халькофильных или литофильных элементов, отличающихся также по значению кларков, характеру и степени ионизации. Имеются и структурно-текстурные различия.

В группе формаций щелочных метасоматитов главный нерудный минерал — микроклин, а из рудных — каркасный бериллосиликат цинка (гентгельвин), островные силикаты бериллия (фенакит) и цинка (виллемит), из вольфрамов — ферберит. Структуры руд тонко- и мелкозернистые.

В гранитовой и аплит-пегматитовой группах формаций руды характеризуются обилием островных силикатов — полевых шпатов и относительно слабым развитием силикатов других групп, в частности слюд. В пегматитах встречается фаялит.

В скарновой группе формаций главными минералами руд являются: из нерудных — островные силикаты алюминия, кальция и железа — гранаты ряда андрадит — спессартин, иногда магния — форстерит и цепочечные силикаты кальция и железа — пироксены ряда диопсид — геденбергит; из рудных — шеелит, молибдошеелит, молибденит, золото или касситерит, изредка члены ряда гельвин — даналит и безводные окислы железа.

Структуры руд от крупно- до тонкокristаллических. Текстуры массивные, полосчатые и др.

В рудах грейзеново-жильных месторождений главное значение приобретают из нерудных минералов каркасные силикаты (кварц) и алюмосиликаты калия и натрия (полевые шпаты) и разнообразные слоистые алюмосиликаты — слюды (мусковит, фенгит, члены ряда лепидомелан — лепидолит) и хлориты. Характерны кольцевые силикаты — алюмосиликат бериллия (берилл) и боросиликат железа (турмалин), водные ортосиликаты (топаз). Рудные минералы разнообразны, главные из них — вольфраматы кальция, железа и марганца, молибдошеелит, разнообразные простые (в том числе молибденит и редко тунгстенит) и сложные сульфиды, окислы (касситерит и др.), самородные элементы (висмут и др.), а также сульфосоли, сульфоантимониды, сульфовисмутиды и др. Набор минералов зависит от петрохимического состава и структурных условий становления рудосопряженного магматического комплекса и магматических тел, от морфоструктурного типа рудных тел, глубины образования руд, состава вмещающих пород. Наличие в рудах (плутоногенных и вулканоплутоногенных) топаза, андалузита, граната, фосфатов, литиевых слюд, барита, ангидрита — признак их образования на малых глубинах. Структуры руд от гиганто- до тонкокristаллических, текстуры — массивные, друзовые, полосчатые, вкрапленные, колломорфные и др.

В плутоногенных рудах признаки прохождения коллоидной стадии выявляются лишь в наличии на поверхности жильного заполнения валиков, соответствующих трещинам в боковых породах. В вулканоплутоногенных рудах эти признаки проявлены четче: здесь нередки колломорфные текстуры руд.

В рудах аргиллизитовой группы формаций широко распространены простые сульфиды сурьмы, иногда — ртути, сульфиды и теллуриды серебра, теллуриды золота. Вольфрамиты представлены крайними членами или шеелитом, не содержащими молибдена (лишь в одном случае — до 0,5% Mo). Встречаются браунит, гетит. Из нерудных распространены халцедон, опал, гидрослюды. Структуры крайне разнообразны, обычны тонко- и скрытокристаллические, текстуры волокнистые.

В рудах гидроокисной формации содержатся минералы вольфрама — коллоидальные шеелит и вольфрамат магния.

В осадочно-метаморфогенной группе формаций из главных рудных минералов преобладает шеелит — тонковкрапленный, часто катаклазированный, иногда находятся также тунгстенит или ферберит в своеобразных формах развития.

Поисковые и оценочные критерии неодинаковы для месторождений разных генетических групп и различных типов провинций. Поисковый признак на вольфрамовое оруденение калишпатитовой группы формаций — интенсивная калишпатиза-

ция и развитие сидерофиллит-кварцевых грейзенов в зонах древних глубинных разломов на щитах. Оруденение гранитовой группы формаций можно обнаружить лишь при опробовании и изредка при обследовании гранитов с помощью люминоскопа. Аплит-пегматитовое оруденение находят по наличию ритмично-зональных текстур пород или грейзенов.

Для поисков и оценки шеелитового оруденения, как известно, целесообразно применять люминесцентный анализ. Для определения формационной принадлежности возможного коренного источника и предварительной оценки оруденения по россыпям можно использовать спектры ЭПР шеелитов и данные о содержании в них редких земель [Сотников В. И., Никитина Е. И., 1971]. Молибдошеелит, даже при незначительном содержании молибдена, имеет худшие, чем у шеелита, флотационные свойства, близкие к свойствам повеллита, что обуславливает повышение потерь при обогащении руд [Кононов О. В., Граменицкий Е. Н., Ключерева С. М., 1975 г.]. Качество молибдено-вольфрамовых руд определяется количественными соотношениями разновидностей шеелита с различными содержанием и распределением молибдена, о котором можно судить по спектрам фотолюминесценции. На этом основаны методы экспрессного фазового анализа руд и промышленных продуктов [Ключарева С. М., Кононов О. В., 1970 г.] и химического определения компонентов [Филиппов В. А., 1961 г.].

Для выводов о возможном типе коренного источника вольфрамового оруденения целесообразно определение содержаний вольфрама и молибдена и степени корреляционных связей между ними в водных ореолах рассеяния, поскольку наименьшей растворимостью, в связи с ее конгруэнтным характером обладают молибдошеелиты. Предложен метод выявления слепых рудных тел по ореолам рассеяния с помощью декрептометрии [Мамонтов Б. В., 1971 г.].

В районах проявления морозного выветривания — на Полярном Урале [Вакар В., 1941 г.; Юшкин Н. П. и др., 1972 г.], в ледниковых каррах Горного Алтая [Амшинский Н. Н. и др., 1976 г.] шеелит приобретает мучнистую консистенцию, что вызывает необходимость особо тщательно обследовать жилы в районах с полярным климатом. Поскольку мучнистый шеелит растворяется легче крупнокристаллического, для выявления оруденения в таких районах целесообразно применять биогеохимический метод [Ковалевский А. Л., 1975 г.].

В зонах тектоно-магматической активизации более перспективны пологие послейные залежи диопсид-андрадитовых скарнов с молибдошеелитовым оруденением, а в складчатых системах — пологие контактовые залежи геденбергит-гранатовых скарнов с шеелитом. Существенно гранатовые скарны иногда с эпидотом или везувианом малоперспективны.

Поисковый признак на грейзеново-жильное оруденение, как

известно, грейзенизация. Наличие флюорита в околожильных мусковит-кварцевых грейзенах в пределах вулканогенно-интрузивных поясов можно использовать как поисковый признак на вольфрам, тогда как такие же грейзены, сопровождающие молибденовородные жилы, флюорита не содержат [Покалов В. Т., 1964 г.]. Интенсивное развитее в зальбандах кварцевых жил оторочек мусковита, особенно содержащего примесь вольфрама, свидетельствует о слабом эрозионном срезе и перспективности «безрудных» на данном срезе жил на глубину [Чухров Ф. В., 1960; Ермилова Л. П., 1964; Сотников В. И., Никитина Е. И., 1971]. Признаком глубокого эрозионного среза рудных жил является наличие в грейзенах биотита и альбита, их альбит-биотитовый состав [Ермилова Л. П., 1964] или наличие около жил мусковит-полевошпатовых метасоматитов, даже шеелитсодержащих [Сотников В. И., Никитина Е. И., 1971].

При оценке месторождений следует учитывать типоморфизм кристаллов вольфрамита. В плутогенных грейзеновых месторождениях свободные кристаллы вольфрамита короткопризматические, с обильными гранями разнообразных форм, часто вытянуты по оси *z*. Вросшие в жильное заполнение кристаллы в жилах ранних стадий резко удлинены по оси *c*, а в жилах поздних стадий резко уплощены. При выявлении уплощенных кристаллов возможно обнаружение более продуктивных жил ранних стадий минерализации. Кристаллы вольфрамита в вулканоплутогенных месторождениях резко вытянуты по оси *c*. Вулканогенным месторождениям (аргиллизитовая группа формаций) присущи изометричные кристаллы более простой формы, нередко уплощенные по оси *c*.

Наличие в вольфрамитах повышенных содержаний примеси тантала может использоваться, в свою очередь, как поисковый признак на танталовое оруденение [Четырбоцкая И. И., 1972].

На некоторых месторождениях грейзеново-жильной группы проявилось гипогенное растворение первичных минералов, особенно вольфрамита. Вольфрам выносился, либо частично переротлагался в виде шеелита и жильных минералов, первоначально парагенных с вольфрамитом. Изменение состава и растворение вольфрамита там, где он сильно железист и непрозрачен, а жильные минералы частично переротложены, заметить трудно. Начальные стадии растворения гюбнерита можно распознать по изменению окраски минерала в шлифах. Один из признаков гипогенного растворения и переротложения кварца — это наличие в жилах «скрученных» и гранулированных кристаллов его. Гипогенному растворению подвергается и шеелит. Процессы гипогенного растворения вольфрамитов могут захватить значительные участки и привести разведчиков к ошибочным заключениям о малой перспективности жил. Необходимо тщательное изучение строения жильного кварца: в нем процессы гипогенно-

го растворения минералов проявляются наиболее интенсивно. Столь же важно выявлять и проследживать признаки гипогенного замещения минералов железа, в том числе вольфрамита сульфидами и др., шеелита — ферберитом. Все эти процессы приводили к разубоживанию и ухудшению технологических качеств руд.

В зонах грейзенизации, по данным ряда исследователей, растворение нерудных минералов и пирита может сопровождаться отложением вольфрамита и приводить к образованию рудных столбов.

Поисковым признаком может являться наличие в кварце псевдоморфоз ферберита по вольфрамиту, сопровождаемых в районах с тропическим климатом антоинитом. Повышенное содержание вольфрама в гидроокислах марганца и железа из зоны окисления, выявленное Ф. В. Чухровым [1945 г.], привело к разработке нового термомагнитного метода поисков [Боголюбов А. Н., Ворошилов Н. А., Ворошилова А. Н., 1975 г.]. При восстановительном обжиге проб слабромагнитные гидроокислы железа превращаются в сильномагнитную смесь вюсцита, магнетита и гематита, допускающую магнитную сепарацию. По спектральным данным, содержания рудных элементов термомангнитной фракции на порядок выше, чем в валовых литохимических пробах. Метод может применяться при поисках, если значительная часть площади занята курумами, при развитии мощного почвенного слоя или в случаях скрытого оруденения, когда на поверхность выходят лишь слабые первичные ореолы рудных тел.

Опробование железистых осадков болот позволяет выявить [Тайсаев Т. Т., 1975 г.] повышенные содержания молибдена, может использоваться при поисках месторождений молибден-вольфрамовой формации. Железистые осадки (лимониты) выпадают на кислородном барьере, на участках высачивания и движения над- и подмерзлотных вод в условиях окислительной среды. Они интенсивно выпадают и вдоль молодых разломов на выходах холодных железных источников. Железистые осадки, богатые органическим веществом, являются сильными сорбентами, накапливающими As, Mo, Zn, Pb, Ag и другие металлы. Спектр рудных элементов, их парагенетическая ассоциация типичны для руд и их первичных ореолов. Проявление аномалий в железистых осадках болот не зависит от открытого или закрытого типа развития вторичных литохимических ореолов рассеяния. На выходах надмерзлотных склоновых и трещинных вод, дренирующих зоны оруденения, контрастные аномалии рудных элементов формируются и в торфах, богатых органическими остатками, илами, железистыми осадками. Аномалии металлов приурочены к резкоослабленным или закрытым литохимическим аномалиям на площадях развития солифлюкционных и ледниковых отложений.

При геохимических поисках по широко развитым вторичным геохимическим ореолам олова и вольфрама оптимальной фракцией пробы является 2—3 мм [Куницын В. В. и др., 1975 г.]. Для обнаружения водных ореолов и потоков рассеяния месторождений вольфрама (как и олова) целесообразно опробовать водные мхи [Лапаев И. П., 1975 г.].

P—T параметры рудообразования также могут использоваться как оценочный признак. Максимальные запасы присущи месторождениям, сформированным при температурах 380—280°C, оптимальных для отложения главного рудного минерала [Повилайтис М. М., 1975]. По относительному уменьшению в составе газовой фазы газовой-жидких включений количества газов-восстановителей (H_2 , CH_4) и увеличению CO_2 и CO на верхних горизонтах можно определять уровень эрозионного среза рудных тел [Лаврик Н. И., Моисеенко В. Г., Степанов Г. Н., 1975 г.]. Иногда первичный ореол рассеяния фтора [Комаров П. В. и др.], хлора [Рейф Ф. Г., Бажаев И. П., 1975 г.] — индикатор вольфрамового оруденения. По данным Ф. П. Мельникова и др. [1973 г.], ореолы пропаривания около рудных тел, достигающие иногда 60 м, могут использоваться при поисках слепого оруденения в рудных полях.

Полости гипергенного растворения молибденита, описанные Ф. В. Чухровым, и псевдоморфозы опала по сферолитам молибденита характерны для плутоногенного оруденения зон с гумидным климатом.

Распространение в жилах кристаллов, сложенных одновременно морионом, цитрином и горным хрусталем, или кристаллов, покрытых паркетовидными вициналями, многоголовых кристаллов с облеканием крупных кристаллов более мелкими или параллельных сростков гранями более крупных кристаллов, а также наличие свилей в сечениях кристаллов кварца свидетельствуют (даже при наличии околужильных грейзенов) о безрудности или о малой перспективности жил на вольфрамовое оруденение.

Поисковыми признаками на оруденение аргиллизитовой группы формаций является развитие в породах гидрослюд, наличие в зонах дробления скоплений халцедона, тонкозернистого кварца, антимонита или теллуридов золота и др.

Поисковыми признаками на оруденение гидроокисной группы формаций является наличие травертинов, крупных скоплений гидроокислов железа или марганца, в которых наличие вольфрама можно выявить только опробованием.

При поисках и оценке стратиформного шеелитового оруденения рекомендуется использовать морфологию кристаллов пирита и наличие существенно магнизиальных карбонатов. В безрудных шиферных сланцах пирит встречается в виде кубов, а вблизи шеелитоносных участков жил и глинистых сланцев — в форме пентагондодекаэдров или комбинаций куба и октаэдра.

Состав исходных и измененных вмещающих пород на месторождениях вольфрама

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	77,86	84,20	90,90	73,85	78,97	72,93	74,67	79,15	69,11	67,09	48,91	58,10	51,85
TiO ₂	0,14	0,12	Не обн.	0,08	Следы	0,08	0,21	0,14	0,42	0,41	0,34	1,15	1,13
Al ₂ O ₃	11,75	7,88	4,70	13,80	12,66	9,76	12,02	11,71	15,31	15,65	8,94	18,13	19,13
Fe ₂ O ₃	0,44	1,38	2,60	0,48	2,11	1,86	1,30	1,54	0,05	2,12	1,79	2,71	5,63
FeO	0,24	0,54	0,02	1,35	0,58	5,70	1,45	0,80	1,72	0,36	0,36	2,58	
MnO	0,02	0,08	Не обн.	0,03	0,01	0,23	Следы	0,03	0,05	0,01	0,07	0,33	0,22
MgO	Следы	Следы	»	Следы	0,46	0,56	0,36	0,36	0,93	1,00	1,33	1,94	1,87
CaO	0,67	0,65	»	1,10	0,76	3,12	0,40	0,16	2,14	1,91	1,58	3,60	4,54
Na ₂ O	3,30	2,64	0,27	3,07	0,22	0,17	2,94	0,46	3,60	0,40	0,44	6,79	3,84
K ₂ O	4,50	1,44	0,48	5,45	1,55	2,47	4,81	3,68	4,00	6,12	10,20	2,43	4,78
S	Не обн.	Не обн.	0,15	0,016	2,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00	3,76
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Следы	Нет	»	»	»	»	»	»	0,88	0,74
H ₂ O	0,18	0,20	0,55	0,06	0,45	0,15	0,37	0,04	»	»	»	0,07	—
П. п. п.	0,42	0,63	Не обн.	0,36	0,79	1,66	1,32	2,15	1,30	2,34	1,58	0,72	1,31
				(H ₂ O)	(H ₂ O)	(H ₂ O)	(H ₂ O)	(H ₂ O)	(H ₂ O ⁺)	(H ₂ O ⁺)	(H ₂ O ⁺)	(H ₂ O ⁺)	(H ₂ O ⁺)
F	Не обн.	Не обн.	0,11	0,12	2,26 ₂				0,23	1,90	1,95	1,00	3,95
CO ₂	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,77	0,11	0,15	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,52	99,76	99,78	99,76	102,88	98,69	99,85	100,22	99,63	99,42		100,43	102,75

1, 2, 3 — месторождение в азиатской части СССР, данные И. Г. Павловой и М. М. Повилайтис: 1 — лейкократовый биотитовый гранит, 2 — топаз-слюдяно-кварцевый грейзен, 3 — топаз-кварцевый грейзен; 4, 5 — Калбинский район, данные А. К. Богдановой: 4 — биотитовый гранит, 5 — мусковит-кварцевый грейзен; 6, 7, 8 — Акчатау, данные Д. Я. Суражского: 6 — лейкократовый биотитовый гранит, 7 и 8 — породы, отвечающие последовательным стадиям грейзенизации гранита; 9, 10, 11 — Юго-Коневское месторождение (Урал), данные П. В. Покровского и А. И. Грабежева [1971]: 9 — биотитовый гранит, 10 — мусковитизированный гранит, 11 — микроклин-мусковитовый метасоматит; 12, 13 — месторождение Джиды, данные автора: 12 — бостонит, 13 — флюоритсодержащий березит.

В жилах вблизи крупных шеелитовых гнезд встречается мезитит, в участках бедных шеелитом обычнее пистомезит, а в участках, лишенных шеелита, сидероплезит или даже сидерит.

В последнее время появилась возможность применять для поисков месторождений вольфрама газовую съемку — по хлору, фтору, водороду, углекислоте и метану (работы О. Ф. Кроля и др.).

Характер изменения боковых пород, связанного с вольфрамовым оруденением, изучали О. Д. Левицкий, Н. И. Бородаевский, Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова, А. Г. Акиньшина, Ф. В. Чухров и Л. Б. Шлайн, В. С. Чуриков, А. Ф. Коржинский, Н. А. Блохина, Г. Н. Щерба, В. Т. Покалов, Я. Д. Готман и В. М. Малахова, М. С. Сахарова, И. Г. Павлова, Д. О. Онтоев, Б. Ф. Зленко, М. Ф. Стрелкин, автор и ряд других исследователей. По зарубежным месторождениям имеются только отрывочные сведения.

В табл. 7 приведены данные химических анализов, иллюстрирующие направление процессов локального изменения боковых пород, проявляющегося вдоль зальбандов жил месторождений грейзеново-жильной группы формаций, изученных детальнее других. Количественная характеристика баланса привноса — выноса компонентов дана в работах указанных авторов. Эти данные, как и материалы, приводившиеся автором [Повилайтис М. М., 1975], свидетельствуют о различии характера изменения боковых пород около вольфрамоносных жил плутоногенных месторождений разных формаций грейзеново-жильной группы, обусловленном различным составом исходных растворов и другими факторами. В пределах интрузивно-вулканогенных поясов и провинций верхоянского типа рудоотложение обычно сопровождается во внутренних зонах колонки кислотным выщелачиванием. В провинциях уральского типа рудоотложение, как правило, связано с привносом во внутренние зоны колонки щелочей и фтора. Суммарная мощность интенсивно-измененных пород обычно от 5 см до нескольких дециметров или даже метров.

Особенности изменения боковых пород около месторождений других типов приведены в работах исследователей, перечисленных выше.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РУДНЫХ ПОЛЯХ И ТЕЛАХ

Распределение оруденения в рудных полях и телах подчиняется определенным закономерностям. Эти закономерности рассматривались на примере конкретных месторождений О. В. Кононовым и Е. М. Граменицким, В. Ф. Чернышевым и Б. В. Кристалным, В. Г. Боголеповым, Д. О. Онтоевым и В. К. Денисенко, а обобщенно в месторождениях разных формаций — А. Д. Щегловым, Д. О. Онтоевым, Д. В. Рундквистом и И. А. Неженским, а также автором. В настоящем разделе внимание акцентировано на характере влияния на зональность рудной формации месторождений, морфоструктурного типа рудных тел, условий становления интрузивных тел рудосопреженных магматических комплексов.

КАЛИШПАТИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

В месторождениях этой группы проявляется, по В. И. Казанскому, К. В. Прохорову, Л. С. Галецкому и др., структурно-минеральная зональность рудных полей и тел — моноасцендентная (в ореоле калишпатизации) и полиасцендентная, обусловленная наложением на калишпатиты грейзенизации [Галецкий Л. С., 1971; Металиди С. В., 1971]. Зоны интенсивной калишпатизации, вмещающие редкометалльную минерализацию, развитые по древним очковосланцеватым алюмосиликатным породам, окружены мощными ореолами слабо калишпатизированных сланцеватых пород. В участках катаклаза и милонитизации калишпатиты грейзенизированы (мощность зон сотни метров), частично превращены в вольфрамоносные грейзены (кварцмусковитовые и другие, мощность зон — до первых десятков метров). Выявлена и вертикальная зональность рудных тел и зон: в верхних частях локализованы калишпатиты с редкометальным оруденением, а в нижних — грейзенизированные породы с рудами вольфрама.

ГРАНИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Зональность рудных полей выявлена в оловянно-вольфрамовых месторождениях этой группы: ниже штокшейдеров залегают субгоризонтальные пластообразные залежи вкрапленных руд, а еще ниже — изометричные и трубчатые рудные тела (Потгитерсрус, ЮАР). Залежи вкрапленных оловянных руд (мощность до десятков метров) окружены маломощным (до 1 м) чехлом шеелитовых руд.

Зональность аплитовых рудных тел, выраженная в многократном чередовании субпараллельных контактам зон аплитов и существенно вольфрамитовых зон ориентированного роста, выявлена в месторождении Монмэн во Франции (оловянно-вольфрамовая формация) [Evgard P., 1950 г.]. Такая зональность — результат особого хода фракционной кристаллизации магмы.

В пегматитовых месторождениях известна зональность рудных полей: вольфрамоворудные пегматиты обособлены от более ранних оловорудных. Во внешних зонах пегматитовых тел встречаются трещины, заполненные кварцем с шеелитом и вольфрамитом (Сильвер Хилл, США). Такая зональность рудных тел — результат совместного действия механизмов фракционной кристаллизации и трещинообразования, сопровождаемого отложением вольфрамов.

СКАРНОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

Скарноворудные залежи плутоногенных месторождений приурочены к определенно ориентированным контактам алюмосиликатных пород (интрузивных или метаосадочных) или к секущим их разломам. Оруденение в скарнах может быть равномерным или находиться в наложенных согласных или секущих линзо- и жиллообразных телах. Содержание WO_3 обычно изменяется тем значительнее, чем больше возрастной интервал между формированием скарнов и оруденения и чем выше была проницаемость системы трещин во время отложения руд. Скопления рудных жил и прожилков могут быть обособлены от крупных блоков безрудных скарнов, тяготея к секущим скарны разломам (Кабуты, месторождения Гумбейской группы). Поскольку скарнирование обычно развивается в анизотропной по составу и свойствам среде — метаосадочных породах, проявляется литологическая зональность, что обуславливает нередко многократное субпараллельное расположение залежей. Скарны развиты избирательно: контактовые — по более известковистым прослоям, а инфильтрационные послонные, располагающиеся в надинтрузивных зонах, нарушенных сбросами, — по алюмосиликатным метаосадочным породам. Нередко по прослоям разного состава возникали скарны разных минеральных фаций: по мраморам — геденбергитовые и гранат-геденбергитовые, а вдали от алюмосиликатных пород — редкие волластонитовые, по биотитовым роговикам — гранатовые, по известково-силикатным роговикам и лампрофирам — салитовые, по гранодиоритам — кварц-гранатовые.

Поперечная зональность контактовых залежей скарнов асимметричная: карбонатные породы — зона пироксеновых скарнов с шеелитом — гранатовая зона — гранитоиды плутона (в Ин-

гичке). В Майхуре и в месторождениях США последовательность пироксеновой и гранатовой зон обратная: гранит — зона темных силикатов — зона светлых силикатов — известняки. Вольфрамовое оруденение сосредоточено чаще всего вблизи контакта гранитоидного массива с известняками, в известковых и известково-железистых пироксеновых, а не гранатовых скарнах [Абдуллаев Х. М., 1947]. Это обусловлено, по-видимому, большей растворимостью пироксенов, по сравнению с гранатами. Магнезиальные скарны, встречающиеся иногда (месторождение Яхтон и др.) во внешней зоне известковых, шеелитового оруденения не содержат.

В молибден-вольфрамовых месторождениях вольфрамбворудные зоны скарных залежей часто с внешней стороны вмещают шеелит не только ранних, но и поздних генераций, обогащающий руды, а также сульфиды молибдена и других металлов, заключенные в более поздних прожилках. В месторождении Улудаг шеелит концентрируется вблизи лежащего бока многоярусных скарных залежей; а в пологой зоне дробления вблизи контакта сосредоточен вольфрамит. Скарны (обычно геденбергитовые), вмещающие обильные скопления пирротина, приурочены к продольным относительно секущих разломов участкам контактов плутонов, вдоль которых во время скарнирования и в дальнейшем происходили сбросы и сдвиги, а также, по наблюдениям В. Ф. Чернышева, к замкам мелких складок.

В послейных залежах скарны относительно обогащены вкрапленным молибдошеелитом. Короткие внутрипластовые поперечные трещины отрыва, возникшие в более хрупких слоях вследствие контракции или при метаморфизме известковистых пород и убывающие к флангам и на глубину, вмещают малосульфидное молибдошеелитовое и шеелитовое оруденение (Санг-Донг и др.). Поздние мощные протяженные, обычно крутопадающие кварцевые жилы, заполнившие трещины, секущие напластование метосадочных пород и контакты интрузивов, содержат молибдошеелит с малым содержанием молибдена или вольфрамит (Санг-Донг, Яогансань, Кабуты, Акмая, Пороховское и др.). Смена шеелита вольфрамитом обусловлена ослаблением степени взаимодействия рудоотлагающих растворов с вмещающими породами в связи с изменением гидродинамического режима и ускорением их циркуляции вдоль более проницаемых систем трещин. Иногда отмечается структурная зональность рудных тел, симметричная относительно секущих разломов и обусловленная [Лукин Л. И., 1973 г.] близостью фундамента платформы и наличием в нем рудоподводящих разломов. Так, в месторождении Санг-Донг (от периферии к центру рудного тела) последовательно сменяются зоны: 1) бедного WO_3 гранат-диопсидового скарна; 2) более богатых WO_3 кварц-роговообманковых пород с вкрапленностью сульфидов и шеелита; 3) самой богатой WO_3 (более 2%, иногда до 18%) серицит-хлорит-биотит-кварцевой

породы. С глубиной содержание молибдена возрастает, а висмута снижается, третий парагенезис сменяется вторым. На скарны наложались кварцевые жилы двух генераций. Шеелиты в скарнах, апороговиковых рудах и ранних жилах содержат 0,075—3,75% MoO_3 . В жилах он беднее молибденом, чем в апороговиковых рудах.

В оловянно-вольфрамовых месторождениях шеелит-касситеритовая минерализация приурочена к жилам и линзам кварца, секущим скарны и выходящим в осадочные породы. В месторождении Яогансань на контакте известняков с гранитным интрузивом и вдали от последнего, в месте пересечения напластования песчаников и известняков зоной трещиноватости, располагаются послонные залежи олово- и шеелитосодержащих апомагнезиальных гроссуляр-диопсидовых скарнов, обогащенных WO_3 только в местах пересечения их кварцевыми и ортоклаз-кварцевыми жилами с вольфрамитом. Ниже скарнов в роговиках имеются параллельные сдвигам прожилки кварца с пиротином и шеелитом. Скарны, перемежаясь с роговиками, полого (30°) падают по направлению от штоковидного выступа гранитов, на нижних горизонтах они расположены дальше от этого выступа, чем на верхних. Раздувы залежей и участки, обогащенные вольфрамом и сульфидами, контролируются дорудными сдвигами. В гранитах на контакте с песчаниками, и в основном в последних залегают кварцеворудные жилы, заполняющие разобщенные системы трещин трех направлений и различающиеся по протяженности, характеру и интенсивности оруденения. Самые протяженные на глубину жилы богаче других вольфрамитом, содержат касситерит, на нижних горизонтах почти исчезающий. В других жилах сульфидов больше, встречается станнин, касситерит очень редок. В жилах третьей ориентировки главные рудные минералы сульфиды.

Из вулcano-плутоногенных лучше других изучено месторожденные Тырнауэ. Здесь вдоль контактов гранитных тел протягиваются лишь маломощные каймы беднооруденелых скарнов. Седловидная (главная) залежь скарнов приурочена, по О. В. Кононову, А. Ф. Свириденко и др., к разбитому сколами замку антиклинальной складки волочения, в ядре которой залегают мраморы, а по периферии — биотитовые роговики. Последние скарнированы вдоль межформационного или тектонического несогласия. Установлены апоизвестняковые скарны и скарны апороговиковые. Гранат-пироксеновые скарны находятся во внешней зоне апоизвестняковых и внутренней зоне апороговиковых скарнов, а местами среди скарнированных роговиков. От биотитовых роговиков к мраморам последовательно расположены (вкрест залежей): пироксеновые или пироксен-плаггиоклазовые роговики, скарнированные роговики, апороговиковые скарны (пироксен-плаггиоклазовые) и далее гранат-пироксеновые, апоизвестняковые (гранат-пироксеновые) скарны затем гранат-

везувиановые, гранатовые и, наконец, «сульфидные». В пироксене от зоны роговиков к зоне скарнов возрастает содержание геденбергитового минала. Оруденение усиливается к центру залежи, определяясь густотой и составом жил. Молибденит-кварцевые жилы развиты в основном в апороговиковых скарнах. Полосчатость скарнов повторяет контуры рудного тела.

Продольная зональность залежи менее четкая: в северном крыле преобладают гранат-пироксеновые апороговиковые скарны, в южном — апоизвестняковые, в шарнире их развитие сопоставимо, к крыльям возрастает доля апоизвестняковых скарнов. На глубине в скарнах возрастает содержание WO_3 , Mo^{6+} в шеелите, но уменьшается содержание Mo^{4+} (молибденита) и граната (при возрастании содержания основного плагноклаза) [Хрущов Н. А., 1958; 1963 г.]. Содержание молибдена в шеелите зависит от состава скарнов и слагающих их минералов и положения относительно элементов складки: в центре залежь обогащена, по О. В. Кононову и Е. М. Граменицкому, молибдошеелитом, а по краям — шеелитом.

Вертикальная и горизонтальная (концентрическая) моноасцендентная зональность молибден-вольфрамового оруденения, возникшая в стадию кварц-пироксен-плагноклазовых метасоматитов, обусловлена термическим градиентом вверх и в стороны от источников раствора ($100-150^\circ C$ при $600-400^\circ C$) и изменением p_{S_2} и p_{O_2} при ведущей роли первого фактора. Рудоносные скарны имеются и в прилегающей к седловидной залежи синклинали. Севернее и южнее этой залежи вдоль контакта роговиков и скарнов располагаются прямолинейные крутопадающие молибденоворудные штокверки. Молибдошеелитовое (главное) вольфрамовое оруденение, развитое в пироксен-гранатовых скарнах, возникло синхронно с внедрением гранитов ранней фазы во время преобладания сдвигов, раньше молибденитового, приуроченного к микроклинизированным биотитовым роговикам.

В рудном поле выделены Главная и Аномальная структурные зоны, последняя сброшена по центральному разлому. По О. В. Кононову и др. [1974 г.] к ним приурочены скарны разных минеральных фаций. В Главной зоне развита пироксен-гранат-волластонитовая фация, возникшая при $650-620^\circ C$ ($\Delta T 30^\circ$ в интервале глубин 500 м). В Аномальной зоне на нижних горизонтах распространены пироксен-гранатовая (безволластонитовая) фация, а на верхних — гранат-эпидотовая, возникшая при $560-520^\circ C$ ($\Delta T 40^\circ$ в интервале глубин 300 м). Вне ореола контактовых роговиков скарны пироксен-эпидотовые.

Локализацию послескарновых метасоматитов и молибден-вольфрамовых руд контролируют залежи высокотемпературных скарнов. На скарны наложены кварц-арсенопиритовые жилы, имеются скарновые оловорудные проявления, на северо-запад, юго-восток и выше вокруг молибден-вольфрамовых рудных тел расположены скарны с сульфидным оруденением — медным,

свинцовым, висмутовым, оловянным, еще севернее — кварц-арсенипиритовые жилы, дальше на северо-запад — свинцово-сурьмяные рудопрооявления, а еще дальше — ртутные. Зональность рудного поля определяется, по О. В. Кононову и др., глубиной заложения рудоподводящих разломов — звеньев Тырнаузской шовной зоны.

В золото-вольфрамовых месторождениях контактовые скарны без наложенного жильно-прожилкового оруденения слабо шеелитоносны. В одном из месторождений эти скарны тяготеют к разноориентированным разломам; по данным В. Ф. Чернышева, мощность их возрастает в пологих участках разломов и зонах дополнительной складчатости. В роговиках имеются разноориентированные жилы скарнов, тяготеющие к секущим крутопадающим отрывам или трещинам слоистости. Шеелитоносные кварцевые, полевошпат- и карбонатно-кварцевые жилы и прожилки, локализованные в системах трещин, сопряженных с главными сбросо-сдвигами, пересекают скарны, выходя за их пределы. Золотое оруденение сосредоточено в более открытых системах трещин в еще более поздних жилах и прожилках кварца с сульфидами, преимущественно в гранодиоритах [Четырбоцкая И. И., 1971 г.]. В геохимических ореолах на верхних горизонтах рудных полей и тел накопились свинец и медь, на средних — вольфрам, на нижних — висмут, мышьяк, цинк [Друс Ю. Т., 1972 г.]

На медно-вольфрамовых месторождениях (Иксью, Оулд Хикори), представленных пологими залежами скарнов, обычна пульсационная зональность: верхние горизонты обогащены медью, а нижние — вольфрамом. В Оулд Хикори имеется промежуточная зона магнетитовых руд. В Иксью скарнорудные тела залегают обычно вдали от интрузивов — вдоль межформационных и межпластовых нарушений, в местах интенсивного дробления, в резких изгибах простираения складчатых толщ. В Агылках рудные столбы (массивный пирротин-халькопирит-кварцевый агрегат с реликтами пироксенового скарна) распространяются по падению залежи вблизи даек, экранировавших рудоносные растворы. Слабее развиты прожилково-вкрапленные, иногда брекчиевые сульфидные руды.

В месторождении Чорух-Дайрон, приуроченном, в отличие от других к интрузивным породам, по-особому проявлена и зональность. Здесь имеет место пульсационная горизонтальная и вертикальная зональность в распределении шеелита, молибденита, магнетита, сульфидов железа, цинка, свинца и др. От центра к периферии рудного поля и от центральной к краевым частям главной рудной зоны изменяется состав скарнов и других метасоматитов [Чернышев В. Ф., Кристальный Б. В., 1963 г.; Чернышев В. Ф., Сафонов Ю. Г., 1974 г.]. В центре рудного поля в самом крупном разрыве и в наиболее приоткрывавшихся его участках распространен гранат, который к периферии сменяется

пироксеном, на флангах — скаполитом. В самых внешних зонах проявлена альбитизация (реже калишпатизация) пород. Эта зональность, зависящая от степени и характера деформаций, усложнена развитием скаполита в основном в монцонитах (у которых эффективная пористость меньше, чем у гранодиоритов), а граната — в гранодиоритах. Зональность обусловлена, по В. Ф. Чернышеву, различием степени и характера деформации в центре и на флангах рудного тела, влиявшими наряду с дифференциальной подвижностью компонентов и фильтрационным эффектом на температуру, pH и реакционную способность скарнирующих растворов. Здесь проявлена и вертикальная зональность эндогенных ореолов [Бундин С. П., 1972 г.]. В богатой части рудного тела вольфрам и медь доминируют над другими элементами. В верхах рудных тел могут присутствовать еще свинец, цинк и серебро. В подрудных зонах значительны концентрации олова и молибдена, а меди и вольфрама малы. В корневых частях ореолов фиксируются, обычно совместно, мышьяк и висмут.

Итак, в скарновых месторождениях вольфрама проявлены как пульсационная, так и диффузионная зональность отложения. Обычна также литологическая зональность.

ГРЕЙЗЕНОВО-ЖИЛЬНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИЙ

Структурно-минеральная зональность рудных полей плутоногенных месторождений может проявиться в распределении рудных тел разных генетических типов — гидротермального и пегматитового (или гранитового и др.), разных морфоструктурных типов или даже одного типа (если рудные тела содержат разнометальное оруденение или распределены в виде разобщенных, нередко разноориентированных систем), минеральных фаций метасоматитов — дорудных, сорудных (рудноносных и безрудных) или послерудных.

В некоторых оловянно-вольфрамовых месторождениях Республики Чад и Руанды, приуроченных и куполовидным выступам плутонов, в основании выступов располагаются жилы пегматитов с касситеритом, а в апикальных частях — жилы кварца с касситеритом и вольфрамитом или только с вольфрамитом (ферберит). Эта зональность может быть обратной. Ранние, особенно грейзеновые рудные тела часто приурочены к куполо- и гребневидным выступам плутонов, а кварцевые жилы — преимущественно к гранитам или к прилегающей кровле. Ярусно расположенные жилы кварца могут отличаться набором вольфрамов (выше находятся рудные тела, обогащенные шеелитом, ниже — тела с антуанитом и ферберитом, при наличии и в тех, и в других вольфрамита [Varlamoff N., 1958 г.]).

В вертикальном или горизонтальном направлениях могут

сменяться морфоструктурные типы рудных тел. Так, трубчатые тела по восстанию могут перейти в пологие залежи оруденелых грейзенов (Бэмфорд, Австралия), жильные тела — в штокверки (Ляньхуашань, Китай), крутопадающие жилы смениться пологими с иным оруденением (Хуанподи, Китай и др.).

Вольфрамоворудные столбы и гнезда расположены в участках рудных тел любых морфоструктурных типов, где наблюдается: изменение элементов залегания и ветвление рудных тел (Тадзишань, Китай), уменьшение их мощности или выклинивание (Стори Крик, Иультин), пересечение плоскостей сланцеватости, дорудных жил и разрывов (Их-Хайрхан), сопряжение тел с оперяющими трещинами, а также пересечение пород, контрастных по физико-механическим свойствам или благоприятных для рудоотложения — богатых калием глинистых или слюдяных сланцев (Иультин, Гленорчи) или кальцием — амфиболитов и биотит-актинолитовых пород (Кти-Теберда), известняков (Педро-Дом, Мексика).

Строение плутоногенных трубчатых рудных тел, залегающих в гранитах, в плане концентрически зональное. Самая ранняя и высокотемпературная минерализация приурочена в метасоматических телах к их осевой части, а в телах заполнения — к периферическим частям. Вольфрамит, молибденит, самородный висмут распределены равномерно или концентрируются в верхних, донных или промежуточных частях рудных тел, разобщаясь безрудными интервалами, иногда в несколько раз более протяженными, чем рудные. На глубине их содержание выдерживается или снижается, а содержание сульфидов, более обильных в полостях, чем вне их, как и количество самих полостей, — возрастает. Самородный висмут иногда приурочен к лежащему боку тел.

Зональность грейзеновых трубчатых рудных тел концентрическая, например, в Тумен Цогто осевая часть сложена слюдяным грейзеном, а периферическая — кварцевым.

В рудных полях вулканоплутоногенных жильно-трубчатых месторождений молибден-вольфрамовой формации продольная зональность (возрастание содержания молибдена на глубине) проявлена слабее поперечной концентрической. В центре рудного поля располагаются главные трубчатые (или конусовидные) рудные тела, а в удалении от них и частично на них налагаются — линейные рудные тела, унаследующие древние структуры, а также сетчато-прожилковые (штокверковые), несущие иную металлическую нагрузку. Так, в месторождении Булуктай брекчиевые и штокверковые шеелитовые руды приурочены к трубчатому телу с обильными обломками меланократовых пород, а жильное и прожилковое молибденовое оруденение (по Я. А. Косалсу и А. Н. Дмитриевой более раннее, чем вольфрамовое) — в основном к периферии поля [Туговик Г. И., 1959 г.; Вахромеев С. А., 1962 г.]. В краевых частях трубчатого тела,

где меньше обломков меланократовых пород, и особенно во вмещающих гранитах, залегают более поздние жилы и прожилки с юбнеритом.

В брекчиевом кольцевом рудном теле месторождения Учумы, окаймляющем внедрившийся в него шток гранит-порфира, цемент кварц-полевошпатовый с вольфрамитом. В гранит-порфирах и вокруг них в ороговикованных осадочных породах расположены жилы кварца с вольфрамитом, в осадочных породах — кварц-мусковитовые жилы и прожилки, а в самой периферической части рудного поля — прожилки кварца с сульфидами.

В оловянно-вольфрамовом месторождении Марсовое в верхних горизонтах воронкообразной трубки взрыва из соединений серы преобладают, по В. С. Кравцову, арсенопирит, галенит и пирит, а в нижних — галенит, пирит, пирротин и сфалерит. В периферической части тела имеются рудные линзы.

В плутоногенных штокверковых молибден-вольфрамовых месторождениях в верхней части рудного поля находится вольфрамоворудная зона, а в нижней — молибденоворудная (Урзарсай). Реже эта зональность обратная (Верхнее Кайракты). На глубине шеелит-молибденитовые руды могут смениться молибдошеелитовыми, при этом может возрасти, сравнительно с числом кварцевых жил, число кварц-полевошпатовых прожилков, зон микроклинизации и альбитизации (Верхнее Кайракты). В месторождениях Верхнее Кайракты и Саран с глубиной вольфрамовая и молибденовая зоны выполаживаются [Щерба Г. Н., 1960] с приближением к контактовой поверхности плутонов. В Коктенколе вольфрамоворудная зона залегают положе молибденоворудной. В Верхних Кайрактах [Щерба Г. Н., 1960] и Урзарсае [Сотников В. И., Никитина Е. И., 1971] молибден-вольфрамоворудная минерализация на флангах сменяется полиметаллической (центробежная горизонтальная структурно-минеральная зональность). На глубине ореолы вольфрамового орудения могут распадаться на ленты, что сопровождается снижением содержания WO_3 . При ярусном распределении орудения ведущие металлы в ярусах разные (пульсационная структурная зональность) или одинаковые (ярусность вызвана неоднородностью физико-механических свойств пород). Могут различаться содержания рудных минералов, например шеелитовое орудение может быть богаче в надынтрुзивной зоне, а вольфрамитовое — в гранитах (Коктенколь, Казахстан). Содержания тантала, ниобия и скандия в вольфрамитах из прожилков, залегающих в гранитах, могут превышать таковые в вольфрамитах из прожилков, залегающих в кровле.

В оловянно-вольфрамоворудных штокверках на глубине могут уменьшаться мощности прожилковых зон, они могут перейти в жилы и обогатиться сульфидами (Ляньхуашань, Китай) или может возрасти содержание WO_3 и измениться характер

околорудных метасоматитов (в Богутах к внутренним зонам увеличивается содержание кварца и серицита).

Зональность рудных полей вулканоплутоногенных штокверковых месторождений зависит от морфоструктурного типа рудных тел и структурных условий становления рудосопряженного комплекса. В ранних существенно молибденоворудных штокверках проявлена концентрическая зональность относительно рудосопряженных интрузивов. В рудных телах одного морфоструктурного типа, располагающихся в апикальных частях штоков или над ними многоярусно, от ранних к поздним возрастает роль вольфрамового оруденения относительно молибденового. При прямой пульсационной зональности тела, более богатые вольфрамом, залегают дальше молибденоворудных от штоков (Джидда), а при обратной зональности — ближе (месторождение Кляй-макс). Это зональность особого типа — многократная, иногда ритмичная. Ранние штокверки могут отличаться от поздних составом руд, положением относительно интрузивов, формой (от напоминающей шляпку гриба с загнутыми вниз краями до линейной или блоковой), величиной, внутренним строением, зональностью, масштабом оруденения. Например, в месторождении Забайкалья центры молибденоворудного, вольфрам-редкометального и вольфрамоворудного штокверков последовательно смещены в одну сторону. При прямой зональности вертикальный интервал распространения оруденения возрастает, а при обратной — снижается. Подобная зональность обусловлена эндокинетическими факторами (снижение динамической активности магмы и возрастание роли унаследованных нарушений, сопровождающиеся повышением открытости системы), закономерным изменением состава и снижением температуры растворов, сопряженных с последовательными магматическими импульсами. В редкометальном и редкометально-вольфрамовом штокверках на глубине роль кварц-полевошпатовых прожилков увеличивается, а кварцевых уменьшается снижается содержание WO_3 и возрастает роль сопутствующего оруденения (термогенная зональность, по Д. О. Онтюеву и А. Д. Щеглову, 1976 г.), обусловленная $\Delta T-18^\circ C$ на 100 м глубины.

Зональность наиболее интересных существенно молибденоворудных штокверковых тел структурно-минеральная, концентрическая, в вертикальном направлении асимметричная: в апикальной части штоков расположена зона окварцевания, охваченная сверху и с боков полусферическими выпуклыми вверх зонами молибденоворудных штокверков, сопровождаемых ореолами калишпатизации, также окруженными вольфрамоворудными зонами и ореолами серицитизации.

В штокверках, ассоциированных с трубообразными интрузивными телами (некками, корневой частью этмолитов), существенно молибденовое оруденение может располагаться концентрически относительно интрузивных тел. В вольфрам-оловянном

месторождении Маунт-Плезант минералы первых двух (из трех) стадий минерализации, в том числе вольфрамит и касситерит, отложились в центральной части некка, а сульфиды, рутил, меньше арсенопирит, флюорит и кварц образуют более широкий ореол. В одной из рудных зон содержание цинка с глубиной уменьшается, а олова — увеличивается. Изменение пород также зональное (от центральной части штоков к периферии): грейзенизация — хлоритизация — серицитизация и окварцевание [Petruk Wm., 1973 г.].

В плоскости пологих грейзеновых тел и жил оруденение чаще всего равномерное, но вольфраматами могут быть обогащены участки пересечения меланократовых пород или прослоев глинистых сланцев. Пологим рудным телам присуща асимметричная зональность отложения. Например, в ряде месторождений Африки вольфрамит распределяется по всей жиле, а касситерит тяготеет к лежащему боку, от лежащего бока к висячему изменяется состав вольфрамита или последний сменяется шеллитом. Отмечается и симметричная зональность. Так, в Панашкейре осевые части жил сложены кварцем и вольфрамитом, а призальбандовые — турмалином, мусковитом и касситеритом. Эта зональность обусловлена, как и у крутопадающих тел, последовательным отложением или пульсацией. Касситерит развивается в основном в грейзенах, хотя содержится и в жильном кварце, чаще в зальбандах жил, а вольфрамит встречается чаще в жильном кварце (по О. Д. Левицкому) и распределен более равномерно.

В золото-вольфрамовом месторождении Гленорчи в верхних горизонтах, попутно с вольфрамом, добывалось золото, а в нижних — только вольфрам. Рудные столбы, обогащенные шеллитом, субпараллельны линиям пересечения жилами плоскостей сланцеватости вмещающих пород. Самые крупные кварцевые линзы и рудные столбы находятся в местах наибольшей мощности жильных зон, там, где они секут пелитовые сланцы.

Вулкано-плутоногенные ранние пологие молибден-вольфрамовые рудные жилы, падающие в отличие от более поздних в сторону штоков гранит-порфиров, на верхних горизонтах находятся дальше от интрузива, а на нижних — ближе. В плоскости этих жил оруденение распределено равномерно, а в сечении их строение поперечно-зональное типа «слоеного пирога»: многократно чередуются параллельные зальбандам зоны пегматоидной и молибденит-кварцевой ассоциаций и аплитов (зональность пульсационная).

В рудных полях, приуроченных к асимметричным выступам гранитных плутонов, проявляется пульсационная структурно-минеральная зональность: около пологих поверхностей гранитных выступов залегают пологие жилы (или грейзены) с оловянно-, молибдено- или редкометалльно-вольфрамовым оруденением, а около более крутопадающих поверхностей — более поздние

крутопадающие жилы, обогащенные сульфидами железа, цинка и свинца.

Около штоковидных выступов плутонов, внедрившихся при значительной динамической активности магмы, вызывающей ротационные движения, может возникнуть особый тип зональности рудного поля, обусловленный сложным веерным спиралеобразным развитием жильных трещин, в основном в экзоконтакте. В рудных полях проявляются структурная (ветвление жил в сторону от выступа плутона) и структурно-минеральная зональность: ранние жилы (с существенно молибденовым или оловянным оруденением) — пологие и расположены ближе к гранитному выступу или в нем самом, а более поздние (с существенно вольфрамитовым оруденением, иногда с закономерно изменяющимся соотношением $\text{FeO}:\text{MnO}$ в вольфрамитах) — над выступом и (или) вокруг него.

Блоковая зональность рудных полей, встречающаяся в грейзеново- и аргиллизитово-жильных месторождениях всех формаций, минеральных и морфоструктурных типов, проявляется по-разному. В рудных полях с пологими рудными жилами — в различном гипсометрически залегании рудных жил, обусловленном, по-видимому, чаще пострудными нарушениями. В рудных полях месторождений вольфрама, представленных в основном крутопадающими жилами, богатыми сульфидами (Белуха, Букука, Их-Хайрхан, Чикотэ, Амутара, Ками), в разных блоках различны степень метаморфизма пород (например, контактового в Чикотэ), главные рудные компоненты жил (в Чикотэ в одном блоке жилы вольфрамит-кварцевые, в другом — касситерит-кварцевые), минеральный состав рудных жил (на Букуке родохрозит-кварцевые рудные жилы есть лишь в одном блоке), распространение жил с разными элементами залегания (в Букуке в одном блоке — пологих, в других — крутопадающих).

Минеральная зональность может проявляться и независимо от структурной. Так, в рудных телах заполнения всех морфоструктурных типов зональность отложения проявляется в приуроченности ранних минералов к зальбандам, а поздних — к осевым частям тел (именно этим вызвано обогащение рудных жил в местах их выклинивания), в массивном сложении периферических частей и друзовом — внутренних, в наличии около них зон изменения боковых пород.

В плутоногенных рудных телах и их участках, вытянутых в вертикальном направлении, часто проявлена минеральная зональность отложения, субпараллельная пологим контактам плутона. В телах одного яруса участки, несущие однородное оруденение, рудные зоны или скопления иной формы, приурочены к определенной субгоризонтальной палеоизотермической поверхности, а в разновозрастных системах рудных тел, залегающих ярусами, — к разным уровням (Потгитерсрус, ЮАР). Ширина рудной зоны зависит от морфоструктурного типа рудных

тел и времени их образования в ходе становления плутона. В трубчатых телах заполнения она достигает метров, а в более поздних жилах — десятков метров.

Зональное строение крутопадающих грейзеновых тел изучено В. Г. Боголеповым [1972] и др. Внутренние кварц-топазовые и другие фации по мощности в 10—200 раз превышают внешние — грейзенизированных гранитов и кварц-мусковитовых апогранитных грейзенов или калишпатизированных и хлоритизированных, а также грейзенизированных адамеллитов. В каждом теле рудная зона субгоризонтальна (как и границы между фациями грейзенов), может залегать на разных (до 100 м) расстояниях от контакта гранитов.

Вольфрамит концентрируется в средней по вертикали части рудных тел. В самой богатой средней части рудной зоны оруденелы не только грейзены, содержащие равномерно вкрапленные молибденит и вольфрамит, но и жильное заполнение. Выше по периферии грейзенов появляются все более мощные почти безрудные кварц-топазовые оторочки, а оруденение вначале тяготеет, а выше приурочено только к жильному заполнению. Книзу внутренние зоны расширяются (при сопряженном уменьшении мощности внешних зон и кварцевых жил), а затем сужаются.

В поперечном вертикальном сечении строение грейзеновых тел напоминает строение пламени свечи. Внутренние фации грейзенов обладают поясовой асимметричной вертикальной зональностью (в скобках приведена длина по вертикали). Снизу вверх располагаются зоны грейзенов: подрудная (пористые кварцевые), главная рудная (кварцевые с кварц-топазовыми оторочками, 100—150 м), надрудная (кварц-топазовые с вкрапленностью пирита, 100 м) и второстепенная рудная (кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые с вольфрам-редкометалльной минерализацией, 30 м). Главная рудная зона приурочена к зоне перехода кварц-топазовых грейзенов в развившиеся по ним плотные кварцевые. Второстепенная рудная зона тяготеет к оперяющим относительно маломощным кварцевым и мусковит-кварцевым телам, в центре которых часто встречаются полосы мусковита и изредка калишпата. Выше залегают кварцевые грейзены с березитовыми оторочками, окруженные ореолом микроклинизированных гранитов с молибденовой минерализацией. Промышленно интересна обычно одна из рудных зон.

Отношение содержаний $Sn:W$ на глубине и при переходе жил из кровли в граниты возрастает, например, в месторождениях Барун-Ундур (Забайкалье), Циновец и др. (ГДР), Мергуй (Бирма), Корнуэлле (Англия), месторождениях Португалии, Виллерей (Франция), Мульчихе (Горный Алтай), Шуйсимяо (провинция Цзянси, Китай). Содержание WO_3 может возрастать вверх и вниз от горизонтов с максимальным содержанием олова. В некоторых жильных месторождениях Китая (Яоган-

сань), Чукотки (Светлое), Австралии (Аберфойл), Малайзии в гранитах жилы содержат в больших количествах вольфрам, тантал, ниобий, иногда молибден, а в кровле — олово, сульфиды меди, свинца и цинка (Сюй-Ко-Цинь, О. Д. Левицкий, С. Ф. Лугов и др.).

Содержание MnO в вольфрамитах может возрастать при выходе жил из гранитов в кровлю (Калгуты, СССР; Их-Хайрхан, Монголия), или на глубине (Иультин). По данным В. Ф. Барабанова [1961, 1967 г. и др.], содержания FeO в вольфрамитах Белухи и Букуки повышаются при пересечении жилами меланократовых пород. В поздних жилах, приуроченных к сколам, содержится гюбнерит, тогда как ранние жилы обогащены вольфрамитом. По В. Ф. Барабанову, И. И. Четырбоцкой, Л. Ф. Сырице, Г. А. Смелянской, вольфрамиты жил, пересекающих сланцы, более железисты (но отношение $Fe_2O_3 : FeO$ в них ниже), чем в жилах, залегающих в гранитах, и вследствие повышения щелочности среды содержат меньше тантала, ниобия, скандия [Четырбоцкая И. И., 1972; и др.]. С приближением к контакту плутона с терригенными толщами в последних сверху вниз, а в гранитах снизу вверх возрастает содержание тантала и ниобия в вольфрамите [З. И. Караева, И. И. Четырбоцкая и др.]. В вольфрамитах месторождений одного типа содержания железа и индия возрастают и снижаются совместно (В. В. Иванов).

В штокверково-жильных вулкано-плутоногенных месторождениях, приуроченных к штокам, ранние рудные штокверки (грибовидные) тяготеют к штокам, а жильное оруденение поздних — от этапов к линейным структурам периферической части рудного поля. Так, в участке Холтосон Джидинского рудного поля жилы залегают в сопряженных трещинах скола и отрыва. Они различаются по протяжению на глубину и минерализации [Повилайтис М. М., 1960, 1975 г.]. В сколах сосредоточено больше минералов с менее рыхлыми кристаллическими решетками (шеелит, сульфиды), чем в отрывах (гюбнерит, сульфосоли), опережающих главную сколовую трещину со стороны лежащего бока. В жилах, залегающих в сколах, проявлена прямая или обратная зональность — пульсационная и отложения (сопряженные), а в опережающих отрывах распределение оруденения беспорядочное.

В пределах рудного поля здесь может проявиться (в разных рудных телах) и прямая, и обратная зональность в распределении сульфидов (по данным Д. О. Онтоева и автора).

В месторождении Лаллагуа рудные тела расположены в штоке кварцевого порфира, изредка они выходят в кровлю. Рудные тела двух типов: 1) жилы заполнения сколов с выдержанными элементами залегания и мощностью до 8 м; 2) жилы замещения меньшей величины и мощности (0,05—0,3 м). Проявлена вертикальная зональность отложения (Ф. Альфельд): 1) на глубине преобладает турмалин; 2) выше вместе с касси-

теритом отложились вольфрамит, сульфиды железа и висмута, кварц; 3) еще выше преобладают сульфиды (сфалерит и борнит), сульфосоли олова (станнин, франкеит), свинца, меди, сурьмы и цинка, а также встречается гюбнерит.

В месторождении Икуно-Акенобе (Икеда Сосаку и Такео Като) зональность оруденения пульсационная и, возможно, термогенная: во время отложения руд геотермический градиент был велик [Хидеки Имаи, 1974 г.]. От центральной части главных рудоподводящих разломов и сопровождающих их нарушений к периферическим расположены зоны с оловянно-вольфрамовым, медным, свинцово-цинковым и золото-серебряным оруденением. На глубине содержание ранних минералов — кварца, касситерита и вольфрамита возрастает, а сульфидов (сфалерит, халькопирит, сербросодержащий галенит) уменьшается.

В месторождении Лаллагуа, по Ф. Альфельду, на глубине из вольфрамовых преобладает вольфрамит среднего состава, более ранний, чем касситерит; вблизи земной поверхности вольфрамит нет, но есть гюбнерит, который моложе касситерита. Длина вольфрамит-касситеритового вертикального рудного столба 100—150 м, хотя глубина протяжения минерализации до 750 м.

Структурно-минеральная зональность рудных полей, расположенных в этмолитах, выражена в приуроченности к корневым частям последних ранних молибденоворудных штокверков, оловянно- или медно-вольфрамоворудных жил (породы около них серицитизированы). В более поздних, открытых системах трещин, приуроченных не только к корневым частям, но и к апикальным расширениям этмолитов, возникают золото-серебряные (Бая Сприе, Румыния) или оловянно-серебряно-рудные (Потоси, Боливия) прожилково-вкрапленные системы с разнообразными сульфосолями свинца и серебра; породы здесь окварцованы. Промежуточной зоне присущи свинцово-цинковые руды. Структурная зональность таких систем выражена в вылаживании главной жилы кверху, согласно с изменением залегания контактовой поверхности этмолита, и ветвлении в висшем боку с образованием структуры типа «конского хвоста».

В Потоси существенно оловянное и вольфрамовое оруденения сосредоточены в одном участке рудного поля (в плане), а позднее оловянно-серебряное (второго этапа оруденения) — в другом. Жилы с серебром и оловом окружены с запада жилами с галенитом и серебром, а еще западнее залегает серебрянорудная жила. Вертикальная зональность проявлена в ряде жил: их верхние части богаты серебром, что характерно и для рудного поля в целом, а нижние — вольфрамитом и висмутином. Зональность околорудных изменений в Бая Сприе выражена в смене хлоритизации, карбонатизации, адуляризации и аргиллизации от центра к периферии и от нижней к верхней части рудного поля.

Жильные месторождения, ассоциированные с некками, также зональны. В рудном поле месторождения Чорольк олово-, вольфрам- и серебрянорудные жилы разных простираний локализованы в разных участках резко удлиненного рудного поля. Центры разнометального оруденения смещались сначала к западу от некка, а затем и к востоку.

В месторождении Асио (Япония) выделяются зоны: 1) центральная (Sn, W, Bi, Cu); 2) промежуточная (Cu, As, Zn); 3) краевая (Zn, Pb, Cu, As). Жилы локализованы чаще всего в риолитах и туфах жерлового аппарата; кварцевые оловорудные жилы с касситеритом и вольфрамитом (ферберит?) и соединениями серы (арсенопирит, пирротин и др.) залегают вблизи поверхности. В удалении от некка и на глубине их сменяют существенно хлоритовые жилы, не несущие вольфрама и олова (или со станнином) с обильными галенитом и сфалеритом. От жил часто отходят прожилки с касситеритом и апатитом. Массивные рудные тела замещения, сложенные серицитизированными и хлоритизированными породами, содержащими сульфиды железа, немного станнина, касситерит, залегают в роговиках, реже в риолитах.

Литологическая зональность характерна для всех морфо-структурных типов рудных тел, кроме изометричных и трубчатых тел заполнения, а иногда и для рудных полей в целом. Она проявляется в месторождениях различных рудных формаций и может быть структурной, минеральной или комплексной.

Особенно разобщено в пространстве, как и в скарновых месторождениях, оруденение, предшествовавшее дайкам второго этапа, и следовавшее за ними.

Зональность присуща и полихронным месторождениям. Так, в Корнуэлле в плане и по вертикали имеются четыре зоны (снизу вверх): оловорудная, медно-вольфрам-оловорудная, свинцово-цинковая с серебром и сурьмяная с карбонатами железа и марганца. Высокотемпературные жилы субпараллельны контактам гранитных плутонов, а свинцово-цинковые и сурьмяные — перпендикулярны [Hosking, K. F. G., 1951 г.].

АРГИЛЛИЗИТО-ЖИЛЬНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

В рудных полях месторождений этой группы в распределении руд вольфрама относительно руд сурьмы, ртути, золота, серебра или олова часто проявляется пульсационная зональность — горизонтальная, реже (поскольку протяжение оруденения на глубину незначительно) вертикальная.

Так, в месторождении Барун-Шивея эта зональность прямая: содержание поздней киновари повышено в верхних горизонтах рудных тел в восточной части рудного поля, а ферберита и антимонита — в нижних горизонтах в западной части (А. Д. Щеглов, В. И. Бергер); сурьмяно-вольфрамовое оруде-

нение залегает в кварцитах послойно согласно с ними, а ртутное — в поперечных крутопадающих сбросо-сдвигах.

В одном из месторождений Китая, по данным А. М. Быбочкина, в первую стадию минерализации отложился кварц, во вторую — немного кварца, кальцит, шеелит и золото, в третью — сурьмяно-ртутные руды. Руды разных стадий обособлены в различных участках. В месторождении Иеллоу Пайн руды вольфрама в отличие от сурьмяных и золотых локализованы в основном в верхних горизонтах и занимают меньшую площадь в горизонтальной проекции. В округе Боулдер вольфрамородные жилы приурочены к системам сбросов иного простирания, чем ранние безрудные жилы, около мест пересечения последних они обогащаются. На флангах вольфрамородных жил отмечена свинцово-цинк-серебряная минерализация. Около вольфрамородных жил, в отличие от золоторудных, имеются не только зоны окремнения и серицитизации, но и внешние зоны аргиллизации гранита.

В толщах чередующихся слабометаморфизованных осадочных пород с различными физико-механическими свойствами проявляется литологическая структурная зональность рудных тел. Здесь сопряженно-ступенчато изменяются элементы залегания жил, их мощности и содержания в них металлов. Киноварь часто приурочена к карбонатным породам, а антимонит и вольфрамит — к глинистым сланцам. В месторождении Нидерланд (США) жилы крупнее и богаче там, где они секут магматические породы, а не кристаллические сланцы.

Литологическая зональность зависит и от того, в каком структурном этаже расположено оруденение. Пологие метасоматические рудные тела, залегающие в чехле платформы, на глубине, в фундаменте сменяются жильными или штокверковыми телами заполнения. Жильно-брекчиевым месторождениям, расположенным в геосинклинальном этаже или фундаменте платформы, присуща структурная (пульсационная) зональность.

В анизотропном рудном поле с блоковым строением (Зопхито) в одном из участков распространены только жилы с рудами сурьмы, а на глубине — более ранняя жила с полиметаллическим оруденением. В другом участке есть жилы не только с сурьмяным, но и с более ранним сурьмяно-вольфрамовым оруденением, отличающиеся сложной формой и иными элементами залегания, местами они образуют структуры типа «конского хвоста». Рудные столбы всех типов погружаются здесь в одном направлении, не совпадающем с направлениями простирания и падения жил [Мардалейшвили Г. Р., 1974 г.]. Иногда они приурочены к пологим участкам жил, приоткрывавшимся при взбросовых движениях; в участках чашеобразных изгибов рудовмещающих трещин форма их бывает изометричной. Рудные тела обогащаются сурьмой в участках жил мощностью около 30 см и свыше 1 м.

В серебряно-вольфрамовых месторождениях главные рудные компоненты концентрируются в одних и тех же участках рудных тел, а в золото-вольфрамовых — в разных участках рудных тел или даже в рудных телах разных стадий.

Структурно-текстурная зональность проявилась в следующем. Текстура руд, отложенных в зонах разломов и смятия в трещинах, — брекчиевая, полосчатая, гребенчатая, а руд, возникших в результате замещения перемятых и раздробленных пород, — массивная и вкрапленная.

ГИДРООКИСНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИИ

В окремненных известняках это жилы, а в гранитах, глинистых сланцах или филлитах — прожилки. В пластообразных рудных телах содержится до 6% WO_3 , а в жильно-прожилковых — меньше 1%. Флюорит, кальцит, кварц, отложившиеся позже минералов марганца, развиты в виде прожилков, секущих рудную зону. Зональность окисления и гидратации обусловлена резким кислородным геохимическим барьером, вызывающим выпадение окислов железа и марганца вблизи земной поверхности.

В рудных телах проявлена зональность отложения. В пластообразных телах, особенно по краям, где руды переслаиваются с травертином, содержание WO_3 мало. В железистых охрах WO_3 больше, чем в марганцовистых. Вкрест зоны брекчирования с уменьшением степени раздробленности пород оруденение быстро ослабевает.

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФОГЕННАЯ (?) ГРУППА ФОРМАЦИИ

Месторождениям этой группы присуща литологическая зональность, проявляемая в приуроченности вкрапленного оруденения, в основном шеелитового (изредка с тунгستنитом), реже ферберитового, к горизонтам богатых углеродом сланцев. В месторождении Тукс (Альпы) содержания WO_3 высоки вблизи горизонтов известковистых пород. Отдельные участки рудного поля могут вмещать еще секущие жилы с шеелитом (пульсационная зональность).

На Артулукском рудопоявлении (Горный Алтай) шеелит содержится не только в горизонте меденосных песчаников, но и в прилегающих песчаниках и сланцах [Сотников В. И., Никитина Е. И., 1971]. Роль литологической зональности еще больше в скарноидных месторождениях, относимых к этой группе некоторыми авторами [Денисенко В. К., 1975; и др.]. Здесь богатое оруденение приурочено к маломощным прослоям, прослеживаемым на километры. В месторождениях этой группы проявлен и структурно-литологический контроль разнометального оруденения.

Месторождения вольфрама концентрируются в рудных провинциях, поясах и узлах, которые подразделяются на несколько типов. Для каждого типа характерны месторождения вольфрама определенных рудных формаций и их групп, субформаций и минеральных типов, а также различна распространенность рудных жил разных морфоструктурных типов.

ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫХ ПРОВИНЦИИ

Ранее уже была предложена систематика типов вольфрамоторудных провинций на матричной основе [Повилайтис М. М., 1971, 1975], в которой как главные факторы учитываются степень распространения литологических формаций и структурные условия становления рудосопряженного магматического комплекса. Такой подход пригоден для систематики не только рудных провинций, но и рудных поясов, и рудных узлов. Поскольку вольфрамоторудные провинции располагаются в пределах геотектонических структур разной степени консолидации — щитов, геосинклинально-складчатых систем и их внутренних структурных единиц, а также зон тектоно-магматической активизации платформ и геосинклинально-складчатых областей, целесообразно заменить применявшиеся ранее обозначения типов провинций по названиям типовых, в основном геосинклинально-складчатых провинций условными цифровыми и буквенными обозначениями. Такую систематику провинций можно отразить следующей схемой.

	1	2	3	4
П	1П	2П	3П	4П
ВП	1ВП	2ВП	3ВП	4ВП
В	1В	2В	3В	4В
А	1А	2А	3А	4А

Подразделение провинций по преимущественному распространению литологических формаций: 1 — породы осадочно-офиолитового комплекса — спилит-кератофировой формации, органические породы кремнистой и карбонатных формаций (рифогенной известняки и др.), 2 — эффузивные породы порфировой формации; 3 — терригенные отложения аспидной и флишевой формаций; 4 — отложения карбонатных формаций (хемогенные известняки, доломиты). В предшествующих работах первый, второй, третий и четвертый типы провинций назывались соответственно уральским, центрально-казахстанским, верхоянским и южно-тяньшаньским. Дальнейшую иерархизацию типов рудных

провинций можно провести по типам литологических формаций, слагающих структурные этажи, подэтажи и ярусы, и обозначить дополнительными цифровыми и буквенными знаками, как это принято, например, для геологических карт.

Буквенные обозначения указывают на структурные условия становления рудосопряженного магматического комплекса: П — плутонический, ВП — вулканоплутонический, В — вулканический, А — отсутствие рудосопряженного магматического комплекса.

Ранее нами [Повилайтис М. М., 1975] были подробно охарактеризованы типовые вольфраморудные провинции: эвгеосинклинальные зоны Урала и Аппалач (1П), Центральный Казахстан и Рудные горы (2П), Калбинская и Центрально-Чукотская (3П), а также Южно-Тяньшаньская провинция в верхнем палеозое (4П). Отмечено наличие переходных провинций, например, между типами 2П и 4П (Кураминская структурно-формационная зона Средней Азии).

Среди интрузивно-вулканогенных поясов¹ можно наметить по характеру соотношений оруденения с магматизмом три типа: в поясах первого типа оруденение ассоциирует с плутонами (такие пояса соответствуют типу рудных провинций 2П), в поясах второго типа оруденение приурочено к штокам и этмолитам (провинции типов 1ВП, 3ВП), в поясах третьего типа оруденение ассоциирует не только с субвулканическими интрузивными телами, но и с лавами (провинции типа 2В).

В некоторых типах провинций можно выделить металлогенические ареалы по петрохимическому составу рудосопряженных магматических комплексов (или по рудным формациям) и обозначать их дополнительными буквами, например P_{vd} . В плутонических провинциях уральского типа (1П) намечены два таких подтипа: $1P_{\sigma-\gamma}$ — с плутонами пород габбро-гранитной формации и скарновыми медно- и золото-вольфрамовыми месторождениями и $1P_{\gamma+py}$ — с ореолами распространения (в проекции на горизонтальную плоскость) плутонов калиевых гранитов (эти ореолы приурочены к поднятиям, в них сосредоточено оруденение молибден-вольфрамовой формации) и плутонов плагиогранитов (расположены в прогибах и краевых частях поднятий, в них распределено оруденение золото-вольфрамовой формации).

Систематизация рудных провинций по степени консолидации земной коры проводилась В. И. Смирновым [1960 г.], а также Л. И. Лукиным и Ф. И. Вольфсоном [1965 г.]. В отношении вольфрамоносных провинций такие попытки предприняты Е. П. Малиновским [1968 г.] и М. М. Повилайтис [1971, 1975 г.].

Тектоническим структурам разной степени консолидации присущи месторождения разных наборов рудных формаций и их групп, разные масштабы оруденения. На щитах области архей-

¹ Такие пояса в последнее время называют субаэральными вулканическими [Твалчрелидзе Г. А., 1977 г.].

ской консолидации мало перспективны на вольфрамовые руды. Участки щитов протерозойской консолидации в зонах протерозойской же тектоно-магматической активизации могут вмещать в синклиналиях рудоносные залежи тактитов, а в поднятиях — мелкие рудоносные жилы пегматитов и кварца. В древних тектонических швах, сложенных бластомилонитами и бластокатаклазитами, при их активизации местами образовались вольфрамоносные калишпатиты и грейзены. В пределах зон мезозойской и кайнозойской (третичной) активизации участков щитов протерозойского возраста консолидации распространены вулканогенные месторождения золото- и сурьмяно-вольфрамовой формации аргиллизитовой группы.

Вольфрамовое оруденение встречается также в зонах тектоно-магматической активизации параплатформ — в пределах внутрисинклинорных поднятий, параплатформенный чехол которых сложен тонко- и мелкообломочными терригенными отложениями, это — плутоногенные месторождения оловянно-вольфрамовой формации, обычно представленные крутопадающими жилами. В эпипараплатформенных прогибах вольфрамовое оруденение встречается в существенно оловорудных месторождениях силикатной формации, если чехол параплатформы сложен тонко- и мелкообломочными породами (Яогансань, Китай), а скарновое шеелитовое (Санг-Донг, Корея) — если этот чехол сложен карбонатными породами или имеет карбонатные прослои.

В геосинклиналино-складчатых областях вольфрамовое оруденение, возникшее во время инверсии геосинклиналей и раннеорогенного этапа, приурочено к внутренним массивам ранней консолидации — интрагеоантиклиналям и срединным массивам второго рода, реже к интрагеосинклиналям. Это оруденение в основном плутоногенное. Особенности его обусловлены формационной принадлежностью, структурными условиями становления и характером литологических формаций, в которых формировался рудосопреженный магматический комплекс. В этих структурах во время их тектоно-магматической активизации может возникнуть, кроме того, вулканоплутоногенное или вулканогенное вольфрамовое оруденение.

Рассмотренные типы провинций могут различаться не только эндогенным, но и экзогенным вольфрамовым оруденением. Так, вольфрамоносные россыпи можно встретить в провинциях всех типов, но в провинциях типа 4П, особенно на щитах, можно встретить не только наземные, но и подземные россыпи шеелита, обусловленные карстообразованием в известняках, а также вольфрамоносные отложения галогенной формации. В провинциях, соответствующих зонам мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, в которых имеются долинные четвертичные базальты, можно встретить крупные и богатые вольфрамитовые россыпи, обогащению которых способствовало подпруживание базальтовыми лавами рек, размывающих месторождения

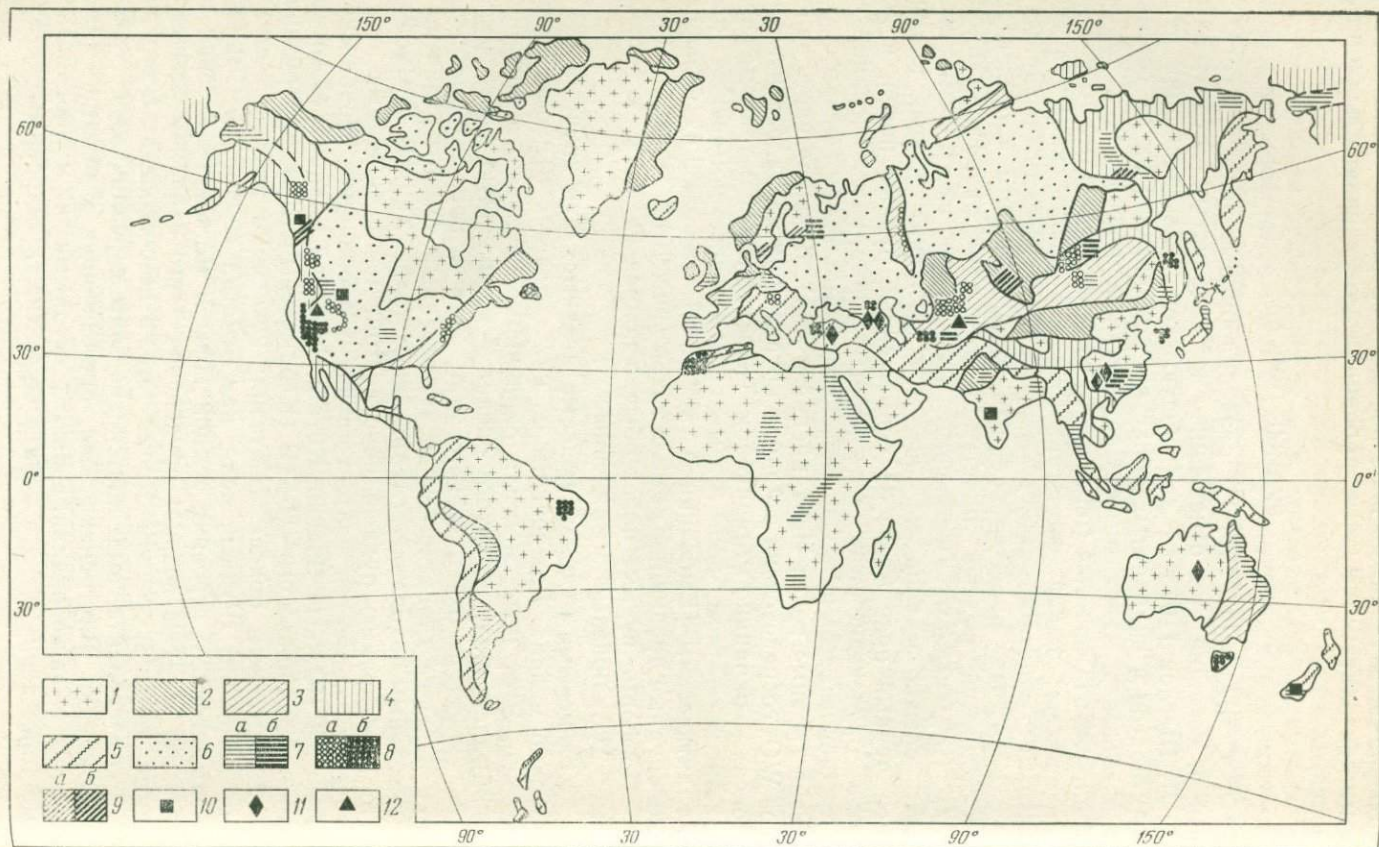
вольфрама, а также древние россыпи, погребенные под долинными базальтами. Рудные провинции могут включать рудные пояса.

РУДНЫЕ ПОЯСА

А. С. Великий [1961 г.] разделил рудные пояса на согласные и секущие по отношению к складчатым структурам. А. Д. Щеглов [1973 г.] дал общую схему классификации рудных поясов в складчатых областях, подразделив их на геосинклинальные и наложенные. Среди рудных поясов можно также различать: 1) простые (обычно это согласные рудные пояса) с оруденением одной формации (оно может быть представлено разными субформациями и разными генетическими группами) и однородным рудосопреженным магматическим комплексом (Калбинский рудный пояс); 2) сложные — с разноформационным оруденением, сменяющим одно другое по простиранию (это обычно секущие, но иногда и согласные пояса, например рудный пояс Анд); 3) совмещенные рудные пояса, в которых оруденение относится к разным формациям и ассоциирует с разновозрастными магматическими комплексами разного состава (рудные пояса Невадийский и Анд). Большая часть запасов WO_3 сосредоточена в Азии, в крупнейших металлогенических поясах — окраинно-материковом Тихоокеанском и трансматериковом Широком, чаще называемом Средиземноморским или Атлантическим [Быбочкин А. М., 1965], вмещающих вольфрамоворудные провинции разных типов (рис. 10).

По форме рудные пояса обычно подразделяются на кольцевые, дугообразные и линейные.

Кольцевыми рудными поясами являются два крупных и несколько мелких. Важнейшим из них является Тихоокеанское кольцо. Этот пояс, занимая окраинноматериковое положение, окаймляет впадину Тихого океана — крупнейшую платформенную структуру океанического типа. Земная кора этой территории в целом характеризуется замедленным темпом развития и длительным накоплением терригенных толщ [Хаин В. Е., 1964 г.]. По простиранию рудный пояс состоит из разнородных тектонических элементов, соответствующих провинциям верхоянского типа ЗП (Южный Цзянси, Китай; Северная Боливия; Чукотка), южно-тяньшаньского 4П+4В (Кордильеры США) и интрузивно-вулканогенным поясам (Катазия; некоторые районы Мексики и Австралии). Рудный пояс, как отметил еще С. С. Смирнов, асимметричен: строение земной коры и металлогеническая нагрузка, а также возраст оруденения в его западном сегменте иные, чем в восточном. Кроме того, в нем, особенно в его азиатском сегменте, выделяются две зоны с различными типами оруденения. Внутренняя зона, прилегающая к впадине Тихого океана, — эвгеосинклинальная, с медными и молибденовыми месторождениями. Эта зона приурочена к островным дугам и



территории кайнозойской геосинклиналильно-складчатой системы. Внешняя зона — миогеосинклиналильная с оловянно-вольфрамовыми месторождениями. Территориально она совпадает с палеозойскими и мезозойскими геосинклиналильно-складчатыми областями и частично с платформами, подвергшимися мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации. Вероятно, можно выделить и еще одну прерывистую металлогеническую зону — самую удаленную от Тихого океана — с золотым, золото-сурьмяно-вольфрамовым и золото-вольфрамовым оруденением аргиллизитовой группы формаций, которая приурочена к зоне мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации древних щитов — Канадского, Цзяннанни и других. В Тихоокеанском кольце (без СССР) сосредоточено около 500 тыс. т WO_3 (пять шестых запасов капиталистического мира). Возраст оруденения различный: верхнепалеозойский в Австралии, мезозойский в Приморье, Китае, Верхоянье, западной ветви Кордильер Северной Америки и на севере Анд, третичный в других частях Кордильер и Анд.

Значительно меньший кольцевой рудный пояс расположен на Северо-Американском материке, но как единое целое он не выделяется: рудные пояса этого континента называют Восточной, Центральной и Западной дугами [Kerr P., 1946]. Западная дуга, как и прилегающая к ней на юге Центральная, выгнута на запад и по очертаниям напоминают контуры западного побережья Северо-Американского материка, как бы смещенные к востоку. Восточное смещение фиксируется и различием возраста оруденения в этих дугах. Восточная и Центральная дуги выгнуты в противоположные стороны, сочленяясь на юге. Правильнее объединить их в рудное кольцо [Повилайтис М. М., 1970 г.], которое условно назовем Циркумколорадским (по аналогии с Циркумтихоокеанским). Контур его не замкнут: рудный пояс прерывается около имеющего северо-восточное простирание известного Колорадского линейного рудного пояса того же возраста. Единство этого рудного пояса можно обосновать тем, что рудные дуги огибают изометричный в плане, отчлененный в третичное время от Северо-Американской платформы рукавом Прикордильерского передового прогиба, срединный массив плато Колорадо, обусловивший конфигурацию рудного пояса. Оруденение в этих двух дугах прейзеново-жильное и аргиллизитово-жильное (гюбнеритовое и ферберитовое), связано с процессом третичной тектоно-магматической активизации.

Рис. 10. Схема размещения месторождений вольфраморудных формаций. (Тектоническая основа по С. Ф. Лугову с изменениями).

1 — древние кристаллические щиты; 2 — байкалиды и каледониды; 3 — герциниды; 4 — мезозонды; 5 — альпиды; 6 — области развития платформенного чехла; 7—9 — главные формации (а — грейзеново-жильной, б — скарновой групп): 7 — оловянно-вольфрамовая, 8 — молибден-вольфрамовая, 9 — медно-вольфрамовая; 10 — золото-вольфрамовая формация; 11 — сурьмяно-вольфрамовая формация аргиллизитово-жильной группы; 12 — вольфрамовая формация гидроокисной группы

Циркумколорадское рудное кольцо в отличие от Циркум-тихоокеанского занимает внутриматериковое положение: этот рудный пояс окружает платформенную структуру континентального типа, с поперечником около 500 км. Это рудное кольцо, как и Тихоокеанский пояс, налагается на разнородные тектонические структуры, но характеризуется отсутствием месторождений олова и минералов олова в рудах вольфрама. Циркумколорадский рудный пояс также асимметричен, однако асимметрия здесь иного характера: к его западному сегменту приурочено вулcano-плутоногенное скарновое вольфрамовое оруденение, к восточному сегменту — грейзеново- и аргиллизитово-жильное.

Оба рассмотренных кольцевых рудных пояса имеют западные ответвления, главная часть оруденения формировалась в них в интервале от верхней юры до верхнего неогена, в значительной мере в связи с тектоно-магматической активизацией. Отличаются они типом и историей формирования платформ, которые они окаймляют, типом, мощностью и сейсмоактивностью земной коры, масштабами, характером и преобладающим возрастом оруденения.

К кольцевым можно отнести и рудный пояс, оконтуривающий Колымский срединный массив [Князев Г. И., 1968 г.].

Дугообразные рудные пояса включают Западную вольфрамоворудную дугу (Калифорнийско-Невадский рудный пояс) и оловянно-вольфрамоворудные пояса Марокканско-Малайский и Австралии. Западная вольфрамовая дуга — пример совмещенного рудного пояса. Он отличается от Циркумколорадского рудного пояса приуроченностью к зоне мезозойской складчатости, более древним (невадийским) возрастом и иной формационной принадлежностью оруденения. В этот рудный пояс входят верхнемезозойские месторождения скарновой и частью грейзеново-жильной и аплит-пегматитовой групп формаций, а также кайнозойские месторождения аргиллизитово-жильной группы, наиболее крупное из которых (Атолия) расположено, в отличие от других, в выступе архейского фундамента. Кроме того, имеются месторождения и гидроокисной группы формаций.

Линейные рудные пояса наиболее четки в провинциях уральского и верховьянского типов.

К группе согласных линейных поясов относятся рудные пояса, следующие внутри однородной тектонической структуры субпараллельно ее простираению. Это в первую очередь рудные пояса стадии восходящих движений и главных фаз складчатости [по терминологии А. Д. Щеглова, 1973 г.], расположенные в интрагеоантиклинальных поднятиях (особенно сложенных терригенными формациями) или на их склонах. Рудные пояса Бирманско-Малайзийский, Северо-Боливийский, Калба-Нарымский, Восточно-Забайкальский, представленные в основном месторождениями оловянно-вольфрамовой формации

грейзеново-жильной (и частично пегматитовой) групп, связанными с плутонами биотитовых и двуслюдяных гранитов, можно отнести к простым. Согласные линейные вольфраморудные пояса выявлены и в зонах тектоно-магматической активизации платформ и щитов. Большинство из них объединяет месторождения вольфрама одной формации. Крупнейшие из них можно подразделить на окраинноматериковые, межматериковые и внутриматериковые.

К окраинноматериковым согласным можно отнести гигантский рудный пояс Анд. Форма его обусловлена расположением крупнейших линейных элементов, разграничивающих Южноамериканскую платформу и складчатую систему Анд. К той же группе следует отнести и крупнейший оловянно-вольфраморудный пояс Азии — Бирманско-Малайзийский, в котором сосредоточено 77 тыс. т WO_3 — четверть запасов капиталистических стран Азии [Годовой обзор за 1969 г.]. Длина его свыше 2000 км, ширина 100—200 км. В южной части пояс приурочен к островным дугам; эта территория, вмещающая вольфрам-оловянные месторождения, находится в начальной стадии консолидации. В северной части пояс приурочен к интрагеоантиклинальному поднятию консолидированной складчатой системы. Здесь сосредоточены месторождения вольфрама оловянно-вольфрамовой формации. Эти рудные пояса, как и крупнейшие вольфраморудные пояса Северной Америки и Восточной Австралии, субпараллельны побережью океана, что в настоящее время объясняют с позиций неомобилизма явлениями субдукции.

К группе согласных линейных геосинклинальных рудных поясов стадии восходящих движений и главных фаз складчатости [по терминологии А. Д. Щеглова, 1973 г.] можно отнести Калбинский и Уральский внутриматериковые рудные пояса, совпадающие в основном с интрагеоантиклиналями или их краевыми разломами. Вольфраморудный пояс восточного склона Урала протягивается в меридиональном направлении в пределах эвгеосинклинальной зоны (длина его 400 км, ширина 40 км), занимает несколько секущее положение относительно границ структурно-формационных зон. Этот рудный пояс сложный. В нем распространены плутоногенные месторождения молибден- и золото-вольфрамовой формаций. Разнородность оруденения обусловлена связью его с комплексами калиевых аляскитовых гранитов (шеелитовые и гюбнеритовые месторождения молибден-вольфрамовой формации грейзеново-жильной группы), плагиогранитов (месторождения золото-вольфрамовой формации той же группы) или гранодиоритов (скарновые месторождения золото-вольфрамовой формации).

В Средней Азии имеются два внутриматериковых сложных согласных продольных вольфраморудных пояса субширотного простирания, расположенных вдоль склонов ступенчатой интрагеоантиклинали, сложенной породами карбонатных формаций.

Они находятся в периферических зонах складчатых систем [по терминологии А. Д. Щеглова, 1973 г.]. Длина их 400 и 250 км, ширина 20—40 км. В этих рудных поясах сосредоточены преимущественно скарновые месторождения шеелита. По мере изменения петрохимических типов пород материнских плутонов изменяются (с запада на восток) и рудные формации: с гранодиоритовыми плутонами ассоциируют месторождения молибден-вольфрамовой формации, с комплексом двуслюдяных гранитов — месторождения олово-вольфрамовой формации, с комплексами гранитоидов повышенной основности и щелочности, расположенными в зонах крупнейших глубинных разломов, — проявления золото-вольфрамовой формации.

В согласных линейных рудных поясах миогеосинклинальных зон наблюдаются постоянная пространственная ассоциация месторождений и частая ассоциация минералов вольфрама и олова в рудных полях или даже телах. Однако нередко вольфрамовое оруденение по простиранию пояса сменяется оловянным. Это происходит в участках структур, испытавших большее погружение или меньшее поднятие, как это отмечалось для ряда районов: в Горном Алтае А. К. Каюповым [1960 г.], на Чукотке — С. Ф. Луговым [1965 г.], на Сихотэ-Алине и Калбе — Е. П. Малиновским [1968 г.], в Китае — М. П. Материковым [1969 г.]. Оловянно-вольфрамовое оруденение сменяется оловянным в местах резких изгибов складчатых систем, так, например, при изменении простирания Бирманско-Малайзийской складчатой системы (и рудного пояса) с меридионального на юго-восточное, Боливийской складчатой системы — с северо-западного на меридиональное (в зоне субширотных крупнейших сдвигов). При этом в сегментах складчатых систем, прилегающих к местам резких изгибов в плане или в продольном сечении, возраст вольфрамового и оловянного оруденения может быть сходен (Калма-Нарымский и Бирманско-Малайзийский пояса), либо оловянное оруденение одного из сегментов моложе вольфрамового, расположенного в другом сегменте (Чукотский и Боливийский пояса). Это объясняется разной глубиной заложения разломов, вдоль которых локализованы рудоносные плутоны. Разломы, подводящие оловоносную магму, распространялись, по-видимому, глубже разломов, по которым внедрялась вольфрамоносная магма.

Согласные (или субсогласные) линейные рудные пояса значительно менее протяженные, чем пояса плутоногенных месторождений, образуют вулканогенные месторождения, например третичные сурьмяно-вольфрамовой формации. Длина рудного пояса ферберитовых месторождений в США (округ Боулдер), имеющего северо-восточное простирание, 15 км, а Горно-Рачинского пояса (Кавказ) северо-западного простирания 40 км при ширине 4 км. Характер оруденения в рудных поясах зависит от типа вмещающих литологических формаций. В сланцевых склад-

чатых областях это месторождения антимонит-ферберитовой субформации, а в карбонатных — антимонит-шеелитовой.

Самым крупным секущим линейным поясом вольфрамовой минерализации является гигантский Широ́тный металлогенический пояс, протягивающийся с перерывами приблизительно между 40° и 50° с. ш. через Евразию от Португалии и Корнуэлла до Сихотэ-Алиня; длина его 15 000 км, ширина — около 1000 км. Этот пояс расположен вдоль северной границы зоны сопряжения древних платформ северного и южного полушарий и, возможно, продолжается между указанными широтами на Американском материке. Если крупнейшие вольфрамоворудные пояса американских континентов субпараллельны современному тихоокеанскому побережью, то Широ́тный пояс субпараллелен северному палеопобережью океана Тетис. Расположение его совпадает с максимальным протяжением суши, а простира́ние — с главнейшим глобальным тектоническим направлением.

По масштабам этот пояс сопоставим с Тихоокеанским, однако возраст вольфрамового оруденения в Широ́тном поясе вдали от участков интерференции последнего с Тихоокеанским и опоясывающей Тихий океан зоной тектоно-магматической активизации, большей частью верхнепалеозойский. В Азиатском сегменте возраст рудоносных интрузивов по мере приближения к Тихому океану постепенно омолаживается. В частности, по М. С. Нагибиной [1963 г.], по простира́нию Монголо-Охотского пояса возраст гранитоидов закономерно «омолаживается» от нижнемезозойского до верхнемелового и третичного. В этом направлении в пределах той же структуры и тех же возрастных границ уменьшается и возраст оруденения [Томсон И. Н., Кравцов В. С., 1966 г.] как плутоногенного, так и вулcano-плутоногенного, связанного с тектоно-магматической активизацией.

Вольфрамовое оруденение Широ́тного пояса, чаще чем в Тихоокеанском кольце, в пределах большинства вольфрамоворудных провинций, а иногда и в одном рудном поле, совмещено с молибденовым.

К секущим (наложенным) линейным рудным поясам можно отнести Монголо-Охотский, Яньшаньский и Катазиатский. Ко всем трем приурочены месторождения оловянно- и сурьмяно-вольфрамовой формаций.

Некоторые рудные пояса по отношению к складчатости одного структурного этажа можно рассматривать как согласные, а относительно складчатости другого этажа — как несогласные. Так, уральский вольфрамоворудный пояс относительно складчатости каледонского этажа несогласный, а по отношению к складчатости герцинского этажа — согласный. Согласное или несогласное положение может быть выявлено и относительно границ тектонических структур. Так, Циркумколорадское кольцо является секущим относительно элементов складчатости в фун-

даменте платформы, но согласным относительно границ разновозрастной с рудным поясом структуры плато Колорадо.

Среди наложенных рудных поясов также выделяют согласные и секущие. Примером наложенного секущего сложного рудного пояса может служить линейный Колорадский пояс Северной Америки. Он прослеживается в северо-восточном направлении на 300 км между Северо-Американской платформой и плато Колорадо и частично в краевых частях этих структур. Он представлен зоной разломов, вмещающей эоценовые и миоценовые интрузии и месторождения. Строение рудного пояса симметрично-зональное: в центре его, там, где рудный пояс налагается на «рукав» Прикордильерского передового прогиба, отличается от Северо-Американской платформы срединный массив особого рода — плато Колорадо, расположены вулканоплутоногенные месторождения молибден-вольфрамовой формации грейзеново-жильной группы (Кляймакс, Гендерсон), а на флангах, в местах наложения на более жесткие платформенные структуры — вулканогенные месторождения золото-вольфрамовой формации аргиллизитово-жильной группы (Боулдер Каунти, Лед Вуд).

Месторождения района Боулдер Каунти находятся в самой краевой части передового прогиба, в третичное время подвергшегося тектоно-магматической активизации, в месте изменения простирания дайкового пояса. В рудном поясе установлены полиметаллические, золоторудные и урановые месторождения. Итак, в Северной Америке, как и в Китае, плутоногенное вольфрамовое оруденение мелового возраста расположено ближе к Тихоокеанской впадине, а более юное вулканогенное, обогащенное золотом, — дальше от этой впадины и в наиболее консолидированных структурах (краевая часть платформы, на границе с передовым прогибом).

На Американском континенте в зоне интерференции Широкого и Тихоокеанского металлогенических поясов при удалении от Тихого океана возраст оруденения омолаживается с запада на восток [Kerr P., 1946]. Более раннее плутоногенное оруденение сменяется вулканоплутоногенным и вулканогенным. Глубинный процесс, приведший к появлению оруденения Широкого металлогенического пояса, как бы «обежал» земной шар с запада на восток (с востока Североамериканского континента до районов, прилегающих к плато Колорадо). Направление миграции соответствовало направлению вращения Земли.

К наложенным рудным поясам геосинклинальных рам, секущим древнюю складчатость, относятся и Джиджа-Хилокский пояс (Забайкалье), включающий плутоногенные и вулканоплутоногенные разновозрастные месторождения молибден-вольфрамовой формации грейзеново-жильной группы, а также редкометальный пояс Горного Алтая [Щеглов А. Д., 1973 г.].

Примером линейных поясов, находящихся в пределах разновозрастной складчатой зоны, но отражающих ее блоковое строение, являются рудные пояса Центрального Казахстана. В Центральном Казахстане есть два вольфраморудных пояса [Повилайтис М. М., 1975], возникших в структурно-формационных зонах, сходных по направленности развития. Это интрузивно-вулканогенные пояса, в которых эффузивные члены относятся к порфировой формации, рудосопряженные комплексы представлены плутонами гранитов стандартного и литий-фтористого (очень редко) типа, а оруденение — месторождениями и рудопроявлениями молибден-вольфрамовой формации грейзеново-жильной группы. Рудные пояса приурочены к зонам с различным возрастом консолидации и разной длительностью этапов развития: один из них возник в герцинском геосинклинальном прогибе во время замыкания геосинклинали, другой — в каледонской раме этого прогиба, во время герцинской тектоно-магматической активизации.

Рудные пояса приурочены к территориям с повышенной мощностью земной коры — в пределах изогипсы поверхности М, соответствующей 45 км, в участках устойчивого воздымания земной коры. Оруденение особенно интенсифицируется в местах поперечного наложения разновозрастных складчатых или разрывных структур. Это происходит при несовпадении генерального направления складчатости в разных структурных этажах геосинклинально-складчатых областей (например, на Урале, в Центральном Казахстане), реже в зонах тектоно-магматической активизации (Юго-Восточный Китай) при поперечном относительно направления складчатости генеральном направлении оживленных глубинных разломов, в поперечных к складчатым системам приподнятых блоках против клиновидных выступов плит.

Влияние геологических факторов на распределение месторождений вольфрама различных формаций и их групп, а также различных субформаций в сложных рудных поясах рассмотрим на примере яньшаньского рудного пояса, расположенного в важнейшей вольфраморудной провинции — Юго-Восточном Китае, дополнив данные других исследователей [Малиновский Е. П., 1968; и др.]. Вольфрамовые и вольфрамсодержащие месторождения, возникшие во время мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации Южно-Китайской платформы, образуют здесь Нанлиньский пояс длиной 1000 км. Рудный пояс приурочен к субширотной тектонической зоне, пересекающей различные по времени и степени консолидации структурные элементы платформы. Он состоит из рудных районов, удлиненных в поперечном субмеридиональном направлении, оперяющих тектоническую зону и согласующихся с прогибами и поднятиями или разломами в каледонском фундаменте [Материков М. П., 1969 г.].

Вулканогенные месторождения, переходные от золото-воль-

фрамовой к сурьмяно-вольфрамовой формации, локализованы только в щите Цзяннаня, в наибольшем удалении от мезокайнозойской геосинклинали, возможно вызвавшей активизацию. Они залегают в участках выходов протерозойских (досинийских) карбонатных пород среднего яруса фундамента платформы. Оловянно-вольфрамовые месторождения находятся в пределах плиты. Все они (может быть, исключая Ляньхуашань) плутоногенные, скарновой и грейзеново-жильной групп формаций. Скарновые месторождения локализованы на склонах платформенных поднятий и в осложняющих последние небольших прогибах, среди пермо-карбоновых отложений чехла эпикаледонской платформы.

Месторождения грейзеново-жильной группы формаций расположены в Цзянсийском и находящемся на его продолжении Юнькайдашанском поднятиях Цзянси-Гуансийского эпплатформенного синклинория. Они залегают среди слабоконсолидированных додевонских песчано-сланцевых отложений не среднего, как это присуще месторождениям в щите Цзяннаня, а верхнего структурного подэтажа фундамента платформы. Юнькайдашанский массив сложен консолидированными породами додевонского фундамента — слюдянными сланцами, кварцитами, гнейсами, гранитами — поэтому яньшаньские движения здесь проявились слабее; мезозойские гранитоиды развиты слабо, оловянно-вольфрамовые месторождения более редки и менее значительны, чем в массиве Цзянси. На месте последнего в докембрии, синии и ордовике располагалась крупная геосинклиналь, в которой в условиях мелководного бассейна накапливались терригенные осадки, в дальнейшем слабометаморфизованные. В пределах этого слабоконсолидированного фундамента платформы граниты яньшаньского плутонического комплекса занимают наиболее крупные площади, здесь же сосредоточены главнейшие месторождения оловянно-вольфрамовой формации.

По данным китайских геологов [1976 г.], распределение месторождений вольфрама в пределах Южного Цзянси определяется наличием в этом регионе трех тектонических зон: 1) нанлиньской широтной структурной зоны, состоящей из трех более мелких; 2) неокатазиатского складчатого пояса; 3) эпсилон-структуры Южного Цзянси. Эти три тектонические системы развились (или активизировались) в конце позднего триаса. Главные субширотные структуры пояса Нанлиньской тектонической зоны, как и расположенные в них юрские граниты, осуществляют главный контроль над общим распределением вольфрама, а второстепенные широтные субпояса состоят из сближенных, расположенных приблизительно на равных интервалах, трещин, являющихся рудовмещающими.

Эпсилон-структура, представленная выгнутой на юг системой трещин сжатия, также влияет на распределение месторождений вольфрама.

Неокатазиатская система сколовых трещин имеет северо-северо-восточное простирание. Ей подчинено генеральное северо-северо-восточное направление простирания эшелонированно расположенных широких бассейнов красноцветных отложений. Западная часть этой площади была смещена к югу. Таким образом, неокатазиатская структура сколового происхождения χ -типа — результат ротации сколовых структур, связанных с неокатазиатской структурной зоной по происхождению.

Рассмотренные три структурные системы сильно нарушены и несогласно перекрыты меловой серией осадков. После отложения меловых красноцветов домеловые тектонические элементы оживились и отражены в современной тектонической фигуре.

Локализация первопорядкового вольфрамородного поля Южного Цзянси определяется местами совместного контроля нанлинской субширотной структурной зоны и неокатазиатского складчатого пояса. На сопряжениях структур более низких порядков и вторичного происхождения, т. е. более закрытых, располагаются рудные поля второго, третьего и более высоких порядков вплоть до отдельных жил.

Руды вольфрама возникают тогда и там, где изменяется во времени состояние стресса от сжатия до растяжения, что вызывает миграцию рудных флюидов. Китайские геологи считают, что выявленные закономерности могут быть использованы при поисках вольфрамовых и других руд на территории всей Восточной Азии, так как здесь распространена та же тектоническая решетка.

Еще восточнее расположен Катазиатский платформенный антиклинорий, косо пересеченный субаэральным вулканическим поясом, возникшим во время заложения примыкающей к антиклинорию с востока мезо-кайнозойской геосинклинали. Там, где кислые вулканы орогенного этажа перекрывают породы верхнего (каледонского) подэтажа фундамента платформы, и в прилегающих территориях распространены яньшаньские гранитные плутоны и сопровождающие их малосульфидные грейзеновые и кварцевожильные оловянно-вольфрамовые месторождения. Только в наложенной приразломной впадине, в которой осадочно-вулканогенные отложения орогенного этажа перекрывают отложения не фундамента, а чехла платформы, выявлено месторождение сульфидно-вольфрамовой субформации оловянно-вольфрамовой формации (пирит-пирротинный минеральный тип). Это Ляньхуашань — крупнейшее в Китае месторождение вольфрама. В отличие от других месторождений той же формации, оно возникло среди отложений орогенного этажа. Олова в нем, как и в других месторождениях вольфрама, богатых сульфидами, нет. Данные об омоложении возраста яньшаньских гранитов с запада на восток позволяют предположить более молодой возраст сульфидно-вольфрамового оруденения Ляньхуашаня.

Возраст оруденения в пределах щита, по аналогии с другими районами, еще моложе.

Самая обширная область распространения вольфрамового оруденения приурочена к тому участку платформы (район Южного Цзянси), где дислокации в отложениях разных структурных этажей проявились не только в разрывных, но и в складчатых формах, а направление последних резко несогласное: в каледонском фундаменте платформы субмеридиональное, а в чехле поперечное — яньшаньское (субширотное). В этих участках возникли оптимальные условия для размещения яньшаньских плутонов в пологой зоне нарушений, разобщающих фундамент и слабоконсолидированный чехол платформы. Такая ситуация наиболее благоприятна для развития и интенсификации плутоногенного оруденения, и скарнового и грейзеново-жильного, причем не только в крупном масштабе, но и в деталях.

Существенно вольфрамовые и существенно оловянные месторождения, относимые автором к разным субформациям, на территории Китая пространственно разобщены. Последние сосредоточены в зоне гранитных куполов и в одной из пяти субширотных антиклиналей провинции Южного Цзянси, в которой также обнажены лишь апикальные части гранитных плутонов. Существенно вольфрамовые месторождения обнажены в четырех остальных антиклиналях той же провинции.

Итак, чем меньшую тенденцию к поднятию проявила та или иная структурная единица платформы и чем слабее эродированы плутоны, тем больше в ней олова. В щите Цзяннаня, испытывавшем наибольшую тенденцию к воздыманию, оловосодержащих, как и других плутоногенных и вулканоплутоногенных месторождений вольфрама, нет.

Некоторые рудные пояса или их фрагменты можно считать совмещенными: в них совмещено разновозрастное оруденение разных рудных формаций. В Невадийском поясе на плутоногенное скарновое оруденение молибден-вольфрамовой формации мелового возраста наложено оруденение сурьмяно-вольфрамовой формации, ассоциирующее с миоценовым вулканическим комплексом. В Северо-Боливийском поясе на грейзеново-жильное плутоногенное оруденение оловянно-вольфрамовой формации пермско-триасового возраста наложено третичное вулканогенное оруденение сурьмяно-вольфрамовой формации. Проявления этого оруденения встречаются и в Центральной Боливии, но масштабы его здесь незначительны.

РУДНЫЕ УЗЛЫ

Рудные узлы возникают в областях сопряжения, пересечения и изгибов рудных поясов, в участках изгибов и других нарушений линейных складчатых структур.

Рудные узлы часто приурочены к ослабленным зонам над региональными расколами фундамента, ограничивающими блоки с различной тектонической мобильностью. Такие расколы в отложениях геосинклинального этажа выражаются в изменении характера складчатости, например в наличии простых и флексуорообразных изгибов антиклинальных, реже — синклинальных структур, распаде линейных структур на более мелкие складки, появлении выступов гранитных плутонов и других нарушениях. Они часто располагаются на пересечении продольных и поперечных глубинных разломов.

Рудные узлы с малосульфидными месторождениями оловянно-вольфрамовой формации приурочены, по данным И. Н. Томсона, М. А. Фаворской и др. к центральным частям сводовых поднятий.

Вопросы эволюции типов вольфрамового оруденения во времени были очень кратко рассмотрены Н. А. Быховером [1963]. В пределах архейских ядер (Гвианский и Алданский щиты), сформированных в лунную и нуклеарную стадии развития, когда преобладал базальтоидный магматизм, месторождений вольфрама нет. Это согласуется с низкими средними содержаниями вольфрама в базитах и ультрабазитах Земли ($2 \cdot 10^{-5}\%$, по А. В. Уханову и В. С. Рассказовой, 1974 г.) и почти полным отсутствием в продуктах базальтоидного магматизма Луны. Абсолютный возраст самых ранних вольфрамовых рудопроявлений $2,3 \pm 0,1$ млрд. лет, что соответствует среднему протерозою. В более позднее время вольфрамовое оруденение разных формаций и их групп проявлялось в разные эпохи и периоды с различной интенсивностью и экстенсивностью.

Докембрийское оруденение установлено в участках протерозойской консолидации Балтийского, Бразильского, Украинского, Африканского, Индийского, Канадского щитов. Здесь отмечаются рудные узлы, обособленные рудопроявления и иногда рудные области (на Бразильском щите). Отсутствие рудных поясов обусловлено тем, что в докембрии не было дифференциации земной коры по степени консолидации. В это время сформирована специфическая группа месторождений — пегматиты с оруденением оловянно-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой формаций и калишпатиты редкометалльно-вольфрамовой формации, присущие или характерные только для докембрия, а также вольфрамоносные тактиты и грейзеново-жильные месторождения оловянно-вольфрамовой формации, топаз-слюдяно-кварцевого минерального типа. Оруденение приурочено к определенным стратиграфическим горизонтам. Значение его невелико (в целом 1% мировой продукции вольфрама).

В Балтийском щите вольфрамовое оруденение выявлено в тактитах, связанных с поздними фазами комплекса гранитов рапакиви и окружающих гранитные купола (месторождение Латвасюр в Приладожье и др.), а также в тактитах, ассоциирующихся с реоморфическими гранитами (месторождение Иксьо, Швеция), абсолютный возраст которых 1800 ± 20 млн. лет. Скарновые месторождения плато Борборема (Бразилия), возникшие при докембрийской гранитизации осадочных пород, многочисленны, но невелики по запасам. Скарны эпидот-гранатовые с кварцем содержат до 4% (в отдельных прослоях до 40%) WO_3 и до 2% молибдена. Они приурочены к прослоям карбонатных пород, залегающих среди слюдяных сланцев близ гранитных плутонов. Возраст оруденения (500 млн. лет) значительно моложе возраста гранитов.

С реоморфическими гранитами ассоциирует редкометаллово-вольфрамовое рудопроявление в калишпатитах на Украине. В Африке в пределах Капско-Аравийского щита среди гранитов Бушвельдского плутона (абс. возраст 1920 ± 130 млн. лет), возникшего во время активизации щита, имеются магматические сегрегации акцессорного шеелита, ассоциирующего с касситеритом, и метасоматические трубчатые тела оловоносных грейзенов с вольфрамитом или шеелитом.

На Индийском щите найдены промышленные месторождения оловянно-вольфрамовой формации грейзеново-жильной группы (абс. возраст 900—1000 и 705—765 млн. лет). Месторождения Реват Хилл и другие представлены пологими и крутопадающими жилами кварца с вольфрамитом, касситеритом, топазом и литиевыми слюдами или мусковитом.

Вольфрамовое оруденение каледонского возраста встречается редко. В месторождениях, ассоциирующих с раннекаледонскими комплексами, минералы вольфрама — лишь второстепенная составная часть золото-медного оруденения (Казахстан и др.). В связи с позднекаледонскими магматическими комплексами в Кузнецом Алатау (Хакассия) последовательно формировались рудопроявления, переходные от медно-золотой к золото-вольфрамовой формации, затем — рудопроявления золото-вольфрамовой формации. В Южном Казахстане в это время сформировано месторождение Богуты (396—414 млн. лет, по устному сообщению О. Ф. Кроля), а в Горном Алтае — штокверковые месторождения Урзарсай, Токаревское и др. (по представлениям Ж. Д. Никольской). С калиевыми, иногда турмалиновыми гранитами связаны рудопроявления вольфрама в Приморье.

В это же время были сформированы стратиформные вольфрамсодержащие залежи — шеелитоносные в Альпах (Фельбер, Тукс, Кляйнарль) и Сицилии, ферберитоносные в Уганде (Руиса и Ниамолило). Это оруденение, связываемое иногда с базитовым вулканизмом, приурочено к прослоям битуминозных сланцев, иногда чередующимся с метадиабазами, или к их контактам с известняками. Однако в некоторых месторождениях оруденение наложено на осадочную породу, претерпевшую региональный метаморфизм (иногда многократный) низкой степени и относится, возможно, к герцинскому циклу рудогенеза.

Герцинское вольфрамовое оруденение плутоногенное, реже вулкано-плутоногенное. Месторождения этого возраста распространены в провинциях разных типов. Оруденение относится к формациям оловянно-вольфрамовой, молибден-вольфрамовой (субформация молибденит-шеелитовая), золото-вольфрамовой, скарновой и грейзеново-жильной групп. Месторождения приурочены к внутренним массивам ранней консолидации, например срединным массивам — Иберийской Месетте, где сформировались небольшие жильные оловянно-вольфрамовые месторожде-

ния (Сиерра Альмагера, Испания) и крупнейшее в Европе месторождение вольфрама — Панашкейра (Португалия), также к Анатолийскому срединному массиву, где сформировано скарновое месторождение Улудаг (запасы WO_3 50 тыс. т). Месторождения приурочены также к интрагеоантиклиналям — штокверковое Маунт-Плезант в Канаде (запасы 55 тыс. т WO_3), небольшие жильные: Хэмм на востоке США, Болса Негра в Северной Бolivии, Лос Кондорес в Аргентине, а также ряд месторождений Чу-Илийского интрузивно-вулканогенного пояса в Казахстане. Реже месторождения встречаются в интрагеосинклинальных прогибах (Северный Коунрад в Токрауском прогибе). Вольфрамоворудные пояса чаще согласные, расположены в мио- (Калба) и эвгеосинклинальных (на Урале) зонах складчатых систем. В герцинское время в ряде регионов (Центральный Казахстан и др.) проявилось уже несколько сближенных во времени вольфрамоносных плутонических магматических комплексов. Экстенсивность и интенсивность вольфрамового оруденения возрастает от ранних комплексов к поздним (абс. возраст 285—270 млн. лет).

В некоторых регионах имеются месторождения вольфрама различных возрастов и разных формаций и их групп. Так, на Урале гумбейские вольфрамовые скарновые месторождения ассоциируют с карбоновыми плагипроанитами и гранодиоритами (абс. возраст 285 млн. лет) — поздними дифференциатами базальтоидной магмы, а скарновые и кварцевожилые месторождения молибден-вольфрамовой формации связаны с пермским комплексом калиевых гранитов (абс. возраст 270 млн. лет) — продуктом дифференциации более кислой сиалической магмы.

Кроме рудных поясов, герцинское вольфрамовое оруденение концентрируется и в рудных узлах. В Аппалачах в это время образовались месторождения Хэмм карбонового или пермского возраста (в районе есть граниты с абс. возрастом 250 млн. лет) и Маунт-Плезант (абс. возраст 320 ± 18 млн. лет). В это время самые продуктивные среди грейзеново-жильных месторождений рудные тела представлены трубчатыми рудными телами заполнения (Вольфрам, Бэмфорд, Австралия), а также пологими и крутопадающими зонами рудоносных грейзенов (Акчатау) и одиночными жилами в трещинах отрыва (Юго-Коневское) или скола (Караси, Урал), реже — в системах рубцовых жил (Большевик, Калба). В Австралии, кроме пегматитов и мелких жил кварца с касситеритом и вольфрамитом (Аберфойл, Стори Крик), есть крупные скарновые месторождения молибден-вольфрамовой формации с послынными рудными телами с молибдосеелитом (с запасами WO_3 около 50 тыс. т) (Кинг Айленд) и жильные золото-сеелитовые (Гленорчи, Новая Зеландия).

В Рудных горах с горским гранитным комплексом связаны мелкие жильные месторождения вольфрама, а с более поздним рудногорским комплексом литий-фтористых гранитов — круп-

ные месторождения олова, из которых местами попутно добывается вольфрамит. Это чаще всего пологие жилы и зоны или штокверки грейзенов, залегающие в куполо- и гребневидных выступах плутона и расположенные над последними в кровле крутопадающие жилы в трещинах отрыва.

Самые важные герцинские месторождения вольфрама расположены в СССР. Месторождения этого возраста имеются в Средней Азии (молибден- и оловянно-вольфрамовая формация скарновой группы), на Урале, в Центральном Казахстане, в Горном Алтае (молибден-вольфрамовая формация грейзеново-жилыной группы), Восточном Казахстане и в Центральном Кавказе (оловянно-вольфрамовая формация той же группы формаций). В Центральном Казахстане имеются жильные кварц-вольфрамитовые месторождения, а также шеелитоносные штокверки прожилков в системах трещин, сопряженных с региональными разломами. Некоторые исследователи относят к герцинскому циклу и штокверковые месторождения Горного Алтая. В контактах с пермскими интрузивами обнаружены Оленджурское, Тоштузекское и Каракульское медно-кобальт-вольфрамовые месторождения Горного Алтая.

В Африканском щите (в Нигерии) в это время или в мезозое образовались мелкие плутоногенные жильные месторождения оловянно-вольфрамовой формации, залегающие в гранитах и вмещающих их докембрийских кристаллических сланцах, а также в пара- и ортогнейсах.

В мезозое вольфрамовое оруденение максимально интенсивное. Рудные пояса приурочены лишь к мио-интрагеоантиклинальным поднятиям, реже к интрагеосинклинальным прогибам. Возрастает роль сквозных рудоконцентрирующих разломов. Приобретают максимальное значение послынные залежи инфильтрационных диопсид-андрадитовых скарнов с молибдошеелитовым оруденением. Плутоногенные трубчатые тела, в отличие от верхнепалеозойских, единичны и располагаются не только в эндо-, но и в экзоконтактах плутонов, на пересечении разломов. Появляются плутоногенные месторождения грейзеново-жилыной группы, важнейшие жилы которых сформированы в крутопадающих трещинах, при перемещениях их стенок — в месторождениях Белуха и Букука (164—131 млн. лет).

Встречаются и вулканоплутоногенные (существенно молибденовые) месторождения, связанные со штоками и этмолитами. Среди них имеются трубчатые и воронкообразные брекчиевые рудные тела. Масштабы оруденения некоторых из этих тел гораздо крупнее масштабов оруденения герцинских плутоногенных трубчатых тел. Простые жилы, распространенные в палеозое, сменяются сложными системами сопряженных жил в трещинах скола и оперяющих их трещинах отрыва. Формируются рудные поля с рудными телами значительно более разнообразных типов. Особенность их руд — необычайно сложный набор минералов и

неравновесность минеральных ассоциаций. Появляется (после нижнего мела) вулканогенное оруденение сурьмяно-вольфрамовой формации иногда с киноварью (Барун-Шивея, Ново-Ивановское, Восточное Забайкалье). Рудные тела этих месторождений приурочены к зонам разломов вне полей развития магматических пород.

Месторождения вольфрама, сосредоточенные в северной части рудного пояса Малайзийской оловоносной провинции, представлены жилами кварца длиной до нескольких сот метров, мощностью 0,5—1,5 м, штокверками и грейзенами. В южной части пояса вольфрамит найден в месторождениях касситерита, распространен турмалин, иногда встречаются топаз, мусковит и берилл. В месторождении Крамат Пулаи трубчатые флюоритовые тела содержат около 1% вольфрама (в форме шеелита).

В Индонезии немного вольфрамита обнаружено в жильных месторождениях касситерита. Небольшие собственно вольфрамовые месторождения, связанные с меловыми гранитами, развиты в Северо-Западном Тайланде.

В Бирме имеются сотни месторождений вольфрама и олова, протягивающихся на 1000 км, представленных жилами кварца с касситеритом и вольфрамитом, сульфидами, самородным висмутом, бериллом, магнетитом и др. или зонами штокверков, обычно приуроченными к контактам гранитных плутонов (Маучи, в рудах которого 1,54% Sn и 0,75% WO₃, и др. [Быховер Н. А., 1963]).

В КНР крупнейшие запасы вольфрама сосредоточены в месторождениях провинции Южный Цзянси, оруденение которых связано с плутонами верхнемезозойских (яньшанских) гранитоидов (абс. возраст 188—140 млн. лет, конец средней и начало поздней юры). Оруденение синхронно с импульсами тектономагматической активизации. Вольфрамит обычно ассоциирует с касситеритом в кварцевых жилах, иногда — в штокверках и грейзеновых телах. В скарновых месторождениях Китая шеелит ассоциирует с флюоритом, касситеритом и сульфидами. Оруденение месторождения Ляньхуашань, находящегося в Катазиатском антиклинории, руды которого резко обогащены сульфидами железа, как и сульфидно-шеелитовые месторождения Сихотэ-Алиня, по-видимому, посленижнемеловые. Оно образовалось позже плутона позднеяньшаньских гранитов (абс. возраст 90—100 млн. лет) или в связи с этим плутоном.

В Корее с меловыми гранитоидными интрузиями связаны многочисленные кварцевожилые месторождения вольфрамита, содержащие также олово, висмут, молибден, залегающие в гранитах и палеозойских метаосадочных породах, и одно из крупнейших в мире скарновых месторождений вольфрама Санг-Донг (свыше 160 тыс. т WO₃).

К верхнемеловым плутонам гранодиоритов приурочена вольфрамовая минерализация Канады — крупнейшее в Америке и

самое богатое в мире месторождение вольфрама Флэт-Ривер (свыше 25 тыс. т WO_3 в апоскарновых рудах с содержанием WO_3 2,18%, в апороговиковых рудах содержание WO_3 0,75%), месторождения Мак-Миллен-Пасс и Ред Роз, представленные жилами с шеелитом, ферберитом и небольшим количеством сульфидов (1,5% WO_3).

В Калифорнийско-Невадском рудом поясе, протягивающемся от Канады до Мексики, сосредоточены скарновые месторождения молибден-вольфрамовой формации Пайн Крик, Индиан Спрингс, Блэк Мул и др. в США, медно-золото-вольфрамовое месторождение Эль-Феномено (Роса-Кастилья) в Мексике и др. Гранат-эпидотовые скарны слагают контактовые залежи длиной 150—300 м и мощностью 1,5—1,8 м. Среднее содержание WO_3 1—1,5% [Быховер Н. А., 1963].

В этом же рудном поясе с послееюрским гранитным плутоном связано небольшое пегматитовое месторождение Ореана. Пегматиты залегают в известняках. В них содержатся олигоклаз, кварц, флюорит и берилл, флогопит, ортоклаз, альбит, рутил, турмалин, пирит, пирротин и шеелит.

В СССР мезозойский возраст имеют в основном месторождения кварцевого минерального типа оловянно- и молибден-вольфрамовой формаций Восточной Сибири и Дальнего Востока. Рудные тела месторождений оловянно-вольфрамовой формации представлены жилами, реже жильно-прожилковыми системами. Количественные соотношения вольфрамита и касситерита в них различные. В рудных телах содержатся также As (в виде арсенипирита и леллингита), Pb, Zn, Bi и др. Качество руд обычно высокое, но запасы небольшие.

Вольфрамит и шеелит встречаются в месторождениях касситерит-сульфидной и особенно касситерит-кварц-сульфидной формаций, ассоциированных с малыми интрузиями, предшествовавшими либо синхронными оруденению. Оруденение контролируется теми же региональными тектоническими нарушениями, вдоль которых ранее выводились на поверхность лавы, к ним приурочены малые интрузии, также куполо- и гребневидные выступы плутонов.

В Западном Забайкалье сформированы месторождение Бом-Горхон (164—160 млн. лет, по Д. О. Онтюеву), вулканоплутоногенные месторождения Джиды и Булуктай молибден-вольфрамовой формации (абс. возраст оруденения 147—129 млн. лет, данные Л. М. Афанасьева, Д. О. Онтюева и автора). Месторождение Джиды представлено рудными телами нескольких морфоструктурных типов — штокверковыми, жилами в трещинах отрыва и системами сопряженных жил в отрывах и сколах. В это же время сформировано медно-вольфрамовое скарновое месторождение Агылки (145—108 млн. лет).

На Северо-Востоке СССР оловянно-вольфрамовые месторождения связаны с нижнемеловыми плутонами калиевых лей-

кократовых гранитов, а месторождения кварцевого и сульфидного типа — с плагиогранитами и гранодиоритами верхнего мела. Абсолютный возраст минералов оловоносных пород и жил 110—100, 125—120, 137—130 и 140—130 млн. лет.

С верхнеюрскими плутонами гранитов ассоциируют оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения Якутии. В мелу, во время консолидации складчатой области и превращения ее в эпимезозойскую платформу, в условиях господства разрывных нарушений и дифференциальных глыбовых движений возникли оловянно-вольфрамовое месторождение Иультин (в сеномане) и ряд касситерит-хлорит-турмалиновых и касситерит-сульфидных месторождений иногда с повышенными содержаниями вольфрама, мышьяка, меди, полиметаллов и др.

В Среднем Приамурье оруденение ниже-верхнемеловое, на Малом Хингане, в ряде районов Сихотэ-Алиня — верхнемеловое. В притихоокеанской части Сихотэ-Алиня главная рудная минерализация верхнемеловая (после сенона) и палеогеновая. По М. П. Материкову и А. Б. Павловскому [1959 г.], все многочисленные месторождения оловянно-вольфрамовой формации (кварцевый минеральный тип) связаны с плутонами одного магматического цикла (гранитов и гранодиоритов) и небольшими телами диоритов, габброидов, монцонитов, аляскитов, гранит-порфиров и фельзитов. Они приурочены к региональным разломам.

В верхнем мезозое образовались и важные скарново-грейзеновые месторождения Приморья — Восток-2 и Лермонтовское, в которых, по данным Г. Н. Степанова [1970 г.], шеелитовое оруденение значительно моложе скарнов (абс. возраст 127 млн. лет) и заключено в наложенных на них грейзенах, кварцевых жилах (абс. возраст 84 млн. лет) и шеелит-арсенопиритовых, шеелит-халькопирит-пирротиновых рудах. Оруденение разобщено со скарнами во времени образованием эксплозивной брекчии (124 млн. лет).

В кайнозойских месторождениях содержится значительная часть запасов WO_3 . В это время резко возрастает роль процессов тектоно-магматической активизации, оживляются и начинают играть рудоконцентрирующую роль глубинные разломы, секущие границы материков и океанов. Оруденение возникает и в архейских породах (Атолия в США). Рудные пояса появляются и на щитах (Боулдер Каунти, США; возможно Калимат, Индия). В западном и восточном секторах Тихоокеанского кольца области рудоотложения значительно расширяются, распространяясь на восток и по часовой стрелке. Скарны только вулканоплутоногенные, из них наибольшее значение имеют послонные инфильтрационные гранат-пироксеновые, в которых из рудных минералов велика роль молибдошеелита, но обильны также молибденит, шеелит, окислы железа, иногда гельвин, а контактовые редки и малопродуктивны на вольфрам.

Наиболее интересное Тырнаузское (Кавказ) молибден-вольфрамовое месторождение ассоциирует с интрузиями, возраст которых 4 млн. лет (по Г. Д. Афанасьеву и А. М. Борсуку).

В США в связи с третичной тектоно-магматической активизацией возникли вулканоплутоногенные месторождения вольфрама в Колорадском рудном кольце. Сформирован колорадский линейный рудный пояс, объединяющий вулканоплутоногенные штокверковые месторождения (Кляймакс, Гендерсон и др.) и брекчиевые трубы (Литл Коттон Вуд, абс. возраст 24—31 млн. лет) той же молибден-вольфрамовой формации.

В это время сформировались свинцово-цинково-вольфрамовое месторождение Джаур в Приморье (нижнепалеогеновое скарновое шеелитовое), расположенное в зоне малых интрузий, на погружении складчатых структур, по соседству с касситерит-сульфидными, а также (жильные) Пасто-Буэно (Перу) и Сан-Кристобаль (Аргентина).

В это время формируются в основном вулканогенные месторождения сурьмяно-вольфрамовой, реже других формаций, аргиллизитовой группы, в которых киноварь, если и содержится, то в малых количествах. Большая часть рудных тел — это окварцованные и оруденелые зоны брекчирования. В зоне невадской складчатости Кордильер Северной и Южной Америк в процессе третичной тектоно-магматической активизации возник пояс вулканогенных шеелитовых месторождений сурьмяно-вольфрамовой формации (Иеллоу Пайн, Атолия и др., США). Пояс ферберитовых месторождений той же формации (Сагеби, Зопхито, Хврелнето, Мамиссон и др.) сформировался вдоль Главного Кавказского надвига и в Китае — в пределах щита (Усин, Лендяси, Тоуан и др.). Золото-вольфрамовая формация представлена другим геологическим типом месторождений, чем в более древние эпохи, — вулканогенным. В это же время образовались и бедные вольфрамом комплексные месторождения риолитовой группы формаций — серебряно-вольфрамовые (Зака, США), в которых главным минералом вольфрама является гюбнерит, и оловянные с ферберитом в Мексике и Японии.

Наконец, в четвертичное время возникли месторождения вольфрамовой гидроокисной формации в Калифорнийско-Невадском рудном поясе (Голконда, Содавиль, возраст оруденения предположительно плиоценовый до голоцена — 5 млн. лет), Боливийском (Унция и др.) рудном поясе и в Тяньшане (Тоссор, Аксай, Токсонбулак и др.).

Таким образом, в ходе структурной эволюции земной коры изменялся характер оруденения и места его локализации, особенно резкие изменения происходили на границах докембрия и палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Так, в докембрии рудных поясов не было. Особенно протяженные рудные пояса формировались в палеозое и мезозое в геосинклиналях в стадию общей инверсии и главным образом раннеорогенную, а также во время мезо-

и кайнозойской тектоно-магматической активизации. Кайнозойские рудные пояса значительно короче, расположены на островных дугах (Япония) и щитах (Китай, США), где приурочены к глубинным разломам, секущим границы континентов, объединяют вулканоплутоногенные и вулканогенные месторождения. Лишь на Кавказе рудный пояс субсогласный. На Западе Северной Америки в мезо-кайнозойские места локализации рудных поясов как бы смещались во времени на восток (ларамийское оруденение расположено восточнее невадийского), в Южной Америке такое смещение происходило на запад.

Во многих районах отмечается общая тенденция увеличения интенсивности вольфрамового оруденения от древних к молодым эпохам. По достижении определенного максимума происходило снижение интенсивности вольфрамоносности. Интенсификации оруденения благоприятствовала тектоно-магматическая активизация полициклических геосинклинально-складчатых систем и платформ. Масштабы оруденения возрастают от древних к молодым месторождениям в связи с общей консолидацией земной коры, повышением роли рудоконцентрирующих глубинных разломов и динамической активности внедряющейся магмы, но кайнозойские месторождения обычно мелкие.

Месторождения вольфрама рудных провинций одного типа, возникшие на разных этапах и стадиях структурной эволюции земной коры, различны. На раннеорогенной стадии развития и в условиях тектоно-магматической активизации при наличии перекрывающих толщ осадочного чехла или вулканогенов порфировой формации образуется плутоногенное магматическое и гидротермальное оруденение. В позднеорогенную стадию развития геосинклинально-складчатых областей и в зонах тектоно-магматической активизации щитов формируются месторождения, ассоциированные с гипабиссальными вулканоплутоническими членами, а также вольфрамоносные отложения современных минеральных источников и россыпи.

Для выявления особенностей эволюции вольфрамового оруденения во времени особый интерес представляет сравнительное изучение особенностей однородного разновозрастного оруденения в рудных провинциях одного типа. Так, например, губнерит-кварцевые месторождения Урала и Забайкалья возникли соответственно в раннеорогенный этап развития герцинской геосинклинали (абс. возраст 270 млн. лет) и в этап мезозойской тектоно-магматической активизации эвгеосинклинальных структур каледонской и геосинклинально-складчатой систем уральского типа (абс. возраст 147—129 млн. лет). Первые ассоциируют с гранитными плутонами, вторые — с интрузивными телами вулканоплутонического комплекса; первые сформированы на глубине 1—2 км, вторые — ближе к поверхности (несколько сот метров).

Различие условий образования рудосопреженных комплек-

сов обусловило особенности оруденения: 1) многоэтапность постмагматического процесса и возникновение в рудном поле пульсационной зональности оруденения; 2) образование наряду с жильными штокверковых рудных тел; 3) значительную протяженность оруденения на глубину; 4) резкий температурный градиент вблизи рудоносных массивов и, как следствие, температурную зональность отложения, выявленную Д. О. Онтеевым [1964 г.]; 5) широкий диапазон физико-химических условий рудоотложения. Это обстоятельство способствовало телескопированию разнотемпературной минерализации на небольшой площади и обусловило ряд особенностей минерального состава руд.

На разных этапах развития единой структурной зоны вольфрамовое оруденение могло формироваться неоднократно. Например, в зоне каледонид Центрального Казахстана оно связано со вторым девонским и пермским интрузивными комплексами. На границе среднего и верхнего девона здесь образовались существенно молибденовые месторождения молибден-вольфрамовой формации: жильное плутоногенное Сегиз-Сала, штокверковое вулcano-плутоногенное Шалгия и др. Характер вольфрамового оруденения, связанного с «пермскими» гранитными плутонами Куу, Майкуль и Кара-Оба, возникшими в раннеорогенный этап развития геосинклинально-складчатой области, но во время процессов, сходных с тектоно-магматической активизацией, иной — это месторождения оловянно-вольфрамовой формации (топаз-слюдяно-кварцевых минеральных типов).

Количественные соотношения оловянного и вольфрамового оруденения зависят, даже в одной провинции, от относительного времени их формирования. В разновозрастных провинциях концентрация вольфрама возрастает с повышением роли фтора и по мере уменьшения возраста оруденения от палеозоя к мезозою.

В истории развития вольфрамовой минерализации различных регионов (Кавказ, Урал, Центральный Казахстан, Верхоянье) проявляется тенденция смены шеелитового оруденения вольфрамитовым и затем вновь шеелитовым. Возрастной ряд проявлений вольфрамового оруденения начинается с образования шеелитовых месторождений, ассоциирующих с интрузивами плагногранитной формации. Затем формируется вольфрамитовое оруденение, связанное с плутонами калиевых гранитов.

С разными по петрохимическому составу и происхождению магматическими комплексами ассоциируют месторождения не только разных формаций, но и разные сочетания морфоструктурных типов рудных тел. Так, на Урале вольфрамовое оруденение грейзеново-жильной группы, ассоциированное с плутонами платиогранитов (абс. возраст 285 млн. лет), нередко представлено пологими жилами с золото-вольфрамовым оруденением, а связанное с более молодыми плутонами калиевых гранитов (абс.

возраст 270 млн. лет) — крутопадающими жилами с молибден-вольфрамовым оруденением.

В некоторых регионах оловянное оруденение ослабевает от начальных к конечным интрузивным фазам plutонических комплексов, а вольфрамовое — нарастает. При этом может измениться относительная роль шеелита и вольфрамита в рудах. Так, А. Р. Бутко и В. Ф. Кашеев [1971 г.] и Б. А. Дьячков [1972 г.] отмечают не только увеличение продуктивности на вольфрам гранитов поздних фаз калбинского комплекса, но и смену шеелит-касситеритового оруденения шеелит-вольфрамитовым, а затем вольфрамитовым. В жилах, связанных с промежуточными фазами, минералы вольфрама и олова находятся совместно. Местами в Забайкалье и Рудных горах, наоборот, вольфрамовое оруденение ассоциирует с гранитами более ранней фазы или более древнего комплекса, чем оловянное, приуроченное к гранитам литий-фтористого типа. В Австралии с первой фазой герцинского гранитного плутона ассоциируют молибден-висмутовые месторождения, а со второй — касситерит-вольфрамитовые.

Во времени изменяется роль не только тех или иных генетических типов (гранитового, пегматитового и др.), но и формаций, и минеральных типов рудных тел, например роль силикатно-касситеритовой формации возрастает от герцинид к мезозоидам. Ряд этих типов (слюдяно-кварцевый с триоктаэдрическими литиевыми слюдами) формировался в разные периоды с докембрия до мезозоя. Некоторые типы оруденения присущи различным эпохам фанерозоя, но вследствие прогрессирующей общей консолидации земной коры, акселерации процессов и приближения их к земной поверхности изменяются морфоструктурные типы рудных тел, детали их строения, минеральный состав, роль различных типов зональности.

С ранними магматическими комплексами связаны изометричные рудные тела, с более поздними — рудные тела иных морфоструктурных типов (жилные и др.). Изменяется длина и мощность жил, протяжение рудных тел на глубину, относительная роль пластических и хрупких деформаций в образовании рудовмещающих структур: пликативные деформации сменяются дизъюнктивными (или повышается роль последних), что частично связано с общей тенденцией снижения глубины рудоотложения. Дизъюнктивные деформации иногда сопровождаются приразломной складчатостью. Возрастает роль сквозных рудоконцентрирующих разломов. В мезозое появляется новый тип месторождений — полигенные, обусловленные наложением мезозойской минерализации на более древнюю (Кти-Теберда, Корнуэлл). Возрастает комплексность руд и изменяются ассоциации главных промышленно важных металлов по сводной схеме: медно-вольфрамовое оруденение — золото-вольфрамовое — молибден-вольфрамовое — олово-вольфрамовое — золото-вольфрамовое — сурьмяно-вольфрамовое. Последовательность отдельных

звеньев этой схемы установлена на примере месторождений Урала, Казахстана и других регионов.

Изменяются парагенетические ассоциации минералов, структуры и текстуры руд, роль метасоматоза и метаморфизма, в частности развивается перекристаллизация. Так, изменяются минеральные виды, которыми представлено вольфрамовое оруденение: шеелит — вольфрамит, вольфрамиты и шеелит — ферберит и гюбнерит — вольфрамит бария. Молибдошеелит хотя и отлагался в разные периоды фанерозоя, самые крупные его концентрации возникли в мезо- и кайнозое. Проявилась тенденция отложения минералов ряда шеелит-молибдошеелит со все более высоким отношением минералов $\text{CaMoO}_4:\text{CaWO}_4$: шеелит — шеелит с примесью молибдена (до 2,1%) — молибдошеелит, содержащий до 4% Мо, — молибдошеелит, содержащий до 16% Мо. Изменяются и типы сопутствующих минералов: шеелит ассоциирует с геденбергитом, а диопсид с молибдошеелитом.

Если «сквозной» минерал образуется на разных этапах развития, то изменяется и его промышленное значение. Так, из минералов ряда гельвин-даналит в вольфрамовых месторождениях докембрия образовался гентгельвин, в палеозойских месторождениях — гельвин, в кайнозойских — даналит — гентгельвин. В парагенном с вольфраматами золоте возрастает содержание серебра. Изменяется роль различных типов слюд: в докембрии иногда распространены сидерофиллит и протолитионит, в палеозое и мезозое — разнообразные ди- и триоктаэдрические, в третичном периоде возрастает роль гидрослюд. Появляются скелетные эмульсионные вставки одних сульфидов в другие. Как следствие изменения P—T параметров рудоотложения изменяется форма кристаллов (вольфрамита и др.).

Поскольку возрастает неравновесность процесса рудоотложения, к мезозою и кайнозою усиливается гипогенное растворение минералов. Оруденение в метасоматах сменяется оруденением в телах заполнения. А метасоматическое оруденение, сформированное в разные эпохи, располагается в различных структурных этажах: в докембрии — в породах фундамента, в палеозое и мезозое — породах геосинклинального этажа, а в кайнозое — в породах орогенного этажа и чехле платформ. Крупно- и гигантокристаллические выделения минералов сменяются среднезернистыми, мелко-, тонко- и неравномернозернистыми, полосчатыми, порфирированными. На протяжении фанерозоя появляются и усиливаются также признаки коллоидного образования: в мезозое это отпечатки стенок трещин на жильном заполнении, а в кайнозое — шаровидные образования минералов.

Изменяются типы зональности. Например, грейзеновые рудные зоны с субгоризонтальным расположением рудных столбов присущи месторождениям палеозойского и частично мезозойского возраста, зональность оруденения в виде шляпки гриба возникла в мезозое и особенно в кайнозое.

Рассмотрены закономерности образования и размещения эндогенных месторождений вольфрама разных формаций. Намечено восемь групп таких формаций: калишпатитовая, гранитовая, аплит-пегматитовая, скарновая, грейзеново-жильная, аргиллизито-жильная, гидроокисная железо-марганцевая и условно осадочно-метаморфогенная.

Месторождения вольфрама ассоциируют с магматическими телами, возникшими из магм, перемещенных от мест зарождения на меньшие глубины, где они кристаллизовались в условиях большего или меньшего термодинамического неравновесия. Это дифференциаты кислых, чаще всего калиевых магм, реже — базальтовых или андезитовых. Месторождения определенных формаций ассоциируют с дифференциатами магм определенного состава.

По структурным условиям становления рудосопряженные магматические комплексы подразделяются на плутонические, вулканоплутонические и вулканические. Эти условия влияют на магматические и постмагматические процессы. На магматическом этапе они сказываются на составе, а также на особенностях дифференциации и кристаллизации магмы. На постмагматическом этапе они предопределяют набор морфоструктурных типов рудных тел и последовательность их образования, размещение и пространственные соотношения, промышленное значение рудных тел каждого морфоструктурного типа, а иногда и масштабы оруденения в целом. Среди вулканогенных месторождений, например, неизвестно столь крупных, как среди плутоногенных и особенно вулканоплутоногенных.

Интрузивные тела рудосопряженных магматических комплексов нередко являются структурообразующими. Характер возникающих структур зависит от состава магмы, величины и формы интрузивных тел, глубины их становления, силы и длительности динамического воздействия на кровлю, скорости остывания магмы и др. Доинтрузивные нарушения нередко играют роль не только магмоподводящих. Они же определяют места локализации куполо- и гребневидных выступов плутонов, дополнительных интрузивов, даек и самих рудных тел. Рассмотрена геологоструктурная позиция рудных полей и тел разных морфоструктурных типов.

Минеральный состав руд месторождений определяется рядом геологических факторов. Он обусловлен не только степенью проницаемости структур для рудоносных растворов, как считает ряд авторов, сколько составом пород рудосопряженного магматиче-

ского комплекса, структурными условиями его формирования и положением оруденения в процессе его становления, составом и свойствами вмещающей среды.

«Сквозные» минералы, входящие в состав руд месторождений разных формаций, представлены различными разновидностями или различаются по формам выделения и содержанию изоморфных и других примесей.

Принятое деление месторождений на гипо-, мезо-, и эпитермальное не соответствует ни определенным температурам, ни определенным глубинам образования. Оруденение месторождений разных формаций и даже их групп, а также рудных тел одной формации, сформированных в разных структурных условиях, может во многих случаях образоваться при сходных температурах. Однако температурные интервалы формирования месторождений некоторых типов не перекрываются. Например, месторождения топаз-слюдяно-кварцевого типа преизеново-жильной группы формаций, содержащие литий-железистые слюды, образуются при 370—420°C, а месторождения сурьмяно-вольфрамовой формации аргиллизито-жильной группы формаций — при 270—70°C (В. Б. Наумова и Г. Ф. Иванова).

Распределение минерализации в пределах рудных тел, в том числе зональность оруденения, зависит, помимо ряда геологических факторов, уже обсуждавшихся в литературе, от структурных условий становления интрузивных тел рудосопряженного комплекса и от морфоструктурного типа рудного тела. Эта зависимость в определенной мере обусловлена влиянием морфоструктурного типа рудного тела на гидродинамический режим во время рудоотложения. В самых проницаемых для рудоносных растворов участках рудовмещающих структур располагается более высокотемпературная минерализация, что противоречит представлениям о наибольшей благоприятности для накопления вольфрама закрытых структурных условий.

Зональность рудных полей в значительной мере определяется набором и характером сочетания рудных тел разных морфоструктурных типов. Впервые намечены типы строения рудных полей, что позволяет подойти к типизации зональности последних, показаны наборы типов рудных тел и полей, присущие плутоногенному, вулканоплутоногенному и вулканогенному оруденению.

Месторождения вольфрама формируются, как известно, в геосинклинально-складчатых областях, в основном в орогенный этап их развития, и в зонах тектоно-магматической активизации этих структур и платформ. В геосинклинально-складчатых областях фанерозоя эти месторождения приурочены к структурам ранней консолидации, отличающимся устойчивой тенденцией воздымания, — интрагеоантиклинальным поднятиям, срединным массивам второго рода и их склонам, реже к краевым частям и внутренним поднятиям в пределах интрагеосинклинальных прогибов. Эта закономерность обусловлена, по-видимому, приуро-

ченностью к упомянутым структурам плутонов калиевых гранитов, с которыми чаще всего ассоциируют месторождения вольфрама.

На древних платформах эти месторождения образовались в эпоху тектоно-магматической активизации. Они находятся в кристаллических массивах, игравших роль жестких масс — аналогов срединных массивов геосинклинально-складчатых областей фанерозоя. В участках этих структур, соответствующих архейскому времени консолидации и в пределах разобщающих эти массивы древних геосинклинально-складчатых систем, существенное вольфрамовое оруденение не выявлено. Месторождения вольфрама встречаются в участках протерозойской консолидации кристаллических массивов.

Разработана принципиальная схема систематики рудных провинций, поясов и узлов на матричной основе. При этом учитываются степень консолидации и тип развития рудоносных территорий, определяемый по накопленным ко времени отложения руд литологическим формациям, а также структурные условия становления рудосопреженных магматических комплексов. При дальнейшем подразделении принимаются во внимание петрохимический состав последних и набор рудных формаций.

Каждому из намеченных типов вольфрамоворудных провинций присущ свой набор вольфрамоворудных формаций. Более перспективны те месторождения, которые соответствуют рудным формациям, характерным для данного типа рудной провинции. Некоторые морфоструктурные типы рудных тел и полей также встречаются только в геотектонических структурах определенных типов.

Следует при этом иметь в виду, что шовные зоны глубинных разломов могут обладать автономными особенностями развития и представлять собой провинции иного типа, чем прилегающие структуры.

Вольфрамовое оруденение формировалось начиная с протерозоя — времени появления протогеосинклиналей и протоплатформ — вплоть до четвертичного периода. Оруденение, сформированное в разное время, нередко различается по формационной принадлежности.

Приведенный выше ряд групп формаций (за исключением осадочно-метаморфогенной группы) соответствует снижению возраста объединяемых этими группами месторождений. Эта закономерность проявляется в виде тенденции. Она обусловлена возрастанием консолидации земной коры во времени, а также изменением состава магм и глубины зарождения их очагов, изменением структурных условий становления рудосопреженных магматических комплексов по схеме: плутонические — вулканоплутонические — вулканические, с постепенным приближением уровня формирования интрузивных тел к земной поверхности.

В возрастном ряду месторождений различных групп форма-

ций находят свое место и месторождения пропилитовой группы, руды которых особенно богаты сульфидами. Эта группа нами отдельно не охарактеризована из-за недостатка материалов. Но можно отметить, что это мезо-кайнозойские, в основном палеогеновые месторождения пирит-пирротинового минерального типа шеелитовой субформации и галенит-сфалеритового типа гюбнеритовой субформации, ассоциирующие часто с породами повышенной основности и щелочности.

Принцип подобия, предложенный Д. В. Рундквистом и И. А. Неженским (1975) для характеристики зональности оруденения, можно распространить и на закономерности локализации самих рудных жил и полей (как и на закономерности интенсификации оруденения). Размещение последних определяется теми же факторами, что и размещение рудных столбов в рудных телах — местами изгибов и изменения характера пликативных и дизъюнктивных структур и т. д.

Приведенные закономерности имеют значение для создания теоретических основ для разработки поисковых и оценочных критериев на эндогенные месторождения вольфрама.

Список литературы

- Абдуллаев Х. М.* Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент. Изд-во АН УзбССР, 1947. 399 с.
- Алявдин В. Ф.* Материалы к генетической классификации эндогенных вольфрамовых рудопроявлений Северо-Востока СССР. Бюл. ВСЕГЕИ. М., Госгеолтехиздат, 1961, № 3, с. 42—53.
- Барабанов В. Ф.* Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Л., Изд-во ЛГУ, 1961. 360 с.
- Боголепов В. Г.* Основные направления исследований при определении практической значимости тел гидротермально измененных пород. — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1972, с. 9—35.
- Быбочкин А. М.* Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., Недра, 1965, с. 3—236.
- Быховер Н. А.* Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 3—475.
- Галецкий Л. С.* Необычный тип вольфрамового оруденения в северо-западной части Украинского щита. — В сб.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 104—109.
- Денисенко В. К.* Классификация вольфрамовых месторождений для целей прогнозирования. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1975, вып. 5, с. 526—539.
- 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, с. 164—192.
- Ермилова Л. П.* Минералы молибден-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М., Наука, 1964, с. 3—176.
- Зильберминц А. В.* Геология и генезис Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. М., Наука, 1966, с. 3—191.
- Иванов Ю. Г.* Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., Недра, 1974, 213 с.
- Иванова Г. Ф.* Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М., Наука, 1972. 151 с.
- Кононов О. В., Назьмова Г. П., Свириденко А. Ф.* Особенности развития геологической структуры и стадийности процессов геологического формирования Тырнаузского молибдено-вольфрамового месторождения (Северный Кавказ). — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., изд. ЛГУ, 1971, с. 198—205).
- Кучукова М. С.* Парагенетические ассоциации скарново-шеелитовых образований Западного Узбекистана, возникших в связи с различными формациями гранитоидных интрузий. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 243—250.
- Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Рахмедов У.* Эндогенные формации вольфрама. — В кн.: Эндогенные рудные формации Узбекистана, т. I. Ташкент, ФАН УзбССР, 1966, с. 112—164.
- Левицкий О. Д.* Геология рудных месторождений Забайкалья. М., Наука, 1964. 335 с.
- Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М.* Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М., Недра, 1972. 360 с.
- Малиновский Е. П.* Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., Наука, 1965, 163 с.
- Малиновский Е. П.* Условия формирования вольфрамовых месторождений в районах с различной геологической историей. — В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1968, с. 166—226.

Матвеев В. Т. О вольфрамовом оруденении северо-востока СССР. — Геология рудных месторождений, 1959, № 2, с. 31—48.

Металлиди С. В. Вольфрам в гентельвинсодержащих щелочных метасо-
матитах. — В сб.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений.
Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 135—137.

Нечелюстов Н. В. О стадиях процесса минерализации на месторождениях
скарново-вольфрамовой формации Средней Азии. — В кн.: Геохимия и геоло-
гия некоторых рудных месторождений. М., 1970, с. 37—54.

Онтоев Д. О. Стадийность минерализации и зональность месторождений
Забайкалья. М., Наука, 1974, 244 с.

Отроценко В. Д., Крикунова Л. М. Генетические особенности марган-
цево-вольфрамового оруденения в Северном Тянь-Шане. — Зап. Всес.
Минерал. о-ва, 1975, № 4, с. 481—486.

Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибден-
вольфрамового месторождения. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 24, 1960.
167 с.

Повилайтис М. М. О ритмичной зональности некоторых гранитоидных
тел. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 2, с. 35—50.

Повилайтис М. М. Новые данные о гранитоидных телах с ритмично-зо-
нальным строением. — Геология рудных месторождений, 1961, № 5, с. 37—53.

Повилайтис М. М. К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитоид-
ных тел и связи с ними молибденового и вольфрамового оруденения. — Геоло-
гия рудных месторождений, 1966, № 2, с. 33—44.

Повилайтис М. М. Особенности месторождений вольфрама в зависимости
от типов металлогенических провинций. — В кн.: Вопросы региональной геоло-
гии и металлогении Забайкалья, вып. 4. Чита, Изд-во Заб. фил. Географ.
о-ва СССР, 1968, с. 92—95.

Повилайтис М. М. К систематике вольфраморудных месторождений. —
В кн.: Третье совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному
использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1971,
с. 156—168.

Повилайтис М. М. Закономерности размещения и формирования место-
рождений вольфрама. М., Наука, 1975, 255 с.

Повилайтис М. М. Систематика месторождений вольфрама. — В кн.: Эн-
догенные рудные формации. Т. I. М., Наука, 1976, с. 16—182.

Покровский П. В., Грабегжев А. И. Явления околотрещинного метасома-
тоза в породах рудных полей вольфрамовых месторождений Боевско-Бикти-
мировской рудной зоны. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм,
металлогения Урала, т. 4. Свердловск, 1971, с. 199—217.

Покровский П. В., Пуртов В. К. Газово-жидкие включения в кварцах
жил гюбнеритовых месторождений Боевско-Биктимировской рудной зоны на
Среднем Урале. — В сб.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторож-
дений. Л., Изд-во ЛГУ, 1975, вып. 3, с. 424—432.

Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тыр-
ныауз. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 56, 1962. 168 с.

Радкевич Е. А. Особенности распределения вольфрама в главнейших ти-
пах структурно-фациальных зон. — В сб.: Минералогия и геохимия вольфра-
мовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1975, с. 187—193.

Розов Б. С. Минерально-сырьевая база вольфрама капиталистических и
развивающихся стран и ее использование. М., Недра, 1971. 153 с.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзены и грейзено-
вые месторождения мира. Л., Наука, 1971. 328 с.

Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных месторожде-
ний. Л., Недра, 1975. 222 с.

Самонов И. З. Некоторые особенности минералообразования в рудах Бе-
лухинского месторождения и вопросы распределения вольфрамита в жильных

месторождениях. — Изв. высш. учеб. завед. Сер. геол. и разведка, 1959, № 6, с. 60—75.

Сахарова М. С. Минеральный состав и особенности рудообразования ферберит-антимонитовых месторождений Горной Рачи. — Геология рудных месторождений, 1959, № 2, с. 63—73.

Сотников В. И., Никитина Е. И. Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1971. 259 с.

Турчинский В. П. Марганцево-вольфрамовое оруденение в северных предгорьях Терской Ала-Тоо. — Зап. Кирг. отд. Всесоюз. минер. о-ва, 1965, вып. 5, с. 15—21.

Хетчиков Л. Н., Онтоев Д. О., Дороговин Б. А. Некоторые генетические особенности редкометалльных месторождений Забайкалья по данным изучения газово-жидких включений в кварце. — Геология рудных месторождений, 1970, т. 12, № 4, с. 71—83.

Хрущов Н. А. Тырны-Ауз. — Сов. геология, 1958, № 2, с. 51—72.

Четырбоцкая И. И. Вольфрамит как индикатор и новый источник танталового сырья. М., Недра, 1972. 131 с.

Чичинадзе К. И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1945. 96 с.

Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 50, 1960. 239 с.

Штемпрок М. Генетические проблемы оловянно-вольфрамово-молибденовых месторождений Восточных Рудных гор. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1967, с. 191—204.

Шельов А. Д., Бугкевич Т. В. Месторождения вольфрама. — В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 3. М., Недра, 1974, с. 170—215.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960. 381 с.

Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Кудряшов А. В., Ершов Б. В. Геология и редкометалльное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата, Наука, КазССР, 1968. 228 с.

Ahlfeld F. Epithermale Wolframlagerstätten in Bolivien. — N. Jahrb. f. Min., 1938, Bd. 74, Hf. 1, 1—19.

Bolduan H. Geologie und Genese der Zinn-Wolframlagerstätten Geyer (Erzgebirge). Freiburger Forschungshefte, C 167, Leipzig, 1963.

Die structurellen Verhältnisse der Erzbildung. Zeitschrift für angewandte Geologie, Bd. 17, Hf. 4, 1971, p. 125—130. Aut.: L. I. Lukin, I. S. Korin, G. G. Krawtschenko e. a.

Hsu Ke-Chin. Tungsten deposits of Southern Kiangsi, China. — Econ. Geol., 1943, vol. 38, N 6, p. 431—474.

Kelly Wm. C., Turneure P. S. Mineralogy, Paragenesis and Geotermometry of the tin and tungsten deposits of Eastern Andes, Bolivia. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, N 6, p. 609—680.

Kerr P. F. Tungsten mineralization in the United States. — Geological Society of America, Memoir 15. Baltimore, Md., 1946. 241 p.

Li K. C., Wang C. J. Tungsten N. Y., 1947. 200 p.

Lovering T. S., Tweto O. Geology and ore deposits of the Boulder County tungsten district, Colorado. — Prof. pap. Geol. Surv. Washington, 1953, N 245. 199 p.

Содержание

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА	5
РУДОСОПРЯЖЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ	18
МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ	29
МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ И ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ	50
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ РУД	67
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РУДНЫХ ПОЛЯХ И ТЕЛАХ	100
ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ, ПОЯСА И УЗЛЫ	118
ЭВОЛЮЦИЯ ТИПОВ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ	134
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	146
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	150

ИБ № 1795

Маргарита Максимовна Повилайтис

ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Редактор издательства *Т. В. Колошина*
Обложка художника *А. Е. Чучканова*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *Е. В. Наумова*

Сдано в набор 19.12.78. Подписано в печать 18.04.79.
Т-09405 Формат 60×90^{1/16} Бумага № 2 Гарнитура литер. Печать высокая
Печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. 10,15.
Тираж 780 экз. Заказ 4/6663-4. Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Подольский филиал ПО «Периодика» Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
г. Подольск, ул. Кирова, 25

1 р. 50 к.

2901

НЕДРА