

В. К. ДЕНИСЕНКО

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ВОЛЬФРАМА**

В. К. ДЕНИСЕНКО

553,463

# МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА

2610



МОСКВА «НЕДРА» 1978



Денисенко В. К. Месторождения вольфрама. М., «Недра», 1978. 143 с.

В книге обобщены данные по геологии и прогнозированию вольфрамовых месторождений мира. Предложена новая классификация вольфрамовых месторождений на формационной основе, учитывающая их масштабность. Наряду с простыми моноформационными месторождениями выделяются рудные объекты, обладающие чертами строения нескольких рудных формаций. На основе систематизации данных о геологическом строении и рудоносности охарактеризованных вольфрамовых провинций мира предложена их типизация, учитывающая рудовмещающие структурно-формационные комплексы, тектонические структуры, магматизм. Излагаются общие принципы и критерии прогнозной оценки площадей на вольфрамовое оруденение, приводятся примеры прогнозирования в масштабе рудных полей, районов, зон, провинций.

Книга предназначена для широкого круга геологов, занимающихся изучением металлогении и рудных месторождений, а также работающих в полевых партиях и экспедициях.

Табл. 8, ил. 35, список лит. — 75 назв.

Вольфрамовые месторождения представляют собой широко распространенный тип эндогенного оруденения. Важное промышленное значение этого вида сырья и продолжающееся расширение областей его применения свидетельствуют о необходимости увеличения добычи вольфрама. Успешному решению этой задачи во многом будет способствовать дальнейшее углубленное изучение различных черт строения и условий возникновения вольфрамовых месторождений.

Исследования советских ученых в области металлогении вольфрама отражены в работах С. С. Смирнова, О. Д. Левицкого, Е. А. Радкевич, Х. М. Абдуллаева, Г. Н. Щербы, А. Д. Щеглова, Д. В. Рундквиста. Существенный вклад в изучение геологии и закономерностей размещения вольфрамовых месторождений внесли работы А. М. Быбочкина, Е. П. Малиновского, И. П. Кушнарера, И. Х. Хамрабаева, М. М. Повилайтис, Ф. Э. Апельцина, а вопросы минералогии, геохимии и генезиса наиболее полно и всесторонне охарактеризованы в работах В. Ф. Барабанова, Д. О. Онтоева, Н. В. Нечелюстова, Г. Ф. Ивановой, О. В. Брызгалина, И. Н. Говорова, Ю. Г. Иванова, М. Г. Руб, И. И. Четырбоцкой, П. В. Покровского, Л. П. Ермиловой, В. И. Сизых, О. В. Кононова и др.

Однако до сих пор слабо разработаны вопросы научного прогнозирования вольфрамового оруденения. Попытка восполнить в какой-то мере этот пробел — цель настоящей работы, в основе которой лежат многолетние исследования особенностей онтогенеза (индивидуальной истории формирования месторождений) и филогенеза (закономерностей возникновения и размещения месторождений в истории геологического развития данного блока земной коры) вольфрамовых месторождений и рудопроявлений Урала, Центрального Казахстана, Калба-Нарыма, Горного Алтая, Забайкалья и Чукотки.

В результате анализа собранного фактического материала разработана специальная классификация вольфрамовых месторождений для целей прогнозирования, проведена типизация геолого-структурных обстановок проявления оруденения и сформулированы главнейшие критерии прогноза при оценке перспектив вольфрамоносности различных по геологическому строению территорий. В заключительной части на примере Горного Алтая обсуждается опыт применения разработанных положений к разномасштабному прогнозированию вольфрамового оруденения с выделением потенциально перспективных металлогенических зон, рудных районов и полей.

Отдельные вопросы, затронутые в настоящей книге, обсуждались в различное время с М. И. Ициксоном, В. Т. Матвеевко, А. Д. Щегловым, В. А. Перваго, Г. В. Ициксон, сделавшими ряд ценных замечаний. Значительную помощь в сборе материалов и подготовке рукописи к публикации оказали В. Л. Лобков, М. Ф. Кутырева, А. М. Косогорова. Всем перечисленным исследователям автор выражает искреннюю признательность.

Особую благодарность за научное руководство и всестороннюю помощь на протяжении всего периода исследований автор приносит Д. В. Рундквисту, просмотревшему рукопись и высказавшему ряд полезных советов и замечаний, учтенных нами в работе.

## ВВЕДЕНИЕ

Основные концентрации выявленных руд вольфрама сосредоточены в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса, главным образом в азиатской и северо-американской частях на территории Китая, СССР, Южной Кореи, США и Канады.

Запасы вольфрама в СССР локализованы в коренных месторождениях и распределяются по морфологическим типам следующим образом. На долю штокверковых месторождений приходится около 60%, пластовых скарновых 35%, кварцевожильных 5%.

Представление о географии распределения вольфрамового оруденения в различных регионах СССР дают цифры, приведенные в работе А. С. Крючкова [20], а распределение месторождений по формационным типам и эпохам образования отражено на рис. 1. Как видно из рисунка, около 94% общих мировых запасов  $WO_3$  заключено в месторождениях трех формационных типов — грейзенового, скарнового и гумбеитового (шеелитоносных штокверков), максимально проявившихся в киммерийскую и герцинскую эпохи.

Основу сырьевой базы вольфрама составляют единичные крупные и уникальные месторождения. Проведенные подсчеты показывают, что крупные, средние и мелкие месторождения вольфрама находятся в примерном соотношении 1 : 10 : 20.

Кларк вольфрама в земной коре составляет, по данным многих исследователей,  $1-1,3 \cdot 10^{-4}$ , а кларк концентрации около 6500. Среднее содержание  $WO_3$  в различных месторождениях мира варьирует в широких пределах и составляет около 1%<sup>1</sup> в рудах средних и мелких месторождений и около 0,5% в крупных.

Ежегодное производство вольфрамовых концентратов и их стоимость сильно колеблется в зависимости от конъюнктуры рынка и составляют в капиталистических странах около 25—30 тыс. т при цене за 1 кг концентрата 7—8 долл.

Отечественные и зарубежные исследователи на основании анализа минерально-сырьевых ресурсов вольфрамовой промышленности приходят к выводу о том, что по мере увеличения индустриально развитых стран потребность в вольфрамовом сырье будет неуклонно возрастать. В частности, по данным Горного бюро США [55], среднегодовой темп прироста вольфрамовых руд в период 1974—1999 гг. составит около 3%, а производство вольфрама в концентрате достигнет к 2000 г. 70—130 тыс. т.

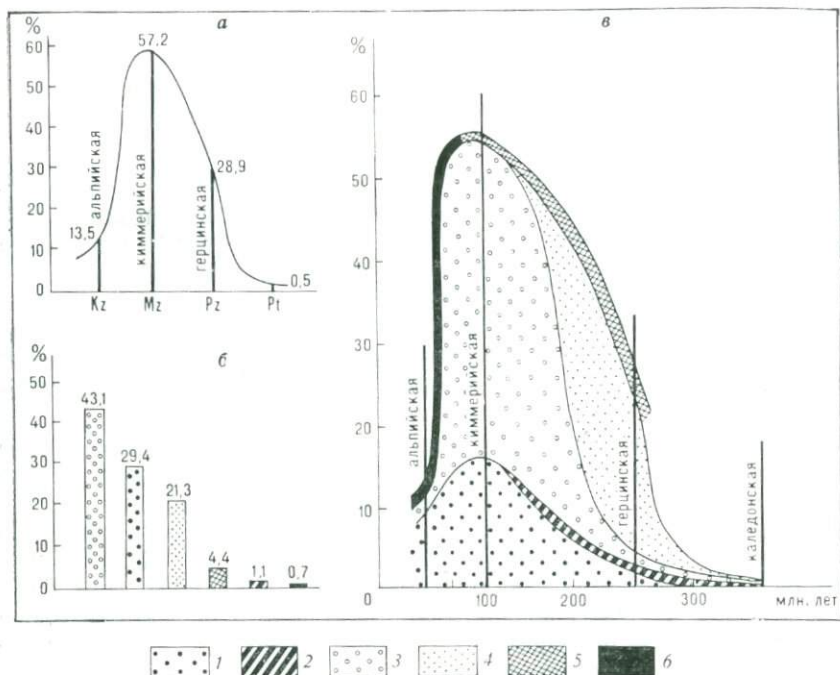


Рис. 1. Графики, иллюстрирующие распределение мировых запасов вольфрама по эпохам (а), формационным типам (б), а также соотношение различных формаций по времени образования и масштабу оруденения (в).

Вольфрамородные формации: 1 — шеелит-гранат-пироксеновая скарновая; 2 — золото-шеелит-кварцевая турмалин-хлоритовая; 3 — вольфрамит-кварцевая грейзеновая; 4 — шеелит-кварц-полевошпатовая гумбитовая; 5 — гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая; 6 — ферберит-антимонит-халцедоновая артиллизитовая

Выявленных запасов при существующей тенденции их прироста недостаточно для обеспечения планируемого потребления вольфрама в перспективе. В связи с этим необходимо расширить исследования прикладного характера, направленные на дальнейшую разработку и детализацию критериев и методов прогнозной оценки территорий, выявлять принципиально новые промышленные типы руд, устанавливать поисковые признаки крупных и уникальных месторождений, разрабатывать методики количественного прогнозирования при разномасштабных прогнозных исследованиях и др.

# ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

## Глава I

### ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НА ФОРМАЦИОННОЙ ОСНОВЕ

В настоящее время существует ряд классификаций вольфрамовых месторождений, основанных на различных принципах — генетическом, минералого-геохимическом, геолого-минералогическом и др. (А. Д. Шеглов, Г. Н. Щерба, В. Т. Матвеевко, И. З. Самонов, М. М. Повилайтис, Х. М. Абдуллаев, Н. В. Нечелюстов, Т. В. Буткевич, В. Ф. Алявдин, О. Д. Левицкий, А. М. Быбочкин, Е. А. Малиновский, Д. О. Онтоев, Ф. Р. Апельцын, Е. С. Павлов и др., а также Сюй Ке-цин, К. С. Ли и К. Д. Ванг, Ф. Альфельд, Х. В. Литтл, Мо Чжу-сунь, В. Торманн и др.). Однако вопрос о разработке специальной классификации для целей прогнозирования, учитывающей масштабность месторождений различных классификационных групп, остается актуальным.

Большинство исследователей считают, что рациональная классификация для решения прогнозных задач может быть построена на формационной основе. Сложность ее создания заключается в недостаточной определенности самого понятия «рудная формация».

В основе выделения рудных формаций лежит стремление к обособлению устойчивых типов оруденения, повторяющихся в различных регионах. Формационный анализ в большинстве случаев проводится на уровне месторождений, т. е. в качестве классификационной единицы используют месторождения сходного минерального состава и строения. Однако общезвестно, что одни месторождения могут быть образованы совокупностью родственных близкоодновременно возникших минеральных парагенезисов, повторяющихся на многих месторождениях, другие — сочетанием разнотипных и разновременных минеральных парагенезисов.

Возможность пространственного совмещения в пределах единого рудного поля продуктов разных эпох минералообразо-

вания отмечалась многими исследователями (Н. В. Петровской, Р. М. Константиновым, Ф. Н. Шаховым, И. Я. Некрасовым, М. А. Фаворской, И. Н. Томсоном, О. П. Ивановым, Б. Л. Флеровым и др.). Однако в существующих классификационных схемах эта важная особенность строения месторождений не отражена. Не рассматривается при типизации и довольно обширная группа вольфрамсодержащих месторождений, т. е. месторождений «чужеродных» формационных типов, из которых вольфрам может извлекаться попутно.

Предложенная автором классификация практически всех известных типов вольфрамовых месторождений разработана на формационной основе. Рудная формация понимается как разновидность геологической формации, характеризуется статистически устойчивым набором однотипных минеральных парагенезисов и закономерностью их пространственного расположения, т. е. зональностью [35].

Понятие «месторождение» — геолого-экономическое и зависит от конъюнктуры на сырье, кондиций, возможности извлечения и др., поэтому объем этого понятия далеко не равнозначен. В одних случаях это рудное тело, образованное одним минеральным парагенезисом (например, месторождения типа минерализованных куполов), в других — рудное поле, состоящее из системы генетически родственных рудных тел (например, грейзеновые кварцевожильные месторождения). Наконец, нередко месторождение включает несколько пространственно сближенных рудных полей, которые могут различаться по вещественному составу, строению, времени возникновения, т. е. относиться к различным рудным формациям. Такое сложное месторождение представляет собой совокупность нескольких самостоятельных простых месторождений. Характерным примером может служить Джидинское комплексное вольфрамовое месторождение в Западном Забайкалье, состоящее из трех месторождений — Первомайского, Инкурского и Холтасонского.

При типизации на основе рудных формаций различных по геологической сущности объектов, объединяемых в единое с экономической точки зрения понятие «месторождение», среди них могут выделяться объекты, соответствующие одной или нескольким классификационным единицам, т. е. рудным формациям. В целом установлено три основных случая возможной типизации месторождений на основе понятия о рудных формациях:

- 1) месторождение обладает чертами строения одной формации (простое, или моноформационное, месторождение);
- 2) месторождение обнаруживает черты нескольких формаций (сложное, полиформационное или, как правило, рудное поле), т. е. представляет собой ассоциацию рудных формаций и может соответствовать «рудному комплексу» в понимании Ю. А. Билибина;

3) месторождение имеет переходные признаки двух формаций, т. е. является членом ряда геохимически родственных рудных формаций.

Важным следствием классификации является тот факт, что промышленное значение месторождений, относящихся к трем указанным случаям, различно. Это позволяет использовать ее при прогнозных исследованиях.

## Глава 2

### ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА

#### РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Простые месторождения, относящиеся к вольфраморудным формациям, образованы ассоциациями однотипных минеральных парагенезисов, повторяющихся в одной и той же последовательности на различных месторождениях данного формационного типа. Такие месторождения, как правило, одноэтапны, т. е. формирование каждого из них укладывается в один цикл эволюции постмагматических растворов. Длительность минералообразования измеряется сотнями тысяч — первыми миллионами лет.

Повышенные концентрации образует в большинстве случаев один рудный компонент. Сопутствующее оруденение наблюдается в подчиненном количестве и, что особенно важно, формируется близкоодновременно с основным продуктивным элементом. Месторождения, относящиеся к тому или иному формационному типу, по основным чертам строения или внешнему облику идентичны друг другу, что позволяет достаточно объективно классифицировать их вне зависимости от времени, места и других геологических условий проявления.

В составленной на формационной основе классификации простых вольфрамовых месторождений (табл. 1) выделено девять рудных формаций. В названии рудной формации отражены основной рудный минерал и жильный парагенезис, т. е. типоморфная для данной формации минеральная ассоциация, а также преобладающий тип околорудного гидротермального изменения, относящийся к той или иной формации метасоматических пород [40].

Состав внутренних зон гидротермально-метасоматических формаций отражает главнейшие парагенезисы нерудных минералов жил и прожилков и, таким образом, одновременно дает представление и о составе жильного выполнения рудных тел

## Рудные формации вольфрамовых месторождений

Группа формации	Рудные формации	Состав внутренних зон гидротермально-метасоматических формаций*	Месторождения
Плутоногенная	Шеелит-гранат-пироксеновая скарновая	Py, Py—Gr, Gr—Ep, Q—Fr—Gr	Ингичке (Ср. Азия), Плитнинское (Горный Алтай), Арыхское (Саяны), Кинг-Айленд (Тасмания)
	Золото-шеелит-кварцевая турмалин-хлоритовая	Turm, Q—Turm, Turm—Chl, Turm—Ser, Q—Ca—Chl	Урал, Забайкалье, Гленорчи (Новая Зеландия)
	Вольфрамит-кварцевая грейзеновая	Q, Q—Top, Q—Mu, Mu, Fl—Mu, Fr—Mu	Акчатауское (Казахстан), Антоноговское (Забайкалье), Иультин (Чукотка), Тигриное (Приморье)
Плутоно-вулканогенная	Шеелит-кварц-полевошпатовая гумбеитовая	Ort, Q—Ort, Q—Ser—Ort, Q—Ca—Ort, Chl—Ser—Q	Верхне-Кайрактинское, Батыстау (Казахстан), Урзарсайское (Горный Алтай)
	Гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая	Q—Ser, Ser—Q, Ca—Q—Ser, Q—Fl—Ser	Холтасонское * (Забайкалье), Кти-Теберда (Кавказ), Хукамарани (Боливия), Тахишан (Китай), Огопите (Перу), Ред-Роуз (Канада)
	Ферберит-антимонит-халцедоновая аргиллизитовая	Ab—Mnt—Chl—Q, Gidr—Caol—KFp—Q, Q—Caol—Gidr, Q—Caol	Барун-Шивеинское (Забайкалье), Ноцари (Кавказ), Хилгроув (Австралия), Уси, Таоань, Лендяся (Китай)
Гидротермально-метаморфогенная	Шеелит-сульфидно-кварцевая скарниодная	Q—Amf, Ca—Chl—Amf, Q—Ab—Ser	Олимпиадинское (Енисейский край), Маганат (Кузнецкий Алтай), Давлятмай, Мютенбай (Ср. Азия), Багеторп (Швеция), Лагоаса (Португалия)
	Вольфрам-псиломелановая	Q—Mn, Q—Ser—Mn	Тсссор, Аксайское (Ср. Азия), Голконда, Содавилл (США), Унсия (Боливия)
	Вольфрам-галогенная		Оз. Серлз (США)

\* Условные обозначения минералов: Ab—альбит, Amf—амфибол, Gidr—гидрослюда, Gr—гранат, KFp—калиевый полевой шпат, Caol—каолинит, Ca—карбонат, Q—кварц, Mn—минералы марганца, Mnt—монтмориллонит, Mu—мусковит, Ort—ортроклаз, Py—пироксен, Fr—полевошпат, Ser—серцит, Turm—турмалин, Fl—флорит, Chl—хлорит, Ep—эпидот.

месторождений данного формационного типа. Внешние зоны в значительной мере наследуют состав исходных замещаемых пород, в связи с чем они не имеют определяющего значения для диагностики формаций и в табл. 1 не отражены.

Для метаморфических образований выделена скарноидная формация, включающая разнообразные типы регионально измененных пород (окварцованных, скарнированных, хлоритизированных и др.), общим для которых является присутствие минералов скарнов — пироксена, амфибола, граната, скаполита и др.

По фациям глубинности, связи с магматизмом и предполагаемому генезису рудные формации в соответствии с классификацией В. И. Смирнова объединены в три группы — плутоногенную, плутоно-вулканогенную и гидротермально-метаморфогенную (см. табл. 1). Первые две объединяют эндогенные месторождения, последняя — месторождения, которые в генетическом отношении могут быть с определенной долей условности (учитывая их слабую изученность) подразделены на осадочные (вольфрам-галогенная формация), инфильтрационные (вольфрам-псиломелановая) и метаморфогенные (шеелит-сульфидно-кварцевая).

Коротко охарактеризуем выделенные вольфрамоворудные формации, их диагностические признаки, связь с рудоносными геологическими формациями и промышленное значение.

### *Плутоногенная группа формаций*

Общая особенность вольфрамоворудных формаций данной группы — наличие в большинстве случаев отчетливой пространственной связи с интрузивным магматизмом и относительная глубинность формирования, оцениваемая большинством исследователей в 1,5—2,5 км. Между ними устанавливаются существенные различия, касающиеся состава рудоносных интрузий, времени и геологических условий проявления, особенностей минерализации и других особенностей.

Шеелит-гранат-пироксеновая скарновая формация проявляется в связи с гранитоидами повышенной основности (диоритами, гранодиоритами, адамеллитами) или нормальными и ультракислыми гранитами, обычно локализующимися в карбонатно-кремнисто-терригенных комплексах осадочных формаций. Положение рудоносных залежей контролируется морфологией гранитных массивов или контактами горизонтов карбонатного и алюмосиликатного состава при развитии минерализации на удалении от интрузивных пород (так называемые «межформационные» скарны). В отдельных случаях скарнированию подвергаются гранитоиды с образованием в них шеелитсодержащих скаполитовых рудных тел (Чорух-Дайрон, СССР).

В первой геологической ситуации расположено большинство скарновых месторождений Средней Азии (Майхура, Ингичкинское и др.), крупные месторождения Пайн-Крик, Милл-Сити, Браун-Лейк в США, Улудаг, Инлуфер, Телекай в Турции и др. Примерами межформационных скарноворудных залежей могут служить известные месторождения Кинг-Айленд в Австралии, Флат-Ривер и Айрон-Маунтин в Канаде, развитые контакте ороговикованных аргиллитов и известняков, Брежу,

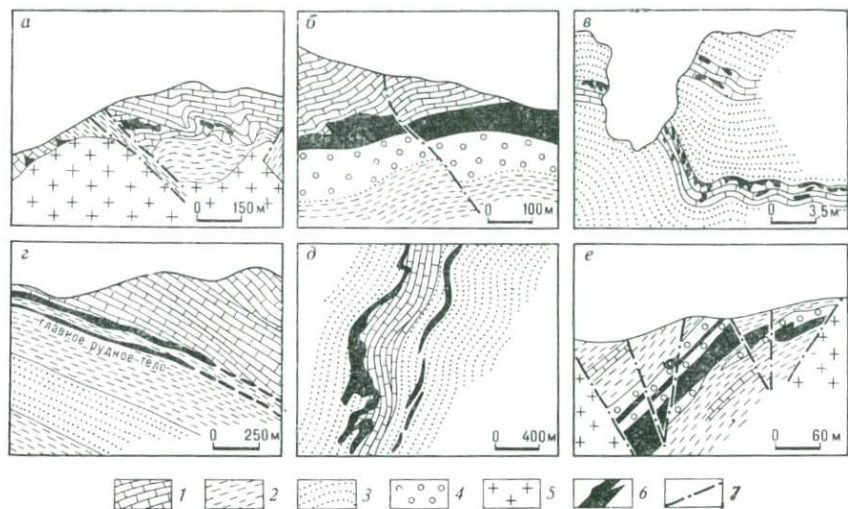


Рис. 2. Геологическое положение и морфология главнейших скарновых месторождений мира.

*a* — Эмеральд-Финн и Долджер в районе Айрон-Маунтин, Канада (по К. Ренни, Т. Смит); *б* — Флат-Ривер, Канада (по Л. Уайту); *в* — Главная залежь месторождения Куихаба, Бразилия (по Х. Путцеру); *з* — Сандон, Южная Корея (по Янг Вон Джону); *д* — Брежу, Австралия (по Х. Путцеру); *е* — Кинг-Айленд, Австралия (по К. Найту, П. Нью). 1 — известняки и доломиты; 2 — сланцы и аргиллиты; 3 — кварциты; 4 — роговики; 5 — гранитоиды; 6 — залежи шеелитонесных скарнов; 7 — тектонические нарушения.

Куихаба в Бразилии, локализованные вдоль напластования толщ кварцитов и известняков (рис. 2). По времени формирования скарны, как правило, наиболее ранние образования по сравнению с минерализацией других формационных типов.

Характерна пластовая или трубообразная форма рудных тел, их внутреннее зональное строение, широкое развитие в рудах магнетита и сульфидов, присутствие из минералов вольфрама почти исключительно шеелита, иногда молибдошеелита.

В СССР скарновые месторождения наиболее широко распространены в Средней Азии (Ингичкинское, Лянгар, Чорух-Дайрон, Майхура), известны в Горном Алтае (Белорецкое, Плитнинское), Саянах (Арыхское), Хакассии (Тунмское, Калтаринское), на Урале (Пороховское), в Забайкалье (Быстринское) и в других регионах. За рубежом они играют ведущую

роль в добыче вольфрамовых руд в США (около 600 рудников), в Бразилии (около 300 месторождений), а также в Канаде, Турции, Южной Корее и Австралии. Наиболее крупные месторождения Флат-Ривер в Канаде (запасы 60—65 тыс. т при содержании  $WO_3$  1,61%), Улудаг в Турции (45 тыс. т при содержании  $WO_3$  0,43%), Кинг-Айленд в Австралии (48 тыс. т при содержании  $WO_3$  0,5—1,0%), Пайн-Крик, Милл-Сити, Калверт-Крик в США (около 10 тыс. т каждое при содержании  $WO_3$  1,0—1,5%).

Кварц-золото-шеелитовая - турмалин - хлоритовая формация, как и предыдущая, связана с гранитоидами повышенной основности, развивающимися в толщах эвгеосинклинального типа вулканогенно-терригенных пород с широким распространением вулканитов основного состава. Месторождения представлены кулисообразными жильными зонами или сложно ветвящимися системами жил, расположенными непосредственно в гранитоидах или породах кровли в полях развития даек и штоков диоритов, гранодиоритов, габбро-диабазов. Большинство месторождений докембрийские, возраст оруденения 2—2,5 млрд. лет (месторождения Канады, Австралии, Индии). В пределах Кордильер Северной Америки известны золото-шеелитовые месторождения мезозойского возраста.

Для жил характерен обычно простой парагенезис — кварц, турмалин, анкерит, реже полевой шпат и небольшое количество шеелита, золота и сульфидов (Холлинджер в Канаде, Хиггинвилл в Австралии и др.). В одних случаях шеелит развивается в тесном парагенезисе с турмалином, предшествующем золотосульфидной стадии минералообразования (месторождения Канады, Австралии), в других — ферберитовая минерализация более поздняя по сравнению с золоторудной (месторождения пояса Колорадо). Гидротермальные изменения проявлены достаточно широко и, по-видимому, гетерогенны. Наиболее характерны процессы хлоритизации, турмалинизации, серицитизации, карбонатизации, реже окварцевания.

По сравнению с другими вольфрамоворудными формациями минерализация рассматриваемого типа распространена меньше. В СССР известны лишь рудопроявления и мелкие месторождения в Забайкалье, на Северо-Востоке, Чукотке, Урале. За рубежом промышленные месторождения расположены в Западных штатах США (район Боулдер), Канаде (Холлинджер, Мак-Интайр, Ист-Доум, Аутпос-Айленд), Австралии и Новой Зеландии (Хиггинвилл, Эдна Майн, Бэревуд, Бэкэ-марина).

Вольфрамит-кварцевая грейзеновая формация распространена наиболее широко среди вольфрамовых проявлений других формационных типов. Месторождения повсеместно приурочены к апикальным частям массивов ультракислых и аляскитовых гранитов, локализующихся в флишоид-

ных терригенных и вулканогенно-терригенных формациях. Главнейшие черты строения месторождений (структура рудных полей, зональность, состав руд, соотношение жил и метасоматических пород, широта развития даек и др.) во многом определяются особенностями расположения их по отношению к рудогенерирующим массивам.

По глубине формирования (по отношению к материнским гранитам) месторождения могут быть разделены [37] на четыре группы, для каждой из которых намечается интервал размещения оруденения. По морфологии и структуре рудных полей среди грейзеновых месторождений [37] выделяются шесть основных структурно-морфологических типов: 1) жильные (55%), 2) штокверковые (16,6%), 3) минерализованные купола (15%), 4) минерализованные зоны экзоконтакта (5,2%), 5) трубообразные (4,7%), 6) метасоматически замещенные минерализованные дайки (3,5%). (Более детальная характеристика грейзеновых месторождений, в том числе вольфрамовых, приведена в ранее опубликованных работах [37, 36].)

Из отечественных месторождений наиболее типичны: Акчатауское (Центральный Казахстан), Юго-Коневское (Урал), Колыванское (Горный Алтай), Спокойнинское (Восточное Забайкалье), Кестер (Северо-Восток), Иультин (Чукотка), Тигриное (Приморье). За рубежом к ним относятся такие известные месторождения, как Циновец, Эренфридерсдорф (ГДР, Рудные горы), Панашкейра (Португалия — запасы 40 тыс. т при содержании  $WO_3$  1%), Сихуашань (Китай), Югодзырское (Монголия), Маучи (Бирма — 25 тыс. т при содержании  $WO_3$  0,75%), Вольфрам Камп (Австралия — 5 тыс. т при содержании  $WO_3$  3%), Лост Ривер (США, Аляска) и др.

### *Плутоно-вулканогенная группа формаций*

Отличительные особенности формаций данной группы — отсутствие отчетливой связи с интрузивным магматизмом и иногда пространственная приуроченность к субвулканическим телам и дайкам пестрого состава. В ряде случаев на месторождениях обнаружены признаки близповерхностных условий формирования, широкое развитие средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций. Характерна преимущественная локализация рудных полей среди метаморфизованных эффузивно-осадочных и эффузивных толщ среднекислого состава, выполняющих обычно наложенные платформенные или внутригеосинклинальные впадины и прогибы.

Шеелит-кварц-полевошпатовая гумбентовая формация многими исследователями рассматривается как разновидность или минеральный тип грейзеновых месторождений. Однако наличие некоторых отличительных особенностей состава, строения, геологических условий локализации свидетель-

ствуется о целесообразности выделения ее в самостоятельный формационный тип вольфрам-содержащих месторождений.

Характерны приуроченность рудных полей к зонам сочленения площадей развития кремнисто-спилит-диабазовых и флишеидных терригенных комплексов осадочных формаций, а также отсутствие видимой связи с гранитами, наличие которых можно предполагать лишь на значительных глубинах (свыше 1200—1500 м). Месторождения представлены выдержанными по падению штокверками или жильно-прожилковыми зонами. В ряде случаев размеры рудного тела с глубиной увеличиваются.

Характерно разнообразие типов прожилков и околорудного изменения (серицитизация, ортоклазизация, окварцевание, хлоритизация и др.). В прожилках продуктивных стадий рудообразования и сопровождающих их гидротермально измененных породах в основном развит кварц-серицит-калишпатовый парагенезис, установлена повышенная роль сульфидов, в первую очередь пирита. Основное промышленное значение имеет вольфрамовая, реже молибден-вольфрамовая минерализация. В рудах повсеместно преобладает шеелит. Содержание  $WO_3$  в месторождениях обычно невысокое, однако значительные размеры штокверков и выдержанность оруденения на глубину обуславливают крупные запасы руд. Зональность оруденения слабо контрастная.

Примеры месторождений этого типа немногочисленны: Верхне-Кайрактинское, Батыстау (Центральный Казахстан), Урзарсайское, предположительно Токаревское (в Горном Алтае). По-видимому, к этому типу относится месторождение Гленорчи в Новой Зеландии (запасы свыше 100 тыс. т при содержании  $WO_3$  0,1%).

Гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая формация отличается высокой концентрацией серы и фтора, обуславливающей широкое распространение в рудах флюорита и разнообразных сульфидов, в том числе сложных сульфосолей меди, серебра, свинца. Некоторые из сульфидов, особенно пирит, присутствуют и в околорудно измененных породах, среди которых преобладают березиты и флюорит-пирит-слюдистые метасоматиты.

По многим особенностям строения и закономерностям размещения описываемые месторождения подобны проявлениям касситерит-сульфидной формации, с которыми они нередко тесно ассоциируют в пространстве, локализуясь в различных частях единых металлогенических зон и поясов (например, Боливийский пояс). В ряде случаев в касситерит-сульфидных месторождениях в промышленных концентрациях присутствуют одновременно олово и вольфрам (месторождения Илинтас, Алас-Хая, Бастой, Перевальное, Фестивальное).

Характерны гипабиссальные и субвулканические уровни глубины формирования, пространственная связь с массивами лейкократовых гранитов, ассоциирующими с интрузивными породами повышенной основности, вулканитами и дайками пестрого состава. Максимальные концентрации оруденения нередко наблюдаются в жилах или участках жил, расположенных в породах повышенной основности. Вмещающие породы представлены обычно метаморфизованными кремнисто-спилит-диабазовыми толщами.

Рудные тела образованы свитами кварцевых, кварц-полевошпатовых жил значительной мощности и протяженности (до 1,5—1,8 км) со следами многократных повторных приоткрываний трещин, обуславливающих их полосчатое поясовое строение, которое подчеркивается развитием в жилах тонкопластинчатого вольфрама в виде лент и просечек, параллельных заллбандам.

В месторождениях иногда присутствуют различные минералы вольфрама изоморфного ряда вольфрамитов, а также шеелит, однако в целом для данной формации более характерен гюбнерит. Может быть отмечена определенная зависимость между составом вольфрамитов и степенью железистости сульфидного парагенезиса, в котором он развивается. В частности, чем шире распространены сульфиды железа, тем чаще развиваются марганецсодержащие (гюбнеритовые), а не железосодержащие (ферберитовые) разновидности изоморфного вольфрамового ряда [10]. По парагенезисам сульфидных минералов возможно выделить два минеральных типа месторождений: 1) полиметаллически-гюбнеритовый (например, Холтасонское, Букука в Забайкалье, Тахишан, Квеймешань в Китае) и 2) арсенипирит (пирротин)-шеелитовый или ферберитовый (Кти-Теберда на Кавказе, Чикоте-Гранде, Чойла в Боливии). Нередко наблюдается многометалльный состав руд и выдержанность минерализации на глубину. Так, например, в рудах месторождения Хукамарани в Боливии содержатся (в %):  $WO_3$  2—4; Bi 2—6; Cu 6—10. На месторождении Ред-Роуз в Канаде извлекаются вольфрам, золото, серебро и медь.

Ферберит-антимонит-халцедоновая аргиллитовая формация проявляется в областях развития мезо-кайнозойского орогенного вулканизма, часто пространственно ассоциируя с месторождениями сурьмы, ртути, золото-серебряными с образованием единых рудоносных зон. В пределах зон вольфрамовые проявления локализуются обычно в метаморфических породах складчатого основания, реже переходят в вышележащие вулканические покровы. Месторождения пространственно тесно ассоциируют с дайками и экструзиями андезитдацитов. Характерна отчетливая приуроченность их к региональным тектоническим нарушениям.

Месторождения представлены минерализованными зонами

дробления и прожилкования или жилами сложной морфологии, сопровождающимися зонами окolorудно измененных аргиллизированных, серицитизированных и окварцованных пород. Из минералов вольфрама обычно развит ферберит, реже шеелит. Отмечается широкое разнообразие текстур руд — брекчиевые, друзовидные, натечные.

Минерализация этого типа подробно охарактеризована А. Д. Щегловым [48]. Такие месторождения в СССР не разрабатываются, хотя они широко развиты в Восточном Забайкалье (Барун-Шивейское, Ново-Ивановское, Ново-Казачинское) и на Северном Кавказе (Сагеби, Ноцара и др.). Из зарубежных промышленное значение имеют месторождения Китая (Уси, Тинцзуси, Лендяси, Сиан, Таоань), Западных штатов США (район Боулдер), Турции (Гюмюслер — запасы 6 тыс. т; содержание  $WO_3$  3,5—4,5%, Sb 3,6—4,7%, Hg 0,16—0,20%).

### *Гидротермально-метаморфогенная группа формаций*

К данной группе отнесены вольфрамовые проявления относительно новых типов, по ряду признаков существенно отличающихся от традиционных типов вольфрамовой минерализации. До настоящего времени они не привлекли достаточного внимания исследователей и многими рассматриваются как экзотические, чем во многом объясняется их сравнительно слабая изученность. Однако число случайно открываемых проявлений этого типа (причем нередко в районах, не относящихся к известным вольфрамоносным провинциям) растет, поэтому необходимо их изучать и разрабатывать поисковые и оценочные критерии.

Шеелит-сульфидно-кварцитовая скарноидная формация наиболее широко распространена среди характеризуемой группы формаций. Проявляется обычно в регионально метаморфизованных кремнисто-спилит-диабазовых и кремнисто-карбонатных комплексах осадочных формаций, как правило, докембрийско-раннепалеозойского возраста, вне видимой связи с гранитоидным магматизмом.

Рудные тела представлены протяженными (до нескольких километров) зонами рудной импрегнации или минерализованными зонами дробления, пространственное положение которых контролируется границей различных свит (Юго-Восточный Алтай, Португалия), маркирующими горизонтами черных филлитов (Енисейский кряж), битуминозных сланцев (Швеция). В минерализованных зонах помимо преобладающего шеелита присутствуют арсенолитрит, пирротин, магнетит и др. Содержание  $WO_3$ , как правило, не превышает десятых долей процента.

Породы в пределах зон обычно метасоматически изменены. Наиболее интенсивно проявлено окварцевание, в связи с чем минерализация этого типа описывается в литературе под названием «шеелитоносных кварцитов» [33]. В других случаях близкая по геологической ситуации рудоносным кварцитам

шеелитовая минерализация развивается в скарноидах (рудопоявление Мюменбай в районе месторождения Мурунтау в Средней Азии), в горизонтах диопсидсодержащих серицитизированных и хлоритизированных гнейсов и пиритизированных мраморов (рудопоявления истоков р. Зеи, бассейна р. Нижняя Джиллинда и др. [19], Кочкарлу в Юго-Восточном Алтае), турмалинизированных и серицитизированных сланцах (месторождение Лагоаса в Португалии).

Возможно, к этому типу относятся многие промышленные шеелитовые месторождения шт. Колорадо в США, локализованные в докембрийских известково-силикатных гнейсах и амфиболитах. Как отмечает О. Твето [75], шеелитсодержащие гнейсы по минеральному составу близки к скарнам, но существенно отличаются отсутствием какой-либо связи с гранитоидами, согласным с напластованием расположением рудных тел, имеющих форму прерывистых линз, полос, сохранением слоистости исходных пород, незональным строением и др. Указанные особенности свидетельствуют, по-видимому, о метаморфогенной природе минерализации. Возраст шеелитового оруденения точно не установлен, надежно констатируется лишь широкий временной диапазон его образования — 2700—1000 млн. лет.

Известны примеры развития повышенных концентраций шеелита в практически неизменных породах: песчаниках и сланцах на Артулукском рудопоявлении медистых песчаников в Горном Алтае, доломит-кремнистых метаморфизованных породах рифея на рудопоявлениях Корзар и Давлятмай в Нура-тинской зоне Узбекистана, в неизменных венитовых гнейсах и лептитах в Швеции и Восточных Альпах [62], в слабо метаморфизованных песчано-сланцевых толщах палеозоя во Франции [73], древних метаморфических толщах Карелии и Юго-Восточного Алтая (Кочкарлу).

В рудниках Руиза и Ньямалило (Уганда) вольфрамовая минерализация приурочена к горизонту графитизированных сланцев, для которых характерно повышенное содержание вольфрама (0,0004—0,0028%  $WO_3$ ). Стратиформность рудоносной зоны (протяженность 1000 м, мощность 90 м) подчеркивается послойно со складчатым распределением нодулей с минералами вольфрама, тонкими кварцевыми «прожилками» и секущими кварцевыми жилами, параллельными трещинами кливажа, но не выходящими за пределы продуктивного горизонта. Интенсивность насыщения породы такими нодулями, размер которых варьирует от нескольких миллиметров до первых сантиметров, может быть настолько велика, что она представляет собой вольфрамовую руду [58].

Подобные проявления вольфрамовой минерализации без четко выраженного метасоматического преобразования вмещающих пород, возможно, следует выделять в самостоятельный формационный тип.

Вольфрамовое оруденение аналогичного стратиформноподобного типа выявлено в последние годы в Португалии [64]. В настоящее время разрабатывается одно из таких месторождений — Лагоса. Оруденение приурочено к горизонту углистых сланцев  $O_{1-2}$  с редкими прослоями псаммитов и кварцитов,

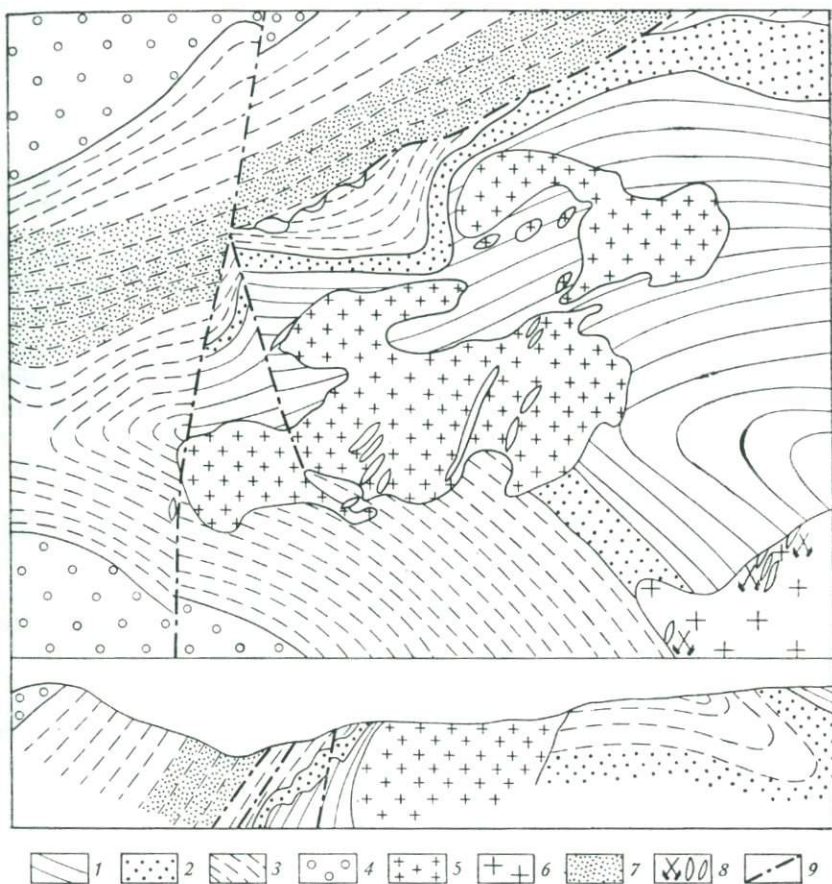


Рис. 3. Геологическая карта вольфрамородного района Лагоса в Португалии. По Л. Н. Конде и др. [64].

1-4 — вмещающие ордовикские породы: 1 — чередование сланцев и «нижних» кварцитов; 2 — «нижние» кварциты, 3 — углистые сланцы с горизонтами псаммитов, 4 — «верхние» кварциты; 5 — средние и тонкозернистые граниты Фонте-Санта; 6 — двуслюдяные крупнозернистые граниты Брусос; 7 — зона минерализации; 8 — заброшенные разработки кварцшестовых жил; 9 — тектонические нарушения

расположенному между двумя горизонтами нижних и верхних кварцитов. Мощность минерализованной полосы около 200 м, прослеживается параллельно региональной сланцеватости на расстоянии 1,5 км (рис. 3). К югу от месторождения находятся

два гранитных массива герцинского возраста. Ближайший к месторождению шток Фонте-Санта (лежит в 250 м к югу от рудного поля) сложен средне- и тонкозернистыми гранитами, на отдельных участках турмалинизированными. Обнажающийся еще далее к юго-востоку массив Брусо представлен двуслюдяными средне- и крупнозернистыми гранитами, иногда с мегакристаллами микроклина. Роль указанных интрузий в рудообразовании остается не выясненной. Предполагается, что с ними связаны процессы регенерации и последующего переотложения оруденения. Литологический и структурный факторы основные в размещении минерализации.

В пределах минерализованной зоны развиты две системы шеелитоносных жил и прожилков. Ранние кварц-полевошпатовые жилы мощностью 1—20 см чечевицеобразной формы расположены согласно с первичной сланцеватостью. Более поздние жилы приурочены к системе секущих трещин штокверкового типа. Интенсивность шеелитовой минерализации в этих жилах более высокая. Жильный парагенезис простой и представлен кварцем, небольшим количеством полевого шпата, турмалина, сидерита и пирита. Вмещающие породы в контурах минерализованной зоны турмалинизированы, окварцованы и серицитизированы с образованием вблизи поздних жил турмалинитов или турмалин-кварц-серицитовых сланцев.

Из отечественных месторождений наиболее близки к охарактеризованному типу месторождения Оленджулар, Тоштоузек, Кара-Куль, Кара-Оюк, в Горном Алтае.

Вопрос о генезисе минерализации рассмотренного формационного типа остается дискуссионным. Большинство исследователей считает, что генезис минерализации характеризуемого типа осадочный или метаморфогенный. Так, по мнению Л. И. Красного и др. [19], шеелитовое оруденение, развитое в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы, «...обусловлено метасоматическими процессами, происходившими в эпоху раннепротерозойской гранитизации и повторного метаморфизма архейских пород» (с. 8). Шведские геологи рудообразования связывают с процессами регионального скарнирования и гранитизации [62]. К выводу о первичноосадочном генезисе шеелитовой минерализации приходят исследователи месторождений Уганды и Руанды [58]. Они считают, что вольфрам, содержащийся в морской воде, поглощался органическим веществом, а затем при метаморфизме осадков был мобилизован и переотложен в системы трещин. Р. Хелль, А. Маухер (R. Höll, A. Maucher, 1967 г., 1972 г.) и др. на основании изучения текстур вольфрамоносных залежей Восточных Альп делают вывод о накоплении шеелита в мелководных морских бассейнах и последующем преобразовании минерализации под влиянием процессов тектоники и магматизма.

В целом стратиформный характер оруденения позволяет рассматривать данный тип минерализации, несмотря на относительно низкое содержание  $WO_3$ , как представляющий промышленный интерес. Отдельные месторождения за рубежом обрабатываются — Багеторп в Швеции, Руиза и др. в Уганде, Лагоаса в Португалии.

Вольфрам-псиломелановая формация проявляется в марганецсодержащих карбонатно-терригенных формациях, для которых характерно наличие древних кор выветривания, палеокарста. В отдельных случаях площади распространения минерализации пространственно совпадают с ареалами распространения внегеосинклинального интрузивного магматизма.

Отдельные рудопроявления и месторождения этого типа известны в США (Голконда, Содавилл в шт. Невада), Боливии (Унсия), в СССР (Средняя Азия — Тоссор, Аксай, в Кузнецком Алатау и Забайкалье). Наиболее крупное месторождение Голконда разрабатывалось в сороковых годах. Вольфрам, содержание которого составляло 1—7%, находился в коллоидальной форме и извлекался химическим путем. За период эксплуатации добыто 837 т  $WO_3$  [27].

Месторождение представлено вольфрамсодержащим пластом железисто-марганцевых галечников (мощность — несколько метров), горизонтально залегающим на эродированной поверхности филлитовых сланцев под покровом известковистых туфов. По мнению А. М. Бетмана, вольфрам был отложен из горячих минерализованных вод, поднимавшихся по зонам трещиноватости в филлитах.

В Голконде известны вольфрамоносные лимониты кор выветривания (Биг Фо). Мощность рудоносных тел составляет около 10 м, среднее содержание  $WO_3$  около 3%.

Сходная по типу вольфрам-марганцевая минерализация известна на Северном Тянь-Шане (рудопроявления Тоссор, Аксай, Токсонбулак и др.). Оруденение приурочено к региональной зоне дробления в верхнепалеозойских гранитах и к перекрывающим их осадочным брекчиям неогена [44]. В зоне дробления вольфрамсодержащие псиломелан (тунгомелан) и тонкодисперсная смесь псиломелана с пиролюзитом цементируют гранитную брекчию. В покровных брекчиях вблизи тектонической зоны наблюдаются линзовидные тела переотложенных вольфрам-марганцевых руд. Оруденение выдерживается на значительное расстояние при содержании  $WO_3$ , равном десятым долям процента; устанавливается прямая зависимость между содержаниями в рудах вольфрама и марганца. Аналогичное строение имеют и другие рудопроявления данного района.

К вольфрам-галогенной формации отнесены вольфрамсодержащие рассолы и эвапориты, встречающиеся в современных озерах или в осадках палеоозер в районах арид-

ного климата. Наиболее значительно месторождение оз. Серлз в северо-восточной части пустыни Мохаве в Калифорнии. Это межгорная безводная долина площадью около 150 км<sup>2</sup> только во время паводков покрывается слоем воды в 20—30 см. Вольфрамоносны два соленосных пласта твердых эвапоритов, залегающие среди озерных отложений, площадью около 40 км<sup>2</sup> и мощностью до 50 м [3]. Содержание вольфрама составляет 0,005—0,008% WO<sub>3</sub>, однако общие запасы WO<sub>3</sub> оцениваются в 170 тыс. т [58], что сопоставимо с суммарными запасами всех других вольфрамовых месторождений США. Способ извлечения вольфрама найден, но он весьма дорог, поэтому отработка месторождения в настоящее время нерентабельна. Из рассолов эвапоритов извлекают литий и бор.

По мнению американских геологов, источник вольфрама соленосных отложений — продукты выщелачивания шеелита из скарновых месторождений долины р. Оуэн, а также вольфрам, содержащийся в незначительном количестве (0,00003%) в горячих источниках Кьюу.

В СССР концентрации вольфрама рассматриваемого типа можно ожидать в отложениях озер Средней Азии [18].

Прочие типы вольфрамовой минерализации. Помимо рассмотренных типов следует отметить проявления вольфрамовой минерализации в угленосных отложениях наложенных впадин в Западном Забайкалье, Узбекистане, Центральной Монголии [27]. Ограниченное число примеров и недостаточная изученность не позволяют выделять их в самостоятельный формационный тип вольфрамового оруденения. Однако, учитывая широкое распространение в вольфрамоворудных районах наложенных угленосных впадин, подобные проявления минерализации в будущем могут представлять практический интерес.

## АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Как уже отмечалось, наряду с месторождениями, обладающими чертами строения одной рудной формации, известны вольфрамовые месторождения (обычно это рудные поля с геологической точки зрения), образованные в результате пространственного совмещения разнотипных и разновременных минеральных ассоциаций. Каждая из таких ассоциаций характеризуется полным циклом эволюции постмагматических растворов, специфической зональностью, структурным планом размещения, морфологией и внутренним строением рудных тел, минералого-геохимическими особенностями, включая типоморфизм минералов и их элементы-примеси. Минеральные ассоциации, как правило, разделяются периодами проявления внутрирудного (точнее говоря «межрудного») магматизма в виде даек, пластовых тел и штоков гранитов, что дает основание связы-

вать их проявление с самостоятельным импульсом магматической активности. Временной перерыв между ассоциациями может существенно варьировать — от 5—10 до десятков и даже сотен миллионов лет. Последний случай характерен для минеральных образований, сформировавшихся в различные эпохи рудогенеза.

Таким образом, каждая из минеральных ассоциаций имеет по существу все признаки самостоятельной рудной формации. Отсюда следует, что рассматриваемые длительно формирующиеся многоэтапные месторождения по «степени сложности» строения соответствуют ассоциациям рудных формаций, т. е. являются полиформационными образованиями. Тип, количество и интенсивность проявления пространственно ассоциирующих формаций могут существенно варьировать. Так, в одних случаях совмещаются «родственные» формации, т. е. либо различные вольфрамоворудные формации, закономерно сменяющие друг друга во времени или по глубинности формирования, либо разнометалльные аналоги одной и той же рудоносной метасоматической формации (например, грейзеновые вольфрамовая и молибденовая формации). В других случаях формации, слагающие месторождение, «чужеродны», т. е. различны по геологической природе, генезису, времени формирования, металлонности.

В результате сложные месторождения весьма специфичны, непохожи друг на друга и их типизация крайне затруднительна. Этим объясняется противоречивость существующих классификационных схем: различные исследователи одни и те же месторождения относят к одной из известных формаций (по преобладающему развитию минерализации того или иного типа), или к сложным и совмещенным формациям, или, наконец, выделяют в новый формационный тип.

По мнению автора, типизацию таких месторождений необходимо проводить на основе классификации рудных формаций, объединяя простые объекты (рудные формации) в сложные (ассоциации рудных формаций). Иными словами, классификационной ячейкой должна быть рудная формация, а различные ее сочетания будут соответствовать тем или иным типам наблюдающихся сложных месторождений или рудных полей.

Теоретически число таких возможных сочетаний из девяти различных формационных типов весьма значительно. Однако число реально существующих в природе месторождений рассматриваемого типа незначительное (малая вероятность пространственного совмещения резко различных по геологическим условиям проявления формаций или значительного их числа — свыше двух, трех формаций) и может быть установлено эмпирическим путем. Возможно, в дальнейшем при выяснении правила объединений простых формаций в сложные можно будет прогнозировать новые типы подобных сложных объектов.

В табл. 2. приведены известные примеры таких ассоциаций, образующих полиформационные месторождения. По правилам таксономии названия характеризующих сложных объектов должны состоять из сочетания названий простых рудных формаций, их слагающих. Однако для краткости целесообразно использовать термины, образованные сочетанием названий только метасоматических формаций с добавлением ведущих рудных элементов. Такая терминология позволяет достаточно полно отразить тип конкретного полиформационного месторождения (например, скарново-грейзеновое молибден-вольфрамовое месторождение).

Таблица 2

**Примеры ассоциаций рудных формаций вольфрамовых месторождений**

Ассоциации рудных формаций	Месторождения
Скарново-грейзеновая (вольфрамовая, вольфрам-молибденовая и др.)	Тырнаузское (Кавказ), Агылкынкское (Якутия), Сандон (Южная Корея), Илю, Хуанподи, Яогансань (Китай)
Грейзеново-березитовая (молибден-вольфрамовая, оловянно-вольфрамовая и др.)	Джида, Букука (Забайкалье), Караобинское (Казахстан), Калгуты (Горный Алтай), Лянь-Хуашань (Китай), Маунт Плезант (Канада), Вилоко, Караколес (Боливия)
Скарново-грейзеново-березитовая (вольфрамовая, висмут-вольфрамовая и др.)	Восток-2, Лермонтовское (Приморье)

Учитывая дискуссионность вопроса о выделении полиформационных месторождений, в приводимых далее примерах основное внимание уделено доказательству полиформационной природы их образования.

Месторождение Караобинское (Центральный Казахстан) представлено серией многочисленных кварцеворудных жил и прожилков, подавляющая часть которых залегает среди лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, слагающих небольшой по площади (1,8×0,6 км) массив, и частично в контактирующих с ним девонских эффузивно-пирокластических толщах. Месторождение было описано ранее в ряде работ [36, 37 и др.].

На основании закартированных взаимоотношений даек и кварцеворудных жил и прожилков была намечена общая последовательность развития процесса минералообразования и выделено четыре самостоятельных этапа, отделенных друг от друга периодами проявления магматизма (табл. 3). Каждый

Последовательность развития минерализации  
на Караобинском месторождении

Этапы	Последовательность минералообразования	
IV	Образование безрудных кварцевых, карбонатных и флюоритовых жил	
	Околожильная березитизация и серицитизация	
	Образование кварц-гюбнерит-сульфидных жил	
	Микроклинизация и альбитизация даек	
+++		Дайки гранитного состава
III	Развитие слюдяных грейзенов и прожилковых микроклиновых зон по жилам и вмещающим породам	
	Образование кварцевых жил с наложенной оловянно-молибден-висмут-вольфрамовой минерализацией и околожильных зон кварцевых, мусковит-кварцевых, кварц-топазовых грейзенов	
	Микроклинизация и альбитизация пластовых и дайковых интрузивных тел, приводящая к образованию ритмичнополосчатых гранитов и даек замещения	
+++		Дайки аплитов и микрогранитов
+++		Дайки мелко-равномернозернистых гранитов
+++		Пластовые тела мелкозернистых гранитов
II	Метасоматическое развитие в жилах микроклина	
	Образование единичных кварцевых жил и прожилков с молибден-вольфрамовой минерализацией	
	Микроклинизация и альбитизация даек, образование полевошпатовых оторочек вдоль зальбандов	
+++		Дайки мелкозернистых порфиroidных гранитов
+++		
+++		
I	Метасоматическое замещение жил и частично вмещающих пород микроклином	
	Последовательное развитие первоначально куполовидных кварцево-жильных зон с тонкорассеянным молибденитом, затем пологопадающих кварц-молибденитовых жил и прожилков	
	Площадная альбитизация гранитов, образование альбитовых и кварц-альбитовых пологих прожилковидных зон	
	Микроклинизация площадная и вдоль трещин в гранитах, образование существенно микроклиновых пегматоидных обособлений	
+++		Образование гранитов Караобинского массива
+++		

из этапов, за исключением второго слабо выраженного, вполне автономен и характеризуется специфическими условиями залегания, структурным планом размещения рудных тел, жильным и рудным парагенезисами, гидротермально измененными породами.

Так, жилы I этапа локализованы в южной экзоконтактной части гранитного штока, простирание их близширотное, падение пологое под углом 10—20°. Жилы сопровождаются системой многочисленных прожилков и в совокупности слагают жильно-штокверковое рудное тело (так называемый Юго-Западный, или Молибденовый, участок). Прожилки и единичные жилы II этапа преимущественно развиты в центральной и частично в западной приконтактных частях массива. Рудные тела III этапа образуют дугообразную жильную систему, огибающую с восточной стороны шток гранитов. Наконец, протяженные (1,5—2 км) жилы IV этапа прослеживаются в северо-западном направлении, накладываются на структурный рисунок размещения жильно-прожилковых систем предыдущих этапов.

В I этапе сосредоточено исключительно молибденовое оруденение, во II — штокверковое, существенно вольфрамовое. Комплексным редкометальным оруденением характеризуется III этап, а в IV развита гюбнерит-сульфидная минерализация.

Наблюдавшиеся пространственные взаимоотношения кварцеворудных жил различных этапов разновременны. Специфичны вещественный состав, текстура руд и околожильные изменения. В каждом из этапов установлена закономерная смена минеральных парагенезисов. Начинается минерализация с проявления процессов микроклинизации и альбитизации, фиксирующихся в гранитном массиве и дайках. Затем они сменяются интенсивным окварцеванием, приводящим к образованию кварцевых жил с наложенной рудной минерализацией. Заканчиваются этапы процессами мусковитизации и поздней микроклинизации, развивающимися как по жилам и прожилкам с полным замещением мусковитом и микроклином отдельных интервалов, так и по вмещающим породам с образованием наиболее поздних слюдяных фаций грейзенов и характерных тонкопрожилковых зон микроклинизации.

Развитие микроклина в жилах и прожилках различных этапов — следствие проявления самостоятельных разновременных периодов микроклинизации, что доказано особенностями расположения микроклина в участках пересечения разновозрастных образований. В частности, были закартированы обнажения, где микроклин, развиваясь по кварц-молибденитовым жилам (I этап), практически полностью замещал их на отдельных интервалах, однако отсутствовал в секущих кварц-молибденитовых жилах и в более поздних кварц-вольфрамитовых прожилках (III этап).

Таким образом, в каждом этапе наблюдается закономерная смена процессов раннещелочной стадии (микроклинизация, альбитизация) стадией кислотного выщелачивания (образование кварцевых жил, развитие рудной минерализации) и, наконец, позднещелочной стадией эволюции кислотности растворов (фиксирующейся процессами мусковитизации и микроклинизации пород и жил). Иными словами, в каждом этапе проявляется полный цикл эволюции постмагматических растворов.

Судя по данным определения геохронологического возраста микроклина из жил различных этапов (К-Аг метод, лаборатория ВСЕГЕИ), общая длительность формирования трех первых этапов месторождения составляет 35 млн. лет (285—250 млн. лет), а временной разрыв между ними — около 10 млн. лет.

Многоэтапная история формирования месторождения отражена и в особенностях проявления зональности оруденения. Общая картина размещения минерализации в пределах рудного поля сложная. Расшифровать ее удастся лишь при последовательном анализе распределения минерализации каждого этапа.

Зональность I этапа, как и в самостоятельных кварц-молибденитовых месторождениях, выражается в постепенном уменьшении концентраций оруденения в направлении от центра к периферии рудного тела (в плане) и сверху вниз (в разрезе).

Размещение минерализации II и III этапов (рассматриваются совместно ввиду крайне незначительного распространения жил и прожилков II этапа) типовое для грейзеновых месторождений с комплексной вольфрамовой минерализацией и выражается в образовании разнометальных зон, закономерно сменяющих друг друга в плане по направлению к куполу гранитов, а по вертикали — от поверхности на глубину в следующей последовательности:  $W \rightarrow (Bi + Sn) \rightarrow Mo$  (рис. 4). Сульфидно-гюбнеритовая минерализация IV этапа накладывается на минеральные зоны предыдущих периодов рудообразования.

Таким образом, зональность минерализации в пределах рассматриваемого месторождения в целом выражается в локализации оруденения разновозрастных этапов в пространственно обособленных участках рудного поля и в самостоятельных системах жил. По своей природе она пульсационная и определяется главным образом последовательностью тектонического развития рудовмещающего блока пород. Зональность отдельных этапов минералообразования должна, очевидно, рассматриваться в первую очередь как следствие проявления фацальной зональности отложения, обусловленной различными температурными условиями формирования руд в разных частях гранитного купола.

Сочетанием в пределах единого рудного поля не одинаковых по своей природе и времени проявления типов зональности —

пульсационной и фациальной — объясняются совмещение разнотипной минерализации в одних и тех же жилах, противоречивость их возрастных взаимоотношений, а также общая сложная зональность месторождения, с трудом поддающаяся расшифровке.

В целом оруденение каждого этапа минералообразования (за исключением II этапа, редуцированно проявленного) харак-

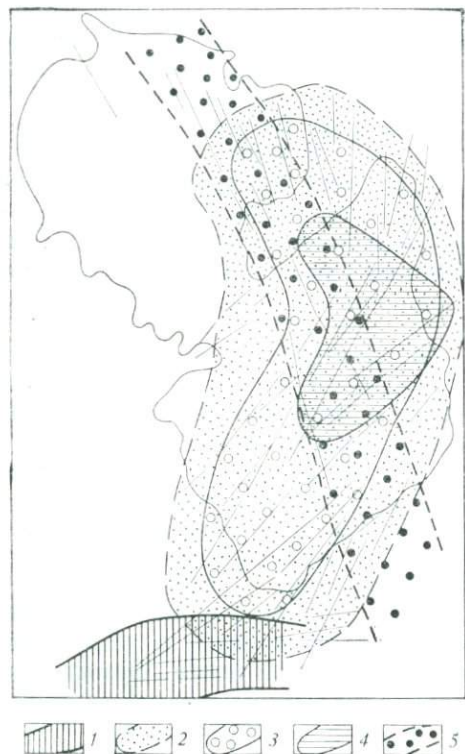


Рис. 4. Схема горизонтальной зональности месторождения Карабинского.

Зоны развития минерализации: 1 — молибденовой (I этап); 2, 3, 4 — соответственно вольфрамовой, олово-висмут-редкометалльной и молибденовой (III этапа); 5 — вольфрамовой (IV этапа)

теризуется в основном всеми главнейшими особенностями, определяющими самостоятельную рудную формацию, в связи с чем можно говорить о пространственном совмещении в пределах данного рудного поля молибденит-кварцевой и вольфрамит-кварцевой грейзеновых и гюбнерит-сульфидно-кварцевой березитовой формаций. Полиформационная природа Карабинского месторождения хорошо согласуется с полихронным строением массива рудоносных гранитов, сформировавшегося, судя по последним данным, в два этапа — позднегерцинский и раннекиммерийский.

Месторождение Джиды (Западное Забайкалье) представлено по существу тремя самостоятельными месторождениями — Первомайским, Инкурским и Холтасонским, прост-

ранственно приуроченными к небольшому штоку мезозойских лейкократовых гранит-порфиров, внедрившемуся в зону контакта раннепалеозойских кварцевых диоритов с эффузивно-осадочной толщей. Характерна локализация месторождения в участке пересечения двух протяженных поясов даек, отличающихся по возрасту и составу.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о сходстве истории формирования данного месторождения с Карао-

бинским. Три известных в пределах Джидинского рудного поля месторождения образовались в результате проявления различных этапов минералообразования и обнаруживают признаки самостоятельных рудных формаций [9]. Так, каждый этап характеризуется специфичной рудной минерализацией (в I этапе молибденовой, во II — редкометалльно-вольфрамовой, в III — гюбнерит-сульфидной), самостоятельным структурным планом размещения и морфологией рудных тел (в I этапе штокверк в гранитах, во II — штокверк в экзоконтакте гарнитов, в III — протяженная жильная свита, накладывающаяся на оруденение двух первых этапов), различным вертикальным размахом оруденения (в I этапе 100—150 м, во II — 300—400 м, в III — 600—700 м), полным циклом эволюции постмагматических растворов с отложением раннещелочных, кислотных и позднещелочных минеральных ассоциаций.

Этапы разделены периодами проявления межрудного магматизма: дайками микрогранитов и аплитов (I и II этапы), дайками керсантитов, спессартитов и гранит-порфирами Горкинского штока (II и III этапы), что позволяет связывать более раннюю редкометалльно-грейзеновую и позднее сформировавшуюся сульфидно-гюбнеритовую минерализацию с различными магматическими источниками. Временной разрыв между этапами составляет по данным восьми определений геохронологического возраста слюд (K=Ar метод, лаборатория ВСЕГЕИ) около 10 млн. лет (140 млн. лет для молибденового, 132 млн. лет для вольфрамового, 123 млн. лет для сульфидно-гюбнеритового этапов).

Может быть уточнена и по-новому интерпретирована зональность оруденения: минерализация месторождений Первомайского, Инкурского и Холтасонского образует не последовательно смещающиеся в направлении с востока на запад по мере удаления от Первомайского штока гранит-порфиров поля, а самостоятельные минеральные зоны, накладывающиеся друг на друга (рис. 5). Пространственное положение их контролируется, по-видимому, различными факторами. В частности, отсутствие связи гюбнерит-сульфидной минерализации с гранит-порфирами Первомайского штока помимо структурных особенностей размещения доказывается тем, что по мере удаления от него к флангам рудного поля в жилах происходит не увеличение, а уменьшение относительных концентраций свинца, цинка, меди.

Подтверждением могут служить данные, полученные при определении изотопного состава свинцов галенитов и сфалеритов, отобранных из гюбнерит-сульфидных жил и из вмещающих их пород кровли на удалении от месторождения. Определения производились во ВСЕГЕИ С. Л. Миркиной на масс-спектрометре МИ-1309 методом термоионной эмиссии с применением твердого алюмосиликатного эмиттера. Точность опре-

деления изотопов с массой 204 составляет 0,5%, изотопов с массой 206, 207 и 208 — 0,2%. Приведенные в табл. 4 результаты — средние из 50—60 единичных измерений.

Из таблицы следует, что возраст галенитов Джидинского месторождения 400—600 млн. лет, а сфалеритов — 500—700 млн. лет, т. е. по возрасту свинцово-цинковая минерализация соот-

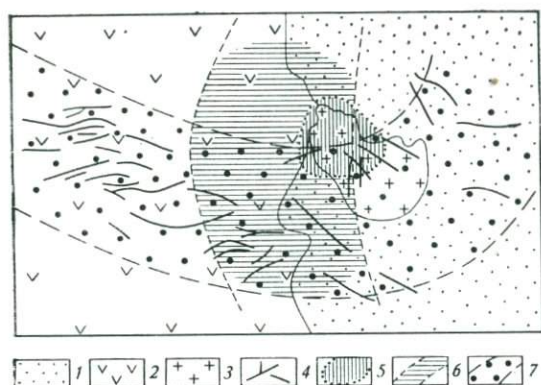


Рис. 5. Схема горизонтальной зональности Джидинского рудного поля:

1 — ороговикованная песчано-сланцевая толща; 2 — кварцевые диориты; 3 — гранит-порфиры Первомайского штока; 4 — гюбнерит-сульфидные жилы; 5—7 — зоны минерализации: 5 — молибденовой (I этап, Первомайское), 6 — редкометалльно-вольфрамовой (II этап, Инкурское), 7 — сульфидно-вольфрамовой (III этап, Холтасонское)

Таблица 4

**Изотопный состав и модельный возраст изученных образцов**

Номер образца	Материал	Изотопный состав при $Pb^{204}=1$			Модельный возраст по Расселу и Фаркуару, млн. лет	
		206/204	207/204	208/204	206/204	208/204
Дж-1	Галенит	18,09	15,57	37,49	410	600
Дж-2		18,07	15,59	37,80	420	470
Дж-3		18,09	15,54	37,52	410	580
Дж-4		18,03	15,49	37,68	440	515
Дж-5		18,04	15,63	36,80	435	470
Хп-6		18,32	15,61	38,06	295	385
Хп-7		18,33	15,59	38,07	295	385
Дж-8	Сфалерит	17,95	15,49	37,56	540	750
Дж-9		17,88	15,29	37,26	530	880
Дж-10		17,89	15,32	37,22	530	900
Дж-11	Сульфиды сланцев	17,90	15,16	37,25	530	880
Дж-12		17,84	15,33	37,32	530	860

Примечание: Дж—Джидинское, Хп—Халчерагинское месторождения

ветствует нижнепалеозойскому возрасту вмещающих орудененные породы. Важно подчеркнуть, что изотопный состав свинцов сульфидов из вмещающих пород (пробы Дж-11, 12) в целом идентичен составу свинцов галенита и сфалерита из рудных жил.

Аналогичные данные получены для Хапчерангинского касситерит-сульфидного месторождения: возраст свинцов галенитов (295—385 млн. лет) соответствует девонскому возрасту вмещающих пород данного месторождения.

Соответствие изотопного состава свинцов из рудных тел и вмещающих пород свидетельствует о сингенетичном характере концентраций свинца и цинка и их последующей мобилизации из вмещающих толщ.

Месторождение Тырнауз (Северный Кавказ). По данным О. В. Кононова и др. [17], А. Ф. Свириденко и др. [41], в пределах месторождения Тырнауз пространственно совмещено оруденение трех различных типов, связанных с герцинским, мезозойским и кайнозойским периодами проявления магматизма.

В первый этап в связи с ранними меланократовыми гибридными гранитоидами (так называемыми «кварцевыми плагиопорфирами») предположительно герцинского или раннеюрского возраста происходило формирование шеелитоносных скарнов, преимущественно приуроченных к контакту алюмосиликатных пород с мраморами (рис. 6).

Во второй этап, по времени отвечающий внедрению позднеюрских лейкократовых гранитов, отлагалась основная масса молибденового оруденения, приуроченного к системам протяженных линейноориентированных штокверковых зон, накладывающихся на различные породы, включая рудоносные скарны (см. рис. 6). Участки пересечения зонами скарновых залежей характеризуются максимально высокими концентрациями трехокси вольфрама и молибдена. Вдоль единичных кварцеворудных жил тонкополосчатого строения, многочисленных прожилков и так называемых «сухих швов», слагающих молибденоворудные зоны, вмещающие породы, в том числе скарны, интенсивно окварцованы вплоть до полного замещения исходных минералов и образования кварцевых фаций грейзенов.

Наконец, третий, заключительный этап минералообразования по времени совпадает с очередным внедрением кислых магматических масс, приведших к образованию Эльджуртинского гранитного массива, некков и даек липаритов, витрофиров и андезито-базальтов. О наиболее молодом (неогеновом?) возрасте гранитов свидетельствуют следующие факты: а) граниты срезают на глубине все скарноворудные тела и молибденовые жилы и прожилки, т. е. кровля массива является границей распространения оруденения по вертикали; б) они пересекают или содержат ксенолиты более ранних лейкократовых

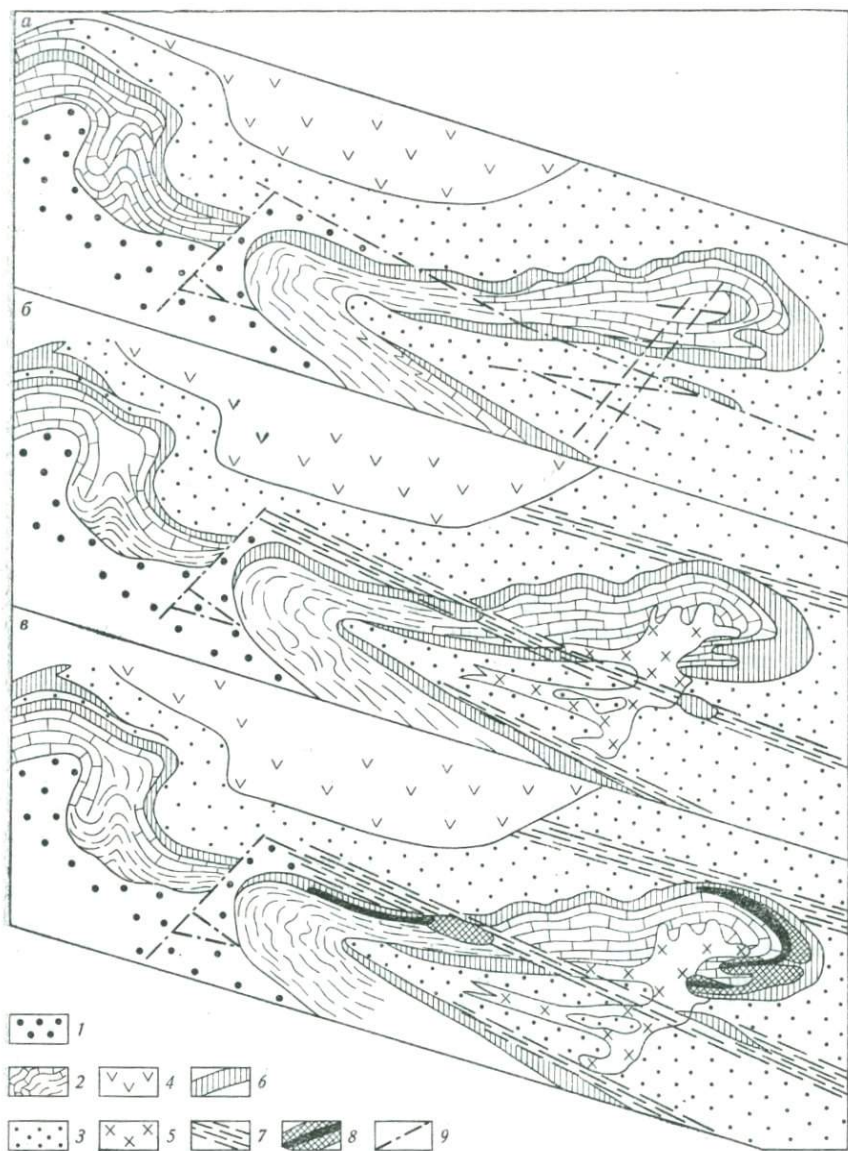


Рис. 6. Схема геологического строения и развития структуры Тырнаузского молибден-вольфрамового месторождения. По О. В. Кононову и др. [17] с дополнениями автора:

а, б, в — структура месторождений в скарново-шеелитовый (I), штокверково-молибденитовый (II) и сульфидно-шеелитовый (III) этапы рудообразования; 1—4 — вмещающие породы: 1 — гравелитовые ( $D_9-C_1$ ), 2 — карбонатные ( $D_3-C_1$ ), 3 — песчано-сланцевые ( $D_{2-3}$ ), 4 — вулканогенные ( $C_1$ ); 5 — лейкократовые граниты; 6 — шеелитоносные скарны; 7 — кварц-молибденитовые жильно-штокверковые зоны; 8 — полевошпат-гидросиликатные метасоматиты с линзами шеелитоносных магнетит-сульфидных руд; 9 — разрывные нарушения

гранитов с заключенными в них кварц-молибденитовыми прожилками. В ходе заключительного этапа минералообразования ранее сформированные скарны и метасоматиты подверглись гидротермальному изменению с отложением шеелитоносных андрадитмагнетитовых и пирротиновых линз с халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом [17].

О сложном совмещенном характере минерализации рассматриваемого месторождения свидетельствуют отсутствие четкой горизонтальной зональности и проявление «обратной» вертикальной зональности, выражающейся в преобладании молибденовой минерализации на верхних горизонтах, а вольфрамовой — на более глубоких, что, по-видимому, объясняется различными рудоконтролирующими факторами.

Таким образом, можно сказать, что в пределах Тырнаузского рудного поля установлено оруденение трёх типов: скарново-шеелитовое, кварц-молибденитовое грейзеновое и сульфидно-шеелитовое. Учитывая незначительное распространение последнего, месторождение классифицируется автором как полиформационное скарново-грейзеновое вольфрам-молибденное.

Примеры других полиформационных месторождений. Среди вольфрамовых месторождений мира достаточно широко распространены сложные полиформационные образования.

На месторождении Восток-2 в Приморье, как и в пределах рудного поля Тырнауз, установлено три формационно различных типа вольфрамовой минерализации: скарновая, грейзеновая и березитовая. Однако в данном случае основная масса вольфрамового оруденения связана не с первыми двумя, а с заключительным шеелит-сульфидным этапом минералообразования [50].

По имеющимся данным [21, 26], к числу полиформационных может быть отнесено месторождение Букука (Восточное Забайкалье), возникшее при пространственном совмещении грейзеновой молибден-вольфрамовой и гюбнерит-сульфидной березитовой минерализации.

По данным Л. Б. Иванова [15], на молибден-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана (Коктенкольское, Батыстау и др.) молибденовая и вольфрамовая минерализации относятся к различным формационным типам, образовавшимся с разрывом во времени и отделенных друг от друга внутрирудными дайками.

Довольно многочисленны случаи пространственного совмещения скарновой и грейзеновой вольфраморудных формаций. Так, на месторождении Сандон в Южной Корее, которое, по данным Г. Габерта и Р. Винкена [56], не является, как это считалось ранее, чисто скарновым, на шеелитоносные скарны наложена кварцевожильно-грейзеновая минерализация с комплексным висмут-молибден-вольфрамовым оруденением.

и Широко распространены скарново-грейзеновые месторождения (Илю, Хуанподи, Яогансань и др.) в Юго-Восточном Китае [4]. В одних случаях рудоносные скарны и грейзеновые кварц-вольфрамитовые жилы пространственно обособлены и перекрываются лишь на флангах рудных полей, в других наблюдается почти полное их совмещение.

Разновременное формирование двух типов вольфрамового оруденения подтверждается тем, что шеелитоносные скарновые тела прорываются гранитами, с которыми связано грейзеновое кварцевожильное оруденение.

Примеры пространственного совмещения в пределах единого рудного поля минерализации вольфрамит-кварцевой грейзеновой и гюбнерит-сульфидно-кварцевой березитовой или касситерит-сульфидной формаций известны в Юго-Восточном Китае (Лянь-Хуашань), Боливии (Вилоко, Караколес), Аппалачах (Маунт Плезант).

Примером пространственного совмещения в пределах достаточно локального района разнотипной и разновременной минерализации, возникшей в результате проявления неоднократной магматической активности, может служить месторождение Эшассьер в Центрально-Французском массиве [71, 72]. По данным изучавших его исследователей, в рассматриваемом районе устанавливается следующая возрастная последовательность проявления процессов магма- и рудообразования:

- 1) ранняя грейзеновая вольфрамовая минерализация, развитая в северной (месторождение Мазет) и южной (месторождение Ля-Босс) экзоконтактных частях гранитного массива Колетт, предположительно визейского возраста (рис. 7). Догранитный возраст минерализации доказан тем, что рудные тела срезаны гранитами, а отдельные жилы и прожилки пересечены дайками и апофизами этого массива;

- 2) дайки гранит-порфиров, секущие кварц-вольфрамитовые жилы месторождения Ля-Босс. Дайки на значительных участках замещены кварц-мусковитыми грейзенами с вольфрамитом и представляют собой самостоятельный тип рудных тел. В южной части дайкового пояса вблизи микрогранитов Пузол в дайках развиты промышленные концентрации олова и меди (месторождение Шайя);

- 3) гранитный массив Колетт и сопровождающие его дайки аплитов и легматитов с ортоклазом и альбитом. Граниты интенсивно метасоматически изменены, преобладают процессы грейзенизации и каолиннизации. Возраст грейзенов массива  $305 \pm 4$  млн. лет [72];

- 4) штокообразное тело лейкократовых монцонитовых гранитов (массив Бовуар). Более позднее его образование доказано присутствием в контактовых частях обломков гранитов массива Колетт и тем, что дайки-апофизы срезаны последним. Граниты интенсивно альбитизированы и содержат вкрапленность берил-

ла, лепидолита, касситерита, ниобо-танталатов, вольфрамита и др.;

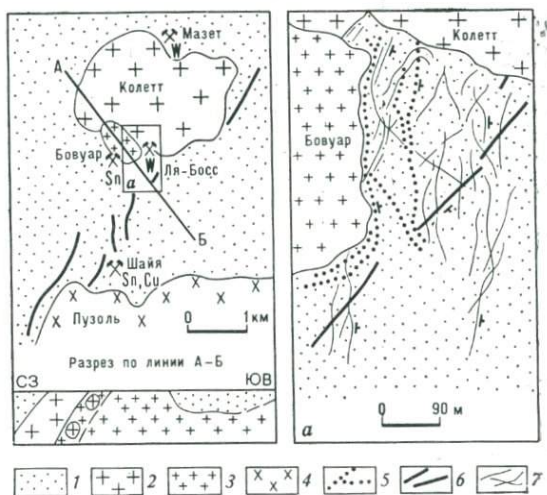
5) поздние кварц-сульфидные, кварц-антимонитовые, флюоритовые и карбонатные жилы и прожилки.

Таким образом, в характеризуемом районе в связи с проявлением разновозрастного магматизма формировались различ-

Рис. 7. Размещение оловянно-вольфрамовой минерализации в районе гранитного массива Колетт:

*a*—схема размещения кварц-вольфрамитовых жил месторождения Ля-Босс. По И. Николасу, А. Розену [71], А. Розену [72].

1—сланцы и гнейсы; 2—граниты массива Колетт; 3—альбит-лепидолитовые граниты Бовуар; 4—микрограниты Пузоль; 5—дайки интенсивно измененных аплитов и пегматитов; 6—дайки гранит-порфиров; 7—кварц-вольфрамитовые жилы



ные типы оруденения: грейзеновое вольфрамит-кварцевое, апогранитовое с комплексной оловянной, ниобо-танталовой, бериллиевой и литиевой минерализацией и оловянно-медное.

### РЯДЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИИ

Кроме собственно вольфрамовых месторождений вольфрам может присутствовать в рудах других металлов — олова, молибдена, бериллия, золота, ртути, сурьмы, цинка, свинца и др., что отражено в широком разнообразии известных типов вольфрам-содержащих месторождений (табл. 5). Из таблицы следует, что наиболее распространены оловянно-вольфрамовые и молибден-вольфрамовые месторождения (бериллиево-вольфрамовые месторождения не учитывались), на долю которых приходится 52% от общего числа (115) учтенных объектов, показанных на «Карте полезных ископаемых континентов мира» масштаба 1 : 15 000 000 (1970 г.).

Подобное соотношение, по-видимому, не случайно и указывает на различную степень геохимического родства между элементами. Определенную информацию о геохимических связях вольфрама можно получить из анализа кларков и кларков

## Характерные компоненты руд вольфрамовых месторождений

Основные компоненты руд	Число месторождений	% от общего числа учтенных месторождений	Основные компоненты руд	Число месторождений	% от общего числа учтенных месторождений
W	36	32	W, Bi, Mo	1	0,8
W, Sn	43	38	W, Sn, Mo	1	0,8
W, Mo	16	14	W, Sn, Sb	1	0,8
W, Bi	5	4	W, Pb, Zn, Mo	1	0,8
W, Sn, Ti	3	2,4	W, Pb, Zn, Sn	1	0,8
W, Sb	3	2,4			
W, Au	2	1,6			
W, Sn, Bi	2	1,6	Всего	115	100%

концентраций\* элементов. Так, если расположить элементы, наиболее часто встречающиеся в вольфрамсодержащих месторождениях, в последовательности убывающих значений их кларков в земной коре, то получим ряд:

Кларк	4,65	0,1	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
	Fe	— Mn	— Zn	— Cu	— Pb	— Be	— Sn
Кларк концентрации	98	300	891	320	935	1316	2800
Кларк	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$8,3 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-7}$	$4,3 \cdot 10^{-7}$	
	— W	— Mo	— Sb	— Hg	— Bi	— Au	
Кларк концентрации	6153	6368	64000	96385	1700000	1628	

Сопоставляя указанный ряд элементов с распространенностью различных типов комплексных вольфрамовых месторождений (см. табл. 5), можно заключить, что чем ближе по значению кларк элемента к кларку вольфрама, тем чаще он встречается совместно с вольфрамом в месторождениях. Родство вольфрама с оловом, молибденом, висмутом и другими элементами подчеркивается и близостью их ионных радиусов.

В аналогичной последовательности располагаются указанные элементы и по значению их кларков концентраций (исключение составляет золото, которое, как и олово, является ближайшим соседом вольфрама). Как было показано Д. В. Рундквистом [37], последовательное увеличение значений кларков концентраций элементов соответствует возрастному ряду образования их промышленных концентраций, поэтому они характерны для различных эпох минералообразования.

\*По В. И. Вернадскому, кларк концентрации равен отношению содержания элемента в руде к кларку в земной коре.

Таким образом, можно сказать, что наиболее родственные с вольфрамом элементы (олово, молибден, бериллий, золото) обладают кларками концентраций одного порядка (требуют 1000-кратного увеличения кларка для возникновения промышленных рудных концентраций) и относятся преимущественно к одной (мезозойской) эпохе минералообразования. Остальные элементы отличаются от указанных на один, два порядка в ту или другую сторону.

Частота совместного нахождения у первых из указанных элементов выше. Нередко фиксируются практически непрерывные взаимопереходы между месторождениями этих элементов. Поэтому условно можно говорить об изоморфных рядах рудных формаций [35], в которых месторождения одной формации через переходные типы сменяются месторождениями другой формации. В месторождениях других элементов приведенного ряда вольфрам может присутствовать лишь в качестве незначительной примеси. Исключение представляют сурьмяные (обычно с ртутью) месторождения, с которыми иногда вольфрамовые месторождения образуют тесные взаимопереходы.

Из выделенных рудных формаций подобные изоморфные взаимопереходы наиболее характерны для вольфрамовых месторождений, сопровождающихся околорудными скарнами, грейзенами и другими типами изменений (табл. 6). В этом случае месторождения по степени сложности (уровню организации) соответствуют одной формации, но обладают чертами строения двух формаций. Поэтому отнести месторождение к какой-либо одной формации в пределах подобных изоморфных рядов так же трудно, как и выделить определенный минеральный вид в изоморфных рядах минералов. Классифицировать их возможно по тем или иным заданным граничным концентрациям рудных элементов.

Таблица 6

**Характерные ряды геохимически родственных рудных формаций вольфрамовых месторождений**

Формации гидротермально-измененных пород	Ряды рудных формаций			
	Sn $\leftarrow$ →W	Mo $\leftarrow$ →W	Au $\leftarrow$ →W	Sb $\leftarrow$ →W
Скарновая	+	+	+	
Турмалин-хлоритовая				
Грейзеновая	+	+		
Березитовая	+			
Аргиллизитовая				+

Примечание. Крестиком обозначены ряды рудных формаций, характерные для различных формаций гидротермально-измененных пород

Приведем примеры. Грейзеновые оловянные и вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья по содержанию в рудах

олова и вольфрама образуют практически полные постепенные переходы от собственно оловянных (Зун-Ундурское, Ононское и др.) через оловянно-вольфрамовые (Молодежное, Студенческое и др.) к вольфрамовым (Барун-Ундурское, Антоновогорское, Дедовогорское и др.). Аналогичные ряды оловянно-вольфрамовых месторождений наблюдаются в рудных районах Калба-Нарыма, где установлены оловянные (Караузекское, Чальча, Сарьузекское, Балабайское и др.), комплексные оловянно-вольфрамовые (Убинское, Ленинское, Осиновское, Мынчункурское, Гремячее и др.) и вольфрамовые рудопроявления и мелкие месторождения (Махнатухинское, Палатцы, Комсомольское, Себинское и др.).

Переходы между грейзеновыми оловянными и вольфрамовыми месторождениями Северо-Востока СССР отмечены В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталовым, А. В. Зильберминцем и др. А. В. Зильберминц [14] подчеркивал, что комплексные месторождения отнести к вольфрамовым или оловянным достаточно сложно, и решается этот вопрос в большинстве случаев с экономических позиций.

Взаимопереходы между вольфрамовыми и молибденовыми месторождениями отчетливо проявлены в Западном Забайкалье, где широко распространены молибденовые (Кударинское, Додэ-Халартинское, Первомайское и др.), молибден-вольфрамовые (Будуктаевское, Джидотское, Хамар-Дабанское и др.) и собственно вольфрамовые проявления (Байбинское, Инкурское и др.). Аналогичные постепенные переходы установлены и в Центральном Казахстане, где кроме собственно молибденовых (Шалгия, Восточный Коунрад) и вольфрамовых (Акчатауское, Дарат) известны комплексные месторождения с различным соотношением в рудах молибдена и вольфрама (Коктенкольское, Джанет, Саран и др.).

В Горном Алтае фиксируется постепенное изменение оруденения в месторождениях, локализованных в приконтактовой полосе Талицкого гранитного массива. В частности, в направлении с северо-запада на юго-восток вольфрамовые месторождения (Верх-Слюдянское, Казанцевское) сменяются молибден-вольфрамовыми (Мульчихинское, Токаревское) и далее собственно молибденовыми (Каракольское).

Наличие постепенных переходов в вольфрам-золоторудных месторождениях, крайние члены которых представлены кварц-шелитовыми и кварц-золоторудными месторождениями, отмечалось А. Д. Щегловым [48]. Аналогичные вольфрам-золоторудные ряды месторождений широко распространены в рудных районах Канады, Австралии, Африки.

Наиболее ярким примером последовательных взаимопереходов между сурьмяными и ферберитовыми месторождениями может служить рудный район Горной Рачи на южном склоне Большого Кавказского хребта. Здесь среди юрских карбонатно-

сланцевых отложений зафиксировано свыше 15 сурьмяных и вольфрамовых проявлений, приуроченных к поясу шириной около 4 км, прослеживающемуся в северо-западном направлении параллельно Главному Кавказскому надвигу на расстояние 45 км. В пределах указанной рудоконтролирующей зоны установлена последовательная смена в направлении с запада на восток сурьмяных месторождений (Зопхито и др.) сурьмяно-ферберитовыми (Сагеби, Ноцари и др.) и далее ферберитовыми (Мамисони и др.).

### Глава 3

## ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И КРИТЕРИИ ПОИСКОВ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Экономическое значение рассмотренных формационных типов вольфрамовых месторождений далеко не равнозначно.

Наибольшее практическое значение имеют полиформационные месторождения, образованные ассоциациями простых рудных формаций. Длительная история формирования, наличие нескольких продуктивных этапов обуславливают в большинстве случаев их крупные и уникальные запасы руд. Масштабы оруденения и комплексность руд являются по существу функцией количества проявившихся этапов минералообразования, их интенсивности развития и формационной принадлежности. Так, при совмещении различных вольфрамовых формаций возникает крупное собственно вольфрамовое месторождение. В случае, когда в пределах рудного поля пространственно ассоциируют разнометальные рудные формации, образуются промышленные месторождения с комплексными рудами.

Простые месторождения, относящиеся к той или иной вольфрамоворудной формации, характеризуются средними и небольшими запасами руд. Исключение составляют штокверковые месторождения, относимые автором к шеелит-кварц-полевошпатовой гумбенитовой формации, которые в большинстве случаев являются крупными промышленными объектами. Отметим, что изучавший некоторые месторождения этого типа Л. Б. Иванов [15] приходит к выводу об их сложной, полиформационной в нашем понимании, истории формирования.

Наиболее распространены среди простых формационных типов месторождения вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации, известные в большинстве вольфрамоворудных провинций мира. Несмотря на относительно небольшие запасы, они имеют важное промышленное значение благодаря легкой обогатимо-

сти и нередко комплексному характеру руд. Менее распространены, но обычно превосходят предыдущие по масштабам оруденения, месторождения гюбнерит-сульфидно-кварцевой березитовой и шеелит-гранат-пироксеновой скарновой формаций. Они составляют значительный процент среди разрабатываемых вольфрамовых месторождений.

Практическое значение золото-шеелитовых и антимонит-ферберитовых месторождений по сравнению с другими типами вольфрамовых руд весьма незначительное. В Советском Союзе они не эксплуатируются. Распространение и практическое значение вольфрамовых проявлений гидротермально-метаморфогенной группы формаций по-прежнему недостаточно выяснены. Стратиформноподобный характер оруденения свидетельствует о возможном выявлении среди них крупных промышленных объектов.

Среди вольфрамсодержащих месторождений в практическом отношении наиболее интересны месторождения изоморфных рядов рудных формаций, поскольку вольфрам в них может образовывать промышленные концентрации. В вольфрамсодержащих месторождениях меди, свинца, цинка, ртути и др. фиксируется обычно незначительная примесь вольфрама в рудах. Извлечение его целесообразно при очень крупных запасах основного рудного компонента.

Учитывая, что основу сырьевой базы вольфрама составляют крупные месторождения, обычно полиформационные, разработка критериев их прогноза — одна из важнейших задач. Закономерности локализации и связь таких месторождений с рудносными геологическими формациями выяснены недостаточно полно. Могут быть отмечены лишь две следующие особенности.

Размещение месторождений контролируется трансрегиональными тектоническими нарушениями, разделяющими разнотипные структурно-формационные зоны, блоки с различным тектоническим режимом развития и др. Месторождения локализуются в местах выклинивания таких нарушений или на участках пересечения их с поперечными структурами — разломами, складками, зонами повышенной трещиноватости и др.

Характерна связь с полихронными массивами гранитоидов или локализация в участках сближенного расположения массивов различных интрузивных комплексов. Так, скарново-грейзеновые месторождения обычно приурочены к участкам развития интрузий диорит-гранодиоритовой и лейкогранитовой формаций, грейзеново-березитовые — к лейкогранитовой и к участкам субинтрузий, даек пестрого состава и др. В результате полиформационные месторождения нередко локализуются в участках пересечения рудных зон и поясов с разнотипной и разновременной минерализацией, что определяет специфичность и индивидуальность многих особенностей их геологического строения и вещественного состава руд.

Можно отметить следующие диагностические признаки полиформационных месторождений с крупными запасами руд:

1) наличие нескольких разновременных и разнотипных этапов минералообразования, каждый из которых характеризуется спецификой состава и строения рудных тел, околорудно измененных пород, структурного плана размещения, связи с магматизмом, а также проявлением полного цикла эволюции кислотно-щелочной волны постмагматических растворов. Таким образом, минерализация каждого этапа обладает всеми признаками самостоятельной рудной формации;

2) проявление внутрирудного магматизма (в форме даек, пластовых тел и штоков гранитоидов), разделяющего разновременные этапы минералообразования, что дает основание связывать последние с самостоятельными импульсами магматической активности;

3) интенсивное развитие процессов метасоматоза в рудных телах, во многом обусловленное телескопированием разновременной минерализации. (Характерностью метасоматического минералообразования лишь для ограниченного распространения крупных месторождений, по-видимому, и объясняется не прекращающаяся до настоящего времени дискуссия о способе минералоотложения в вольфрамовых месторождениях.)

Действительно, при изучении простых месторождений исследователь приходит к выводу о незначительной роли процессов метасоматического минералообразования. Примером могут служить многочисленные мелкие вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые месторождения и рудопроявления Калбы-Нарыма, в которых признаки метасоматической природы оруденения выражены неотчетливо. Напротив, в месторождениях, сформировавшихся в несколько этапов, установлена ведущая роль метасоматического способа минералообразования. Такие месторождения (Караобинское, Джида и др.) могут служить классическими примерами метасоматического развития рудной минерализации;

4) отсутствие четко выраженной зональности оруденения или нестандартный, в том числе обратный по сравнению с простыми месторождениями, характер ее проявления, обусловленный различными факторами рудоконтроля разноэтапной минерализации. Необычны корреляционные связи между рудными компонентами и особенности пространственного размещения гидротермально измененных пород. Однако зональность минерализации отдельных этапов хорошо согласуется с типовыми схемами;

5) для сульфидно-вольфрамовых месторождений указанием на полиформационную природу их формирования и, как следствие этого, на возможное наличие значительных концентраций руд могут служить данные изотопного состава свинцов. Как правило, месторождения, обладающие двумя разновозрастными

и, по-видимому, связанными с различными источниками группами свинцов, могут рассматриваться как перспективные на выявление промышленных запасов руд;

6) наличие нескольких генераций основного рудного минерала, четко различающихся по типоморфизму, температуре образования, элементам-примесям и т. д., является для монометальных месторождений благоприятным признаком крупных концентраций руд;

7) значительные объемы метасоматически измененных пород, интенсивные геофизические и геохимические аномалии, широкие ореолы рассеяния элементов и полиформационный характер их, крупные размеры рудного поля и рудовмещающих структур также являются признаками крупных месторождений.

Отмеченные особенности строения крупных вольфрамовых месторождений выдерживаются на рудных полях, различных по времени формирования и проявляющихся в разнообразной геологической ситуации. Это дает основание надеяться на эффективное использование их в качестве критериев оценки примерных масштабов вновь открываемых месторождений или переоценки ранее известных, но не разведанных на глубину. Последнее особенно актуально для районов Северо-Востока страны, где из многочисленных выявленных оловянно-вольфрамовых месторождений только 19% в той или иной степени затронуто разведкой, а детальные оценочные работы проведены всего на 1,5% объектов [14].

## ВОЛЬФРАМОВЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА

## Глава I

ТИПИЗАЦИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ ПРОВИНЦИЙ  
НА СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ ОСНОВЕ  
ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Разработка типизации вольфрамовых провинций требует большого числа примеров. В связи с этим были систематизированы данные о геологических особенностях проявления минерализации в большинстве известных вольфрамоносных областей и районов, в том числе зарубежных. Выделенные и анализировавшиеся вольфрамоносные пояса и зоны показаны на рис. 8.

Большинство имеющихся классификаций вольфрамовых провинций учитывает по существу один геотектонический признак. Так, Е. П. Малиновский [22] выделяет четыре группы вольфрамоносных областей, приуроченных к геоантиклиналям, внутренним прогибам геосинклиналей, массивам ранней консолидации в области сочленения геосинклиналей с платформами и активизированным частям платформ. Д. В. Рундквистом [37] зоны с грейзеновой, в том числе вольфрамовой, минерализацией по тектоническому признаку также разделяются на четыре типа, приуроченные к зонам обрамления срединных массивов, зонам внешнего обрамления складчатых областей, внутренних геоантиклинальных поднятий и активизированных частей областей завершённой складчатости.

Не отрицая достоинств группировки рудоносных областей по особенностям их тектонического положения, отметим, что для прогнозирования необходимо учитывать и другие признаки, характеризующие обстановку рудоотложения, в частности рудомещающие комплексы осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, рудоносные интрузивные формации. Иными словами, рациональная классификация вольфрамовых провинций может быть построена на структурно-вещественной основе. Такая разработанная типизация приведена в табл. 7. По геологической сущности она наиболее близка к предложенной М. М. Повилайтис [30] типизации вольфрамоносных областей, в которой выделены провинции уральского, центрально-казахстанского, верхоаянского и южно-тяньшаньского типов.

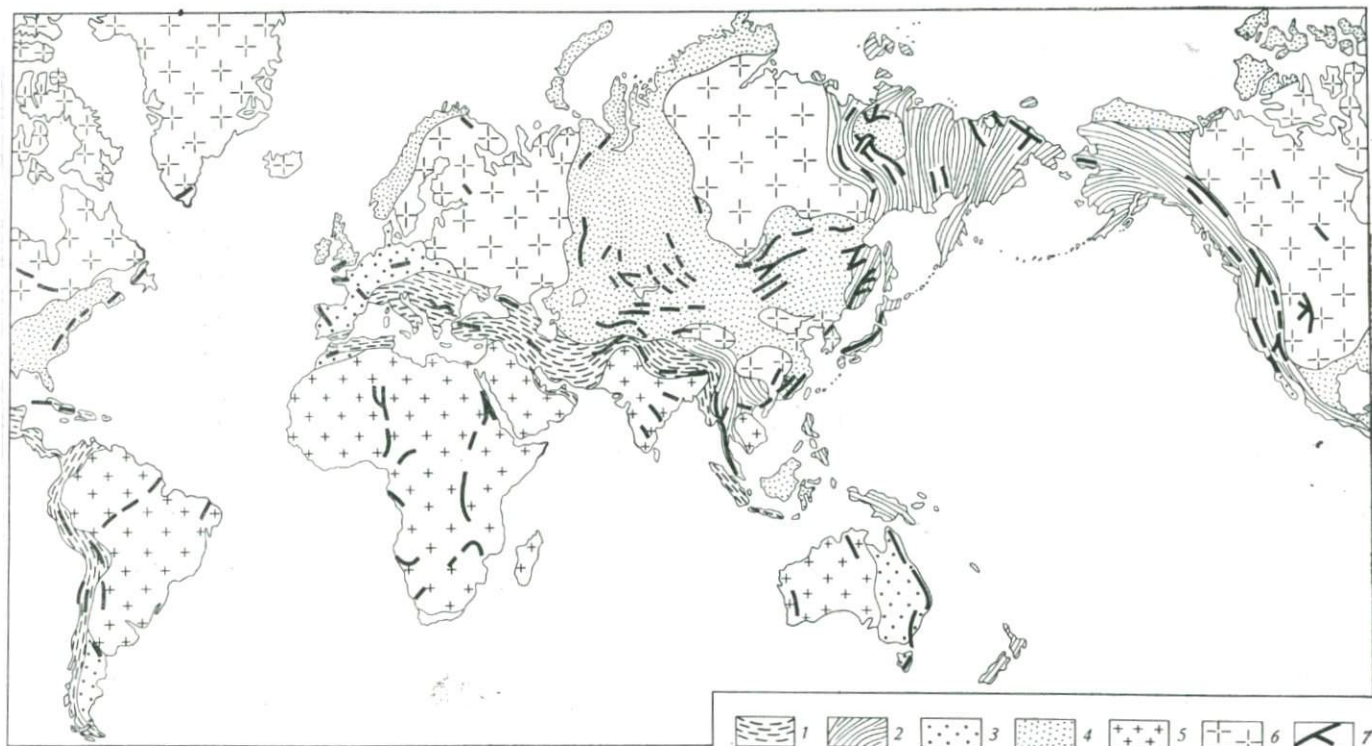
Автор выделил три основных типа вольфрамовых провинций, различающихся по особенностям внутреннего геолого-тек-

## Типизация геологических обстановок проявления вольфрамового оруденения для

Тип провинций	Структурная позиция рудоносных зон	Геологические	
		осадочные и осадочно-вулканогенные	
I. Геосинклинально-складчатых областей линейно-зонального строения	Обрамление срединных массивов и блоков пород фундамента Сочленение мио-и эвгеосинклинального типа зон	Терригенная флишоидная Кремнисто-карбонатно-терригенная  Кремнисто-спилит-диабазовая	
II. Гесинклинально-складчатых областей блокового строения с наложенными (регенерированными) прогибами	Борта и выступы во внутренних частях наложенных прогибов  Краевые части срединных массивов	Внутренних частей прогибов	Бортовых частей прогибов
		Вулканогенно-терригенная молассовая	Терригенная флишоидная  Кремнисто-карбонатно-терригенная  Кремнисто-спилит-диабазовая
III. Областей щитов и платформ	Трансрегиональные тектонически мобильные зоны	Метаморфические (метафлишоидная терригенная, амфиболит-гнейсовая и др.)	

## целей регионального прогнозирования

формации	Провинции	
		интрузивные
Диорит-гранодиоритовая, гранитовая, лейкогранитовая (двукратное и трехкратное проявление орогенного магматизма)	Вольфрамит-кварцевая грейзеновая  Шеелит-гранат-пироксеновая скарновая  Гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая, золото-шеелит-кварцевая турмалин-хлоритовая	Западно-Европейская, Восточно-Уральская, Аппалачская, Северо-Американских Кордильер  Тасманская, Сихотэ-Алинская
Гранодиорит-гранитовая, гранитовая, лейкогранитовая и аляскитовая (трех- и четырехкратное проявление орогенного магматизма)	Вольфрамит-кварцевая грейзеновая  Шеелит-гранат-пироксеновая скарновая  Шеелит-кварцполево-шпатовая гумбеитовая, гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая	Центрально-Казахстанская, Горно-Алтайская, Монголо-Забайкальская, Юго-Восточного Китая
Кольцевые интрузии «молодых» ультракислых и субщелочных гранитов, дайки и субвулканические образования (многократное проявление внегеосинклинального магматизма)	Вольфрамит-кварцевая грейзеновая, ферберит-антимонит-халцедоновая ар-гиллизитовая	Центрально-Африканская, Нигерийская, Рондонийская, плато Колорадо



тонического строения и структуре складчатых систем, к которым они приурочены. К I типу отнесены провинции, элементарная структура которых соответствует паре линейно вытянутых зон эвгеосинклиналь — миеосинклиналь (Ia) или сочетанию нескольких пар (Iб), обычно направленно сменяющих друг друга в пространстве. Эвгеосинклинальные зоны по времени формирования обычно более ранние, чем миеосинклинальные.

Провинции II типа отличаются от предыдущих блоковым незональным строением и возобновлением геосинклинального режима не в смежной области, а в пределах складчатых систем предыдущего цикла развития в постинверсионную стадию. Такие геосинклинальные прогибы, названные автором вслед за Г. А. Твалчрелидзе и Л. П. Зоненшайном вторичными, или регенерированными, прогибами, относятся к типу наложенных структур, развивающихся на гетерогенном складчатом основании, и обладают переходными чертами строения собственно геосинклинальных и орогенных образований.

В частности, наличие типично геосинклинальных формаций, в том числе в ряде случаев подводного офиолитового вулканизма, значительная мощность отложений (до 5—8 км), интенсивная складчатость, сопровождающаяся проявлением вулканизма и интрузивного магматизма, и другие особенности свидетельствуют о типично геосинклинальности. Пространственная изолированность и разобщенность структур, не позволяющая увязать их в единый палеотектонический прогиб, кратковременность формирования, резкая фациальная смена отложений по вертикали и латерали, широкое распространение молассовых отложений и др. указывают на орогенную природу их формирования.

К II типу отнесены провинции, расположенные в древних платформах и их щитах, где вольфрамовая минерализация связана с проявлением процессов тектоно-магматической активизации. Оруденение таких областей, связанное с геосинклинальным периодом их развития (в частности, золото-вольфрамовая минерализация Канадского, Западно-Австралийского и других щитов, контролируемая зеленокаменными трогами), следует относить к I типу провинций.

Применительно к каждому из выделенных типов провинций, соответствующих различным по истории геологического развития блокам земной коры, в таблице указаны типы структурной позиции рудолокализирующих зон и рудоносные геологические формации. Название комплексов осадочных и осадочно-вулканогенных формаций дано по слагающим их реперным формациям. Таким образом, в графах таблицы отражены главнейшие структурные и вещественные признаки, которые в первую очередь должны анализироваться при прогнозировании. Последовательность их перечисления в таблице отвечает очередности

анализа геологической ситуации при выделении прогнозируемых рудоносных структур различного порядка.

Специфику особенностей геологического строения и вольфрамоносности выделенных типов провинций рассмотрим на конкретных примерах.

## Глава 2

### ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ ВОЛЬФРАМОВЫХ ПРОВИНЦИЙ МИРА

В данной главе описаны типовые для рассматриваемой геолого-структурной ситуации вольфрамоносные площади, для остальных площадей лишь перечислены основные черты строения, позволяющие отнести их к тому или иному типу провинций.

#### ВОЛЬФРАМОВЫЕ ПРОВИНЦИИ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ ЛИНЕЙНО-ЗОНАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ

Рассмотрим провинции, приуроченные к геосинклинально-складчатым областям, образованным парой зон эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь (подтип Ia), а затем несколькими парными зонами, обычно закономерно расположенными по отношению друг к другу (подтип Ib).

#### *Западно-Европейская провинция*

Вольфрамовая и оловянно-вольфрамовая минерализация представляет характерный тип оруденения территории Западной Европы, относится преимущественно к грейзеновому формационному типу и связана с проявлением позднегерцинского гранитоидного магматизма [37]. Из известных здесь редкометальных зон — Рудногорской, Центрально-Французской, Армориканской, Корнуэльской, Иберийской — вольфрамовая минерализация наиболее широко распространена в пределах Рудногорской и Иберийской зон. Это, по-видимому, не случайно и объясняется общностью их регионального геолого-структурного положения: зоны приурочены соответственно к обрамлению Чешского и Коруна-Эворского срединных массивов байкальской консолидации, расположенных в области сочленения внешней миогеосинклинальной Рено-Герцинской и внутренней эвгеосинклинальной Саксоно-Тюрингской палеозойских складчатых зон в районе Чешского массива и аналогичной пары зон в районе Коруна-Эворского срединного массива Иберийской Месеты [64, 73].

По мере приближения к срединным массивам отмечается отчетливая закономерность, выражающаяся в последовательной смене существенно вольфрамового оруденения, развитого в эвгеосинклинального типа комплексах осадочных формаций, оловянно-вольфрамовым и далее, в краевых частях срединных массивов, оловянным, нередко ассоциирующим с бериллиевой, литиевой и ниобо-танталовой минерализацией.

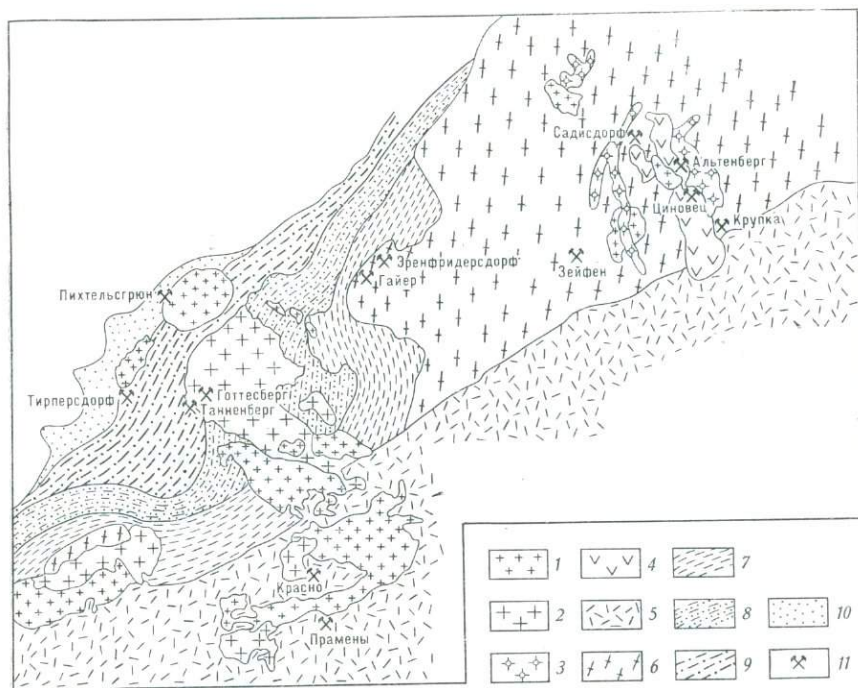


Рис. 9. Схема, иллюстрирующая геологическую обстановку проявления оловянно-вольфрамовой минерализации в Рудных горах. Составлена по материалам государственных геологических карт ГДР и ЧССР:

1 — горские граниты; 2 — рудногорские граниты; 3 — гранит-порфиры; 4 — теплинские кварцевые порфиры; 5 — покровы третичных вулканитов; 6 — докембрийские гранито-гнейсы; 7—10 — ордовикские вулканогенно-терригенные породы Саксоно-Тюрингской складчатой зоны; 7 — слюдяные сланцы, 8, 9 — разнообразные филлиты, 10 — сланцево-граувакковая толща; 11 — главные месторождения олова и вольфрама

Так, например, в Рудногорской зоне массивы рудоносных гранитов и связанная с ними оловянная и вольфрамовая минерализация в восточной части развиваются в гранито-гнейсах срединного массива, а в западной части они локализуются среди разнообразных сланцев, филлитов с прослоями амфиболитов, граувакк — продуктов метаморфизма осадочно-вулканогенных отложений Саксоно-Тюрингской зоны с эвгеосинклинальным режимом развития в раннем палеозое (рис. 9). В Во-

сточных Рудных горах широко распространена основная промышленно важная оловянная минерализация (месторождения Циновец, Альтенберг, Садисдорф, Крупка и др.), частично — литиевая, а в Западных Рудных горах — преимущественно вольфрамовая минерализация (Тирперсдорф, Пихтельсгрюн, Эйх, Цшорлау).

В пределах Иберийской зоны большинство вольфрамовых месторождений, в том числе практически все наиболее крупные, локализованы в зонах развития формации Траз-оз-Монтиш, представленной зеленокаменно измененными осадочно-вулканогенными породами силура (на севере Португалии), или в пределах сланцево-грауваккового комплекса Бейра, относящегося предположительно к кембрийскому периоду (на юге Португалии). В структурно-формационных зонах, сложенных существенно терригенными толщами пород силура—девона, или в докембрийских гранито-гнейсовых блоках пород [64] развивается оловянно-вольфрамовая минерализация.

В Иберийской зоне наряду с преобладающими грейзеновыми кварц-вольфрамитовыми месторождениями (Панашкейра, Борралья, Бежанка, Монтезиньо, Рибейра, Мармолохо, Матта-де-Ранья и др.) известны месторождения шеелитоносных скарнов (Коваш, Алмендра, Барка-де-Альва). В последние годы в Португалии выявлен новый стратиформный тип промышленного вольфрамового оруденения (месторождение Лагоса и др.).

Сходство Рудногорской и Иберийской вольфрамоносных зон подтверждается общностью эволюции орогенного гранитоидного магматизма, обусловившей проявление в большинстве зон с промышленным оруденением трех самостоятельных интрузивных комплексов, охватывающих интервал от 320 до 260 млн. лет. В Рудногорской зоне, по данным В. Зоубека, это молданубицкий, богемский и рудногорский интрузивные комплексы, в Иберийской зоне — граниты типа Порту (300 млн. лет), Бейраш (280 млн. лет) и еще более поздние (260—270 млн. лет), представленные мелкозернистыми лейкократовыми метагранитами [64]. Последние в массивах более ранних гранитоидов обычно образуют слепые купола, фиксирующиеся на поверхности зонами интенсивной калишпатизации. Такие ореолы измененных пород служат основным поисковым признаком молодых гранитов и связанной с ними оловянно-вольфрамовой минерализации.

### *Аппалачская провинция*

По особенностям геологического строения эта провинция во многом аналогична Западно-Европейской. В соответствии с тектонической картой Северо-Американского континента [16] в строении складчатой области Аппалач выделяются две зоны:

внешняя карбонатно-терригенная миогеосинклинальная и внутренняя вулканогенно-терригенная эвгеосинклинальная, разделенные блоками докембрийских пород. Размещение вольфрамоносных зон, локализующихся в краевых частях эвгеосинклинали, контролируется указанными блоками пород (рис. 10).

Вольфрамовая минерализация связана с проявлением орогенного позднепалеозойско-раннемезозойского гранитного магматизма (250, 185 и 110 млн. лет) и представлена главным образом грейзеновыми кварцевожильными месторождениями обычно с комплексным оловянно-вольфрамовым оруденением (в США — рудные районы Хем в шт. Сев. Каролина, Айриш-Крик в шт. Виргиния, в Канаде — месторождения Барнт-Хилл, Кедрон-Брук в шт. Нью-Брансуик). Маунт-Плезант — наиболее крупное оловянно-вольфрамовое месторождение. В северо-восточной части п-ова Новая Шотландия известны единичные проявления шеелит-золоторудной минерализации в зонах турмалин-хлоритовых метасоматитов, развивающихся по кристаллическим породам докембрия.

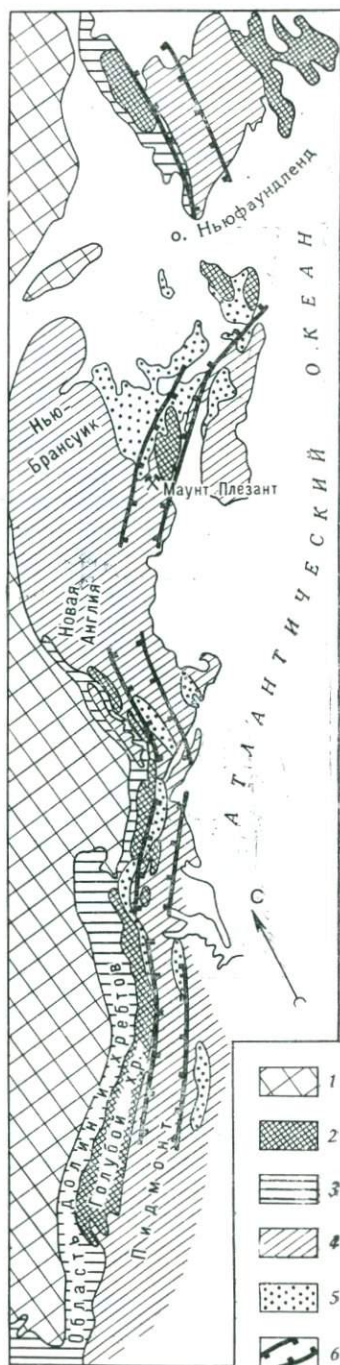


Рис. 10. Схема размещения вольфрамоносных зон в пределах Аппалач. Тектоническая основа по Ф. Кингу (1972 г.):

1 — платформенный чехол на докембрийском фундаменте; 2 — блоки пород докембрия; 3, 4 — миогеосинклинальная (3) и эвгеосинклинальная (4) зоны Аппалачской складчатой системы; 5 — краевые впадины; 6 — зона распространения оловянно-вольфрамовой минерализации

По истории геологического развития эта провинция во многом сходна с Аппалачской: здесь также имеется пара зон эвгеосинклиналь—миогеосинклиналь, разделенных протяженным разломом глубинного заложения и крупными блоками доуралид рифейско-кембрийского

возраста Башкирского антиклинория (рис. 11). Вольфрамовая минерализация локализуется в пределах эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала, где размещение ее контролируется приподнятыми блоками интенсивно метаморфизованных и гранитизированных пород фундамента, развитых среди зеленокаменно измененных кремнисто-спилит-диабазовых комплексов геосинклинальных осадков палеозоя.

Оруденение пространственно ассоциирует с гранитоидами двух интрузивных комплексов. С ранними синорогенными гранодиоритами и плагиогранитами (340—308 млн. лет) связана золото-шеелитовая и скарново-шеелитовая минерализация. В отдельных кварц-золото-шеелитовых рудопроявлениях с глубиной отмечается смена комплексного золото-шеелитового оруденения кварц-шеелитовой минерализацией [30]. С более поздним орогенным комплексом аляскитовых гранитов (290—255 млн. лет) пространственно ассоциируют месторождения преимущественно гюбнерит-сульфидно-кварцевого, реже воль-

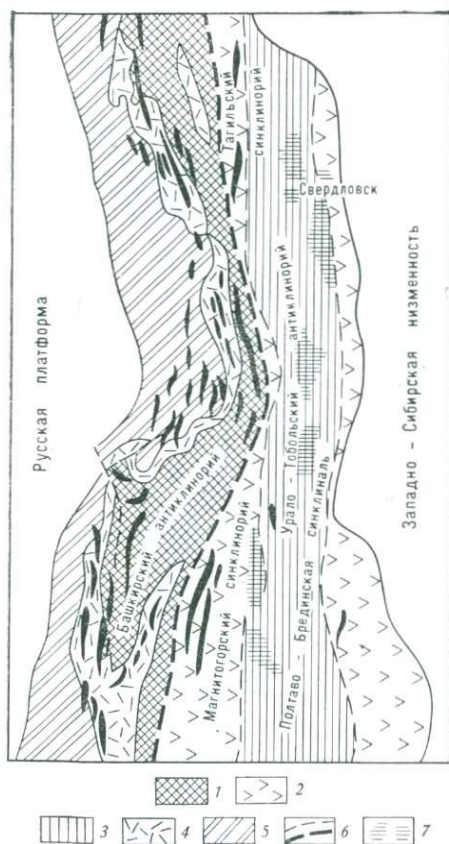


Рис. 11. Геологическая ситуация проявления вольфрамовой минерализации в пределах Восточно-Уральской провинции. Упрощенная схема по М. М. По-вилайтис [30]:

1 — породы фундамента Уральской складчатой области (рифей Ст); 2, 3 — отложения эвгеосинклинальной зоны с отдельными блоками фундамента; 2 — в синклинориях (O<sub>1</sub>—D<sub>1</sub>), 3 — в Урало-Тобольском антиклинории (рифей—D<sub>2</sub>); 4 — отложения миогеосинклинальной зоны (O—C<sub>1—2</sub>); 5 — отложения краевого прогиба; 6 — глубинные разломы и крупные тектонические швы различных порядков; 7 — площади распространения вольфрамового оруденения

фрамит-кварцевого типов. Рассматриваемая провинция от территории Аппалачей отличается тем, что вольфрамовая минерализация развита лишь в пределах антиклинорной структуры эвгеосинклинальной зоны, а в обрамлении аналогичных поднятий (Башкирского антиклинория) в миогеосинклинали она отсутствует. Это объясняется [30] незавершенностью тектономагматического цикла развития Восточно-Уральской геосинклинали и особенно редуцированностью проявления орогенного этапа.

### *Провинция Северо-Американских Кордильер*

В пределах геосинклинально-складчатого пояса Кордильер выделяются две основные структуры: внутренняя эвгеосинклинальная зона и внешняя пограничная с кратоном миогеосинклинальная зона, завершившие свое геосинклинальное развитие соответственно после невадийской (позднеюрской) и ларамийской (поздне меловой—палеоценовой) складчатостей (рис. 12). Граница между мио- и эвгеосинклинальными зонами на большей ее части фиксируется выходами блоков докембрийских, частично раннепалеозойских, пород кристаллического фундамента.

Пояса развития вольфрамовой минерализации пространственно приурочены к периферическим частям блоков и расположены в пределах эвгеосинклинальной зоны. Таким образом, структурная позиция рудоносных зон полностью аналогична размещению зон в провинциях Западной Европы, Аппалачей, Урала.

Намечается определенная зависимость между слагающими рудовмещающий блок комплексами вулканогенно-осадочных формаций и типом развитой в них вольфрамовой минерализации. Так, районы преимущественного развития скарново-шеелитовой минерализации пространственно приурочены к тем частям эвгеосинклинальной зоны, в разрезе которых преобладают карбонатно- или кремнисто-карбонатно-вулканогенные комплексы осадков. В блоках, сложенных кремнисто- и вулканогенно-терригенными отложениями, проявляется грейзеновый тип вольфрамовой минерализации.

В пределах Кордильер установлено проявление нескольких периодов складчатых деформаций. Так, эвгеосинклинальный пояс невадид в северной части (Аляска) характеризуется каледонским ( $S_2 - D_1$ ), а в центральных районах (шт. Невада) герцинским ( $D_3 - C_1$ ) циклами тектогенеза. Для заключительных невадийских складчатых движений устанавливается миграция: с запада на восток возраст складчатости становится более молодым.

В результате многократного проявления складчатых деформаций для пояса Северо-Американских Кордильер характерно

широкое развитие разновозрастного гранитоидного магматизма. Большинство известных здесь батолитов — Береговой, Сьерра-Невада, Айдахо и др. — сложены гранитоидами различного со-

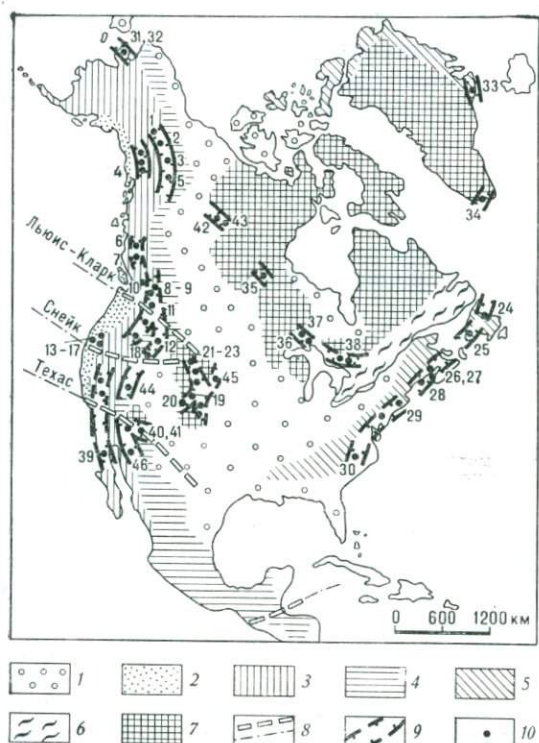


Рис. 12. Схема размещения вольфрамоносных зон на территории Северной Америки. Тектоническая основа с использованием данных Ф. Кинга, Г. Штилле и др.:

1 — фанерозойский платформенный чехол; 2 — Прибрежный кайнозойский вулканогенный пояс; 3, 4 — мезозойские геосинклинально-складчатые пояса эвгеосинклинального (3) и миогеосинклинального (4) типов; 5 — палеозойские геосинклинально-складчатые области; 6 — позднепротерозойский Гренвилльский складчатый пояс; 7 — докембрийские щиты и массивы; 8 — линии тектонических нарушений; 9 — вольфрамоносные зоны; 10 — вольфрамовые месторождения и рудопроявления (1 — Потейто-Хилл, 2 — Мактунг, 3 — Кантунг, 4 — Адакак, 5 — Флат-Ривер, 6 — Ред-Роуз, 7 — Глалиер Гулч, 8 — Эмеральд-Финн, 9 — Инвинсибл, 10 — Германия, 11 — Йеллоу-Пайн, 12 — Има-Майн, 13 — Мидл-Сити, 14 — Ориана, 15 — Пайн-Крик, 16 — Тангстен-Хилл, 17 — Атолия, 18 — Минерва, 19 — Боулдер, 20 — Клаймакс, 21 — Холмес, 22 — Гленрок, 23 — Коппер-Маунтин, 24 — Шарль Кове, 25 — р-н Грей-Ривер, 26 — Бент-Хилл, 27 — Сквеа-Лейк, 28 — Левистон, 29 — Лонг-Хилл, 30 — Хэндерсон, 31 — Лост Ривер, 32 — Стипович, 33 — без названия, 34 — Арсукфиорд, 35 — р-н Фалкон, 36 — Престон, 37 — Ист-Доум, 38 — Ламак, 39 — Эль Феномена, 40 — Эль Тангстено, 41 — Барiana, 42 — Аутпост, 43 — Белью Неоллоунаф, 44 — Снейк-Рендж, 45 — Блу-Хилл, 46 — Морелос)

става и возраста. Так, состав пород батолита Сьерра-Невады в Калифорнии изменяется с запада на восток от диоритов до гранитов, а по возрасту — от средней юры до среднего мела.

В целом устанавливается весьма длительный период формирования гранитоидов, развитых в складчатом поясе Кордильер — 250—70 млн. лет [16]. Вольфрамовая минерализация, представленная главным образом скарновым формационным типом, связана с поздне меловыми (на севере пояса) и третичными (на юге) интрузиями гранитов. Наиболее известны месторождения Стипович, Потейто-Хилл, Мактунг, Кантунг, Эмеральд-Финн, Милл-Сити, месторождения района Бишоп и др. В настоящее время вольфрамовые концентраты производятся в результате разработки нескольких крупных вольфрамовых месторождений (Флат-Ривер, Ред-Роуз), а также попутного извлечения металла из руд медно-молибденовых, молибденовых и золоторудных месторождений (Пайн-Крик, Кляймакс, Глаури Гулч, Атолия и др.).

Помимо скарново-шеелитового оруденения в провинции известны проявления грейзеновой оловянно- и молибден-вольфрамовой минерализации, связанные с массивами поздне меловых и третичных гранитов, локализованных среди докембрийских кристаллических пород (район Омнека, Канада; Блэк-Хилл в шт. Южная Дакота, США и др.) или в известняках нижнего палеозоя вблизи блока пород докембрия (район Лост Ривер, Аляска). Промышленное значение имеет последний из указанных районов, где минерализация установлена на нескольких рудных полях — Лост Ривер, Брукс-Маунтин, Ир-Маунтин, Кейп и Потейто-Хилл. Характерны комплексный состав руд и разнообразие структурно-морфологических типов оруденения.

### *Восточно-Бразильская провинция*

Вольфрамовая минерализация развивается в позднепротерозойской геосинклинально-складчатой зоне обрамления Восточно-Бразильского щита. Последний отнесен к щитам условно, так как он «...соответствует в целом позднепротерозойской складчатой системе, местами включающей более древние ядра» [46, с. 246]. Геосинклинальные толщи представлены комплексами формаций эвгеосинклинального типа, среди которых преобладают метаморфизованные вулканиты основного состава, доломиты, граувакки, итабериты. Геосинклинальный цикл осадконакопления завершился асинтским (байкальским) орогенезом.

Таким образом, несмотря на возрастное различие, установлено сходство геологического строения данной провинции с рассмотренными ранее — размещение вольфрамовой минерализации контролируется стыком двух разновозрастных блоков пород с мио- и эвгеосинклинальным режимом осадконакопления.

Среди орогенного магматизма выделяются два интрузивных комплекса (780—750 и 520—480 млн. лет); с последним связано проявление вольфрамовой минерализации. Всего на рассмат-

риваемой территории насчитывается около 300 вольфрамовых месторождений и рудопроявлений, относящихся преимущественно к типу шеелитоносных скарнов и пространственно локали-

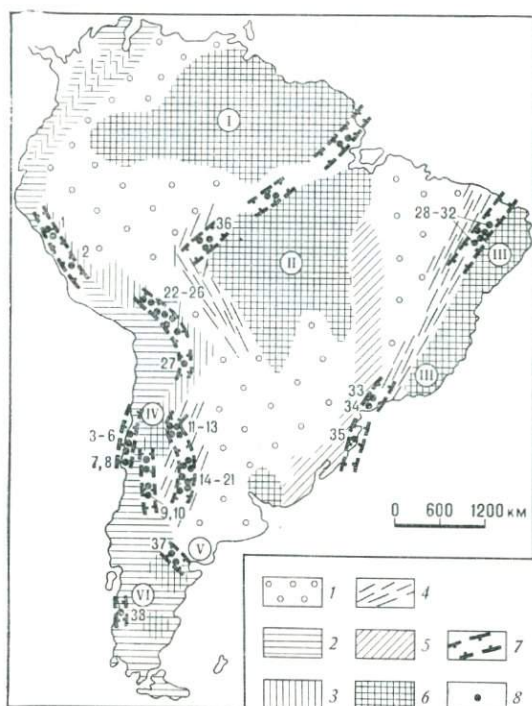


Рис. 13. Схема размещения вольфрамоносных зон в Южной Америке. Тектоническое районирование с использованием данных Г. Штилле, С. Е. Колотухиной и др.:

1 — фанерозойский платформенный чехол; 2 — альпийские геосинклинально-складчатые области; 3 — палеозойские геосинклинально-складчатые области; 4 — зоны радиологического омоложения; 5 — позднеротерозойские геосинклинально-складчатые области; 6 — докембрийские щиты (I — Гвианский, II — Центрально-Бразильский, III — Восточно-Бразильский) и массивы (IV — Сьерра-Пампа, V — Северо-Патагонский, VI — Десеадо); 7 — вольфрамоносные зоны; 8 — вольфрамовые месторождения и рудопроявления (1 — Пасто-Буэно, 2 — Актамино, 3 — Сан-Антонио, 4 — Миниллас, 5 — Эль-Дуразно, 6 — Кастанедо-де-Ламуко, 7 — Сан-Рафаэль, 8 — Агуа-Бланка, 9 — Ла-Пунтана, 10 — Жозефина, 11 — Фиамбала, 12 — Сан-Антонио, 13 — Лос-Колорадитос, 14 — Эль-Сантадеро, 15 — Лос-Маготес, 16 — Ла-Висмутина, 17 — Германос, 18 — Лос-Ривентонес, 19 — Лос-Кондорес, 20 — Ла-Флорида, 21 — Эль-Морро, 22 — Вилоко, 23 — Караколес, 24 — Тасна, 25 — Чикоте, 26 — Трес-Угос, 27 — Чорольке, 28 — Кафука, 29 — Бодо, 30 — Брежу, 31 — Квиссаба, 32 — Мина-Бонито, 33 — Инханджара, 34 — Утуреве, 35 — Энкрузилхала, 36 — Рондония, 37 — Вальчета, 38 — Айсен)

зующихся в пределах двух рудоносных зон: в северо-восточном обрамлении щита в пределах плато Барборема (Бразилия, штаты Риу-Гранди-ду-Норти, Параиба, Сеара) и в его юго-западном обрамлении (Бразилия, штаты Сан-Паулу, Санта-Катарина и Риу-Гранди-ду-Сул).

В первой из указанных зон расположены промышленные месторождения Кафука, Мана-Бонито, Бодо, Малада Лимна, Барро Верде, Брежу, Куихаба, из которых два последних наиболее крупные. Во второй зоне наряду со скарновыми известны также кварц-вольфрамитовые грейзеновые месторождения, нередко с повышенной ролью сульфидов (Иньянхария, Инханджара, Утуруво, Энкурилхала и др.).

Помимо Восточно-Бразильского щита вольфрамовая минерализация развита и в обрамлении массивов Сьерра-Пампа и Северо-Патагонского, представляющих собой выступы докембрийского фундамента Южно-Бразильской платформы (рис. 13), а также среди комплекса осадков, представленных метадиабазами и метаграувакками с горизонтами кварцитов и известняков, возраст которых (данные О. Брайтшица) нижнепалеозойский, а не позднекембрийский [46]. Оруденение наиболее широко распространено в пределах двух субмеридиональных поясов протяженностью около 580 и 680 км (см. рис. 13) и представлено кварц-вольфрамитовым жильно-грейзеновым типом (Аргентина месторождения Лос-Кондорес, Ареквинтин, Жозефина, Сан-Антонио и др.). Самый крупный вольфрамоворудный район находится в провинции Кордова (Аргентина), где насчитывается около 100 месторождений, в совокупности образующих рудоносную зону протяженностью около 8 км, шириной 5 км.

В провинциях Сан-Луис и Кордова (Аргентина) известны и скарново-шеелитовые месторождения (Лос-Ривентонес, Эль-Морро, Ла-Флорида, Ла-Пунтана и др.). Наиболее значительная минерализация развита на севере провинции Кордова в экзоконтактовой зоне гранитов с известково-сланцевой толщей. Рудоносная зона (Алтаутина) прослеживается на 22 км и содержит многочисленные мелкие скарновые месторождения.

### *Восточно-Африканская провинция*

Провинция включает северную восточноегипетскую и суданскую части протяженного Восточно-Африканского пояса, расположенного в обрамлении Конголезско-Нильского архейского кратона (рис. 14). В геологическом отношении указанная провинция полностью аналогична Восточно-Бразильской и приурочена к позднепротерозойско-раннепалеозойской складчатой системе, сложенной комплексами осадков эвгеосинклинального типа и развивающейся в обрамлении древних архейских ядер щитов.

Отмечается двукратное проявление орогенного магматизма и связанной с ним минерализации. С ранними древнегаттарскими гранитами (580—530 млн. лет) ассоциируют мелкие молибденовые и молибден-вольфрамовые грейзеновые месторождения Гаттарского рудного района Египта — Абу-Хаммад, Фатира-

Эль-Бейда, Абу-Хариф, Эль-Доб, Гебель Маграбия и др. Молодые, или розовые гаттарские, граниты (470—430 млн. лет) развиты в Иглском рудном районе и на месторождении Абу-Дом в Судане. С ними связана комплексная бериллий-оловянно-вольфрамовая минерализация (месторождения Абу-Даббаб, Нувейби, Игла, Эль-Муэльха).

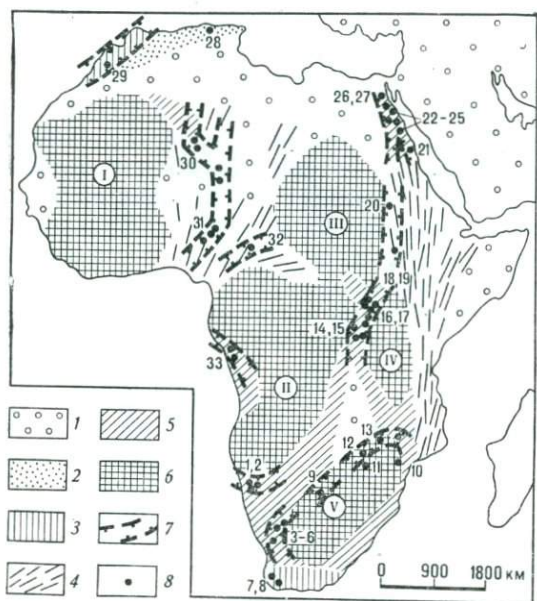


Рис. 14. Схема размещения вольфрамоносных зон в пределах Африки. Тектоническая основа с использованием данных Т. Клиффорда, Дж. Росси, Ю. Шуберга, А. Фор-Мюре, Е. М. Хаина и др.:

1 — фанерозойский платформенный чехол; 2 — альпийские геосинклинально-складчатые области; 3 — палеозойские геосинклинально-складчатые области; 4 — зоны радиологического омоложения; 5 — позднеротерозойские геосинклинально-складчатые области; 6 — докембрийские кратоны (I — Западно-Африканский, II — Конголезский, III — Нильский, IV — Ньяза-Додомский, V — Южно-Африканский); 7 — вольфрамоносные зоны; 8 — вольфрамовые месторождения и рудопроявления (1 — Кранцберг, 2 — Натас, 3 — Клейнкарас, 4 — Гудхаус, 5 — Набабил, 6 — Исиз, 7 — Кюлеривер, 8 — Стелленбос, 9 — Зайплагс, 10 — Иншоли, 11 — Эсексвале, 12 — Чонтанда, 13 — Шеелит-Кинг, 14 — Сенсоби, 15 — Банваме, 16 — Кифурве, 17 — Игунджерс, 18 — Кгаве, 19 — Намасете, 20 — Абу-Дом, 21 — Каш-Амер, 22 — Абу-Даббаб, 23 — Нувейби, 24 — Игла, 25 — Умм-Харби, 26 — Гаттар, 27 — Абу-Хариф, 28 — Белельете, 29 — Адрар-Эль-Мени, 30 — Тарруаджи, 31 — Лируэй-Кано, 32 — Гутчуми, 33 — Маюмбе)

### Тасманская провинция

Прослеживается провинция в виде узкой полосы в прибрежной части Восточной Австралии от п-ова Кейп-Йорк на севере до о. Тасмания на юге. В направлении с запада на восток здесь выделяются три геосинклинально-складчатые системы [1]: 1) байкальская система Аделаида, завершившая геосинклинальное развитие в нижнем и среднем кембрии; 2) Лакланска-

каледонская система с главной фазой складчатости в среднем девоне; 3) герцинская система Новой Англии, орогенические движения в которой имели место в верхнем карбоне — нижней перми. Проявления вольфрамовой минерализации развиты в пределах двух последних систем, объединяемых в Тасманскую складчатую область. Складчатые системы разделены Сиднейско-Боуэнским краевым прогибом, выполненным угленосными молассовыми отложениями мощностью несколько километров.

На основании фациального анализа, проведенного австралийскими геологами (А. Войси, Д. Хиллом, Д. Брауном и др.), в пределах рассматриваемых складчатых систем выделяются по две структурно-фациальные зоны — внешние миогеосинклинальные и внутренние эвгеосинклинальные. В Лакланской системе каледонид это соответственно Грампианско-Мельбурнская и Бенамбриан-Хилл-Эндская зоны, а в системе герцинид Новой Англии — зоны Хантер и Брисбен (рис. 15).

Вольфрамовая минерализация преимущественно распространена в эвгеосинклинальных зонах, сложенных в различной степени метаморфизованными вулканитами основного состава, амфиболитами, яшмами, кремнистыми, аспидными сланцами и др., и лишь частично — в разделяющих их миогеосинклинальных зонах.

Положение рудоносных зон контролируется в Лакланской складчатой системе выступами докембрийского фундамента, к периферическим частям которых они приурочены, а в системе герцинид Новой Англии — стыком мио- и эвгеосинклинальных палеопрогибов или бортовыми частями позднеорогенных впадин.

В отличие от рассмотренного подтипа вольфрамовых провинций в данном случае устанавливается смена как по латерали, так и в разрезе различных формационных комплексов, развитых в пределах рудолокализирующих эвгеосинклинальных зон. Вследствие этого в различных частях зон развито разнотипное оруденение.

Так, например, в пределах Бенамбрианской эвгеосинклинальной зоны Лакланской складчатой системы вкрест ее простирания с запада на восток и снизу вверх по разрезу существенно терригенные формации с подчиненной ролью спилитового вулканизма закономерно сменяются существенно вулканогенными спилит-диабазовыми и кремнисто-терригенными формациями [1]. При анализе размещения минерализации установлено, что вольфрамовое, оловянно-вольфрамовое и молибден-вольфрамовое оруденение преимущественно развито в восточных частях зоны в кембрийско-ордовикских толщах, т. е. приурочено к блокам пород с широким распространением кремнисто-спилит-диабазовых формаций. Существенно оловянная минерализация характерна для блоков, в основном сложенных терригенными флишондными комплексами отложений.

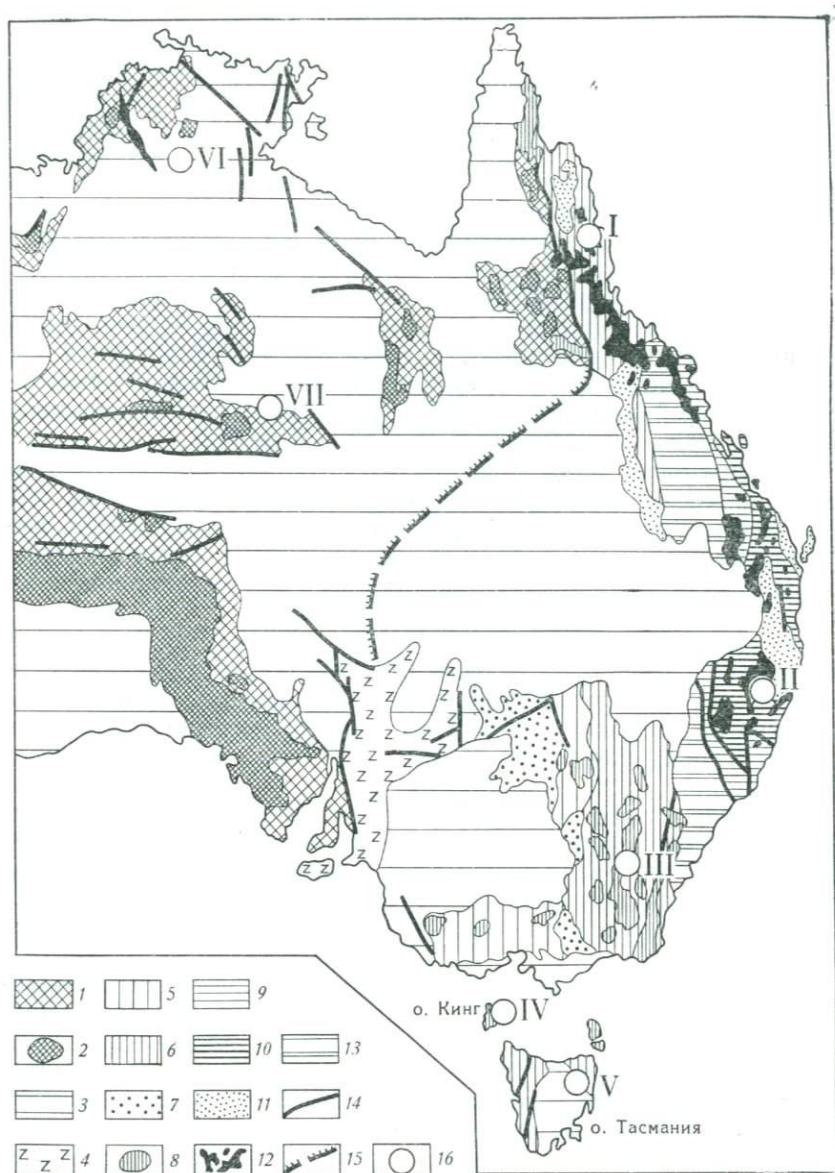


Рис. 15. Схема тектонического строения Восточной Австралии. По Н. А. Богданову [1]:

1—3 — Австралийская платформа: 1 — выступы докембрийского основания; 2 — докембрийские граниты и гранито-гнейсы; 3 — платформенный чехол; 4 — байкальская складчатая система Аделаида; геосинклинальные отложения, выступы пород докембрия и наложенные впадины; 5—8 — Лакланская каледонская складчатая система: 5 — многоэпиклиналичная зона (Грампианский антиклинорий и Мельбурнский синклинорий), 6 — эпигеосинклинальная зона (антиклинорий Бенамбриан и синклинорий Хилл-Энд), 7 — наложенные оро-

Аналогично преимущественное развитие оловянной минерализации в северо-западной части Тасмании, а вольфрамового и оловянно-вольфрамового оруденения — на северо-востоке может быть связано с более широким распространением в последнем случае в разрезах рудовмещающих блоков пород вулканитов основного состава.

В складчатых системах каледонид и герцинид выделяются по два орогенных интрузивных комплекса, размещение массивов которых показано на рис. 15. В Лакланской зоне это позднедевонский (385—350 млн. лет) и раннекарбоновый (350—300 млн. лет) комплексы, представленные гранодиорит-гранитовой и лейкогранитовой интрузивными формациями, а в системе герцинид Новой Англии — раннепермский (275—260 млн. лет) и пермо-триасовый (245—225 млн. лет) комплексы, образованные гранитами кислого и субщелочного состава. В последние годы австралийскими геологами П. Уэббом и Л. Мак Дугаллом доказано [69] наличие третьего, раннемелового (128—110 млн. лет) интрузивного комплекса порфириовидных гранитов и аляскитов.

Известные в указанных складчатых зонах проявления вольфрамовой, оловянно-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой минерализации обычно ассоциируют с гранитами второго орогенного интрузивного комплекса. В Лакланской складчатой системе это раннекарбоновые интрузии, а в системе Новой Англии — пермо-триасовые. Однако максимальные концентрации руд возникают, как правило, в связи с проявлением еще более поздних гранитов. В каледонской складчатой системе они представлены пермо-триасовыми гранитами, которые выплеснулись из соседней системы герцинид, а в последней — это раннемеловые интрузии, развивающиеся в бортовых частях позднеорогенных вулканогенно-молассовых впадин.

Примером может служить рудный район Новой Англии, где оловянно-вольфрамовые месторождения Торрингтон и Хиллгроув, известные с конца прошлого столетия и обеспечивающие около 10% добычи вольфрама страны, связаны с полихронным батолитом Новая Англия, сложенным гранитоидами трех интрузивных комплексов — раннепермского, пермо-триасового и раннемелового [59]. Аналогично в рудном районе Аберфойл — Стори-Крик в Тасмании промышленная оловянно-вольфрамовая минерализация, развитая в области распространения позднеде-

---

генные впадины, 8 — гранитоиды Pz<sub>1-2</sub>; 9—14 — герцинская складчатая система Новой Англии; 9 — миогеосинклинальная зона Хантер, 10 — эвгеосинклинальная зона Брисбен, 11 — наложенные орогенные впадины, 12 — гранитоиды Pz<sub>3</sub>—Mz<sub>1</sub>, 13 — Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб; 14 — тектонические нарушения; 15 — предполагаемая граница Австралийской платформы под мезо-кайнозойским чехлом; 16 — основные вольфрамоворудные районы: I — Квинслендский, II — Новой Англии, III — Южно-Уэльский, IV — о. Кинг, V — Тасманский, VI — Северный, VII — Центральный

вонских и раннекарбонатовых гранитоидов, связана с более поздними, по-видимому, пермо-триасовыми лейкократовыми гранитами, образующими слепые купола.

Большинство известных в рассматриваемой провинции вольфрамовых месторождений относится к грейзенному типу. Характерно разнообразие структурно-морфологических типов месторождений (жилые, трубообразные, минерализованные купола и дайки) и комплексный состав руд (вольфрам, олово, бериллий, молибден, иногда висмут, золото, сурьма). Скарновый тип минерализации представлен по существу одним месторождением Кинг-Айленд с запасами 13 тыс. т  $WO_3$ , что составляет около 40% общих разведанных ресурсов вольфрама в Австралии.

Выделяются несколько пространственно обособленных рудных районов (см. рис. 15). В Квинслендском рудном районе наиболее крупные месторождения — Вольфрам Камп, Бамфорд, Петфорд, Маунт-Карбайн, Персеверенс, на долю которых приходится около 30% добытых в стране вольфрамовых руд. В большинстве месторождений преобладают трубообразной формы грейзеновые рудные тела. В рудном районе Новая Англия расположены промышленные месторождения Торрингтон и Хиллгроув, а также более мелкие с существенно молибденовым и висмут-молибденовым оруденением — Кингсгейт, Дипвотер, Мунба, Роки-Ривер и др. В Южном Уэльсе и на о. Кинг следует отметить жильно-грейзенное месторождение Фрогмор и скарново-шеелитовое Кинг-Айленд. На о. Тасмания промышленные концентрации вольфрамовых руд установлены лишь в районе Аберфойл — Стори-Крик. В широко развитых здесь оловянных месторождениях вольфрам фиксируется в виде примеси.

### *Сихотэ-Алинская провинция*

В пределах Сихотэ-Алинской полициклической складчатой области, характеризующейся последовательной миграцией разновозрастных геосинклинально-складчатых систем с запада на восток [45], вольфрамовая минерализация пространственно приурочена к Центрально-Сихотэалинской позднепалеозойской антиклинорной зоне, граничащей на западе с Уссури-Ханкайским массивом докембрийско-раннепалеозойской консолидации, а на востоке с Восточно-Сихотэалинской мезозойской складчатой системой (рис. 16).

Зона сложена комплексами осадков эвгеосинклинального типа, включающими (снизу вверх по разрезу) спилит-диабазовую, кремнисто-карбонатную и существенно терригенную формации. Устанавливается определенная гетерогенность в строении зоны, выражающаяся в разновозрастности складчатых толщ, развитых в различных ее частях, а именно среднепалеозойских на юге и раннемезозойских на севере [23]. Отмеченная

особенность отражена и в наблюдающемся омоложении проявлений гранитоидного магматизма при продвижении по зоне с юга на север.

Геосинклинальный режим развития Центрально-Сихотэалинской зоны завершился в пермо-триасе, что установлено по формированию молассовых впадин и проявлению интрузивного магматизма. В мезозое область геосинклинального осадконакопления смещается к востоку, где в пределах Восточно-Сихотэалинского синклиниория формируется мощная толща осадков, представленная преимущественно аспидной и флишондной формациями в южной части (Южно-Приморский, Иманский блоки) и вулканогенно-кремнисто-терригенным комплексом формаций на севере (Бикинский, Анюйский блоки).

Общая инверсия в Восточно-Сихотэалинской зоне имела место в раннем мелу, затем вплоть до палеогена она характеризовалась орогенным режимом развития с формированием в отдельных про-

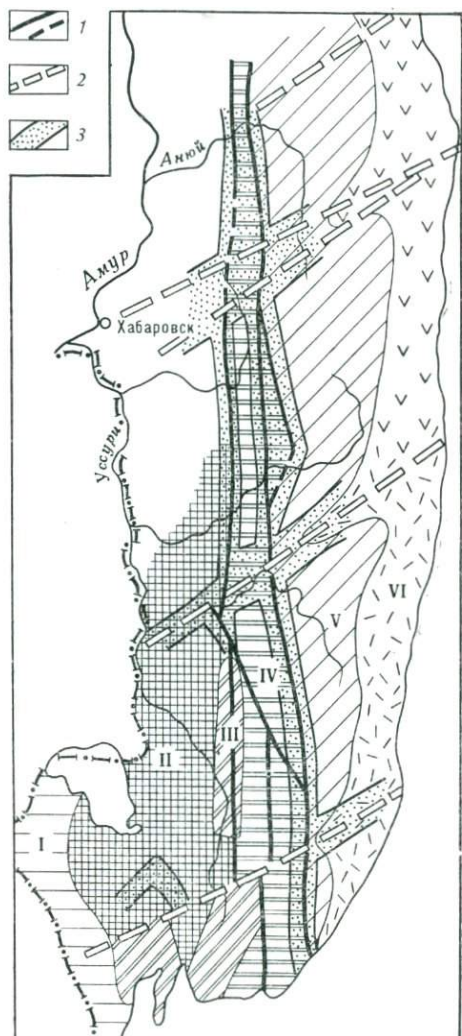


Рис. 16. Схема размещения вольфрамоносных зон в структурах Приморья. Схема металлогенического районирования составлена по данным Е. А. Радкевич, Э. П. Изюха и др.:

1 — «продольные» региональные тектонические нарушения; 2 — «поперечные» тектонические зоны сквозного типа; 3 — зоны с установленной и потенциальной вольфрамоносностью  
 I — пограничная зона палеозойского прогиба, отделяющая Ханкайский массив от Северо-Китайской платформы; II — Уссури-Ханкайский массив докембрийско-раннепалеозойской консолидации; III—IV — Сихотэ-Алинская складчатая зона; III — Западный синклиниорий (прогиб до  $J_1-2$ ), IV — Центральный антиклинорий (прогиб до  $Pz_2-Mz_1$ ), V — Восточный синклиниорий (прогиб с  $Pz_3$  до  $Cr_2$ ), VI — Прибрежный антиклинорий (подняtie с  $T-Cr_2$ ) с развитием вулканитов кислого (на юге) и основного (на севере) состава

гибах вулканогенно-молассовых отложений, а в прибрежной части — вулканогенного пояса.

Для Центрально-Сихотэалинской антиклинорной зоны — основного металлогенического элемента в отношении вольфрамового оруденения — свойственно неоднократное проявление интрузивного магматизма от пермского до мел-палеогенового возраста, обусловленное позднепалеозойскими (Центральная зона) и позднемезозойскими (Восточно-Сихотэалинская зона) орогенническими движениями. В последнем случае гранитоиды локализованы за пределами мезозонд, т. е. являются внескладчатыми проявлениями орогенного магматизма.

Подобный пространственный отрыв орогенного магматизма от синхронных ему по времени складчатых зон и локализация в соседней, тыловой по отношению к предыдущей складчатой зоне характерны и для Тасманской вольфрамовой провинции. Именно с проявлениями подобного внескладчатого орогенного магматизма связаны наиболее значительные концентрации вольфрамового оруденения.

В пределах центральной части Сихотэ-Алиния выделяется достаточно большое число интрузивных комплексов, с которыми связана оловянная и вольфрамовая минерализация (90—55 млн. лет). Вольфрамовая и оловянно-вольфрамовая минерализация более характерна для меловых гранитов (90—74 млн. лет), а существенно оловянное оруденение касситерит-силикатного и касситерит-сульфидного типов ассоциирует с гранитоидами палеогенового возраста (65—55 млн. лет).

Большинство месторождений приурочено к зоне Центрально-Сихотэалинского структурного шва, давно уже выделенной в качестве оловянно-вольфрамового рудоносного пояса. Наиболее благоприятные места локализации промышленного оруденения — участки пересечения системы разломов Центрально-Сихотэалинского шва с поперечными разломами сквозного типа, которые контролируют, по-видимому, размещение внескладчатого орогенного магматизма. Здесь расположены вольфрамовые месторождения Восток-2 и Лермонтовское. Месторождения сложные, скарново-грейзеновые, с признаками совмещения разнотипной минерализации. Известны также многочисленные мелкие грейзеновые оловянно-вольфрамовые месторождения (Тигриное, Забытое, Усть-Микулинское, Ленинградское и др.) и единичные скарново-шеелитовые проявления (Джаурское).

### *Выводы*

1. Геологическая позиция провинций рассмотренного типа определяется приуроченностью их к геосинклинально-складчатым областям, образованным парой эвгеосинклиналь—миogeосинклиналь или сочетанием нескольких разновозрастных парных

зон, обычно закономерно сменяющих друг друга в пространстве. Вольфрамовая минерализация приурочена к области стыка парных зон, фиксирующей обычно тектоническими швами глубинного заложения, и особенно к разделяющим их блокам ранней консолидации типа срединных массивов, непосредственно обнажающимся или залегающим близко от поверхности. Вольфрамоносные зоны расположены обычно в краевых частях таких блоков, граничащих с эвгеосинклинальными прогибами.

2. Характерно двукратное проявление орогенного магматизма гранодиорит-гранитовой и лейкокранитовой формаций; с последней ассоциирует вольфрамовая минерализация. Однако максимальные концентрации руд обычно связаны с еще более молодыми гранитами третьего интрузивного комплекса. В провинциях с направленно мигрирующими геосинклинальными прогибами (подтип 1б) такие граниты развиваются в тыловых зонах складчатых систем и по времени образования соответствуют проявлению в них второго орогенного интрузивного комплекса.

3. Преобладают грейзеновый вольфрамит-кварцевый и скарново-шеселитовый типы вольфрамового оруденения. Проявления первого типа связаны с лейкократовыми и аляскиотовыми гранитами, развитыми в кремнисто-спилит-диабазовых комплексах осадочно-вулканогенных формаций, а второго — с гранитами и гранодиоритами, локализующимися в вулканогенно-кремнисто-карбонатных и кремнисто-карбонатно-терригенных формационных комплексах. В первом случае возможно также образование месторождений гюбнерит-сульфидно-кварцевой березитовой формации и вольфрамовой минерализации гидротермально-метаморфогенной группы рудных формаций, не обнаруживающей отчетливой связи с магматизмом.

4. Наблюдается довольно устойчивая латеральная зональность в размещении оруденения. По мере приближения к выступам фундамента или блокам ранней консолидации происходит смена вольфрам-молибденового и вольфрамового оруденения оловянно-вольфрамовым и далее существенно оловянным нередко в ассоциации с бериллием, литием, ниобием, танталом. В случае отсутствия жестких блоков и развития минерализации в области сочленения разнотипных структурно-формационных зон устанавливается аналогичная смена редкометалльного оруденения в направлении миграции складчатых систем по мере перехода из эвгеосинклинальной в миогосинклинальную зону.

5. Вольфрамовые месторождения, развитые в данном типе провинций, промышленно незначительные. В большинстве случаев они относятся к категории средних и мелких по запасам руд. Крупные месторождения, обладающие обычно чертами полиформационных образований, для данного случая не характерны. В целом на долю этого типа провинций приходится порядка 15—20% мировых запасов вольфрамовых руд.

ВОЛЬФРАМОВЫЕ ПРОВИНЦИИ  
В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ  
БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ  
С НАЛОЖЕННЫМИ (РЕГЕНЕРИРОВАННЫМИ) ПРОГИБАМИ

*Центрально-Казахстанская провинция*

Провинция приурочена к Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинально-складчатой области. По последним данным («Геология и металлогения Успенской тектонической зоны» [7], карта геологических формаций Казахстана под редакцией Л. И. Боровикова (1968 г.), а также работы Г. Н. Щербы, Н. А. Афоничева, Ю. П. Рождественского и др.), в палеозойской истории геологического развития Центрального Казахстана могут быть выделены два геосинклинальных периода — раннепалеозойский и среднепалеозойский.

В каждом периоде установлены геосинклинальные ( $S_1$  —  $S_2$  и  $D_2$  —  $C_1$  соответственно) и орогенные ( $D_1$  —  $D_3$  и  $C_2$  —  $P$ ) этапы формирования. В строении раннепалеозойских геосинклинально-складчатых зон или блоков (учитывая характерность для Центрального Казахстана неоднородного блокового строения) участвуют два основных структурно-формационных комплекса: эвгеосинклинальный кремнисто-спилит-диабазовый ( $S_1$  —  $O$ ) и миogeосинклинальный терригенный флишеидный ( $S_2$ ). В среднепалеозойских зонах ( $D_2$  —  $C_1$ ) наряду со спилито-кремнисто-карбонатной и кремнисто-терригенной формациями широко распространены вулканогенно-молассовые отложения. Суммарная мощность осадков в зонах достигает 5—6 км.

Зоны относятся к типу наложенных структур и развиваются как среди миogeосинклинальных, так и частично среди эвгеосинклинальных структурно-формационных комплексов предыдущего раннепалеозойского геосинклинального цикла, тяготея к области их стыка. Они отчетливо контролируются системами региональных разломов. Практически каждому из среднепалеозойских геосинклинальных трогов соответствует зона долгоживущих тектонических нарушений, выделяемых практически на всех картах Центрального Казахстана, — Успенская, Актасская, Акжал-Аксоранская, Акбастауская, Уралбайская и др. (рис. 17).

В целом формирование среднепалеозойских прогибов вдоль систем разломов в раннепалеозойских блоках пород, прошедших геосинклинальный и орогенный этапы развития, включая проявление вулканоплутонизма, позволяет рассматривать их в качестве регенерированных геосинклинальных структур. Отмечено сходство по фациальному составу формаций регенерированных прогибов  $D_2$  —  $C_1$ , развивающихся в пределах герцинских складчатых структур с формациями регенерированного геосинклинального режима в области каледонид [7].

Вольфрамовая минерализация приурочена к позднепермским аляскитовым и лейкократовым гранитам акчатауского комплекса, относящегося к третьему периоду проявления орогенного интрузивного магматизма на данной территории. Массивы рудоносных гранитов и связанная с ними вольфрамовая минерализация обнаруживают отчетливую пространственную приуро-



Рис. 17. Приразломный характер развития «регенерированных» вулканогенно-терригенных прогибов (1), рудоносного магматизма (2) и положение вольфрамоносных зон (4). Составлена с использованием данных Ю. П. Рождественского, Г. Т. Скублова:

Зоны разломов (3): I — Успенская, II — Актасская, III — Акжал-Аксоранская, IV — Акба-стауская, V — Уралбайская, VI — Котырасанская, VII — Токрауская

ченность к регенерированным прогибам. В контурах распространения последних локализовано большинство известных здесь вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений и рудопроявлений. В результате регенерированные прогибы в первом приближении соответствуют границам выделяемых прогнозно-металлогенических зон.

Преимущественно распространены вольфрамовые месторождения и рудопроявления грейзенового кварцевожильного и

штокверкового типов, локализующиеся в бортовых частях регенерированных вулканогенно-терригенных прогибов, рассекающих раннепалеозойские флишоидно-терригенные структурно-формационные зоны (месторождения Акчатауское, Нура-Талды, Тайшек, Джанет и др.). Прогибы, расположенные непосредственно вдоль зоны сочленения раннепалеозойских мио- и эвгеосинклинальных зон, контролируют пространственное размещение шеелитоносных штокверков (месторождения Верхне-Кайрактинское, Батыстау, Богуты и др.), отнесенных автором к шеелит-кварц-полевошпатовой гумбеитовой формации.

В пространственной связи с регенерированными прогибами, локализованными среди кремнисто-карбонатно-терригенных структурно-формационных комплексов, развиваются линейно-прожилковые рудоносные зоны, сопровождающиеся скарнированием вмещающих пород (месторождения Демеке, Котпар и др.). Наконец, при локализации наложенных прогибов в эвгеосинклинальных зонах на удалении от миогеосинклинальных зон отмечаются признаки шеелитовой минерализации в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений атасуйского типа (рудопроявления Высотное, Балакокпектинское и др.).

### *Горно-Алтайская провинция*

По особенностям геологического строения провинция сходна с Центрально-Казахстанской. Здесь также могут быть выделены два самостоятельных геосинклинальных цикла: позднепротерозойско-раннепалеозойский ( $Pt_3 - S$ ) и среднепалеозойский ( $D_2 - C_1$ ).

В первый цикл сформировались два типа структурно-формационных зон: 1) ранние ( $Pt_3 - Cm_2$ ), сложенные эвгеосинклинального типа комплексами осадков (спилит-диабазовая, яшмо-диабазовая, кремнисто-карбонатно-терригенная и другие формации); 2) более поздние зоны ( $Cm_3 - S$ ) с миогеосинклинальными отложениями (терригенная флишоидная, карбонатно-терригенная формации).

В среднем палеозое произошла регенерация геосинклинального режима с образованием прогибов, отличающихся по ряду признаков от типично геосинклинальных. В частности, прогибы выполнены вулканогенно-молассовой, вулканогенно-кремнисто-карбонатной, существенно вулканогенной формациями, мощность которых в большинстве случаев не превышает 4—5 км. Прогибы развиваются в виде узких линейно вытянутых приразломных зон. На основании отмеченных особенностей многими исследователями такие наложенные вулканогенно-терригенные прогибы отнесены к образованиям орогенного этапа каледонид.

Как и в пределах Центрально-Казахстанской провинции, среднепалеозойские регенерированные прогибы, развивающиеся

вдоль сочленения раннепалеозойских мио- и эвгеосинклинальных структурно-формационных зон, контролируют проявления наиболее позднего гранитоидного магматизма и связанной с ним вольфрамовой и молибден-вольфрамовой минерализации и в первом приближении отвечают контурам намечаемых прогнозно-металлогенических зон (рис. 18).

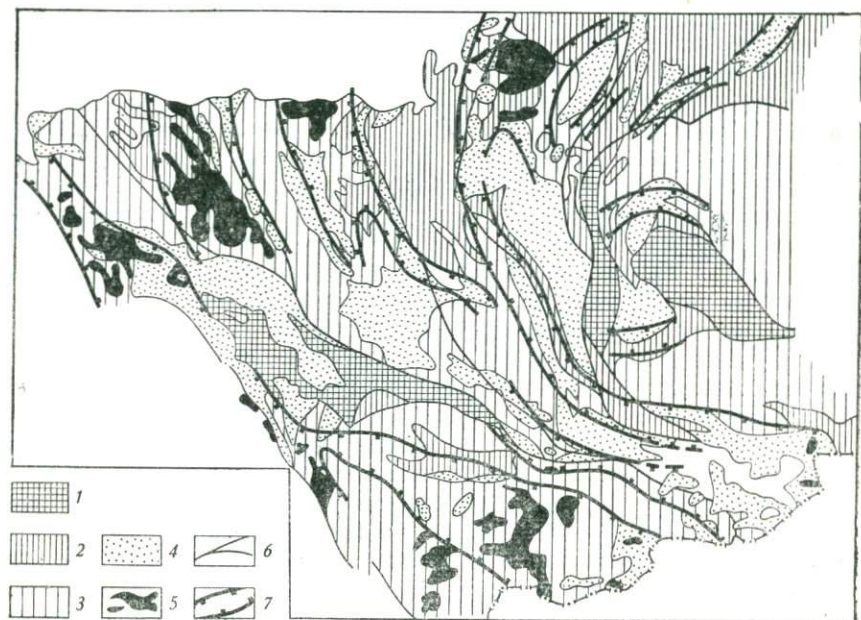


Рис. 18. Схема размещения прогнозных вольфрамоносных зон в пределах Горного Алтая. Составлена с использованием данных В. П. Нехорошева, Ж. Д. Никольской, Г. Н. Шапошникова и др.:

1 — блоки пород докембрия; 2, 3 — структурно-формационные зоны: 2 — эвгеосинклинальные ( $Pt_2$ — $Sm_2$ ), 3 — миогеосинклинальные ( $Sm_3$ — $S$ ); 4 — «регенерированные» вулканогенно-терригенные геосинклинальные прогибы, ( $D_2$ — $C_1$ ); 5 — редкометаллоносные граниты; 6 — главнейшие региональные тектонические зоны; 7 — контуры прогнозных вольфрамоносных зон

До недавнего времени большинством исследователей в Горном Алтае выделялся по существу один орогенный интрузивный комплекс, представленный сложно построенными массивами гранитов, прорывающими отложения среднего — верхнего девона. В последние годы Б. А. Блюманом и В. А. Трофимовым получены данные, позволяющие выделить в составе этого единого комплекса три самостоятельных — белокурихинский, колыванский и синюшинский, эволюционирующих по составу от биотитовых гранитов и гранодиоритов через лейкократовые граниты к аляскитам. Указанные интрузивные комплексы нередко прояв-

ляются совместно, образуя в совокупности сложные полихронные массивы гранитоидов. С такими телами обычно пространственно ассоциируют проявления вольфрамовой и молибден-вольфрамовой минерализации.

В провинции известно значительное число проявлений вольфрамовой минерализации различных рудных формаций; преобладает грейзеновый тип. Как и в Центрально-Казахстанской провинции, здесь установлена отчетливая зависимость формационного типа оруденения от структурно-формационных комплексов пород, обнажающихся в бортах или окнах регенерированных геосинклинальных прогибов, контролирующих в первом приближении размещение рудоносного магматизма и минерализации.

Так, грейзеновые вольфрамовые и молибден-вольфрамовые месторождения (Верхне-Слюдянское, Колыванское, Калгуты) характерны для областей развития регенерированных прогибов в пределах флишoidных миогеосинклинальных зон с близким расположением, судя по геофизическим данным, пород кристаллического фундамента. Скарново-шеелитовая минерализация (Плитнинское, Белорецкое, Ново-Колыванское) обычно контролируется прогибами, выполненными вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями, пересекающими кремнисто-карбонатно-терригенные комплексы пород. Шеелитоносные штокверки шеелит-кварц-полевошпатовой гумбентовой формации (Урзарсай) и зоны прожилково-вкрапленной шеелитовой минерализации с кобальтом, медью, свинцом и другими чужеродными элементами в вулканогенно-терригенных породах совмещенного стратиформного типа (Тоштоузек, Оленджулар, Кара-Куль, Кара-Оюк и др.) приурочены к регенерированным прогибам, развитым в области сочленения раннепалеозойских мио- и эвгеосинклинальных структурно-формационных зон.

### *Провинция Юго-Восточного Китая*

Юго-восточная часть Китая [59, 60] представляет собой эпикаледонскую платформу, примыкающую с юго-востока к Цзяннанскому щиту докембрийской Южно-Китайской платформы. В строении каледонской геосинклинально-складчатой области выделяются две основные тектонические структуры: обрамляющая щит Цзяннани Наньлинская зона (или Цзянси-Гуансийский синклиорий) и расположенная к юго-востоку от нее Катазиатская антиклинорная зона (рис. 19). Первая из указанных зон характеризуется миогеосинклинальным, а вторая эвгеосинклинальным режимом развития в раннем палеозое. В позднепалеозойское время описываемая территория испытала интенсивное поднятие и характеризовалась формированием на размытой поверхности каледонид толщ известняков, песчаников и

сланцев от девонского до пермо-триасового возраста, рассматриваемых обычно как отложения платформенного чехла.

В раннем мезозое фиксируется регенерация геосинклинального режима, проявляющаяся в образовании в прибрежной зоне узкого эвгеосинклинального трога (по мнению Се Цзя-жуна) или системы изолированных наложенных вулканогенно-терри-

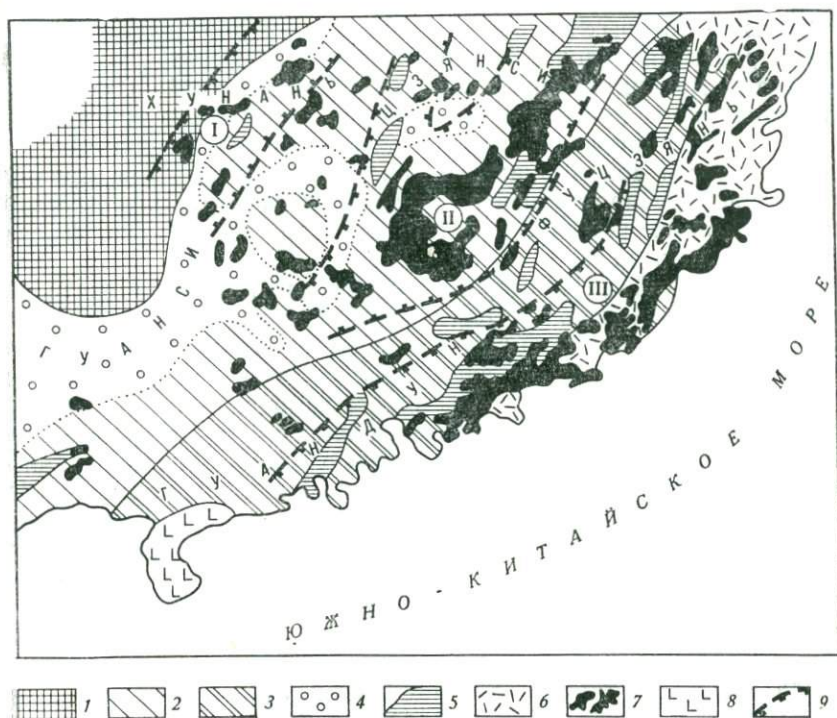


Рис. 19. Схема размещения вольфрамоносных поясов в складчатых структурах Юго-Восточного Китая. Тектоническая основа по карте Евразии под редакцией А. Л. Яншина, по данным Се Цзя-жуна [59, 60]:

1 — докембрийский щит Цзяннани; 2 — Наньлинская мегеосинклинальная зона каледонид; 3 — Катазиатская эвгеосинклинальная зона каледонид; 4 — эпикаледонский осадочный чехол; 5 — мезозойские наложенные впадины и регенерированные геосинклинальные прогибы; 6 — юрско-меловой осадочно-вулканогенный комплекс; 7 — мезозойские граниты; 8 — кайнозойские базальты; 9 — контуры намечающихся вольфрамоносных поясов: I — Цзяннанский, II — Наньлинский, III — Приморский

генных прогибов (по представлениям большинства других исследователей), являющихся, по-видимому, ответвлениями мезозойской геосинклинали Индокитая. Геосинклинальная природа наложенных впадин и прогибов доказывается значительной мощностью слагающих их преимущественно раннеюрских отложений (до 8—10 км), литолого-фациальными особенностями пород, представленных морскими обломочными осадками с го-

ризонтами вулканитов, сменяющимися в верхах разреза моласовыми отложениями, наличием интенсивных складчатых и разрывных деформаций и сопровождающего их гранитного магматизма (яньшаньский тектогенез).

Рудоносные в отношении вольфрамовой и оловянно-вольфрамовой минерализации граниты приурочены к бортовым частям таких регенерированных геосинклинальных прогибов. В соответствии с этим намечаются три вольфрамоносных пояса, положение которых в первом приближении определяется областями развития наложенных мезозойских структур (см. рис. 19). Характер минерализации зависит от особенностей состава и строения блока пород, на который накладываются прогибы.

Так, в Цзяннанском поясе, пространственно приуроченном к краевой части докембрийского кристаллического щита, преимущественно распространены эпитермальные ртутно-сурьмяно-вольфрамовые, иногда с золотом, месторождения (Уси, Лендяси, Тинцзуси и др.).

Наньлинский и Приморский пояса тяготеют к области сочленения Наньлинской и Катазиатской складчатых систем каледонид, характеризующихся соответственно миогеосинклинальными терригенными и эвгеосинклинальными вулканогенно-кремнисто-терригенными, кремнисто-карбонатно-терригенными формационными комплексами слагающих их осадков. Собственно вольфрамовая с подчиненной ролью олова минерализация в основном развита в юго-восточной зоне Наньлинского и северо-западной зоне Приморского поясов, т. е. в зонах, непосредственно тяготеющих к области стыка указанных складчатых систем. По мере удаления от стыка расположены зоны с преимущественно комплексными оловянно-вольфрамовыми месторождениями грейзенового типа, а в Приморском поясе среди юрско-меловых вулканогенно-осадочных отложений, развитых вдоль морского побережья, зона собственно оловорудных месторождений силикатно-сульфидной группы.

Для провинции характерно неоднократное проявление гранитоидного магматизма с наличием четырех посткаледонских орогенных интрузивных комплексов [66]: позднегерцинского (260—230 млн. лет), индосинийского (225—184 млн. лет), раннеяньшаньского (190—150 млн. лет), позднеяньшаньского (110—90 млн. лет). Вольфрамовая минерализация ассоциирует с раннеяньшаньскими гранитами, тогда как более молодым позднеяньшаньским гранитам свойственно касситерит-силикатно-сульфидное оруденение. Таким образом, промышленное вольфрамовое оруденение связано с третьим интрузивным комплексом, проявляющимся синхронно с заключительной стадией формирования регенерированных прогибов, к бортовым частям которых и тяготеют гранитные массивы.

Юго-Восточный Китай — крупнейшая вольфрамовая провинция мира, в ней насчитывается свыше 300 вольфрамовых

месторождений, в том числе такие крупные, как Сихуашань, Пяотан, Тадзишань, Яогансань, Гуймешань и др. Большинство из них относится к полиформационным образованиям с совмещением скарново-шеелитового и вольфрамит-кварцевого грейзенового оруденения (Илю, Хуанподи, Яогансань), вольфрамит-кварцевого, гюбнерит-сульфидного и скарново-шеелитового оруденения (Гуймешань, Лянь-Хуашань). Широко развиты простые месторождения грейзенового и кварц-вольфрамового (Шанпин, Пяотан), скарново-шеелитового (Чен-Чан) и гюбнерит-сульфидно-кварцевого (Тадзишань, Панкушань) типов.

### *Выводы*

1. Провинции приурочены к полициклическим складчатым областям, отличительная особенность которых — регенерация геосинклинального режима в складчатых системах предшествующего цикла геосинклинального осадконакопления. Такие регенерированные геосинклинальные прогибы относятся к типу наложенных структур и обладают переходными чертами строения геосинклинальных и орогенных образований.

2. Размещение вольфрамоносных зон в пределах провинций контролируется регенерированными прогибами, развитыми в области сочленения мио- и эвгеосинклинальных структурно-формационных зон предшествующего геосинклинального цикла. Рудоносные гранитные массивы и связанная с ними минерализация локализуются в бортах или участках выклинивания прогибов. Таким образом, контуры вольфрамоносных зон отвечают в первом приближении регенерированным прогибам.

3. Полициклическость геологического развития провинций обуславливает весьма широкое и неоднократное проявление в их пределах гранитоидного магматизма. Промышленные концентрации вольфрамового и молибден-вольфрамового оруденения, как правило, связаны с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами третьего из посторогенных интрузивных комплексов, проявляющихся в период после завершения формирования регенерированных геосинклинальных прогибов.

4. Отмечается разнообразие формационных типов месторождений, обнаруживающих определенную зависимость от рудовмещающих структурно-формационных комплексов. В блоках, сложенных вулканогенно-терригенными комплексами формаций, преимущественно распространены гюбнерит-сульфидно-кварцевые месторождения, в терригенных комплексах — грейзеновые месторождения, а в области стыка указанных комплексов — месторождения гумбенитовой шеелит-кварц-полевошпатовой формации. Скарново-шеелитовый тип минерализации проявляется в кремнисто-карбонатно-терригенных комплексах формаций. В данном типе провинций широко распространены также сложные полиформационные месторождения, образовав-

шнися, по-видимому, вследствие полициклического развития рудовмещающих блоков земной коры.

5. Региональная зональность оруденения в значительной степени определяется типом пород фундамента, на которые наложены регенерированные прогибы, и в целом аналогична зональности, наблюдающейся в предыдущем типе провинций. Однако нередко она затушевана проявлением на локальных участках разновременного магматизма и связанного с ним разнотипного оруденения.

6. Провинции данного типа — ведущие в отношении промышленной вольфрамоносности. По ориентировочным подсчетам на их долю приходится около 80% общих мировых запасов вольфрамовых руд.

#### ВОЛЬФРАМОВЫЕ ПРОВИНЦИИ В ОБЛАСТЯХ ЩИТОВ И ПЛАТФОРМ

##### *Центрально-Африканская провинция и провинции Западно-Австралийского, Канадского и Индостанского щитов*

Помимо вольфрамовой минерализации, связанной с процессами тектоно-магматической активизации, в пределах указанных провинций широко распространены вольфрам-золоторудные месторождения, формировавшиеся в собственно геосинклинальный этап развития щитов. Месторождения обнаруживают отчетливую пространственную, а возможно, и генетическую связь с так называемыми «зеленокаменными трогами», поскольку известны месторождения (например, Керр Эдисон в провинции Киватин на Канадском щите), рудные тела в которых представлены рассеянной вкрапленностью шеелита в горизонтах вулканитов основного состава. Примерами золото-шеелитовых месторождений могут служить Холлинджер (добыто около 200 т  $WO_3$ ), Аутпост-Айленд, Мак-Интайр, Ист-Доум, Ламак-Сигма в провинциях Киватин, Йеллоунайф в пределах Канадского щита, Калгурли, Мурчисон, Уилуна в Западно-Австралийском щите, Колар в Индостанском.

Кроме золото-шеелитового оруденения в рассматриваемых щитах известна также вольфрамовая минерализация, связанная, по-видимому, с проявлением поздних процессов тектоно-магматической активизации. Так, в центральных частях Австралийского и Индостанского щитов расположены месторождения Хэтчес-Крик, Ваучоп, Вольфрам-Хилл и Реват-Хилл, Джхер, Агаргоан, Калимати соответственно, положение которых укладывается в единый рудоносный пояс в варианте реставрации гипотетического материка Гондвана.

Указанные месторождения в целом могут быть отнесены к кварцевожилльно-грейзеновому формационному типу. Однако

многие из них обладают специфическими особенностями состава и строения.

Так, в жильном выполнении наряду с типично грейзеновым парагенезисом (кварц, литийсодержащий мусковит, топаз, флюорит) присутствуют турмалин, хлорит, эпидот, гранат. Разнообразны и типы гидротермально измененных пород, представленные кварц-сидерофиллит-топазовыми, силлиманит-турмалиновыми, хлорит-ортоклазовыми и другими метасоматитами. Отмечается также повышенная роль различных сульфидов железа, меди, молибдена, висмута и др. Вероятно, отмеченные особенности являются следствием древнего допалеозойского возраста формирования месторождений, обусловившего возможность проявления процессов регенерации рудного вещества.

Вольфрамовая минерализация, аналогичная по геологическим условиям проявления рассмотренным щитам, известна и в пределах Африканского континента, в частности в Центрально- и Южно-Африканском щитах.

В первом (южная часть Восточно-Африканского рудоносного пояса) вольфрамовая минерализация проявлена в трех протерозойских складчатых системах: Кибали-Бугандийской (месторождения Ндеза, Кгаве, Этаети, Луньдлу, Намасете, Киасампаво и др.), Рузизи-Убендийской (Камиланга, Калима и др.) и Кибара-Бурундийской (Мокама, Кифурве, Кирва, Мутолере и др.). В пределах двух первых систем, более ранних по времени формирования и характеризующихся широким распространением зеленокаменно измененных вулканитов основного состава, развиты главным образом золото-шеелитовые месторождения, а в более поздней Кибара-Бурундийской системе, занимающей секущее положение по отношению к предыдущим, преобладает оловянная и оловянно-вольфрамовая минерализация грейзенового кварцевожильного типа. По данным Л. Каэна и др. [43], минерализация связана с двумя комплексами гранитондов возрастом около 1100 и 875 млн. лет.

Южно-Африканская вольфрамоносная зона размещается к югу от предыдущей в северо-западной краевой части Родезийского и Трансваальского архейских щитов, объединяемых обычно в единый кратон Калахари. Основные проявления вольфрамовой минерализации находятся на территории Южной Родезии и ЮАР и представлены скарновыми, кварц-золото-шеелитовыми и грейзеновыми месторождениями жильного, штокверкового и трубообразного морфологических типов.

Наибольший практический интерес представляют месторождения районов Чонтанда и Мазое в Южной Родезии, расположенные в пределах раннепротерозойского эвгеосинклинально-складчатого пояса Замбези с широко развитыми в северо-восточной части кремнисто-карбонатно-терригенными толщами. В западной части пояса распространены преимущественно грейзеновые кварц-вольфрамитовые, а на востоке — скарново-шее-

литовые и кварц-золото-шеелитовые месторождения. Учитывая наличие шеелитоносных кварц-золоторудных месторождений в Центрально-Африканском районе, положение золото-шеелитовой минерализации вполне закономерно: она развивается на флангах золоторудного пояса, прослеживающегося в северо-западном направлении южнее Ньянза-Додомского кратона, т. е. в участках его пространственного совмещения с намеченными Восточно-Африканской и Южно-Африканской вольфрамоносными зонами.

Для складчатого пояса Замбези отмечается проявление разновозрастного магматизма. Скарново-шеелитовые месторождения (Гуэло, Филабуси, Форт-Виктория, Шеелит-Кинг и др.) предположительно связаны с гранитами возрастом 650—480 млн. лет. Трубообразные грейзеновые оловянно-вольфрамовые месторождения района Бушвельда (Ставорен, Матус-Файде и др.) пространственно ассоциируют с молодыми триасюрскими гранитами и гранофирами. Основное промышленное значение в данной зоне имеют шеелитоносные скарновые и кварц-золоторудные месторождения.

### *Нигерийская и Рондонийская провинции*

Общая особенность проявления редкометальной (в том числе вольфрамовой) минерализации в провинциях — ее связь с кольцевыми интрузиями молодых гранитов. По площадям распространения таких гранитов намечаются два протяженных рудоносных пояса северо-восточного простирания — Нигерийский в Африке и Рондонийский в Бразильском щите Южной Америки. О возможной общности этих поясов свидетельствует тот факт, что при реконструкции материка Гондваны они могут быть увязаны в единую рудоносную структуру.

Сходство молодых гранитов Нигерии и Рондонии по особенностям внутреннего строения массивов, петрохимии, рудоносности и другим признакам отмечал Дж. Клустерман [65]. Рондонийские интрузии он рассматривает как наиболее эродированные из трех последовательных стадий эрозии кольцевых структур, две из которых проявлены в северной и южной частях Нигерии и отличаются наличием покровов риолитов.

Характерны длительная история формирования и разнообразный состав слагающих также кольцевые комплексы гранитоидов. Так, в Нигерийском поясе наряду с нормальными гранитами, кварцевыми порфирами, риолитами широко распространены щелочные разновидности — рибекитовые, эгириновые, альбитовые граниты, иногда диориты. Возраст «молодых» гранитов 550, 480, 205, 160, 130, 104, 60 млн. лет с максимумом около 160 млн. лет [43].

В соответствии с длительностью формирования и разнообразием магматизма для кольцевых структур характерно совме-

щение разнотипного оруденения: с кислыми и ультракислыми гранитами связана оловянно-вольфрамовая грейзеновая минерализация, с щелочными рибекитовыми и альбитовыми гранитами — ниобий-танталовая минерализация апогранитового типа. Следует отметить подчиненную роль вольфрама по сравнению с оловом, ниобием, танталом и бериллием в рассматриваемых провинциях.

### *Выводы*

1. Общая особенность вольфрамовой минерализации рассмотренного типа провинций — ее проявление в древних щитах и на платформах в связи с процессами тектоно-магматической активизации.

2. Положение рудоносных зон определяется трансрегиональными зонами разломов, фиксирующихся на поверхности цепочками и роями «молодых» гранитов, поясами даек, зонами «радиологического омоложения» пород, наложенными впадинами и прогибами и др.

3. Характерно длительное и неоднократное проявление гранитоидного магматизма и преимущественное развитие оловянной, ниобий-танталовой и бериллиевой минерализации при подчиненной роли вольфрамового оруденения. Масштаб известных в провинциях вольфрамовых месторождений в балансе мировых запасов вольфрама может быть оценен в 1—5%.

Не исключено, что в будущем значение провинций может возрасти за счет обнаружения в их пределах вольфрамового оруденения новых формационных типов, в том числе гидротермально-метаморфогенной группы формаций.

## Глава 3

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

#### ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ ПРОВИНЦИЙ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Охарактеризовав главнейшие черты геологического строения и закономерности размещения вольфрамовой минерализации в трех выделенных типах провинций, рассмотрим их взаимосвязь друг с другом и определим место и время проявления в истории геологического развития земной коры.

Проведенный сравнительный анализ имеющихся данных позволяет сделать вывод о том, что три типа провинций соответствуют последовательным этапам эволюции «гранитного» слоя

земной коры. Такой вывод базируется на особенностях проявления во времени рудоносного магматизма, причинно связанного с длительностью постгеосинклинального периода развития блока пород, в котором он проявляется, а также на устанавливаемых закономерностях формирования и размещения вольфрамовой минерализации.

От I к III типу провинций наблюдается увеличение длительности временной паузы, отделяющей период формирования рудоносных гранитов от периода завершения геосинклинальной стадии развития блока пород, в котором они проявляются. В провинциях I типа такой временной отрыв не превышает, как правило, 50—75 млн. лет. Во II типе провинций он варьирует от 75 до 150 млн. лет, в среднем 100 млн. лет. Для провинций III типа характерен перерыв во времени свыше 150—200 млн. лет. В результате от I к III типу провинций отмечается все более независимое расположение гранитов и связанной с ними минерализации от структур вмещающих и генерирующих их геосинклинально-складчатых областей.

Для провинций I типа характерна локализация рудоносного магматизма в эвгеосинклинальных структурно-формационных зонах по периферии блоков ранней консолидации типа срединных массивов, разделяющих мио- и эвгеосинклинали. Во II типе провинций положение гранитных массивов отчетливо контролируется вулканогенно-терригенными впадинами и прогибами. Вследствие наложенного характера последних граниты могут размещаться в разнотипных по предыстории геологического развития блоках пород. Связь со структурами геосинклинального этапа формирования отражена лишь в преимущественной приуроченности регенерированных прогибов к области стыка зон мио- и эвгеосинклинального типа. Наконец, в провинциях III типа размещение гранитов не зависит от структур складчатого основания. Формирование их связано с проявлениями на данной территории послегеосинклинальных процессов автономной активизации [49].

Отмеченная закономерность отражена и в общей длительности и неоднократно возобновляющемся процессе гранитообразования. Обычно двукратное проявление орогенного и посторогенного интрузивного магматизма в провинциях I типа сменяется трехкратным во II типе и еще более длительным (четыре-пятикратным) в провинциях III типа. Одновременно уменьшаются общие размеры массивов и глубины их формирования. Массивы приобретают все более отчетливые признаки многофазного и кольцевого строения.

Образование интрузивных гранитов — завершающее звено развития процессов ультраметаморфизма. Как было показано Н. Г. Судовиковым, неоднократное проявление процессов метаморфизма приводит к образованию гранитоидов с все меньшей вариацией состава. Последовательно возникающий ряд

гранитоидов при этом отражает общую эволюцию гранитного слоя земной коры.

Соответствуют сказанному особенности эволюции гранитоидов, развитых в различных типах провинций. Так, в провинциях, приуроченных к геосинклинально-складчатым областям линейно-зонального строения (I тип), проявляется орогенный магматизм диорит-гранодиорит-гранитового ряда интрузивных формаций. Для провинций с развитыми регенерированными геосинклинальными прогибами (II тип) характерна связь оруденения с гранодиорит-гранит-алекситовым интрузивным магматизмом, а в провинциях активизированных областей щитов и платформ (III тип) — с гранит-щелочногранитными интрузиями, участвующими в формировании кольцевых структур.

Итак, наблюдающаяся в различных типах провинций эволюция интрузивного магматизма в целом соответствует направленной смене состава гранитоидов в последовательности средне-основные → кислые → субщелочные, происходящей в масштабе одного тектоно-магматического цикла формирования геосинклинально-складчатой области. В этом находит отражение основной геогенетический закон геологического развития земной коры (онтогенез есть краткое и ускоренное повторение филогенеза), различные стороны проявления которого подробно освещены в работах Д. В. Рундквиста [37].

Отмеченные эволюционные серии магматических образований хорошо согласуются с наблюдающейся эволюционной направленностью в изменении состава минеральных парагенезисов руд вольфрамовых месторождений, ассоциирующих с разнотипными гранитоидами. В частности, в эволюционном ряду магматизма по мере возникновения все более кислых и субщелочных гранитов происходит смена вольфрамового оруденения шеелитового, скарново-шеелитового и гюбнерит-сульфидного формационных типов (широко развитых в провинциях I типа) вольфрамит-кварцевым грейзеновым и шеелит-кварц-полевошпатовым гумбентовым оруденением (в провинциях II типа) и, наконец, комплексной вольфрамит-редкометальной минерализацией типа апогранитов или альбититов и эпитеpmальной ферберит-антимонитовой минерализацией в активизированных областях щитов и платформ (III тип провинций).

Таким образом, все три типа вольфрамовых провинций обнаруживают эволюционную направленность в смене главных черт строения и рудоносности — длительности и глубинности формирования гранитоидов, их состава, особенностей связанной с ними минерализации и др. Отмеченные тенденции эволюции можно объяснить неоднократностью возобновления процессов метаморфизма, переплавления и мобилизации рудного вещества в блоках пород по мере возрастания степени их стабилизации. Вследствие этого обнаруживается все менее отчетливая связь особенностей состава, строения и закономерностей

размещения рудоносных гранитов и связанной с ними вольфрамовой минерализации со структурами геосинклинально-складчатых областей, в которых они проявляются.

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ ПРОВИНЦИИ И ПОЯСОВ

В данном разделе обсуждаются некоторые закономерности пространственного размещения вольфрамоносных структур в связи с концепцией дрейфа материков. Подобные попытки уже предпринимались некоторыми исследователями.

Так, Р. Д. Шуллинг [74] проанализировал размещение оловорудных поясов, развитых вокруг Атлантического океана, и показал общность Аппалачского пояса Америки с Армориканским поясом Европы, Восточно-Бразильского с Африкано-Нигерийским, Рондонийско-Гвианского с Либерийско-Марокканским, Андийского с поясом Скалистых гор Америки. Во многом сходная интерпретация пространственного размещения отдельных поясов мира с оловянной и оловянно-вольфрамовой минерализацией приводится в работе В. Е. Петрашека [70]. Дополняя данные Р. Д. Шуллинга, В. Е. Петрашек обосновывает связь пояса Кордильер Южной Америки с Восточно-Австралийским, а также подчеркивает единство рудоносных поясов северных частей Тихоокеанского кольца.

Данные этих исследователей учитывал автор. Однако рассмотрение существенно вольфрамовых поясов и зон, учет возраста, формационного типа оруденения, структурной позиции и других особенностей позволяют предложить несколько иной вариант палеорекострукции положения рудоносных структур. Относительно закономерная картина выявляется лишь для материков Гондванского мегаконтинента, для которого большинство исследователей приводят сходные палеорекострукции. Применительно к лавразиятским континентам подобный достаточно обоснованный вариант их прежнего взаимного расположения отсутствует, в связи с чем далее обсуждаются некоторые закономерности проявления вольфрамовой минерализации главным образом в материках Гондваны, схема размещения рудоносных зон и поясов в которых приведена на рис. 20.

Установлено два основных структурных плана размещения поясов. Одни пояса локализованы в докембрийских щитах, пространственно тяготея к периферическим частям древних архейско-раннепротерозойских ядер последних или к разделяющим их позднепротерозойским складчатым системам и зонам тектоно-магматической активизации. Другие пояса расположены во внешнем фанерозойском геосинклинально-складчатом обрамлении этих щитов. Коротко охарактеризуем рудоносность двух указанных типов структур.

В пределах щитов располагаются вольфрамоносные пояса, размещение которых контролируется зеленокаменными трогами и зонами тектоно-магматической активизации (III тип провинций). Применительно к отдельным поясам можно говорить о непрерывном переходе из одного континента в другой, что помимо общности пространственного положения доказывается од-

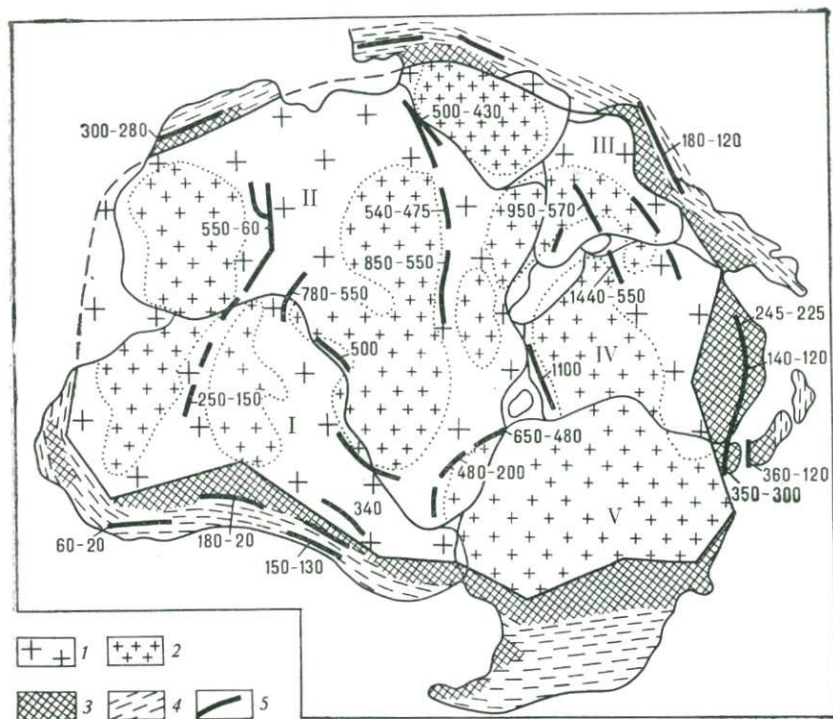


Рис. 20. Схема размещения вольфрамоносных зон в пределах материков Гондваны. Реконструкция Гондваны по П. С. Воронову [5]; тектоническая основа по В. Н. Соболевской [42]:

I — докембрийские платформы Гондваны; I — Бразильская, II — Африкано-Аравийская, III — Индийская, IV — Австралийская, V — Антарктическая; 2 — архейско-протерозойские кратоны платформ; 3 — байкальская и палеозойская (преимущественно герцинская) складчатые системы; 4 — альпиды средиземноморского типа; 5 — вольфрамоносные пояса (цифры — возраст оруденения в млн. лет)

нотипностью минерализации, близостью ее возраста, сходством геолого-структурных условий проявления и другими особенностями.

Так, например, в пределах Австралийского и Индостанского щитов выделяются по три зоны развития золото-шеелитовой, грейзеновой и кварц-шеелит-сульфидной минерализации неясного формационного типа, имеющих одинаковое северо-запад-

ное простираение, близкий возраст оруденения (1440—550 млн. лет в Австралии и 950—570 млн. лет в Индии), однотипные рудоконтролирующие факторы (пояса вулканитов основного состава, наложенные впадины гондванского типа и др.).

Аналогично могут быть увязаны вольфрамоносные зоны Южно-Американского и Африканского континентов (см. рис. 20). Продолжением Нигерийской зоны Африки на территории Южной Америки является, по-видимому, Рондонийская, а не Восточно-Бразильская зона, как это предполагает Р. Д. Шуллинг, поскольку для Нигерийской и Рондонийской зон характерна однотипная грейзеновая и апогранитовая комплексная редкометаллическая минерализация, связь ее с молодыми гранитами с близким возрастом формирования—550—60 и 250—150 млн. лет соответственно. Продолжением зон, развитых в северо-восточной и юго-западной частях Восточно-Бразильского щита, на территории Африки следует, очевидно, считать зоны, расположенные в восточной части Конголезского кратона, так как общим для всех этих зон (кроме сходства пространственного положения) является преимущественное развитие скарново-шеелитовой и отчасти грейзеновой минерализации близкого возраста.

Иные закономерности установлены при анализе условий размещения вольфрамоносных зон, развивающихся в структурах геосинклинально-складчатого обрамления докембрийских щитов. В строении складчатых сооружений обрамления принимают участие преимущественно байкальские, варисские и альпийские складчатые системы в отличие от каледонских, киммерийских и кайнозойских (камчатского или тихоокеанского типа), развитых на континентах Лавразии [42]. Иными словами, развитие геосинклинально-складчатых систем происходило в этих двух мегаконтинентах асинхронно, с перекрытием во времени циклов одного ряда циклами другого ряда.

Байкалиды и варисциды непосредственно примыкают к краям пратформ или щитов Гондваны, а альпиды чаще расположены на некотором удалении и лишь в отдельных случаях, накладываясь на них, контактируют с платформами. Байкальско-палеозойские сооружения, нарастающие внешние края платформ, весьма широко распространены и прослеживаются далеко за пределы непосредственного обрамления, в то время как альпиды развиваются в виде сравнительно узкой кольцевой полосы. Заложение альпийских геосинклинальных трогов происходило почти вслед за варисской складчатостью в конце триаса — начале юры. Главная фаза складчатости проявилась на границе мела и палеогена или в палеогене. Иными словами, киммерийский геосинклинально-складчатый цикл по существу здесь отсутствует и альпиды развиваются на регенерированном палеозойском складчатом основании, т. е. относятся к средиземноморскому типу. В соответствии с отмеченными особенностями

строения складчатого обрамления Гондванского палеоконтинента размещается в его пределах и вольфрамовая минерализация. Рудоносные зоны расположены во всех трех разновозрастных складчатых системах обрамления, поэтому можно говорить о наличии планетарного прерывисто-кольцевого пояса вольфрамоносности, пространственно совпадающего со структурами обрамления. Проследим отдельные звенья такого пояса.

Наиболее широко вольфрамовая минерализация распространена в пределах Восточной Австралии, где установлено несколько периодов проявления оруденения, охватывающих 350 до 120 млн. лет. На северо-запад от Австралии через Индонезийско-Малайскую оловянно-вольфрамовую зону может быть намечен переход к зонам вольфрамоносности, расположенным в пределах Средиземноморско-Гималайского пояса. Первая с востока — зона в пределах альпид Гималаев, прослеживающаяся на территории Китая по выходам гранитов вдоль южной окраины Тибетского платформенного массива и переходящая далее в складчатую систему Каракорум. Преобладают грейзеновые месторождения с комплексной висмут-молибден-вольфрамовой минерализацией.

К западу установлены проявления вольфрамового оруденения на территории Пакистана, Афганистана, Ирана. В Центральной части Средиземноморского пояса вольфрамовая минерализация широко развита на Северном Кавказе в СССР и в Турции, где известны месторождения скарново-шеелитового (Тырнауз, Улудаг, Инлуфер, Телекай) и антимонит-ферберитового (Сагеби, Ноцара, Гюмюслер) типов. Еще западнее вольфрамовая минерализация установлена в пограничной области между Болгарией, Югославией и Грецией в пределах протяженной зоны северо-западного простиранья и связана с третичным магматизмом [63, 68]. Следующая рудоносная зона — герциниды Марокко; здесь известны довольно многочисленные вольфрамовые проявления, экономическое значение большинства из которых остается не выясненным.

По данным В. Н. Соболевской [42], евразийские и марокканские складчатые структуры обрамления соединяются с Андийским складчатым поясом Южной Америки через Антильские острова Центральной Америки. По представлениям Г. Штилле [47], данная территория является областью завершенной вариской складчатости, подвергшейся в третичное время регенерации геосинклинального режима с последующим альпийским ортогенезом, имевшим место на большей территории в палеогене, а на о. Куба в мелу.

Проявления вольфрамовой минерализации известны в Центральной Америке в Гватемале и на Больших Антильских островах (острова Куба, Пинос). Вольфрамовые месторождения Гватемалы локализованы в западной (район Инстахуакана) и юго-восточной (Метапан) частях страны и связаны с третичным

магматизмом. На о. Куба вольфрамовая минерализация наиболее широко проявлена в провинции Ориенте, а на о. Пинос — в районах Кинлей, Нэва-Герока, Сантафе и др. (месторождения Лела, Агуэдита).

Продолжением вольфрамоносных зон Центральной Америки служат проявления вольфрамовой минерализации в Андах Южной Америки, развитые в пределах двух (см. рис. 13) зон на территории Чили (районы Саламанка, Домейко, Тарапака, Айсен) и Перу (департаменты Анкаш и Либертад) в поясе распространения медно-порфировых месторождений. Оруденение связано с юрско-меловыми и третичными гранитоидами. Для большинства вольфрамовых месторождений, особенно развитых на территории Чили (рудники Кастанедо-де-Ламуко, Эль-Дуразно, Боливиана), характерен шеелит-халькопирит-турмалиновый продуктивный минеральный парагенезис, аналогичный парагенезису медно-порфировых месторождений. Известны собственно вольфрамовые и шеелитсодержащие кварц-золоторудные месторождения (Маниллас, Сан-Антонио и др.). В Перу наиболее крупным является месторождение Пасто-Буэно, представленное кварц-сульфидно-гюбнеритовой жилой в третичных гранитах, прослеживающейся по простиранию на 475 м и на глубину свыше 900 м (запасы оцениваются в 7 тыс. т при среднем содержании  $WO_3$  1%). Вольфрам и серебро извлекаются попутно и из руд полиметаллического месторождения Сан-Кристабль).

Вольфрамоносные зоны Южно-Американского и Австралийского континентов прерываются материком Антарктида, в пределах которого также предполагается [42] наличие фанерозойских геосинклинально-складчатых систем (см. рис. 20).

Таким образом, можно заключить, что вольфрамоносные зоны в пределах складчатого обрамления палеоматерика Гондвана известны во всех трех слагающих его геосинклинально-складчатых системах — байкалидах, варисцидах и альпидах. В соответствии с преобладающим развитием варисских и альпийских складчатых структур здесь наиболее распространено вольфрамовое оруденение двух указанных возрастных групп. Напротив, в лавразийских складчатых областях развита минерализация киммерийской и частично каледонской эпох.

В пределах рассматриваемого Гондванского планетарного рудоносного пояса намечается концентрически-зональное в первом приближении размещение зон вольфрамоносности. В направлении от внутренних к внешним частям пояса происходит последовательное омоложение возраста оруденения — от 350–225 млн. лет в палеозоидах до 180–20 млн. лет в альпидах (см. рис. 20). Наиболее отчетливо такое смещение устанавливается в Восточно-Австралийском, Южно-Американском и Центрально-Средиземноморском участках пояса, что, возмож-

но, объясняется относительно слабой изученностью остальных территорий.

Благоприятной геологической ситуацией для проявления промышленной вольфрамоносности является такая ситуация, при которой позднегеосинклинальные трог и их орогенный магматизм выплескиваются на соседние, предшествующие им по времени формирования складчатые структуры, т. е. когда в пределах последних происходит повторная регенерация геосинклинального режима.

Сопоставление особенностей геологического строения и условий проявления минерализации на сопредельных территориях в пределах намеченного рудоносного пояса позволяет прогнозировать вольфрамовую минерализацию в пределах разделяющего их безрудного в настоящее время отрезка. Со значительной долей вероятности могут быть предсказаны формационный тип, возраст и промышленное значение прогнозируемого оруденения.

В целом отмеченные особенности указывают на важность проведения палеореконструкций отдельных геологических структур в ходе прогнозных исследований.

# ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

## Глава I

### АНАЛИЗ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ КРИТЕРИЕВ ПРОГНОЗА

Прогнозные исследования, задачей которых является научно обоснованное предсказание пространственного положения в земной коре различных типов полезных ископаемых, — важнейшее направление геологических работ на современном этапе. В основе прогнозирования лежит наблюдавшаяся тесная взаимосвязь между осадочными, магматическими, метаморфическими и рудными формациями. Установление особенностей такой взаимосвязи и характера ее изменения в пространстве и во времени путем выявления закономерностей размещения месторождений, рудоконтролирующих факторов и критериев прогноза позволяет оценить потенциальную рудоносность различных геологических образований. При этом учитывается ряд основных положений, вытекающих из общих принципов и методики прогнозирования, разработанных во ВСЕГЕИ под руководством Д. В. Рундквиста, которые применительно к прогнозированию вольфрамового оруденения могут быть конкретизированы следующим образом.

1. Прогнозировать необходимо конкретные формационные типы вольфрамовых месторождений, поскольку критерии весьма специфические для различных рудных формаций. Следовательно, необходимо предварительно выделить устойчивые формационные типы месторождений и установить их диагностические признаки — определенные характеристики состава и строения, закономерности размещения, размеры и качество руд и др., т. е. разработать специальную классификацию прогнозирования вольфрамовых месторождений.

2. Различные формационные типы вольфрамового оруденения проявляются в различных геолого-структурных обстановках, поэтому необходимо выяснить такие обстановки и группировать в определенные устойчивые типы. Проведенная типизация геологических обстановок позволяет прогнозировать в них ту или иную вольфрамоворудную формацию даже при отсутствии известных месторождений и рудопроявлений. Учитывая различное значение рудоконтролирующих факторов при разномасштабных исследованиях, представляется рациональным ти-

пизировать геологические обстановки в зависимости от масштаба проводимых работ.

3. Критерии прогноза разрабатываются путем анализа закономерностей проявления различных формационных типов вольфрамовых месторождений в типовых геологических обстановках. Следует иметь в виду соизмеримость масштаба прогнозных исследований и характера используемых рудоконтролирующих факторов [36].

4. Прогнозная оценка площадей на основе разработанных критериев осуществляется с учетом принципа их соподчинения по значению и очередности применения в последовательности от общих региональных к более частным локальным. Подобный методический подход позволяет выделять и последовательно детализировать размеры намечаемых перспективных площадей, начиная от масштаба металлогенических поясов и зон вплоть до масштаба рудных узлов, полей и месторождений. Основные группы критериев прогноза по существу одни и те же — структурно-тектонические, литолого-формационные, магматические, минералого-геохимические. Изменяются лишь объем и характер анализируемых признаков.

В рассматриваемых общих для разномасштабных исследований группах критериев основное внимание уделено не характеристике критериев, большинство из которых общеизвестны, а обоснованию рациональной последовательности их анализа при прогнозной оценке площадей.

Структурно-тектонические критерии. При региональном прогнозировании на основе этих критериев выделяются обширные территории, соответствующие масштабу провинций. Во второй части работы было выделено и охарактеризовано три основных типа вольфрамовых провинций, различающихся по структуре складчатых систем, к которым они приурочены.

К I типу отнесены провинции линейно-поясового строения, элементарная структура которых соответствует паре эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь или сочетанию нескольких парных зон. Провинции II типа отличаются от предыдущих мозаично-блоковым строением и возобновлением (регенерацией) геосинклинального режима не в смежной области, а в пределах складчатых систем предыдущего цикла развития. Для провинций III типа характерно проявление вольфрамовой минерализации в активизированных областях щитов, срединных массивов, блоков ранней консолидации.

Оконтуривание в пределах выделенных типов провинций потенциально вольфрамоносных поясов и зон производится на основе наблюдающихся структурных закономерностей размещения рудоносного магматизма и связанной с ним минерализации. В провинциях I типа такие благоприятные для рудолокализации структуры — области непосредственного стыка мио- и

эвгеосинклинальных зон, а в их пределах периферические части срединных массивов, блоков ранней консолидации и близко расположенных к поверхности выступов складчатого фундамента.

В провинциях II типа в качестве потенциально вольфрамоносных структур, соответствующих по масштабу прогнозно-металлогеническим зонам, выделяются вторичные регенерированные вулканогенно-терригенные прогибы, развитые в области сочленения мио- и эвгеосинклинальных зон, поскольку в их контурах локализованы проявления позднего магматизма и связанной с ним минерализации. Наиболее вероятные места развития оруденения — борта таких прогибов, участки их выклинивания или поднятия во внутренних частях.

В III типе провинций положение вольфрамоносных зон определяется долгоживущими тектонически мобильными зонами, фиксирующимися цепочками и роями молодых гранитов, поясами даек, приразломными впадинами и др.

При выделении прогнозных площадей на основе структурно-тектонических критериев следует иметь в виду, что наиболее благоприятные места локализации крупных месторождений — участки выклинивания, резкого изменения простирания, пересечения с поперечными структурами (разломами, осями складок, приподнятыми блоками и выступами пород фундамента и др.) трансрегиональных тектонических нарушений, разделяющих разнотипные структурно-формационные зоны, блоки коры с различным режимом развития и т. д.

В качестве примера можно сослаться на Караобинский рудный район в Центральном Казахстане, расположенный на выклинивании Шалгия-Караобинской региональной зоны разлома; Коктенкольский и Саран-Июльский районы в том же регионе, тяготеющие к участкам пересечения крупной Успенской тектонической зоны близширотного простирания с зонами региональных тектонических нарушений северо-западного простирания; Сарыджазский оловянно-вольфраморудный район в Средней Азии, расположенный на юго-восточном затухании трансрегиональной зоны разлома северо-западного простирания; месторождение Восток-2 в Приморье, локализованное в участке пересечения Центрально-Сихотэалинского шва с поперечной зоной разлома северо-восточного простирания и др.

При детализации намеченных региональных потенциально вольфрамоносных площадей на стадии средне- и крупномасштабного прогнозирования учитываются более локальные рудо-контролирующие структурные факторы и критерии. В качестве рудоносных структур выделяются: сводовые части антиклинальных складок; флексурообразные и коленообразные изгибы осей складок; участки пересечения послескладчатых тектонических разломов сдвигового и взбросо-сдвигового типа, особенно продольных и поперечных по отношению к складчатым структу-

рам и с различными элементами падения, а также контролирующих размещение наиболее поздних гранитов и поясов даек; места пересечения разломов с апикальными зонами гранитных массивов и ореолами интенсивно ороговикованных и метасоматически измененных пород, с участками частого чередования пород в экзоконтакте интрузий. Благоприятны для локализации вольфрамового оруденения также блоки между сближенными субпараллельными тектоническими нарушениями в местах максимального распространения трещин оперения, дугообразные и веерообразные трещинные структуры или структуры типа «конского хвоста», участки выклинивания двух тектонических зон при кулисообразном их расположении, зоны повышенной трещиноватости.

**Литолого-формационные критерии.** В результате проведенного анализа строения основных вольфрамовых провинций мира можно сделать вывод о необходимости выделения при прогнозировании четырех комплексов осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, названных по слагающим их реперным формациям: флишоидной терригенной, кремнисто-карбонатно-терригенной, кремнисто-спилит-диабазовой, вулканогенно-терригеновой молассовой (или соответствующих метаморфических аналогов — метафлишоидной терригенной, амфиболит-кварцито-гнейсовой и др.). Вулканогенно-терригенные молассовые формации, выполняющие наложенные прогибы, могут встречаться с любым из названных комплексов формаций.

Выделенные группы формаций благоприятны для локализации различных типов вольфрамовых месторождений. Так, для флишоидной терригенной формации наиболее характерна грейзеновая вольфрамит-кварцевая минерализация. Скарново-шеелитовое оруденение повсеместно проявляется в кремнисто-карбонатно-терригенных комплексах формаций. В кремнисто-спилит-диабазовых формациях обычно развита гюбнерит-сульфидно-кварцевая и золото-шеелит-кварцевая минерализация.

Дальнейшая детализация выделенных площадей распространения указанных комплексов формаций осуществляется на основе анализа особенностей внутреннего строения слагающих их формаций, в частности характера ритмичности, фациальной изменчивости и других признаков. Автор считает, что применительно к вольфрамовому оруденению роль литологических факторов контроля выяснена недостаточно. Могут быть отмечены лишь следующие благоприятные факторы.

Вольфрамовое оруденение в основном локализуется в участках резкой фациальной смены пород. В связи с этим при прогнозировании в качестве перспективных выделяются участки частого чередования пород, особенно контрастных по составу (например, песчаников и известняков, известняков и углисто-глинистых сланцев, кварцитов и сланцев). Благоприятны прослои и горизонты пород средне-основного состава — амфиболитов,

диабазов, спилитов и др., располагающиеся в алюмосиликатных толщах. Такие горизонты нередко интенсивно метасоматически изменены и содержат рассеянную вкрапленную и прожилково-вкрапленную сульфидно-вольфрамовую минерализацию. Отметим, что гранитные массивы, с которыми ассоциирует вольфрамовое оруденение, также размещены преимущественно в толщах метаморфических пород или в древних гранитоидах повышенной основности. В составе рудоносных гранитоидов нередко отмечается повышенное содержание железа, магния, кальция.

При прогнозной оценке пород кровли над слепыми куполами гранитов наиболее важен учет физико-механических свойств пород. В случае развития над куполами гранитов слабопроницаемых пород оруденение предпочтительнее локализуется в апикальных частях массивов. В интенсивно трещиноватых и пористых породах кровли минерализация широко распространена в пределах зоны ближайшего экзоконтакта. Отмечается также зависимость от физико-механических свойств пород морфологического типа вольфрамовых месторождений, вещественного состава рудных тел и околожильных метасоматитов [36].

Магматические критерии. На основе анализа магматизма осуществляется дальнейшая детализация прогнозных площадей, выделенных с учетом двух рассмотренных групп критериев.

Большинство формационных типов вольфрамовой минерализации связано с орогенным и посторогенным гранитоидным магматизмом, как правило, наиболее поздним по времени проявления на рассматриваемой территории. В связи с этим при региональном прогнозировании важно учитывать продолжительность эволюции магматизма в постинверсионный период развития анализируемого района, обуславливающей, по-видимому, последовательную мобилизацию вольфрама из осадочно-метаморфического слоя земной коры.

В вольфрамовых провинциях I типа промышленные концентрации руд могут возникать при двух-, реже трехкратном проявлении орогенного магматизма диорит—гранодиорит—гранитового ряда интрузивных формаций. Во II типе провинций—при трех-, реже четырехкратном проявлении магматизма, образующего гранодиорит—гранит—аляскитовый ряд формаций. Для провинций III типа характерна еще более длительная эволюция постгеосинклинального магматизма. Вольфрамовая минерализация ассоциирует с гранит-щелочногранитным магматизмом, участвующим в строении кольцевых субвулканических структур.

Следовательно, при прогнозировании как наиболее перспективные выделяются локальные районы сближенного расположения магматических образований нескольких орогенных ин-

трузивных комплексов. Отдельные полихронные массивы, образованные путем пространственного совмещения в их пределах нескольких разновозрастных комплексов гранитоидов, максимально благоприятны для проявления крупных, обычно полиформационных по природе возникновения месторождений вольфрама. Так, например, скарново-грейзеновые месторождения обычно пространственно ассоциируют с гранитоидными массивами, сложенными породами диорит-гранодиоритовой и лейкогранитовой интрузивных формаций, грейзеново-березитовые — с массивами аляскитовых гранитов и субинтрузий, даек пестрого состава.

В зависимости от петрохимического ряда интрузивных формаций, образуемого посторогенными комплексами гранитоидов, прогнозируется комплекс сопутствующих вольфраму рудных элементов. Так, для диорит-гранодиорит-гранитового ряда формаций характерна связь вольфрама с золотом, медью, оловом, для гранодиорит-гранит-алаяскитового — с молибденом, висмутом, бериллием, для гранит-щелочногранитового — с оловом, бериллием, ниобием, танталом, литием, цезием.

Районы распространения гранитоидов рудоносного интрузивного комплекса детализируются путем выявления среди них отдельных наиболее благоприятных для проявления вольфрамового оруденения массивов. Такое выделение массивов осуществляется на основе использования минералогических, геохимических, петрохимических и других признаков гранитных массивов, с которыми в данном районе связаны известные проявления вольфрамовой минерализации.

Так, например, на потенциальную рудоносность массивов кислых и ультракислых гранитов указывают: полнодифференцированное многофазное строение, наличие ритмичнополосчатых гранитов и приконтактовых зон штокшейдеров, проявление постмагматических процессов площадной грейзенизации, альбитизации, микроклинизации и др., обычно равное соотношению калия и натрия в составе гранитов, реже незначительное преобладание калия над натрием, высокие содержания фтора, хлора, бора, развитие слюд пониженной железистости, преобладание окисного железа над закисным, повышенные содержания редких элементов, высокие значения дисперсии и положительные коррелятивные связи между ними и др. [36]. При разработке характерных типоморфных черт рудоносных гранитов необходимо учитывать региональные особенности их развития, так как для рудоносных гранитоидов различных регионов могут быть установлены специфические типоморфные минералы и признаки.

Выделение локальных перспективных участков в пределах массивов рудоносных гранитов проводится на основе эмпирических закономерностей размещения вольфрамовых месторождений по отношению к морфологии массивов. Следует отметить,

что месторождения практически не выходят за пределы проекции кровли гранитного массива на дневную поверхность, устанавливаемую по геофизическим данным, т. е. всюду локализованы в контурах локальных гравитационных минимумов.

Расположение месторождений в значительной мере зависит от размеров массивов. Так, для крупных интрузивов характерно развитие минерализации в останцах пород кровли, а также в экзоконтактовых частях со стороны пологого погружения кровли, особенно в участках распространения небольших сателлитов и даек-апофиз. Последний случай благоприятен для развития минерализации лишь при распространении даек среди контрастных по физико-механическим свойствам пород.

При незначительных размерах обнажающихся гранитных массивов или близком залегании их от современной поверхности оруденение, как правило, локализуется в верхних апикальных частях массивов, особенно в их куполовидных, гребневидных и дайкообразных выступах. Важное прогнозное и поисковое значение в данном случае имеет анализ закономерностей размещения даек.

**Минералого-геохимические критерии.** Сущность регионального геохимического фактора контроля понимается автором как обогащение гранитоидной магмы рудными элементами, в частности вольфрамом, содержащимся в вулканогенно-осадочных толщах пород в повышенных по сравнению с кларковыми концентрациях. В результате применение геохимического критерия при мелко- и среднемасштабном прогнозировании основывается на выделении по данным регионального геохимического опробования обогащенных вольфрамом горизонтов пород, в пределах которых максимальны перспективы обнаружения рудоносных интрузий и связанных с ними месторождений.

Следует сказать, что широко применять геохимический критерий в настоящее время трудно из-за низкой чувствительности определения кларковых содержаний вольфрама в различных породах и отсутствия в большинстве регионов сведений по региональному геохимическому опробованию на вольфрам.

Детализация площадей, выделенных по данным региональной геохимии, может быть осуществлена в результате оконтуривания в их пределах палеоводообильных на момент рудообразования участков, так как имеется ряд сведений, указывающих на существенную роль подземных вод в составе гидротермальных растворов. В частности, установлено, что вертикальный диапазон распространения подземных вод совпадает с глубиной формирования вольфрамовых месторождений и кристаллизации апикальных частей рудогенерирующих гранитных массивов. Об этом свидетельствует однотипность состава газожидких включений в минералах месторождений с элементами-минерализаторами подземных вод, наличие в них воздушного

аргона и др. [2]. Возможность ассимиляции магмой подземных вод доказана экспериментально.

В результате оптимальные условия возникновения промышленных концентраций оруденения наблюдаются при формировании гранитных массивов в пределах палеоводообильных участков геохимически благоприятных горизонтов и блоков пород. Методика выделения палеоводообильных участков в настоящее время по существу не разработана. Можно лишь отметить, что благоприятными областями для циркуляции подземных вод являются зоны повышенной трещиноватости, тектонического растяжения, периферические части складчатых областей, участки сочленения блоков с резко различным режимом тектонического развития и др. [2, 52].

При проведении средне- и крупномасштабных прогнозных исследований обычно широко используются следующие минералого-геохимические критерии: 1) интенсивное проявление процессов площадного метасоматического изменения гранитов и пород кровли; 2) шлиховые ореолы с высоким содержанием вольфрамита или шеелита и сопутствующих минералов, зависящих от прогнозируемого формационного типа оруденения; 3) обширные металлогенетические ореолы и гидрогеохимические аномалии, набор основных элементов-индикаторов в которых и особенности их соотношения друг с другом определяются с учетом провинциальных особенностей анализируемой территории.

Важное значение имеет также использование при прогнозировании данных о зональности в размещении оруденения в различных масштабах пространства и времени. Д. В. Рундквистом и И. А. Неженским [39] на основе проведенного всестороннего анализа зональности эндогенных месторождений применительно к вольфрамовому оруденению различных типов определены следующие главнейшие пространственно-временные ряды зональности: 1) для золото-вольфрамовых месторождений:  $W, Au \rightarrow Fe, As, Au \rightarrow Au, Zn, Pb \rightarrow Au, Sb, Pb$ ; 2) для вольфрам-сурьмяно-ртутных месторождений:  $W, Mo, Fe, As, Au \rightarrow W, Sb, Zn \rightarrow W, Sb, Hg, As$ ; 3) для молибден-вольфрамовых месторождений:  $Mo \rightarrow Mo, Bi \rightarrow Bi, W \rightarrow W \rightarrow Cu, Zn, Pb$ ; 4) для оловянно-вольфрамовых месторождений:  $Sn, Fe, As \rightarrow Sn, W \rightarrow W, Mo \rightarrow Fe, Cu, Zn$ .

Д. В. Рундквист и И. А. Неженский считают, что при установлении и анализе зональных рядов важно учитывать очередность расположения в них рудных элементов (например,  $W \rightarrow Mo$  или  $Mo \rightarrow W$ ), так как она указывает на принадлежность месторождений к различным формационным типам. В целом на основе изучения рядов зональности при прогнозных исследованиях могут решаться различные геологические задачи, в частности: уточнение формационного типа месторождений, определение масштабов оруденения, выдержанности его на

глубину, сопутствующих элементов-примесей, установление главных рудоконтролирующих факторов, особенностей связи оруденения с интрузиями и др. [39].

При крупномасштабных прогнозных исследованиях используются и другие критерии, основанные на учете особенностей кристалломорфологии минералов, коррелятивных соотношений различных элементов, состава и температуры образования газовой-жидких включений в минералах и др. С их помощью проводится главным образом прогнозирование выдержанности оруденения на глубину и определяется вероятное положение слепых рудных тел.

## Глава 2

### НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ В МАСШТАБЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В данной главе приводятся некоторые результаты изучения пространственного размещения вольфрамового оруденения, полученные автором при проведении прогнозных исследований в пределах различных вольфрамоворудных полей и месторождений.

#### РОЛЬ ДАЕК В ПРОГНОЗИРОВАНИИ

Одна из характерных особенностей геологического строения вольфрамовых месторождений — широкое распространение в их пределах даек и малых интрузий. Тесная пространственная взаимосвязь даек и оруденения позволяет использовать их при поисках и прогнозировании месторождений. При решении указанной задачи необходимо различать следующие группы дайковых образований: 1) дайки-апофизы эродированных гранитных массивов; 2) дайки-дифференциаты гранитных массивов; 3) самостоятельные дайки, возможно имеющие общий глубинный очаг с гранитными массивами, т. е. связанные с ними парагенетически; 4) метасоматически замещенные рудоносные дайки, которые в генетическом отношении могут относиться к любой из трех предыдущих групп.

Дайки-апофизы не оказывают определяющего влияния на размещение месторождений в пределах рудных зон и узлов, но могут играть важную роль в локализации рудных тел на самом месторождении. Размещение и морфология рудных тел во многом определяются сочетанием физико-механических свойств вмещающих пород и даек. Так, рудные тела располагаются в дайках-апофизах лишь при залегании последних среди контрастных вмещающих пород, т. е. когда дайки оказываются «лока-

лизаторами трещиноватости» (по выражению Н. И. Бородаевского). При этом возникают штокверки и так называемые «сетчатые» зоны с разнообразной ориентировкой слагающих их прожилков или устанавливается лестничное расположение жил. Развитие даек-апофиз среди близких им по физико-механическим свойствам пород кровли — случай, не благоприятный для размещения оруденения.

Дайки-дифференциаты наиболее широко распространены в пределах месторождений, локализованных в гранитных массивах, где они контролируются экзо- и эндокинетическими трещинами. Спецификой даек, развитых в пределах вольфрамородных полей, особенно расположенных в апикальных частях гранитных массивов, является их метасоматическое замещение — микроклинизация, амазонитизация, альбитизация, реже грейзенизация. Интенсивность проявления указанных процессов нередко настолько велика, что первичные структурно-текстурные особенности практически полностью затушеваны. Состав даек становится однотипным — существенно микроклин-альбитовым, микроклин-альбит-кварцевым и т. д., одновременно отмечается исчезновение ряда специфических элементов-примесей (молибдена, бериллия и др.).

Наряду с интенсивным постмагматическим замещением даек существует много фактов, указывающих на их метасоматическое и реоморфное образование. Признаки реоморфизма и метасоматического замещения наиболее характерны для внутрирудных даек, что важно учитывать при поисковании гранитных массивов.

Самостоятельные дайки развиваются в виде четко выраженных кулис и поясов нередко дугообразной или кольцевой формы и прослеживающихся на расстоянии нескольких десятков километров. По составу дайки разнообразны и колеблются от основных до кислых, при этом сам состав даек не имеет определяющего значения для дайковых поясов, с которыми ассоциирует вольфрамовое оруденение. Более важны полнота набора возрастных серий даек, а также интенсивность проявления кислой серии даек, наиболее близких по времени образования к оруденению. Ввиду наличия в пределах большинства вольфрамовых месторождений послерудных даек преимущественно основного состава оруденение приурочивается к периоду резкого изменения состава в едином возрастном ряду даек.

Морфология даек в последовательности от ранних согласных к поздним, секущим вмещающие породы, усложняется. В результате для наиболее близких по времени образования к оруденению даек характерны коленообразная морфология, резкое изменение мощности, многочисленные разветвления, расположение кулисообразными звеньями и т. д. Кроме того, предрудные дайки отличаются максимально высокими содер-

жаниями элементов-примесей (бериллия, вольфрама, фтора и др.) и интенсивным метасоматическим замещением.

Для прогноза важны также структурные закономерности размещения месторождений по отношению к дайковым поясам. Вольфрамовое оруденение обычно приурочивается к участкам пересечения дайковых поясов друг с другом или с поперечными по отношению к ним тектоническими структурами — с дорудными разломами, поясами мелкой трещиноватости, антиклинальными складками, зонами рассланцевания и т. д. Благоприятны для локализации оруденения в пределах дайковых поясов участки развития маломощных полевошпатовых и кварц-полевошпатовых пегматоидных прожилков, даек аплитов, мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров, пегматитов, указывающие на наличие слепых куполов гранитов.

В качестве примера использования отмеченных закономерностей при прогнозировании попытаемся оценить перспективы обнаружения минерализации в пределах крупного останца пород кровли в районе Нура-Талдинского вольфрамового месторождения в Центральном Казахстане. Дайки здесь распространены весьма широко и помимо месторождения известны в трех безрудных участках — Западном, Центральном и Восточном [38].

При сравнительном анализе установлено, что по составу даек и особенно по широте распространения кислой серии наиболее близок к месторождению Центральный участок, в пределах которого развиты многочисленные дайки гранит-порфиров с признаками грейзенизации. На месторождении дайки гранит-порфиров непосредственно предшествуют оруденению и также грейзенированы. Кроме того, в пределах месторождения и на Центральном участке дайки залегают среди песчано-сланцевой толщи и образуют два пересекающихся пояса.

По совокупности отмеченных особенностей наиболее перспективен Центральный участок, что подтвердилось поисковыми работами.

Метасоматически замещенные рудоносные дайки представляют собой жилообразные тела гранитного состава, практически полностью превращенные в грейзены и содержащие прожилково-вкрапленное редкометальное (оловянное, вольфрамовое, молибденовое и др.) оруденение. В связи с этим такие оруденелые дайки автор предлагает выделять в самостоятельный промышленный тип редкометальной минерализации — тип минерализованных даек [8, 36].

Месторождения этого типа широко распространены за рубежом: в Австралии (Маунт Бишофф, Ренисон-Белл, Маунт-Финнис), на Аляске (Лост Ривер), в Канаде (Барнт-Хилл, Маунт Плезант), в Рудных горах (Заубах, Эренфридерсдорф, Юглер Цвиттенштрих), во Франции (Монтбелё), в Англии (Кастл-ан-Динес) и др. Из отечественных могут быть названы месторож-

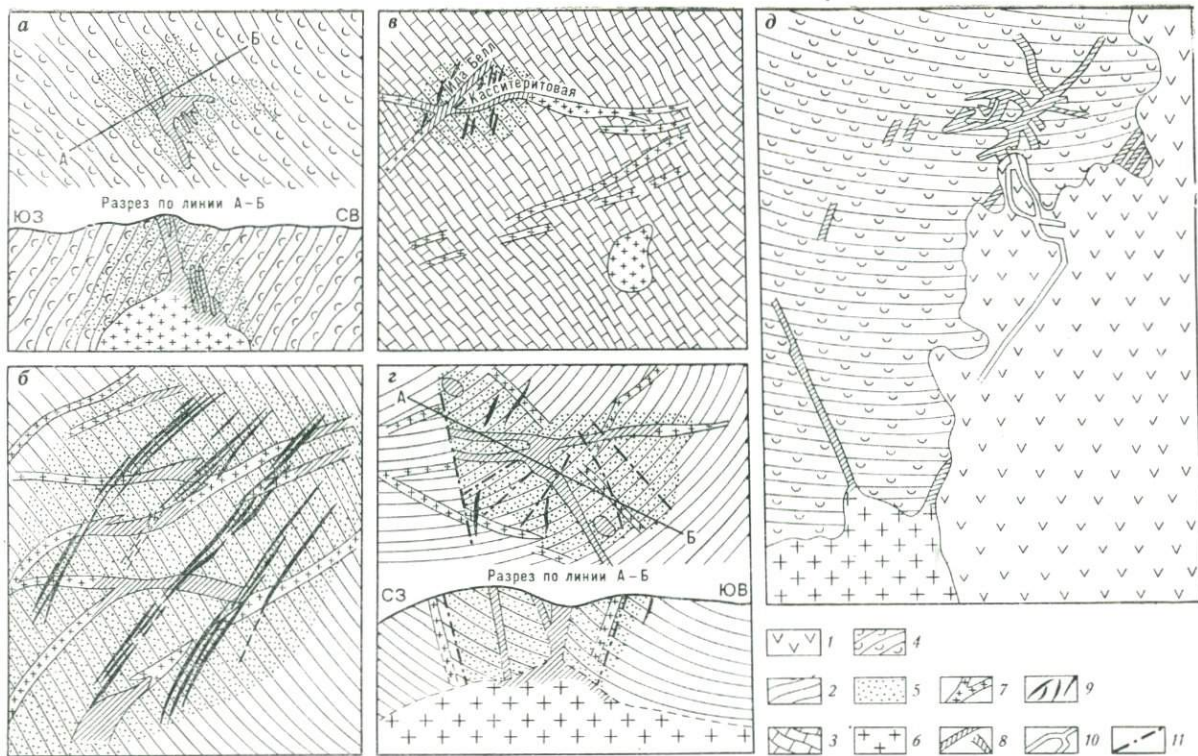


Рис. 21. Схемы, иллюстрирующие особенности геологического строения оловянно-вольфрамовых месторождений типа минерализованных даек и апофиз гранитов: а — Байназар, Центральный Казахстан (по Г. Н. Щербе); б — Тайшек, Центральный Казахстан; в — Лост Ривер, Аляска (по К. Л. Сейнсбери); г — Экуг, Чукотка (по А. И. Грешилову, Г. П. Козлову); д — Маунт Бишофф, Тасмания [57]

1 — покровы базальтов; 2 — песчано-сланцевые породы; 3 — известняки; 4 — эффузивно-осадочные породы; 5 — грейзенизированные и метасоматически измененные породы кровли; 6 — граниты; 7 — дайки-ответвления и дайки гранитного состава; 8 — участки даек, полностью превращенные в рудоносные грейзены; 9 — кварцеворудные жилы и прожилки; 10 — подземные горные выработки, пройденные по рудоносным дайкам; 11 — тектонические нарушения

дения Экуг, Ыттыр-Халонское на Чукотке, Тайшек, Байназар в Центральном Казахстане и др. (рис. 21).

По особенностям взаимосвязи с гранитами минерализованные дайки могут быть подразделены на три генетических типа [8]:

1) дайки-апофизы прикровельных частей слепых куполов гранитов. При прослеживании на глубину они постепенно переходят в граниты, которые, как и сами дайки, интенсивно метасоматически изменены и оруденелы;

2) избирательно замещенные дайки. По времени образования они догранитные и отчетливо срезаются контактовой поверхностью массивов. В данном случае грейзеновая минерализация, генетически связанная с гранитами, лишь пространственно приурочена к дайкам — наиболее благоприятным породам для проявления процессов грейзенизации. Об этом свидетельствует тот факт, что в грейзены переработаны дайки не на всем протяжении, а лишь в участках, расположенных в пределах ореола контактово-измененных пород кровли;

3) самостоятельные минерализованные дайки. По сравнению с гранитами эти образования более молодые и пересекают их. Формирование даек связано, по-видимому, с периодом развития в массивах наиболее поздних, обогащенных летучими компонентами, дифференциатов гранитной магмы.

Несмотря на различную генетическую природу, минерализованные дайки обладают рядом общих особенностей состава и строения, из которых отметим признаки и закономерности проявления, имеющие значение для прогнозирования.

Для минерализованных даек характерна морфология интрузивных тел, а не метасоматических образований. Иными словами, контакты с практически неизмененными вмещающими породами у них резкие, прямолинейные, изгибы коленообразные, мощность выдержанная по простиранию и т. д. Характерно отсутствие внешних фаций грейзенов и наличие реликтовых минералов. В отличие от околожильных метасоматических колонок в минерализованных дайках зональное строение не наблюдается. Исключение составляют метасоматически замещенные пегматиты и аплит-пегматиты, исходная неоднородность внутреннего строения которых обуславливает полосчатое строение грейзеновых тел: вдоль зальбандов — зоны существенно слюдяных грейзенов, развившихся по полевошпатовым оторочкам, в центре — слюдисто-кварцевые разности, возникшие при замещении кварцевого ядра пегматитов. При прогнозировании важно иметь в виду следующее:

1) по особенностям минерального состава среди грейзенов, развивающихся по дайкам, выделяются разнообразные фации. При этом набор различных фаций зависит от глубины залегания слепых куполов гранитов. Максимальное разнообразие фаций характерно для даек-апофиз;

2) наличие самостоятельных минерализованных даек среди гранитов может свидетельствовать о существовании нескрытых куполов внутренних рудоносных гранитов, а также указывать на выдержанность по вертикали кварцевожильного типа редкометального оруденения, нередко развивающегося в пространственной ассоциации с рудоносными дайками;

3) основная рудная минерализация рассматриваемых даек, определяющая промышленный интерес, — оловянно-вольфрамовая. Максимальные концентрации оруденения установлены в участках наиболее интенсивного проявления процессов метасоматического замещения даек;

4) размещение и морфология даек зависят от особенностей морфологии слепых куполов гранитов в породах кровли, над которыми они развиваются (рис. 22). Так, протяженные зоны минерализованных даек расположены вдоль не выходящих на поверхность гребней гранитов. В участках над куполовидными вздутиями таких гребневидных поднятий гранитов дайки обычно сливаются друг с другом, образуя раздувы штокообразной формы — как бы проекции куполов на дневную поверхность.

Аналогичная особенность морфологии установлена и при развитии даек над изолированными слепыми куполами. В породах кровли над ними также наблюдается обычно небольшое штокообразное тело, от которого радиально расходятся дайки. В результате образуются характерные ветвящиеся паукообразные

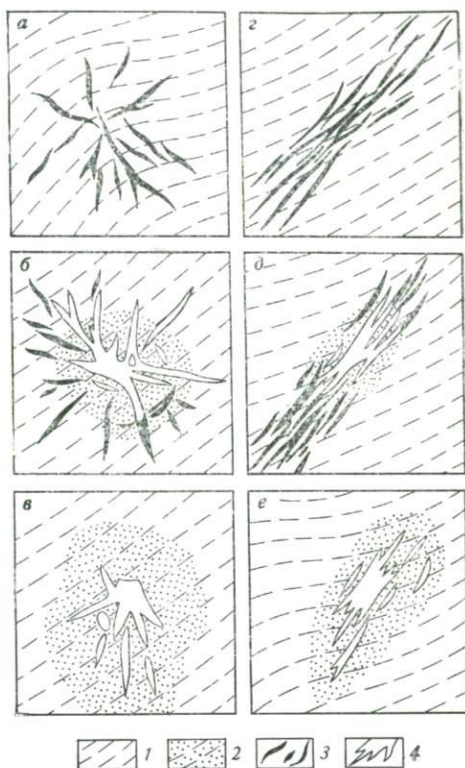


Рис. 22. Зависимость морфологии и интенсивности метасоматического замещения даек от глубины расположения и формы слепых гранитных массивов: а—в — размещение даек над изолированным куполом гранитов, г—е — то же над гранитным гребнем с куполовидным вздутием. Граниты залегают на глубинах: свыше 800—900 м (а, г), 300—800 м (б, д) и менее 250—300 м (в, е). 1 — породы кровли; 2 — ореолы ороговкования и метасоматического замещения пород кровли; 3 — гранитные дайки; 4 — участки грейзенизированных и оруденелых даек

тела. Радиальное расположение подчеркивается присутствием в отдельных случаях единичных концентрических даек.

В целом указанные морфологические особенности минерализованных даек позволяют использовать их при прогнозировании и поисках слепых куполов минерализованных гранитов. По некоторым признакам можно судить и о глубине залегания куполов гранитов. В частности, чем более сложная и прихотливая морфология даек, интенсивнее метасоматическая переработка их и вмещающих пород кровли, разнообразнее минеральные фации грейзенов, развитых в дайках, и их рудоносность, тем ближе от поверхности расположены граниты.

В заключение следует подчеркнуть два основных положения: 1) минерализованные дайки и апофизы гранитов имеют самостоятельное промышленное значение; 2) отмеченная поисковая роль рудоносных даек указывает на целесообразность ревизии месторождений с известными в их пределах грейзенизированными дайками с целью обнаружения на более глубоких горизонтах минерализованных куполов гранитов — важного и распространенного типа вольфрам-редкометальной минерализации.

#### ЯВЛЕНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ КАК КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ

При образовании кварцеворудных жил и прожилков ведущую роль играют процессы метасоматического минералообразования. Д. В. Рундквист [37] показал, что при формировании жил имеют место два тесно связанные, но отличающиеся по механизму образования периода: 1 — выполнения трещин преимущественно безрудным кварцем и 2 — интенсивного преобразования жил (перекристаллизации, метасоматического развития рудной и сопровождающей ее нерудной минерализации). Кроме того, им были разработаны основные признаки метасоматической породы развития минерализации в жилах [37].

При изучении оловянно-вольфрамового месторождения Иультин на Чукотке удалось выявить [12] интересную, ранее не отмечавшуюся особенность метасоматического минералообразования, проявляющуюся не только в деталях внутреннего строения жил, но и в характере размещения минерализации в более крупном плане — в пределах всей площади месторождения. Это позволяет на основе критериев метасоматического минералообразования производить прогнозную оценку рудных полей.

На месторождении Иультин известны различные по ориентировке жилы, однако преобладают рудные тела двух систем — северо-западного и северо-восточного простирания. Жилы различных направлений, сочленяясь друг с другом, образуют ду-

гообразно изгибающуюся вокруг слепого купола гранитов жильную систему.

При документации кварцеворудных тел месторождения было установлено, что направление трещин, контролирующих размещение в жилах метасоматически развивающейся вольфрамовой минерализации, не одинаково (по отношению к простиранию жил) в различных по ориентировке жильных системах. Так, для жил северо-восточного простирания характерно развитие вольфрамита в виде цепочек минералов и прожилковидных обособлений (рис. 23, а) или в виде типичных секущих прожилков, образованных друзами кристаллов, растущих навстречу друг другу от двух параллельных, макроскопически не различимых трещин (рис. 23, б). Важно подчеркнуть, что практически во всех жилах северо-восточной системы секущие прожилки и прожилковидные обособления расположены согласно или под небольшим углом к простиранию жил, обуславливая тем самым характерное полосчатое текстурное строение рудных тел этой системы.

Для жил северо-западного простирания в отличие от предыдущих типично отчетливо выраженное поперечно-шестоватое строение, обусловленное расположением крупных кристаллов вольфрамита (или их цепочек), реже касситерита, арсенопирита, мусковита и др. поперек жилы под углом  $70-90^\circ$  к ее зальбандам (рис. 23, в). Поперечно-шестоватые агрегаты обнаруживают практически все признаки, характерные для метасоматического развития подобных образований [73]. Кроме того, в участках сочленения жил различных систем положение поперечно-шестоватых агрегатов контролируется единой системой трещиноватости (рис. 23 г), а не определяется законом геометрического отбора.

Аналогичное поперечно-шестоватое строение наблюдается и в меридиональной системе жил. Однако в данном случае поперечно-шестоватые агрегаты расположены под более острым углом ( $60-40^\circ$ ) по отношению к зальбандам жил (см. рис. 23, д).

Следовательно, направление трещин, вдоль которых на уже сформированные безрудные кварцевые жилы накладывалась поздняя вольфрамовая минерализация в пределах всего месторождения, едино (простирание северо-восточное под углом  $50-60^\circ$ ). Принимая во внимание различную ориентировку рудных тел, рудоконтролирующая система трещиноватости расположена в жилах северо-восточного простирания субпараллельно зальбандам, а в северо-западных и меридиональных жилах, наоборот, поперек их простирания под углами к зальбандам соответственно  $70-90$  и  $40-60^\circ$ . Этим и объясняется различие в текстурном рисунке внутреннего сложения жил, наиболее четко проявляющееся в участках сочленения противоположных по ориентировке жильных систем — северо-западного и северо-восточного простираний (см. рис. 23, е).

Размещение вольфрамовой минерализации на месторождении Иультин в виде рудных струй, ориентировка которых не зависит от простираания кварцевых жил, показано на рис. 24.

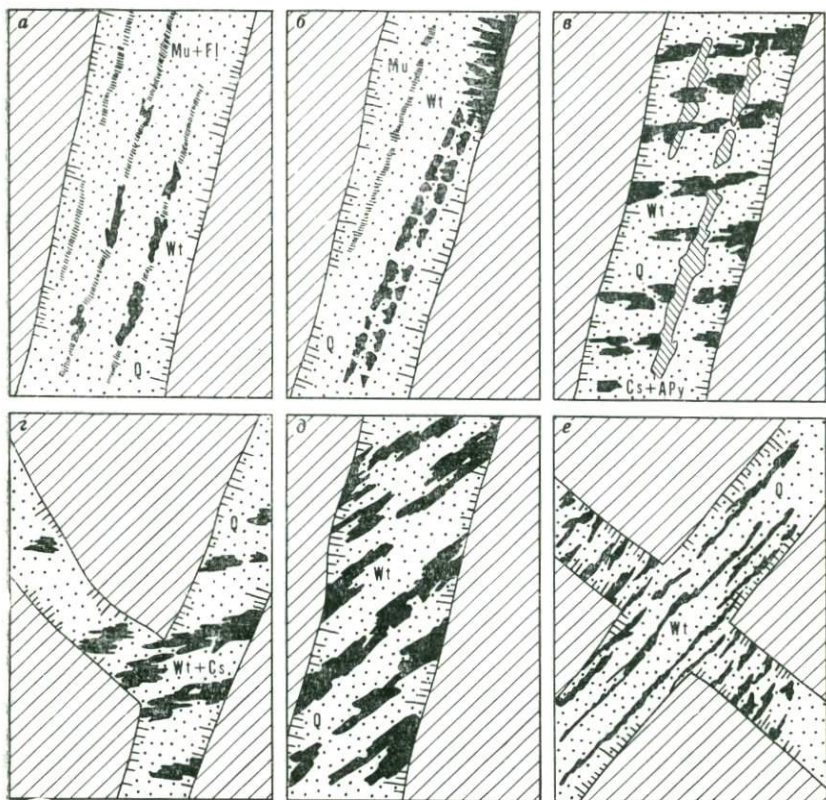


Рис. 23. Примеры строения жил различных систем месторождения Иультин (горизонт +480 м):

*а, б* — рудное тело 8 северо-восточного простираания, штрек 500, м-б 1:50, *в, г* — рудное тело 87 северо-западного простираания, м-б 1:30, *д* — рудное тело 196 меридионального простираания, м-б 1:25; *е* — различный характер строения жил северо-восточного и северо-западного простирааний, обусловленный метасоматическим развитием в них вольфрамовой минерализации вдоль единой по ориентировке системы секущих трещин  
 Q — кварц, Mu — мусковит, Fl — флюорит, APy — арсенипирит, Wl — вольфрамит, Cs — касситерит

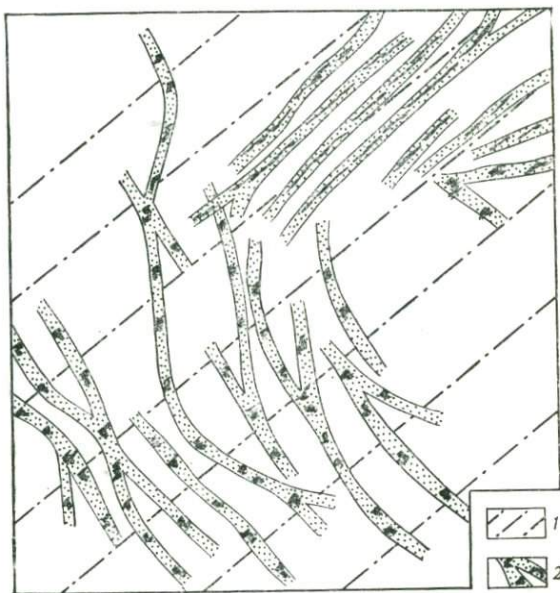
Отмеченная закономерность развития вольфрамовой минерализации в жилах различных направлений вдоль единой системы трещиноватости не может быть объяснена с позиций простого выполнения трещин и свидетельствует, по мнению автора, о метасоматической природе вольфрамового оруденения. Это позволяет рассматривать ее в качестве одного из на-

дежных критериев метасоматического развития минерализации при изучении рудных полей.

Данные о метасоматической природе вольфрамовой минерализации на месторождении Иультин помимо генетического значения имеют практический интерес, поскольку указывают на рудоконтролирующую роль северо-восточной системы трещиноватости. Поэтому наиболее перспективной в районе месторож-

Рис. 24. Схема размещения вольфрамовой минерализации в рудных телах месторождения Иультин (горизонт +480 м). Ориентировка кристаллов и агрегатов вольфрамита в жилах различных систем однотипная:

1 — направление системы трещиноватости, контролирующей метасоматическое развитие вольфрамовой минерализации в жилах; 2 — кварцевые жилы с вольфрамитом



дения представляется зона повышенной трещиноватости северо-восточного простирания, в пределах которой широко развитые в районе безрудные кварцевые жилы и прожилки могут оказаться минерализованными, особенно в участках куполовидных вздутий гранитного гребня.

#### ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ ТИПИЗАЦИИ РУДНЫХ КОНТУРОВ

При прогнозировании и оценке выдержанности оруденения на глубину в нескрытых частях разведываемых и эксплуатируемых месторождений важно четко различать понятия «рудное тело» и «рудный контур» по существу и по прогнозному значению.

Под рудным телом понимается естественное геологическое обособление, ограниченное тектоническими или литологическими элементами и содержащее скопления полезного компонента, под рудным контуром полезного компонента [25] — воображаемый контур, выделяемый в геологическом пространстве (руд-

ном теле, рудоносной площади) по заданным граничным концентрациям этого компонента. По существу рудные контуры — ореолы концентраций рудных компонентов (в отличие от первичных геохимических ореолов рассеяния).

Важно подчеркнуть, что не только экономическая, но и прогнозная оценка исследуемых объектов на тот или иной компонент определяется не столько морфологией рудных тел, сколько формой рудных контуров, так как последняя не зависит от морфологии рудных тел. Кроме того, в комплексных месторождениях разнометальные контуры, как правило, сдвинуты относительно друг друга в пределах одного и того же рудного тела.

Для вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых месторождений намечаются два основных типа контуров: 1) конической формы с двумя подтипами и 2) неправильной, часто изометричной формы (табл. 8, рис. 25).

Помимо знания формы и геометрических параметров контуров, позволяющих примерно оценить общие особенности поведения оруденения на глубину (см. табл. 8), для прогнозных целей не менее важен учет внутреннего строения рудных контуров. Можно различать контуры с поясовым ленточным распределением концентраций и с ореольным концентрическим распределением. В вольфрамовых месторождениях наиболее распространены контуры первого типа. При этом ленточное строение может наблюдаться в разрезе и в плане рудных тел и месторождений (см. рис. 25).

Ориентировка рудных лент в плане не зависит от положения рудовмещающих тел и определяется направлением трещин, вдоль которых на уже сформированные безрудные жилы накладывалась поздняя рудная минерализация. Для месторождения Иультин ориентировка рудоконтролирующей системы трещин однотипна в пределах всего рудного поля. Аналогичная особенность наблюдается в Орехитканском молибденовом штокверке, где рудные ленты расположены на продолжении развитых в районе месторождения меридиональных тектонических нарушений, трассируемых на отдельных участках дайками.

В разрезе рудных тел положение рудных лент определяется, как правило, особенностями морфологии контактовой поверхности гранитных куполов. Так, в случае асимметричной поверхности кровли массивов ленты расположены под небольшим углом к поверхности, соответствующим углу погружения пологопадающего контакта массива (как, например, на месторождении Караобинском; см. рис. 25, *а*); при штокообразной форме слепого купола, осложненного апофизами, ориентировка лент может быть близкая к вертикальной (месторождение Байназар; см. рис. 25, *б*); в случае аркообразной поверхности купола они почти параллельны поверхности (месторождение Джанет; см. рис. 25, *в*). Отметим, что в целом согласное с поверхностью

Основные типы рудных контуров вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых месторождений

Контурь		Положение контуров по отношению к гранитным массивам	Отношение горизонтальных размеров контуров к вертикальным	Вертикальная зональность	Выдержанность оруденения на глубину, м	Месторождения
Кони- ческие	Сужающиеся с глубиной	В породах кровли над куполами гранитов, реже в самих гранитах	1:2—2:1	Прямая, контрастная	Определяется геометрическими параметрами конусов; обычно не более 250—300	Иультин, Пыркакай (Чукотка)
	Расширяющиеся с глубиной	В породах кровли; граниты на глубине достоверно не установлены	1:5—1:10	Обратная, слабо контрастная	Значительная; в известных месторождениях нижняя граница оруденения не установлена	Верхне-Кайрактинское, Батыстау (Центральный Казахстан), Урзарсай (Горный Алтай)
Неправильной формы		В породах кровли и в гранитных массивах	1:1—3:1	Как правило, прямая, контрастная	Определяется внутренним строением контуров; обычно не более 300—350	Караобинское, Акчатауское, Байназар (Центральный Казахстан)

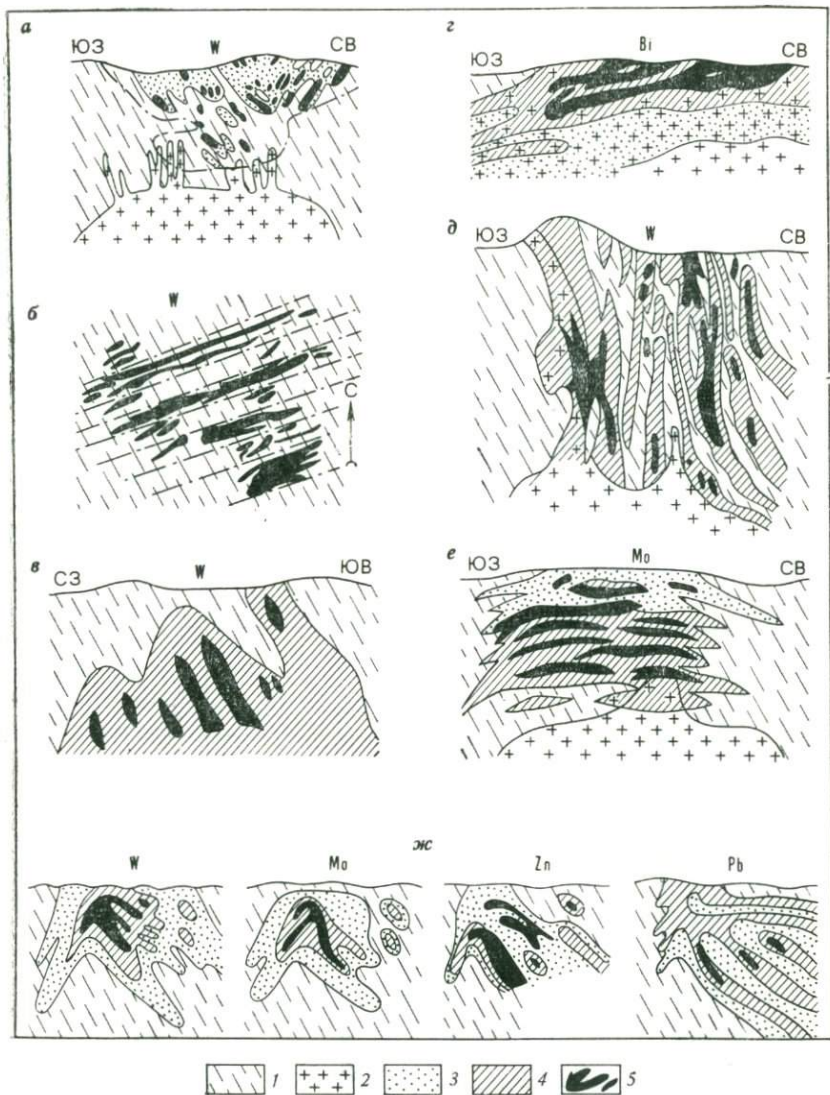


Рис. 25. Схемы, иллюстрирующие внутреннее строение рудных контуров вольфрамовых месторождений:

Месторождения: а, б — Иультин, Чукотка, а — разрез, б — план; в — Светлое, Чукотка; г — Караобинское, Центральный Казахстан; д — Байназар, Центральный Казахстан (по Г. Н. Щербе, 1960 г.); е — Джанет, Центральный Казахстан (по Г. Н. Щербе, 1960 г.); ж — Батыстау, Центральный Казахстан (по Л. Б. Иванову, Э. И. Ивановой, 1972 г.) 1 — породы кровли; 2 — граниты; 3—5 — содержания рудных компонентов: 3 — низкие, 4 — средние, 5 — высокие

кровли массивов расположение рудных лент наблюдается и в рудных телах, локализованных в самих гранитах.

Зависимость размещения оруденения в плоскости рудных тел от особенностей морфологии материнского гранитного массива проявляется и при ореольном или концентрическом внутреннем строении рудных контуров. В этом случае обогащенные участки нанизываются на общую линию, ориентированную параллельно контактовой поверхности.

Следовательно, возникновение рудных лент определяется, по-видимому, условиями становления рудоносного гранитного массива, в основном температурным фактором. Ориентировка рудных струй может служить косвенным индикатором местоположения, морфологии и, возможно, глубины залегания слепых куполов гранитов, а тем самым позволяет примерно определить вертикальный размах оруденения.

Ввиду неравномерного распределения оруденения в вольфрамовых месторождениях обычно применяемый при построении рудных контуров метод изолиний содержаний компонентов слабо эффективен, а при интерполяции содержания металлов на значительной площади рудного тела не лишен субъективности. Кроме того, построение изолиний путем линейной интерполяции не учитывает вероятностный характер содержаний компонентов в пробах.

Для выделения рудных контуров целесообразно использовать метод регрессивного анализа тенденции изменчивости минерализации. Сравнительный анализ данных, полученных двумя указанными методами [25], позволяет заключить, что в отличие от построения изолиний содержаний элементов путем линейной интерполяции поверхности регрессии (поверхности тренда) дают возможность производить некоторую экстраполяцию за область опробования, вплоть до восстановления с большей степенью вероятности содержаний компонентов в эродированных (или соответственно невоскресших) частях жил.

Кроме того, поверхности регрессии выявляют локальные особенности поведения минерализации в плоскости рудных тел, имеющие важное значение для оценки уровня их эрозионного среза. Так, например, при анализе тенденций изменчивости минерализации в жилах Караобинского месторождения удалось установить, что на фоне общего снижения концентраций вольфрама с глубиной вначале отмечается некоторое возрастание содержаний, а затем резкое снижение. Подобное изменение содержаний вольфрама (а не монотонное снижение концентраций) и устойчивое поведение молибдена свидетельствуют об относительно небольшом срезе жил.

Таким образом, анализ морфологии и внутреннего строения рудных контуров позволяет прогнозировать поведение оруденения с глубиной и оценивать в первом приближении уровень эрозионного среза рудных тел.

## СТРУКТУРНО-ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

В последние годы в учении о прогнозировании полезных ископаемых наметился ряд новых направлений, в частности структурно-геометрический подход к прогнозированию, базирующийся на анализе взаимного расположения геологических тел, элементов симметрии и геометрической формы рудовмещающих и рудоконтролирующих структур и др. В данной главе на основе наблюдающегося подобия особенностей возникновения и реализации в земной коре механических напряжений с процессами магмообразования и рудогенеза предпринята попытка по-новому подойти к расшифровке механизма формирования гранитных массивов и связанных с ними рудовмещающих структур, а тем самым к разработке структурно-геометрических критериев прогнозирования месторождений.

Признавая дискуссионность многих рассматриваемых положений, требующих дальнейшего изучения и проверки, автор считает целесообразным изложить их в самостоятельной главе отдельно от материалов, которые анализировались на основе общепринятого методологического подхода.

### ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ И ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Характерной особенностью проявления гранитоидного магматизма, с которым ассоциирует редкометальная, в том числе вольфрамовая минерализация, является длительный перерыв (обычно от 80 до 500 млн. лет) между временем завершения геосинклинальной стадии развития данной области и периодом образования в ней гранитов [37]. Вследствие этого для гранитных массивов типично размещение в различных по происхождению консолидированных блоках земной коры — в древних платформах и их щитах, срединных массивах, областях завершённой складчатости.

Многие черты строения гранитоидных массивов обусловлены внегеосинклинальными условиями их формирования и до сих пор не объяснены с позиции классических представлений о геосинклинальном магмообразовании. К числу таких особенностей строения и морфологии массивов относятся: гипабиссальные и субвулканические уровни становления и синхронность их образования с вулканическими покровами кислого состава; объёмная морфология массивов, указывающая на то, что это уплотнённые, имеющие дно тела с вертикальной мощностью, измёряемой первыми километрами (рис. 26); наличие признаков интрузий центрального типа или так называемых «кольце-

вых магматических структур»; широкое распространение в приконтактных частях зон брекчирования, рассланцевания, смятия и будинажа пород, свидетельствующих об интенсивном механическом воздействии магмы на вмещающие толщи; развитие в апикальных частях массивов локальных купольных поднятий и присутствие в них высокобарического минерала муассонита, характерного для кимберлитов, метеоритов и возникающего, по

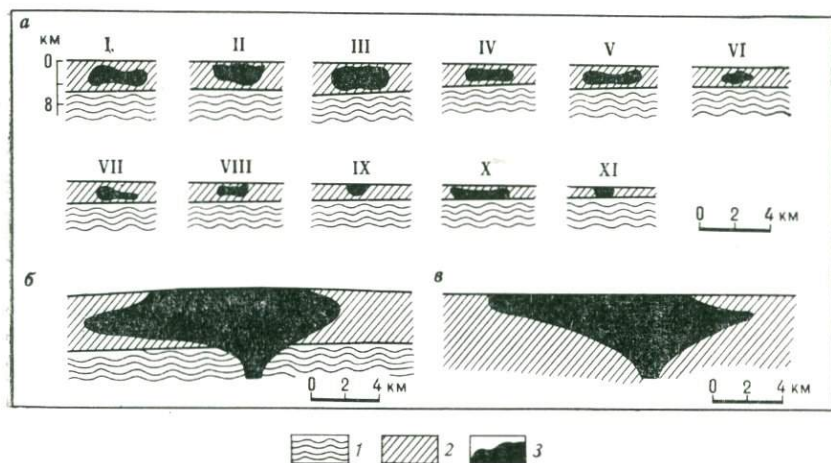


Рис. 26. Объемная морфология редкометаллоносных гранитных массивов: а — гранитные массивы Восточного Забайкалья (по Г. И. Менакеру, 1968 г.): I — Тургинский, II — Курунзулайский, III — Дульдургинский, IV — Таптанайский, V — Усть-Илинский, VI — Шерловогорский, VII — Бугунтуевский, VIII — Адун-Челонский, IX — Хангилай-Шилинский, X — Кондуйский, XI — Халзайский, б, в — Онгон-Хайрханский (б) и Их-Хайрханский (в) гранитные массивы Восточной Монголии (по В. И. Коваленко и др., 1971 г.)  
1 — породы кристаллического фундамента (Pt—Pzi); 2 — породы верхнего структурного яруса (Pz—Mz); 3 — гранитные массивы

мнению ряда исследователей, в результате магматических эксплозий; несогласное залегание массивов по отношению к вмещающим породам в плане и в разрезе и отсутствие каких-либо объективных признаков, указывающих на интродуцирование магматического расплава со значительных глубин и др. [11].

Из многочисленных закономерностей размещения гранитных массивов рассматриваемого типа [37] подчеркнем отчетливую взаимосвязь их с приподнятыми блоками пород фундамента и приуроченность к участкам сочленения областей с резко различной глубиной залегания фундамента. Последняя закономерность проявляется в региональном и локальном масштабах. Именно этой закономерностью объясняется локализация гранитов в обрамлении платформ и срединных массивов на границе с зонами глубоких и долгоживущих прогибов.

Отмеченные особенности строения массивов хорошо согласуются с представлением о возможном возникновении локальных магматических очагов в гипоцентрах близповерхностных палеоземлетрясений вследствие импульсного высвобождения огромного количества энергии, приводящей к расплавлению пород. В этом случае нет необходимости предполагать подъем магм, содержащих избыток тепла, из гипотетических глубин с

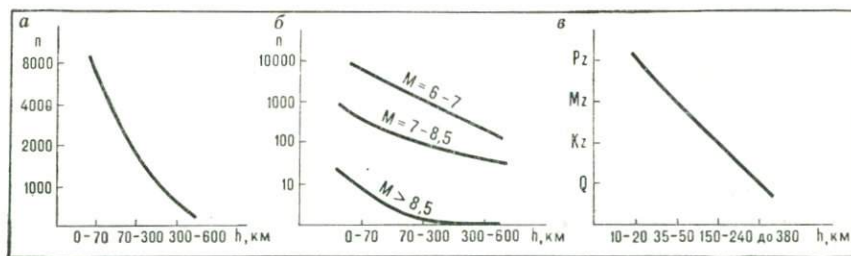


Рис. 27. Закономерности размещения очагов землетрясений в земной коре (n — число землетрясений; h — глубина залегания очага; M — магнитуда землетрясений; Q—P<sub>z</sub> — время стабилизации тектонических структур земной коры):

a, б — по данным о землетрясениях, учтенных за 38 лет (Дж. Ходжсон, 1966 г.); в — по данным анализа размещения 293 землетрясений (О. Д. Гоцадзе и др., 1957 г.)

расплавлением огромного столба вышележащих пород. Отметим, что подобный вывод об образовании магмы «там же, где из нее образуются интрузивные массивы», сделан рядом исследователей, в частности Ф. С. Моисеенко [24, с. 158], Г. И. Менакером, Ф. Н. Шаховым и др.

Высказанная точка зрения подтверждается полной аналогией между условиями проявления в земной коре гипоцентров землетрясений и гранитоидными массивами. Рассмотрим главнейшие закономерности размещения гипоцентров землетрясений.

1. Очаги большинства землетрясений, в том числе и наиболее интенсивных, локализируются в пределах гранитного слоя земной коры на глубине не более 15—20 км (рис. 27, а, б). При этом очаги многих из них находятся на глубине нескольких километров, т. е. сопоставимы с уровнем формирования гранитных массивов. Отмеченный вертикальный диапазон развития очагов землетрясений хорошо согласуется с глубинами зоны образования гранитов, находящейся, по представлениям В. В. Белоусова, в интервале 10—15 км.

Важно также подчеркнуть, что чем более древний по времени консолидации блок пород, тем в более верхних горизонтах земной коры размещаются очаги землетрясений. Так, на основании анализа данных о 293 землетрясениях установлено, что

их гипоцентры находились на глубинах до 580 км в современных геосинклинальных областях, 150—240 км — в альпийских, 35—50 км — в мезозойских складчатых зонах и не превышают 10—20 км в эпигерцинских платформах (рис. 27, в).

2. Сейсмическая природа вулканических извержений и отмеченная закономерность объясняют наличие в современных геосинклинальных областях, характеризующихся глубоководус-

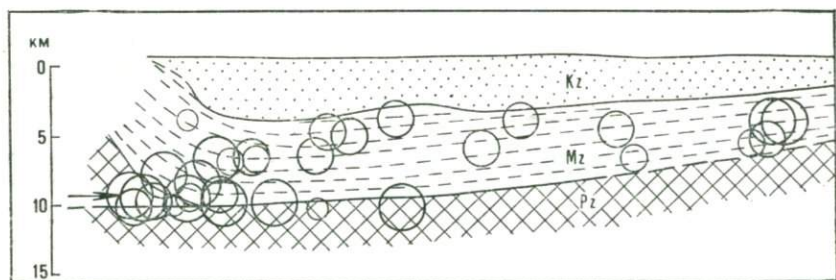
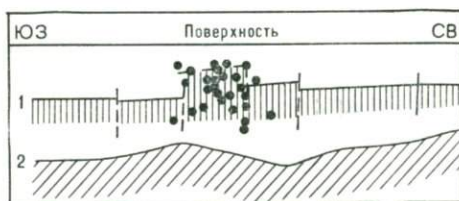


Рис. 28. Приуроченность очагов Ашхабадского землетрясения 1948 г. к границам различных структурных этажей. По Д. Н. Рустановичу (1967 г.)

Рис. 29. Приуроченность очагов Ташкентского землетрясения 1966 г. к приподнятому блоку палеозойского фундамента. По Х. Т. Туляганову и др. (1968 г.):

1 — поверхность палеозойского фундамента, расположенного на глубине около 8 км; 2 — поверхность архейского фундамента



ностью землетрясений, вулканических излияний преимущественно основного состава и изменение характера излияний от основного к кислому по мере уменьшения глубины вулканических очагов.

3. В разрезе земной коры гипоцентры землетрясений размещаются закономерно, приурочиваясь к границам раздела резко различных по свойствам сред — подошве земной коры, границе между базальтовой и гранитной оболочками, подошве осадочного чехла (рис. 28). Эта закономерность отчетливо проявляется в Средней Азии, где трем указанным поверхностям раздела сред отвечают землетрясения с глубиной гипоцентров около 80, 35 и 1—10 км [31].

На примере хорошо изученных землетрясений, в частности Ашхабадского и Ташкентского, установлено, что в пределах таких поверхностей раздела сред размещение очагов контролируется отдельными приподнятыми блоками (рис. 29). Иными

словами, наблюдается та же закономерность, что и для размещения гранитных массивов по отношению к породам фундамента.

4. Для размещения землетрясений в плане, так же как и для гранитных массивов, характерна отчетливая приуроченность к периферическому обрамлению консолидированных тектонических структур — платформ, щитов, срединных массивов и др. Во внутренних частях таких структур сейсмическая активность проявляется вдоль наложенных депрессий или фиксируется в областях новейших восходящих движений, приводящих к образованию сводов, глыб, плато. Не менее четко землетрясения приурочены к зонам глубинных разломов и особенно к узлам их пересечения.

Таким образом, основные закономерности размещения землетрясений аналогичны главнейшим закономерностям локализации гранитных массивов в областях завершенной складчатости. Подобное сходство вряд ли случайно и указывает на возможность возникновения в гипоцентрах близповерхностных палеоземлетрясений локальных магматических очагов. Подтверждением служат следующие особенности проявления землетрясений:

1) совпадение поясов мелкофокусных землетрясений с зонами интенсивных отрицательных гравитационных аномалий. Гравитационные минимумы зафиксированы, в частности, вдоль многих поясов близповерхностных землетрясений в Индонезии, Африке и др.;

2) повышенный тепловой поток сейсмически активных зон, внезапное и сильное увеличение температуры в шахтах перед мощными землетрясениями, выходы многочисленных горячих источников вдоль зон разломов после землетрясения и другие особенности. На примере Ташкентского землетрясения установлено, что температура воды в скважинах эпицентральной зоны начала возрастать спустя 1,5—2 мес. после землетрясения. Это свидетельствует о выделении в очаговой зоне землетрясения огромного количества тепла.

3) уменьшение вязкости пород в очаге сильных землетрясений [32]. Зона пониженной вязкости пород имеет в объеме уплотненную в горизонтальном направлении форму, аналогичную объемной форме гранитных тел (рис. 30). В таком аномальном состоянии породы находятся длительное время — свыше 10—15 лет. Этот факт может быть интерпретирован как возможное расплавление пород в очаговой зоне;

4) связь газового и химического состава термальных вод с землетрясениями. Так, после землетрясения установлено [34] увеличение в 10—15 раз содержания в водах микрокомпонентов (фтора, хлора, мышьяка, урана) и газов (азота, углекислого газа), т. е. элементов, свойственных магматическим эманациям. Отмечается также, что при увеличении содержания фто-

ра в водах уменьшается ионное содержание кальция, и наоборот. Подобное соотношение может указывать на минералоотложение из раствора флюорита. Кроме того, наблюдается изменение состава терм, параллельное изменениям глубины очага землетрясения: для мелкофокусных землетрясений характерны сернокислые, хлоридные и натриевые термы, с глубинными землетрясениями фиксируются только углекислые термы [31].

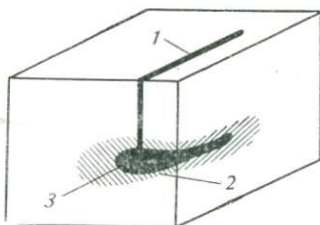


Рис. 30. Модель очаговой зоны землетрясения. По К. В. Пшенинскому (1965 г.): 1 — плоскость тектонического разлома; 2 — гипоцентральная зона; 3 — зона пониженной вязкости

Такая связь свидетельствует о наличии в очаговой зоне физико-химического преобразования вещества;

5) возникновение купольных поднятий пород в эпицентральной зоне землетрясений. Например, в результате среднего по мощности Ташкентского землетрясения в 1966 г. с гипоцентром около 8 км произошло поднятие поверхности земли в эпицентральной зоне на 50—55 мм [34]. Поднятие сопровождалось образованием радиальной и концентрической систем трещин.

Аналогичная особенность, как известно, установлена и в районах проявления гранитного магматизма в консолидированных областях. В частности, образование купольных поднятий и систем радиальных и концентрических трещин над штоками гранитов подчеркивалось Э. Уиссером, И. Н. Томсоном, М. А. Фаворской и другими исследователями.

В целом рассмотренные особенности проявления и пространственного размещения землетрясений не противоречат высказанной точке зрения о возможном возникновении в их гипоцентрах локальных магматических очагов. Д. Григс и Д. Бекер, рассмотрев в качестве модели землетрясений тепловой взрыв, теоретически доказали необходимость плавления пород в очаговой зоне.

К аналогичному выводу можно прийти, если в качестве модели землетрясений рассматривать, как это делает ряд исследователей, сопоставимые с ними по энергии подземные ядерные взрывы. Подобное сопоставление возможно еще и потому, что и при взрывах, и при формировании массивов гранитоидов происходит сходная деформация пород. В частности, при взрывах образуются [13] следующие зоны деформаций: испарения и плавления пород, смятия и пластических деформаций, трещи-

нообразования. Морфологические особенности проявления указанных деформаций аналогичны наблюдающимся в связи с гранитными массивами (рис. 31).

Примером гипоцентров древних землетрясений могут служить так называемые «гранито-гнейсовые купола», широко развитые в древних консолидированных блоках пород. Форма куполов, как и многих гранитных массивов, овальная в плане,

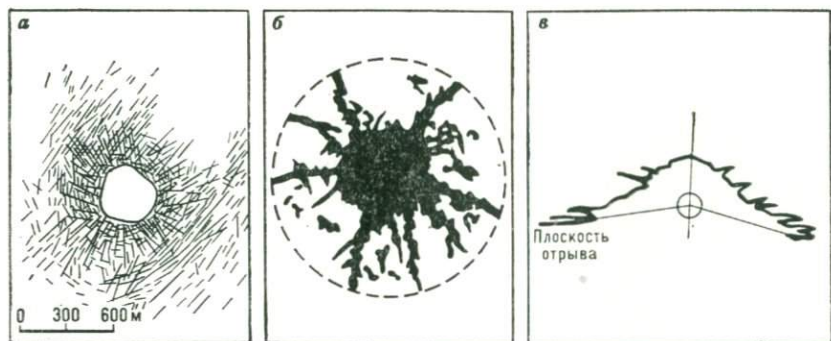


Рис. 31. Деформации пород, возникающие при взрывах:

а — трещины, возникшие при подземном ядерном взрыве (по Е. В. Эскелю, 1968 г.);  
 б — полость (черное), возникшая в образце при взрыве (по В. Н. Мосинцу, 1966 г.);  
 в — морфология поверхности (в разрезе) образующейся при взрыве полости (по В. Н. Мосинцу, 1966 г.)

внутреннее строение концентрически-зональное. По данным А. И. Петрова [29], описавшего гранито-гнейсовые структуры, развитые в восточной части Балтийского щита, в них отчетливо выделяются три зоны: а) внутренняя — тело гранитов или гранодиоритов; б) промежуточная — зона полосчатой, нередко концентрически-зональной мигматизации; в) внешняя — радиальные и полукольцевые бескорневые жилы и дайки гранитов (зона магматических инъекций). Диаметр изученных структур — 1,5 км. Отмеченное строение характерно для гранито-гнейсовых куполов как в плане, так и в разрезе, т. е. это изометричные в объеме тела.

Возможность возникновения гранито-гнейсовых куполов в гипоцентрах палеоземлетрясений доказывается не только сходством их морфологических особенностей строения с деформациями, возникающими при подземных ядерных взрывах, но и аналогией в характере изменения плотности горных пород. Как и породы в областях взрывов и в очагах землетрясений, гранито-гнейсовые купола характеризуются разуплотнением слагающих их пород. Энергия разуплотнения, равная  $9,24 \cdot 10^{20}$  эрг [29], сопоставима с энергией средних по интенсивности коровых землетрясений.

На основании закона подобия при взрывах могут быть рассчитаны размеры зон разрушения пород, которые должны возникать при импульсном выделении энергии, равной энергии землетрясений, т. е. в среднем  $10^{20}$ — $10^{27}$  эрг. Полученные расчетные параметры магматических очагов, которые согласно обсуждаемой гипотезе должны возникать в гипоцентрах палеоземлетрясений, с поперечным сечением от нескольких сотен метров до 10 км [11], хорошо согласуются с вертикальной мощностью реальных гранитных тел, установленной по геофизическим данным.

В целом приведенные данные подтверждают правомерность высказанного предположения о возможности образования гранитных очагов в гипоцентральных зонах палеоземлетрясений, т. е. практически на месте залегания массивов. При проявлении в пределах таких локальных магматических очагов достаточно большого градиента давления магматический расплав будет испытывать частичное перемещение. Предложенная модель возникновения локальных магматических очагов не рассматривается в качестве единственно возможной при образовании гранитоидных массивов, но в условиях незначительных глубин и жесткости консолидированных блоков земной коры она вполне вероятна.

В результате можно сделать ряд выводов, имеющих определенное прогнозное значение.

1. С рассмотренных позиций должна наблюдаться зависимость состава гранитоидных массивов от усредненного состава вмещающего их блока пород, в результате переплавления которых они возникают. При этом, чем интенсивнее породы метаморфизованы, гранитизированы, тем все более кислые разности гранитоидов должны в них возникать. Напротив, пестрые по составу гранитоиды будут образовываться за счет пород, наиболее отличающихся по химическому составу от гранитного.

2. При формировании гранитов путем переплавления пород вмещающего их блока источник рудного вещества — сами породы и минерализованные вадозовые воды и воды глубинной циркуляции. Поэтому при оценке металлогенической специализации интрузий, а также при определении комплекса сопутствующих вольфраму рудных элементов в первую очередь следует учитывать геохимические особенности вмещающих гранитоиды пород.

3. Из рассмотренной модели магмообразования следует, что сближенные рои гранитных массивов, относящиеся к одному и тому же интрузивному комплексу, могут представлять собой изолированные тела, а не куполовидные выступы единого подстилающего их гранитного плутона. При прогнозной оценке рудоносности таких массивов каждый из них нужно рассматривать как самостоятельный интрузив, так как признаки рудоносности одного из них не дают основания предположить орудене-

ние в других. Иными словами, специализированы на вольфрам лишь отдельные массивы рудоносного интрузивного комплекса, развитые в сходных по истории развития, составу и геохимическим особенностям блоках пород.

#### ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДОНОСНОСТИ ШТОКВЕРКОВЫХ, ЖИЛЬНЫХ И ТРУБООБРАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотренная эксплозивная модель образования гранитных массивов в консолидированных блоках земной коры позволяет по-новому подойти к расшифровке механизма формирования и оценке выдержанности на глубину различных рудовмещающих структур вольфрамовых месторождений — штокверковых, жильных, трубообразных. Установленная практически полная аналогия морфологических черт строения рудовмещающих структур с деформациями, возникающими в горных породах при взрывах, хорошо согласуется с предложенной эксплозивной моделью формирования гранитных тел.

#### *Штокверковые месторождения*

Штокверки по особенностям геологического положения и взаимосвязи с гранитными массивами могут быть подразделены на два типа — надкупольные и внекупольные, различающиеся по главнейшим чертам строения [11].

Месторождения надкупольного типа развиваются в породах кровли над куполами гранитов; в первом приближении объемная коническая форма рудного тела обусловлена постепенным уменьшением с глубиной общих размеров штокверка (рис. 32, а). Характерна прямая вертикальная зональность оруденения и постепенная смена с глубиной процессов серицитизации, биотитизации, березитизации процессами грейзенизации и поздней микроклинизации. Вертикальная протяженность оруденения в среднем 250—300 м. Примеры вольфрамовых месторождений этого типа весьма многочисленны (Джанет, Коктенкольское, Нура-Талды в Центральном Казахстане, Югодзыр в Монголии, Альтенберг, Гайер в Рудных горах и др.).

Для внекупольных штокверков характерно зеркально-симметричное проявление указанных особенностей. Так, с глубиной возрастает интенсивность трещинообразования и увеличиваются общие размеры рудного тела, вследствие чего штокверки приобретают в объеме форму конуса с вершиной, обращенной вверх (рис. 32, б). Отметим, что на основании известных немногочисленных штокверков данного типа точнее говорить не о расширяющейся вниз форме, а об отсутствии признаков уменьшения размеров рудного тела с глубиной. Однако в ряде случаев (например, на медно-молибденовом месторождении Каджаран) наблюдается веерообразное расположение даек в виде

расходящегося вниз жильного пучка, что указывает на, возможно, коническую объемную морфологию штокверкового тела.

Купола гранитов под характеризуемыми штокверками не установлены, хотя глубина скважин достигает 800—1200 м (Верхне-Кайрактинское, Батыстау, Урзарсай). Судя по геофизическим данным, месторождения локализованы над значитель-



Рис. 32. Схемы, поясняющие особенности строения (а, б) и возможный механизм формирования (в) штокверковых структур надкупольного (а) и внекупольного (б) типов:

1—3 — типы метасоматического изменения вмещающих пород: грейзенизация (1), березитизация (2), хлоритизация (3). На схеме в точечными контурами показаны волны сжатия, распространяющиеся от источника импульсного выделения энергии

ными по амплитуде резкими уступами кровли глубоко залегающих тел гранитоидов. В соответствии с отмеченной морфологией штокверки выдержаны на значительную глубину (в среднем 750—800 м) и обладают крупными запасами руд. Зональность оруденения обычно обратная ( $Mo \rightarrow Bi \rightarrow W \rightarrow Pb, Zn$ ) и менее контрастная. Локально проявленные в верхних частях рудного тела процессы грейзенизации и микроклинизации с глубиной сменяются серицитизацией, березитизацией, хлоритизацией пород.

Примеры месторождений внекупольного типа — Верхне-Кайрактинское, Батыстау, предположительно Богуты в Центральном Казахстане, Урзарсай в Горном Алтае.

В настоящее время большинство исследователей формирования штокверковых структур связывает с процессами оседания пород кровли при сокращении объема гранитов в ходе их кристаллизации и последующего охлаждения. Возражения против подобной трактовки механизма возникновения трещин [51] были рассмотрены Д. В. Рундквистом [38]. Формирование штокверков внекупольного типа вряд ли можно так объяснить, так как купола гранитов под ними достоверно не установлены. Предполагаемая глубина их расположения (не менее 800—1000 м) слишком значительна, чтобы увязывать с гранитами процесс трещинообразования в месте отложения руд.

Учитывая сказанное, можно предложить следующий механизм возникновения штокверковых систем трещин, основанный на теории разрушения горных пород под действием взрыва. Под взрывом в данном случае понимается процесс кратковременного импульсного высвобождения значительных количеств энергии (Г. Кольский, В. Н. Мосинец, Г. И. Покровский, А. Н. Ханукаев и др.). Примерами происходящих в природе взрывов могут служить, в частности, землетрясения.

При импульсном высвобождении энергии от источника возмущения во все стороны распространяются волны сжатия. Горные породы разрушаются лишь в сравнительно локальной зоне вокруг источника, где на них действуют максимальные сжимающие усилия, превышающие предел прочности пород на сжатие. По мере удаления волн от источника возмущения вследствие передачи энергии все большей массе среды, а также высокой прочности пород на сжатие, превышающей в 10—12 раз предел прочности пород на растяжение, деформаций не происходит.

Дальнейшее разрушение пород вдали от источника возмущения может возникать уже только за счет волн растяжения, появляющихся при отражении волны сжатия от свободных поверхностей — дневной поверхности или границ раздела сред, резко различных по физико-механическим свойствам. Возникающее под действием волны отражения разрушение распространяется от свободной поверхности в глубь среды. Образующиеся при этом системы трещин полностью отвечают особенностям трещиноватости штокверков. В ненарушенной среде на некотором расстоянии от свободной поверхности под действием отраженной волны растяжения возникают трещины отрыва — вначале крутопадающие радиальные, а затем сферические или кольцевые. Вблизи от свободной поверхности интенсивность трещиноватости наиболее значительна. По мере удаления от нее трещины возникают реже и находятся на большем расстоянии друг от друга; широко развиты пологие системы трещин. Параметры зоны деформации определяются соотношением акустической жесткости сред на границе раздела: чем больше между ними различие, тем меньше энергии проходит во вторую

среду и значительнее деформации. Образующийся блок интенсивно трещиноватых пород имеет коническую объемную форму в первоначально ненарушенной среде или форму уплощенного конуса при развитии среди исходно трещиноватых пород. В целом два выделенных типа штокверковых месторождений могут быть рассмотрены как образования, связанные с одним и тем же источником импульсного возмущения, но возникшие при отражении волн от свободных поверхностей, различно расположенных по отношению к этому источнику (рис. 32, в).

Описанный механизм образования подтверждается данными о глубинах залегания источника выделения энергии, рассчитываемых по формуле, предложенной А. И. Петровым [28]:

$$H = \frac{d^2 - 4h^2}{8h},$$

где  $H$  — глубина залегания источника энергии;  $d$  — диаметр штокверкового тела в плане;  $h$  — выдержанность штокверка на глубину.

Для надкупольных штокверков расчетные глубины залегания предполагаемого источника выделения энергии в целом совпадают с глубинами расположения слепых куполов гранитов, над которыми они развиваются. Так, на месторождении Джанет граниты установлены на глубине 140—300 м, а расчетная глубина залегания источника выделения энергии 260 м. Для штокверка Аксай эти значения составляют 285 м для гранитов и 290 м для расчетного источника энергии; для Нура-Талды — 150—300 и 180 м соответственно; для месторождения Югодзыр в Монголии — 28—30 и 30 м, Альтенберг в Рудных горах — 200 и 235 м соответственно.

Для штокверковых структур внекупольного типа полученные расчетные данные о глубине залегания источника энергии имеют отрицательные значения, что указывает на его расположение выше или в стороне от штокверковой зоны в момент ее формирования.

Отмеченное совпадение источника выделения энергии с куполовидными выступами гранитных массивов достаточно убедительно подтверждает рассмотренную эксплозивную модель формирования гранитов в гипоцентрах близповерхностных палеоземлетрясений. Описанным механизмом формирования штокверковых структур объясняются зеркально-симметричные особенности строения двух выделенных типов штокверков. Кроме того, можно сделать вывод о различной глубине их формирования.

Рассмотренные особенности строения штокверков вносят новый элемент прогнозной оценки выдержанности вольфрамового оруденения на глубину. В частности, из двух месторождений надкупольного типа с равными величинами углов конусности объемной фигуры рудного тела более выдержаны на глу-

бину штокверки с большей площадью поперечного сечения рудного тела. При равных площадях поперечных сечений более перспективны на глубину штокверки с меньшим углом конусности. Для штокверков внекупольного типа указанные соотношения противоположны.

### *Жильные месторождения*

Механизмом формирования штокверковых систем трещин под действием волновых импульсов напряжений, сопровождающих образование гранитных массивов, можно объяснить основные особенности строения жильных месторождений.

Рудовмещающие структуры жильных месторождений могут возникать: 1) при отражении волны сжатия от верхней контактовой поверхности гранитного массива или 2) путем подновления ранее существовавших в породах систем трещин.

В первом случае, наиболее широко распространенном, структура рудного поля определяется особенностями морфологии кровли гранитных массивов. В частности, при сводовой поверхности кровли возникают простые системы жил, при куполообразной, гребневидной — сложные дуго- и веерообразные жильные свиты. Основные параметры жильных полей — площадь, жилонасыщенность, протяженность рудовмещающих трещин и др. — также закономерно изменяются в зависимости от удаления от контакта.

Во втором случае при развитии жил преимущественно в породах кровли главнейшие морфологические черты строения месторождений зависят в основном от особенностей проявления пликативной и разрывной тектоники.

Для прогнозирования особенно важно изучение контактовой поверхности гранитных массивов. Восстановление положения ее палеоповерхности — одна из основных задач при оценке перспектив оруденения на глубину. Наиболее перспективны месторождения, формирующиеся вблизи сводовой поверхности массивов. При этом, чем больше площадь рудного поля, залегающего в гранитах, чем оно изометричнее и выше в нем жилонасыщенность, тем вероятнее, что эрозионный срез находится в апикальной части массива, и, следовательно, оруденение на глубину может быть значительно выдержанным.

С позиций рассмотренного механизма формирования внутригранитных жильных полей можно сделать вывод о вероятном нахождении во вмещающих их интрузиях слепых куполов внутренних рудогенерирующих гранитов и связанного с ними оруденения.

При прогнозировании следует иметь в виду, что в ряде месторождений жилы расположены через определенный интервал, или шаг, величина которого на различных месторождениях колеблется. Более выдержан шаг между свитами жил. Средняя

величина его в 35 вольфрамовых месторождениях Китая [61] составляет 110 м для месторождений, локализованных в гранитах, и 60 м для месторождений, расположенных в породах кровли.

### *Трубообразные месторождения*

Трубообразные рудные тела размещаются обычно в породах кровли и представляют собой [53] цилиндрической формы выступы апикальной части слепых гранитных массивов. На примере Булуктаевского и Шерловогорского месторождений в Забайкалье, а также трубообразных залежей Рудных гор (Шнекенштейн, Готтесберг, Танненберг) могут быть отмечены следующие особенности их строения.

В плане форма трубок округлая или эллиптическая, контакты с вмещающими породами резкие. В разрезе это крутопадающие столбообразные тела, прослеживающиеся на расстоянии нескольких сотен метров. Трубки сложены повернутыми относительно друг друга угловатыми обломками пород, сцементированными минерализованной массой. Процесс брекчирования сопровождался некоторым проседанием. Степень дробления пород различна (вплоть до образования в отдельных участках порошкообразной массы). Интенсивность брекчирования возрастает с глубиной, а в поперечном сечении — от периферии к центру. Отмеченная закономерность характерна и для распределения полостей в пределах трубок.

Брекчиевое тело по периферии окружено, как правило, ореолом штокерковой сети трещин, в которой преобладают радиальные и кольцевые системы трещин. На Булуктаевском месторождении во внешней зоне трубки наблюдаются многочисленные инъекции спессартитов, сиенит-бостонитов. Наиболее удаленные инъекции фиксируются на расстоянии около 200 м от трубки. По мере приближения к последней число их возрастает и достигает максимума в зоне шириной 100 м вокруг контура трубы. Следовательно, возможно существует генетическая связь инъекций с формированием трубообразной залежи.

Минерализация развивается в пределах центральной брекчиевой и во внешней трещинной зонах. Обломки пород обычно в той или иной степени метасоматически изменены. Интенсивность метасоматического замещения закономерно возрастает в плане от периферии к центру трубки, а по вертикали — в направлении сверху вниз. В результате брекчиевое тело, обнаруживаемое на поверхности лишь признаки слабого изменения слагающих его обломков пород, с глубиной может перейти в типичные грейзены.

Оруденение, как правило, комплексное оловянно-вольфрамовое или висмут-молибден-вольфрамовое с широко развитыми

сульфидами. Горизонтальная зональность практически отсутствует, вертикальная — прямая, слабо контрастная.

Отмеченные особенности строения трубообразных брекчиевых залежей могут быть объяснены ведущей ролью взрывных процессов при их формировании. В качестве адекватной экспериментальной модели, иллюстрирующей возможный механизм формирования трубообразных брекчиевых зон, может быть рассмотрен подземный ядерный взрыв.

Как показывают данные изучения подземных ядерных взрывов [13], в кровле сферической полости испарения и частичного плавления пород, возникшей под действием ударной волны в эпицентре взрыва, образуется вертикальная цилиндрическая труба, в которой породы раздроблены и интенсивно трещиноваты. Протяженность трубы, слегка расширяющейся книзу, весьма значительна и составляет для взрыва Рейнир 118 м при диаметре сферической полости 40 м. В связи с падением давления в полости и действием отраженной волны растяжения породы обрушиваются в пределах контура цилиндрической трещинной зоны, в результате чего формируется брекчиевое трубообразное тело.

В нижней части брекчиевой трубы отдельные обломки сцементированы расплавленным материалом вмещающих пород. Судя по размеру обломков (1 м в краевых частях трубы, мельчайшие порошкообразные — в осевой), интенсивность брекчирования закономерно возрастала от периферии к центру. Вблизи осевой зоны зафиксированы полости значительных размеров. По периферии трубы и в породах кровли над ней расположены зоны повышенной трещиноватости.

Аналогичные особенности отмечены и в трубообразных месторождениях. Практически полная аналогия в характере проявления деформаций при подземных взрывах и в трубообразных месторождениях указывает на сходную взрывную природу источника таких деформаций.

В заключение следует сказать, что максимальные размеры и выдержанность оруденения на глубину характерны для трубообразных месторождений с брекчиевым внутренним строением. При отсутствии обнажающихся рудоносных гранитов трубообразные залежи могут указывать на залегание их на некоторой глубине. Кроме того, наличие трубообразных тел свидетельствует о вероятности обнаружения месторождений других морфологических типов.

#### СТРУКТУРНО-ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Одна из важнейших задач развития учения о прогнозировании месторождений полезных ископаемых — переход от качественного к количественному прогнозированию, что обуславливает

необходимость разработки рациональной методики проведения таких исследований. Под количественным прогнозированием понимается оценка запасов предполагаемого оруденения в пределах выделенных прогнозных площадей.

В настоящее время существует два основных метода прогнозной оценки площадей на вольфрамовое оруденение в количественном выражении: метод аналогий, основанный на сравнительном сопоставлении хорошо изученного района с установленными в нем запасами руд с прогнозируемой территорией, и метод количественной оценки рудоконтролирующих факторов в баллах с последующим использованием полученной суммы как показателя перспективности. Различными исследователями предложено значительное число модификаций последнего метода с целью уменьшения доли субъективности при оценке балльности того или иного рудоконтролирующего фактора. В частности, можно сослаться на работы А. В. Королева, П. А. Шехтмана, Ю. А. Шихина, В. П. Федорчука, Л. Н. Дуденко и др., разрабатывающих такой подход при прогнозировании различного типа оруденения. Следует отметить оригинальный способ определения прогнозных запасов, предложенный в последние годы Г. Н. Щербой [52].

Автор при оценке перспектив вольфрамоносности Горного Алтая использовал следующий методический прием. Исследуемая территория была разбита на элементарные ячейки, соответствующие площади одного планшета масштаба 1 : 50 000. Различные геологические признаки (например, интенсивность трещиноватости, широта проявления орогенного магматизма, плотность развития даек, площадная продуктивность шлиховых и металлометрических ореолов, запасы известных вольфрамовых месторождений и рудопроявлений и др.) считывались с геологических карт масштаба 1 : 200 000, оценивались в условных единицах, значения которых относились к центру ячеек.

Далее по полученным значениям путем интерполяции были построены изолинии содержания признаков, что позволило получить наглядную картину интенсивности их проявления по всему региону и на основе анализа рудосодержащих ячеек с установленными запасами руд определить количественное значение каждого признака. В результате были намечены прогнозныe площади с количественной оценкой предполагаемых запасов вольфрама.

Общий недостаток применяемых в настоящее время методов количественного прогнозирования — значительная доля субъективности в оценке степени влияния различных факторов на рудоотложение. В этом отношении более перспективна разработка методики количественного прогноза, основанная на учете различных структурно-геометрических закономерностей расположения месторождений вдоль рудоконтролирующих элементов.

Проведенный с указанных позиций анализ показал, что в некоторых регионах, особенно хорошо геологически изученных, размещение вольфрамовых месторождений поддается геометризации. В качестве примера может быть рассмотрен Центральный Казахстан. В пределах этого региона распространены две основные системы рудоконтролирующих нарушений северо-западного и северо-восточного простираний, развивающиеся самостоятельно или участвующие в образовании дугообразной формы зон региональных разломов, таких, как Акжал-Аксоранская, Акбастауская, Коунрад-Борлинская и др.

Анализ взаимного расположения рудоконтролирующих нарушений двух указанных направлений позволяет геометризовать их в виде правильной тектонической решетки со стороной тектонической ячейки около 45 км. Расположение вольфрамовых месторождений по отношению к такой геометризованной системе трещин вполне закономерно: в углах тектонической решетки локализованы наиболее крупные по запасам месторождения, вдоль ее сторон — средние и мелкие месторождения, внутри тектонических ячеек — рудопроявления. Зная размер рудоконтролирующей ячейки и запасы оруденения, приходящиеся на нее, можно перейти к количественному прогнозированию. При определении запасов, относимых к площади тектонической ячейки, учитывались масштабы известных в регионе месторождений, а также вводился поправочный коэффициент на степень ее опоскованности и целевой изученности.

Формула определения прогнозных запасов может быть представлена следующим образом:

$$Q = \frac{S_{об}}{S_n} PC,$$

где  $Q$  — суммарные прогнозные запасы оцениваемой площади;  $S_{об}$  — площадь оцениваемой прогнозной площади;  $S_n$  — размер элементарной площадной ячейки, установленный на основании геометризации размещения оруденения;  $P$  — прогнозные запасы, приходящиеся на одну элементарную ячейку, оцененные с учетом масштабов известных в районе месторождений;  $C$  — поправочный коэффициент на степень целевой изученности и опоскованности оцениваемой территории.

Целесообразность дальнейшего развития и совершенствования отмеченного структурно-геометрического метода количественного прогнозирования определяется тем, что он не требует оценки значения рудоконтролирующих факторов, а тем самым в перспективе позволяет практически исключить субъективное мнение исследователя при прогнозировании.

## ОПЫТ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ)

Перспективы расширения вольфрамоносности Горного Алтая оцениваются в настоящее время большинством исследователей как весьма незначительные. В то же время обнаружены сходные главнейшие черты геолого-тектонического строения Горного Алтая с регионами с промышленной вольфрамоносностью. Кроме того, при оценке прогнозных запасов рассматриваемой территории (по единой методике для различных вольфрамоносных областей Советского Союза) установлено, что они сопоставимы с потенциальной вольфрамоносностью таких регионов, как Верхояно-Колымский и Восточное Забайкалье.

Следует отметить, что представления об ограниченных перспективах рудоносности Горного Алтая базируются на данных разведки многочисленных месторождений грейзеновой формации, обладающих, как известно, незначительными в большинстве случаев запасами руд. В то же время широта развития и масштабы известных здесь вольфрамовых проявлений других формационных типов, в частности скарновых, типа шеелитоносных штокверков и зон прожилково-вкрапленной минерализации в эффузивных и осадочно-метаморфических породах, по существу не выяснены. Поэтому общие перспективы вольфрамоносности территории Горного Алтая нельзя считать окончательно установленными. Это и определило выбор автором данного региона в качестве объекта для прогнозных исследований на вольфрам.

На основании анализа особенностей геологического строения Горного Алтая была составлена схематическая прогнозная карта этого региона (см. рис. 18). Выделенные на ней потенциально вольфрамоносные зоны, как и в других провинциях этого типа, соответствуют в первом приближении герцинским регенерированным геосинклинальным прогибам, развитым в области сочленения мио- и эвгеосинклинальных структурно-формационных зон каледонского цикла тектогенеза. В контурах прогнозных зон локализовано подавляющее большинство известных в регионе массивов позднепалеозойских гранитов и связанных с ними проявлений вольфрамовой минерализации.

Детализация намеченных достаточно обширных прогнозных зон с целью выделения в их пределах более локальных площадей осуществлялась на основе учета разнообразных геологических признаков (интенсивности трещиноватости, густоты развития даек, широты проявления магматизма и др.), данные по которым брались с планшетов геологической съемки среднего масштаба и изображались затем методом изолиний на унифи-

цированных схемах. (Особенности графического способа выражения и анализа рудоконтролирующих факторов коротко изложены в предыдущем разделе.)

Всего использовано 40 планшетов геологических карт, которые были разделены на 640 элементарных ячеек. Из указанного числа ячеек 170 вольфрамовых и вольфрамсодержащих ме-



Рис. 33. Схема прогнозных вольфрамоносных площадей в пределах Горного Алтая, выделенных по комплексу благоприятных признаков:

1—5 — прогнозные площади, соответствующие минимальному (1) и максимальному (5) числам благоприятных признаков

сторождений и рудопроявлений Горного Алтая сосредоточены в 80 ячейках. Для рудосодержащих ячеек были установлены характеризующие их количественные значения анализировавшихся геологических признаков, которые и служили критериями при выделении прогнозных площадей. Первоначально выделялись перспективные площади по одному признаку, а затем по комплексу благоприятных признаков (рис. 33).

Сопоставление схемы рис. 33 с прогнозными зонами, выделенными на стадии мелкомасштабных исследований (см. рис. 18), позволяет в значительной мере сузить размеры перспективных площадей. В пределах наиболее благоприятных

из них, в частности Бугузун-Богутинском районе, районах Талицкого, Синюшинского, Белокурихинского и Калгутинского гранитных массивов, проводились более детальные прогнозные исследования.

Бугузун-Богутинский район находится в восточной части Юстыдского регенерированного геосинклинального прогиба преимущественно среди существенно терригенных толщ черносланцевой и флишoidной формаций, относимых к ташантинской ( $D_2$ ), бар-бургазинской ( $D_{2-3}$ ) и богутинской ( $D_3$ ) свитам. В пределах района известно несколько вольфрамовых проявлений, пространственно тяготеющих к западной экзоконтактовой полосе близмеридиональной цепочки позднепалеозойских гранитных массивов богутинского комплекса, расположенных в осевой части хр. Чихачева. В результате в районе намечается региональный пояс вольфрамоносности, прослеживающийся в субмеридиональном направлении на десятки километров.

Проявления вольфрамовой минерализации относятся к различным формационным типам. В северной части района в гранито-гнейсовых толщах Мунгунтайгинского выступа пород протерозоя расположены Бугузунское вольфрамит-кварцевое грейзеновое месторождение, связанное с гранитами Буйлюкемского массива ордовикского возраста, и рудопроявление Кочкарлу, относящееся к скарноидному сульфидно-шеелитовому типу. Бугузунское месторождение характеризуется невыдержанностью кварцеворудных жил, их слабой минерализованностью, отсутствием признаков метасоматического минералообразования, генетической связью с древними гранитами и рядом других черт, свидетельствующих об общих незначительных масштабах оруденения. Рудопроявление Кочкарлу, несомненно, интересно и заслуживает дальнейшего изучения благодаря широкому площадному распространению амфиболитизированных и частично скарнированных гнейсов, содержащих рассеянное шеелитовое оруденение.

Южнее находится сходное с рассмотренным рудопроявление Аккаялу-Озек типа шеелитоносных кварцитов, представленное линзами метасоматических кварцитов с гипергенными железомарганцевыми рудами и горизонтами менее интенсивно измененных (окварцованных, омарганцованных и ожелезненных) известняков тыдтуярыкской осадочно-вулканогенной толщи раннего кембрия. Вольфрамовая минерализация ассоциирует с барит-сульфидно-полиметаллическим оруденением. Отмечается приуроченность максимальных концентраций вольфрама, свинца, цинка к марганецсодержащим кварцитам. Во многих случаях вольфрам не образует самостоятельных минералов, а вероятно, диспергируется окислами железа и марганца, содержание вольфрама в которых достигает десятых долей процента. Стратиформный характер рудных тел данного проявления сви-

детельствует о необходимости постановки в этом районе поисково-разведочных работ.

За исключением участка Юстыд с развитой грейзеновой минерализацией, все остальные вольфрамовые месторождения и рудопоявления района (Тоштоузек, Оленджулар, Кара-Куль, Кара-Оюк) характеризуются сходными чертами состава и строения и на основании проведенных исследований могут быть отнесены к одному и тому же сложному, по-видимому, полиформационному типу. Месторождения представлены протяженными минерализованными зонами с прожилково-вкрапленным и гнездовым характером оруденения; зоны нередко приурочены к стратиграфическому контакту отложений бар-бургазинской и богутинской свит.

Шеелитовая минерализация развивается в маломощных кварцевых, кварц-полевошпатовых, кварц-турмалиновых, кварц-карбонатных и разнообразных сульфидных прожилках или образует совместно с сульфидами рассеянную вкрапленность в метасоматически измененных породах. Характерен сложный многокомпонентный состав руд. Основное значение имеет медно-кобальт-вольфрам-свинцово-цинковая минерализация, кроме того, в рудах различных месторождений присутствуют серебро, мышьяк, иногда сурьма, висмут.

Рассматриваемые месторождения возникли, по-видимому, в результате пространственного совмещения разнотипной и разновременной минерализации: стратиформной медно-полиметаллической, связанной с девонскими отложениями юстыдской серни, и более поздней вольфрам-кобальтовой гидротермальной, связанной с позднегерцинскими гранитами.

Доказательством стратиформной природы медно-свинцово-цинковой минерализации могут служить: 1) однотипность разрезов рудовмещающих толщ на различных месторождениях и приуроченность медного оруденения к нижним частям разреза, а свинцово-цинкового — к верхним; 2) наличие рассеянной вкрапленности в надрудной существенно песчаниковой пачке (скв. 1 месторождения Кара-Куль); 3) согласное с напластованием вмещающих толщ расположение рудных тел, а в ряде случаев (Кара-Оюк) приуроченность к стратиграфическому контакту свит; 4) возможность увязки положения рудных тел в разрезе, исходя из ориентировки складчатых структур; 5) существование зональности, выражающейся в закономерной смене оруденения по нормали к первоначальному напластованию в последовательности  $Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb$ , что позволяет на ее основе расшифровать складчатую структуру осадочных толщ, развитых на месторождениях.

Постмагматический характер кобальт-вольфрамового оруденения доказывается максимальным развитием его в месторождениях, расположенных вблизи гранитных массивов, и постепенным уменьшением до полного исчезновения содержаний указан-

ных элементов по мере удаления месторождений от гранитов (месторождения Озерное, Чаган-Гол). Гидротермальная природа минерализации подтверждается и однотипностью структурного контроля ее размещения. Так, в пределах рассматриваемых месторождений кобальт-вольфрамовая минерализация размещается в блоке пород, ограниченном двумя тектоническими зонами дробления северо-западного простирания, имеющими крутое падение навстречу друг другу. Рудоносные прожилки

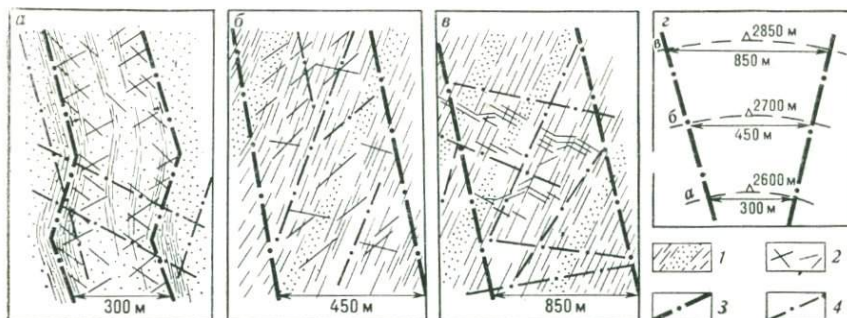


Рис. 34. Структуры вольфраморудных полей Бугузун-Богутинского района: а, б, в — структурные схемы месторождений Кара-Куль (а), Тоштоузек (б) и Оленджулар (в); г — схема закономерного изменения расстояния между рудоконтролирующими зонами указанных месторождений в зависимости от их гипсометрических отметок. 1 — вмещающая песчано-сланцевая толща; 2 — кварцеворудные прожилки; 3 — рудоконтролирующие зоны нарушений; 4 — прочие системы тектонических нарушений более низких порядков, в том числе послерудные

приурочены к двум основным системам сколовых трещин северо-западного и северо-восточного простираний (рис. 34, а—в).

Расстояние между рудоконтролирующими зонами варьирует на различных месторождениях. Однако это не противоречит предположению об их общности, т. е. принадлежности к единой региональной зоне разломов, поскольку это расстояние изменяется закономерно в зависимости от гипсометрических отметок участков минерализации. В частности, для месторождения Кара-Куль, расположенного на высоте около 2600 м, оно составляет 300 м, на Тоштоузек (2700 м) — около 450 м и Оленджуларе (2850 м) — 850 м. Учитывая падение рудоконтролирующих зон навстречу друг другу, именно подобная картина и должна наблюдаться (рис. 34, г). Различный минеральный состав прожилков и типов околорудного изменения на рудопрооявлениях (например, турмалинизация на Тоштоузек, полевошпатизация на Кара-Куле), по-видимому, является следствием проявления различных по глубине формирования минеральных фаций единой вертикальной метасоматической колонки.

Приведенные данные о наличии в Бугузун-Богутинском районе полиформационных месторождений с комплексным составом руд существенно расширяют перспективы его рудоносности, в первую очередь в отношении медно-свинцово-цинковой минерализации, и указывают на необходимость дальнейшего продолжения и расширения в нем поисково-разведочных работ на комплекс полезных ископаемых. В пределах уже известных месторождений, необходим пересмотр и уточнение складчатых структур рудовмещающих толщ и составление новых вариантов разрезов с учетом их полиформационной природы и, как следствие этого, различного структурного контроля в размещении медно-вольфрамовой и медно-свинцово-цинковой минерализации.

Район Талицкого гранитного массива характеризуется довольно значительным количеством грейзеновых вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений. Практически все они приурочены к восточной экзо- и эндоконтактовой части массива и отчетливо контролируются системами разломов северо-западного простираения, большинство из которых трассируется на поверхности мощными кварцевыми жилами (рис. 35).

По отношению к таким тектоническим нарушениям месторождения располагаются закономерно, локализуясь в участках их кулисообразного смещения. Кварцеворудные жилы и прожилки выполняют сколовые трещины оперения субширотного простираения, развивающиеся по типу структур конского хвоста между нарушениями (Верхне-Слюдянское, Казанцевское и др.) или локализуются в системах трещин, согласных с простираением рудоконтролирующих зон. В последнем случае наблюдается сложная перистая морфология рудных тел (Мульчихинское).

Наряду с четким структурным контролем обращает на себя внимание практически повсеместная пространственная приуроченность месторождений к полям развития мелкозернистых лейкократовых аляскитовых и мусковит-турмалиновых гранитов, по-видимому, материнских в отношении вольфрамовой минерализации. Указанные разности гранитов слагают небольшие тела изометрических в плане очертаний.

Пространственное положение таких тел позволяет предположить наличие трех магмоконтролирующих зон глубинных разломов северо-западного простираения (см. рис. 35). Существование последних подчеркивается совпадением их с границами трех блоков Талицкого массива с резко отличными гипсометрическими отметками. Принимая во внимание близкий уровень эрозионного среза всего массива и наблюдающуюся латеральную зональность оруденения, это может быть объяснено как проявление интенсивных вертикальных перемещений, имевших место после формирования Талицкого массива, но до внедре-

ния поздних тел мелкозернистых гранитов, пространственное размещение которых и контролировалось зонами тектонических подвижек. Следует отметить, что к намечающимся магмоконтролирующим зонам пространственно тяготеет и большинство

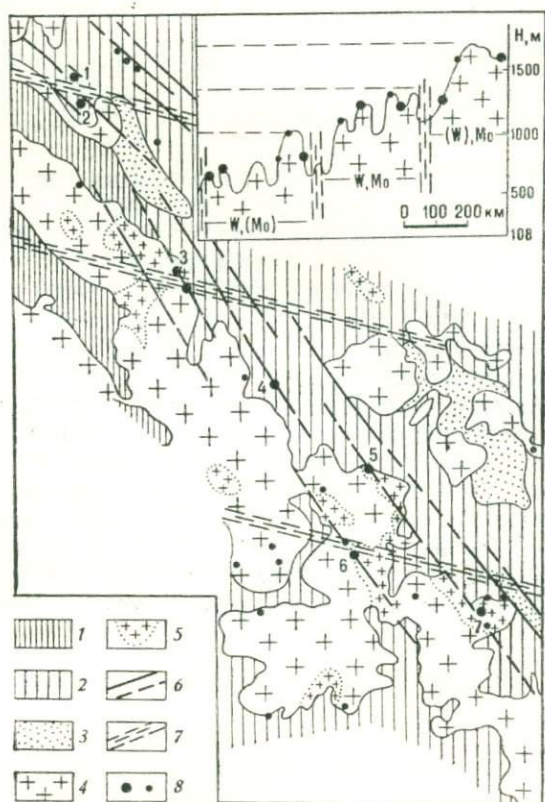


Рис. 35. Схема размещения вольфрамовой минерализации в районе Галицкого гранитного массива:

1, 2 — зоны, сложенные формациями пород эвгеосинклинального (1) и миогеосинклинального (2) типов; 3 — приразломные вулканогенно-терригенные прогибы и наложенные впадины; 4 — биотитовые крупно- и среднезернистые граниты; 5 — мелкозернистые лейкократовые и аляскитовые граниты; 6 — установленные и предполагаемые рудоконтролирующие нарушения; 7 — предполагаемые зоны, контролирующие размещение тел поздних мелкозернистых гранитов; 8 — основные вольфрамовые и молибденовые месторождения и рудопроявления: 1 — Казанцевское, 2 — Верхне-Слюдянское, 3 — Мульчихинское, 4 — Токаревское, 5 — Казандинское, 6 — Галицкое, 7 — Каракольское

известных здесь вольфрамовых месторождений и рудопроявлений.

Приуроченность к трем намеченным зонам поздних мелкозернистых гранитов и связанной с ними вольфрамовой минерализации свидетельствует об их рудоконтролирующей роли. По-

этому указанные зоны — наиболее перспективные площади для обнаружения в районе новых проявлений вольфрамовой минерализации. В первую очередь необходимо изучить северную зону, в пределах которой по ряду признаков можно предположить наличие слепого оруденения, контролируемого нескрытыми гребнями и куполами гранитов. Ввиду проявления в районе Талицкого массива отчетливой латеральной зональности, отвечающей ряду  $W \rightarrow W$ ,  $Mo \rightarrow Mo$ , можно предположить значительную выдержанность оруденения на глубину в пределах уже известных здесь Казанцевского и Верх-Слюдянского месторождений.

В заключение отметим, что проведенные на территории Горного Алтая разномасштабные прогнозные исследования указывают на необходимость расширения здесь поисково-разведочных работ на вольфрам. Первоочередного изучения заслуживает территория Юго-Восточного Алтая (Юстыдский прогиб, Аксайская и Калгутинская наложенные впадины), геологически весьма перспективная на выявление крупных и средних по запасам штокверковых шеелитовых месторождений (урзарсайского типа); сложных полиформационных месторождений с комплексным прожилково-вкрапленным оруденением, образовавшихся путем пространственного совмещения стратиформной медно-свинцово-цинковой и секущей постмагматической кобальт-вольфрамовой минерализации (тоштоузек-каракульского типа), также, вероятно, имеющих важное промышленное значение, и грейзеновых многоэтапных месторождений с комплексным вольфрам-молибденовым оруденением (калгутинского типа).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный в настоящей работе анализ строения и размещения вольфрамовых месторождений был направлен главным образом на разработку основ научного прогноза вольфрамового оруденения. Указанный аспект металлогенических исследований применительно к месторождениям вольфрама до настоящего времени изучен слабо. В то же время от успешного решения этой сложной и важной задачи во многом зависит обеспечение растущей потребности промышленности вольфрамовым сырьем.

В работе рассмотрены лишь некоторые вопросы проблемы научного прогноза месторождений. Полученные выводы могут быть сведены к следующим основным положениям.

1. Важный аспект прогнозных исследований — формационный анализ месторождений. Выделение рудных формаций как статистически устойчивых ассоциаций однотипных минеральных парагенезисов, закономерно расположенных в пространстве, позволяет прогнозировать различные по запасам и качеству типы руд.

В первой части работы рассмотрен опыт разработки классификации вольфрамовых месторождений для целей прогнозирования. Предложенная классификация учитывает различную сложность строения и длительность формирования рудных объектов, объединяемых в единое с геолого-экономической точки зрения понятие «месторождение». Выделено три возможных случая типизации вольфрамовых месторождений на основе рудных формаций: месторождение соответствует простым рудным формациям (моноформационное), представляет собой их сочетание (полиформационное) или является членом изоморфного ряда рудных формаций.

Промышленное значение месторождений, относящихся к трем указанным случаям, различно, что и позволяет использовать предложенную классификацию при прогнозных исследованиях. Наибольшую практическую ценность имеют сложные полиформационные месторождения. Длительная история формирования, наличие нескольких продуктивных этапов обуславливают их в большинстве случаев крупные запасы и комплексный состав руд. Весьма значительные концентрации оруденения характерны для шеелитоносных штокверков, относимых автором к самостоятельной шеелит-кварц-полевошпатовой гумбентовой рудной формации.

2. Актуальная задача прогнозирования и дальнейшего его совершенствования — выявление новых формационных типов

оруденения, установление условий их формирования, закономерностей размещения и промышленной ценности, а также разработка критериев прогноза крупных месторождений, относящихся к ранее известным, традиционным типам рудных формаций.

В соответствии со сказанным автор выделил гидротермально-метаморфогенную группу формаций, к которой отнесены различные проявления вольфрама, существенно отличающиеся по ряду признаков от известных типов. Многие исследователи продолжают их рассматривать как экзотические, не имеющие практического значения, хотя за рубежом уже известны отдельные промышленные месторождения.

Важная особенность вольфрамовых проявлений рассматриваемого типа — стратиформный характер размещения оруденения, вследствие чего разработка их оказывается рентабельной даже при низких содержаниях триоксида вольфрама. В настоящее время условия формирования и закономерности размещения минерализации гидротермально-метаморфогенной группы выяснены недостаточно, в связи с чем предложенное формационное ее разделение нельзя считать окончательным. Однако автор надеется, что выделение указанных проявлений в самостоятельные формационные типы привлечет внимание исследователей к их углубленному изучению.

Анализ закономерностей размещения и формирования крупных вольфрамовых месторождений выявил их отчетливую приуроченность к крупным трансрегиональным зонам тектонических нарушений, особенно к участкам выклинивания и пересечения с поперечными структурами, а также связь с полихронными массивами гранитоидов или с участками сближенного расположения магматических образований нескольких орогенных интрузивных комплексов. Для крупных полиформационных месторождений характерна локализация в местах пересечения рудных зон и поясов с разнотипной и разновременной минерализацией.

Крупные месторождения характеризуются многими специфическими чертами состава и строения: длительностью формирования и наличием нескольких этапов минералообразования, соответствующих полному циклу эволюции кислотно-щелочной волны постмагматических растворов, проявлением внутрирудного магматизма, интенсивным развитием процессов метасоматоза, отсутствием четко выраженной зональности или обратным характером ее проявления и др. Отмеченные признаки могут быть использованы при прогнозировании оруденения в новых районах и при установлении масштабов оруденения вновь открываемых месторождений или ранее известных, но не разведанных рудопроявлений.

3. В основу прогнозирования должен быть положен принцип типизации геолого-структурных обстановок проявления оруде-

нения. Проведенная на достаточно представительном материале типизация таких обстановок позволяет прогнозировать в их пределах минерализацию того или иного формационного типа даже при отсутствии известных месторождений и рудопроявлений. Учитывая существующие различия в относительной роли рудоконтролирующих факторов при разномасштабных исследованиях представляется рациональным классифицировать геологические обстановки в зависимости от детальности проводимых исследований.

Разработанная типизация вольфрамовых провинций в отличие от существующих в настоящее время классификаций учитывает структурно-вещественные характеристики среды рудоотложения, в частности комплексы рудовмещающих и рудоносных осадочных, осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций.

В результате проведенного сравнительного анализа истории геологического развития трех выделенных типов провинций можно заключить, что они соответствуют последовательно сменяющим друг друга стадиям постинверсионного развития геосинклинально-складчатых областей, к которым они приурочены. Так, от I к III типу провинций увеличивается длительность временного разрыва между геосинклинальной стадией развития и формированием вольфрамовой минерализации, возрастает число периодов проявления магматической активности от двукратного в провинциях I типа до четырех- и пятикратного в провинциях III типа. Одновременно отмечаются изменения состава рудоносных гранитоидов от диорит-гранодиорит-гранитового до гранит-щелочногранитового и формационной принадлежности связанной с ними вольфрамовой минерализации, наблюдается все более независимое расположение ее от структур вмещающих геосинклинально-складчатых областей.

Установленные черты различия в истории геологического развития и строения трех выделенных типов провинций при общей их эволюционной направленности позволяют достаточно достоверно прогнозировать в них разнообразные вольфрамоворудные формации.

4. Успешная разработка проблемы научного прогнозирования связана с выявлением комплекса конкретных критериев и установлением рациональной последовательности их применения. Известные критерии прогноза вольфрамовой минерализации различных формационных типов не исключают возможности выявления новых. В частности, при оценке перспектив вольфрамоносности могут быть использованы закономерности взаимосвязи даек и оруденения, явления метасоматического минералообразования, типы рудных контуров и особенности их внутреннего строения и др.

Перспективен наметившийся в последние годы структурно-геометрический подход к прогнозированию. Одним из возмож-

ных аспектов его разработки может служить установление структурно-геометрических критериев оценки рудоносности вольфрамовых месторождений различных морфологических типов на основе предложенной эксплозивной модели формирования гранитоидных массивов в консолидированных блоках земной коры. Путем геометризации пространственного размещения вольфрамовых месторождений был предложен один из возможных методов количественного прогнозирования. Автор считает, что именно структурно-геометрический подход позволит в будущем подойти к решению наиболее сложной задачи прогнозных исследований — переходу от качественного к количественному прогнозированию.

Наряду с необходимостью выявления новых критериев не менее важна разработка последовательности их применения при перспективной оценке площадей. В основу рациональной методики прогнозирования вольфрамового оруденения должен быть положен принцип соподчинения критериев по значению и очередности их применения в последовательности от общих региональных к все более частным локальным. На примере прогнозной оценки территории Горного Алтая доказано, что подобный методический подход позволяет выделять и последовательно сужать размеры намечаемых вольфрамоносных площадей — от масштаба металлогенических зон до масштаба рудных узлов, полей и месторождений. Совершенствование отмеченной методики будет способствовать максимальной локализации прогноза.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Н. А.* Палеозой востока Австралии и Меланезии.— «Труды ГИ АН СССР», 1967, вып. 181. 179 с.
2. *Боголепов В. Г.* Основные направления исследований при определении практической значимости тел гидротермально измененных пород.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Ч. 1. Алма-Ата, «Наука», 1972, с. 9—35. (ОНТИ ҚазИМС).
3. *Бойко Т. Ф.* Озеро Серлс и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы.— «Труды ИМГРЭ», 1963, вып. 17, с. 47—66.
4. *Быбочкин А. М.* Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., «Недра», 1965. 236 с.
5. *Воронов П. С.* Биполярность закономерностей гипсометрии блоков континентальной коры и распад Гондваны.— «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1966, т. 98, вып. 2, с. 112—129.
6. *Генезис* эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, 720 с. Авт.: В. И. Смирнов, М. Н. Годлевский, В. Д. Никитин и др.
7. *Геология* и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан). Т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1967, 372 с.
8. *Денисенко В. К.* Метасоматически замещенные рудоносные дайки.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1972, с. 127—133.
9. *Денисенко В. К.* Критерии оценки крупных вольфрамовых и оловянных месторождений.— «Разведка и охрана недр», 1974, № 4, с. 14—18.
10. *Денисенко В. К.* Классификация вольфрамовых месторождений для целей прогнозирования.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1975, ч. 104, вып. 5, с. 526—538.
11. *Денисенко В. К.* Особенности проявления магматизма и редкометалльного оруденения в консолидированных блоках земной коры.— В кн.: Структурные и магматические факторы контроля эндогенного оруденения. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1975, с. 114—122.
12. *Денисенко В. К., Неженский И. А.* О проявлении признаков метасоматического минералообразования в масштабе рудного поля. (На примере Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения.) — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1972, ч. 101, вып. 6, с. 445—450.
13. *Джонсон Г. В., Хиггинс Г. Х., Вайолет К. И.* Подземные ядерные взрывы.— В кн.: Подземные ядерные взрывы. М., Изд-во иностр. лит., 1962, с. 11—35.
14. *Зильберминц А. В.* Оловоносные области Северо-Востока.— В кн.: Оловоносность арктической и субарктической зон советского сектора Восточной Азии. Магадан, 1973, с. 4—9. (Северо-Восточный комплексный ин-т. Труды. Вып. 48).
15. *Иванов Л. Б.* О классификации гидротермалитовых редкометалльных

- месторождений Казахстана.— В кн.: Цветные и благородные металлы Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1975, с. 12—22.
16. *Кинг Ф. Б.* Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте. М., «Мир», 1972. 268 с.
  17. *Кононов О. В., Назьмова Г. Н., Свириденко А. Ф.* Особенности развития геологической структуры и стадийность процессов формирования Тырнаузского молибдено-вольфрамового месторождения (Северный Кавказ).— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 198—205.
  18. *Крайнов С. П.* О накоплении и осаждении вольфрама при испарительной конденсации вод некоторых щелочных озер Средней Азии.— «Докл. АН СССР. Серия геол.», 1966, т. 168, № 4, с. 904—907.
  19. *Красный Л. И., Коген В. С., Ставцев А. Л.* Вольфрамоносность юго-восточного обрамления Сибирской платформы.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 7, с. 5—9.
  20. *Крючков А. С.* Задачи научно-исследовательских учреждений по расширению и укреплению рудной базы вольфрама.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 5—9.
  21. *Малиновский Е. П.* Структурные условия формирования жильных вольфрамовых месторождений. М., «Наука», 1965. 164 с.
  22. *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—217.
  23. *Мишин В. П.* Разновозрастные эвгеосинклинальные формации главного антиклинория Сихотэ-Алиня.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 114—118.
  24. *Моисеенко Д. С.* Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969. 206 с.
  25. *Неженский И. А., Денисенко В. К.* К вопросу о математическом описании зональности оруденения (на примере оловянных жильных и штокверковых месторождений).— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., «Наука», 1976, с. 82—88.
  26. *Онтоев Д. О.* Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М., «Наука», 1974. 243 с.
  27. *Павлов Е. С., Чернов Б. С.* О новых типах вольфрамовых месторождений.— «Разведка и охрана недр», 1971, № 7, с. 9—13.
  28. *Петров А. И.* О механизме образования структур центрального типа.— «Советская геология», 1968, № 9, с. 139—145.
  29. *Петров А. И.* Концентрически-зональные структуры как гипоцентры древних землетрясений.— В кн.: Внутренняя геодинамика, Л., 1972, с. 9—11. (Тезисы докладов на конференции. Вып. 2).
  30. *Повилайтис М. М.* Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. М., «Наука», 1975. 255 с.
  31. *Попов В. И.* О связи землетрясений Средней Азии с продолжающимся вещественным развитием земной коры. «Зап. Узбекского отд. Всесоюз. минер. о-ва», 1955, вып. 7, с. 150—175.

32. Пшеников К. В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М., «Наука», 1965. 87 с.
33. Рафиенко Н. И., Золотарев В. А. Шеелитоносные кварциты — новый генетический тип вольфрамового оруденения в Кузнецком Алатау. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 5, с. 1178—1179.
34. Результаты комплексных геолого-геофизических исследований по изучению природы Ташкентского землетрясения (1966 г.). — «Советская геология», 1968, № 1, с. 25—35. Авт.: Х. Т. Туляганов, В. Г. Гарьковец, А. Г. Хваловский и др.
35. Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 27—35. (ОНТИ ВСЕГЕИ).
36. Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Региональные и локальные закономерности размещения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений. Л., 1970. 71 с. (ВСЕГЕИ Труды. Вып. 2).
37. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971. 328 с.
38. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Торчинюк Р. М. Закономерности размещения даек и вольфрамит-кварцевых жил на Нура-Талдинском месторождении Центрального Казахстана. — «Труды ВСЕГЕИ. Новая серия», 1966, т. 133, с. 83—111.
39. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., «Недра», 1975. 224 с.
40. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1974, вып. 3, с. 289—304.
41. Свириденко А. Ф., Ушаков В. Я., Семочкин Г. А. Геологическое строение Тырнаузского вольфрамово-молибденового месторождения. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 222—234.
42. Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М., «Наука», 1973. 257 с.
43. Тектоника Африки. Ред. Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре. М., «Мир», 1973. 541 с.
44. Турчинский В. Н. Марганцево-вольфрамовое оруденение в северных предгорьях Терской Ала-Тоо. — Зап. Киргизского отд. Всесоюз. минер. о-ва, 1965, вып. 5, с. 15—21.
45. Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Геология и оловоносность Приморья. М., «Недра», 1973. 236 с.
46. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Т. 1. М., «Недра», 1971, 547 с.
47. Штилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана. Избр. труды М., «Мир», 1964, с. 247—333.
48. Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., «Недра», 1966. 290 с.
49. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968. 180 с.
50. Щеглов А. Д., Буткевич Т. В. Месторождения вольфрама. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., «Недра», 1974, с. 170—214.

51. Щерба Г. Н. Геологические условия образования некоторых штокверков и зональность оруденения.—«Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1955, вып. 21, с. 3—13.
52. Щерба Г. Н. Колонна преобразования земной коры и металлогения.— В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 112—117.
53. Baumann L., Gorny S. Neue tektonische und petrographische Untersuchungsergebnisse in der Zinnerzlagestätte Tannenbergr-Mühleithen.— «Freiberger Forschungshefte», 1964, с. 181, p. 88—117.
54. Broks C. The Rubidium—Strontium Ages of some Tasmanian Igneous Rocks.— «J. of the Geol. Soc of Australia», 1966, vol. 13, pt. 2, p. 457—469.
55. Evans D. J. J. The practice of metallurgy in 1999. Canad.— «Mining and Metall. Bull.», 1974, vol. 67, N 747, p. 66—71.
56. Gabert G., Vinken R. Die Scheelitlagerstätte Sandong (Sudkorea), ihre genese und ihre geologisch—tektonischer Rahmen.— «Geol. Rundschau», 1965, vol. 54, N 2, p. 906—925.
57. *Geology of Australian ore deposits.* (Ed. Mc. Andrew J.) 2-nd, ed. Eight Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Australia and New Zealand, Melbourne, 1965, vol. I, 547 p.
58. Hosking K. F. G. The search for tungsten deposits.— «Bull. Geol. Soc. of Malaysia», 1973, N 5, p. 66—70.
59. Hsieh C. Y. A study of the tin deposits in China.— «Scientia Sinica», 1963, vol. XII, N 3, p. 373—390.
60. Hsieh C. Y. Major Geotectonic Features of Southeast China.— «Scientia Sinica», 1963, vol. XII, N 12, p. 1871—1887.
61. Hsü K. C., Ting J. Geology and tungsten deposits of Southern Kiangsi, China.— «Mem. Geol. Surv. of China», ser. A., 1943, N 17, 360 p.
62. Hübner H. Molybdenum and tungsten Occurrences in Sweden.— «Sverig. Geol. undersökning. Avh. och uppsat.» Ser. C, N 46, Stockholm, 1971, 29 p.
63. Jankovich S. Metallogenetske epoch i lezista wolframa u Jugoslaviju.— «Rudarsk. glasnik», 1966, N 1, p. 47—50.
64. Jazigos hipogenicos de Estanho e volframio. L. N. Conde, V. Pereira, A. Ribeiro, D. Thadeu.— In book: Direcsäageral de minus e servicos geologicas. Lisboa, 1971. 81 p.
65. Kloosterman G. B. A tin province of the Nigerian type in Southern Amazonia.— In book: A Technical Conference on Tin. London, 1967, vol. 2, p. 381—399.
66. Li Pu. Potassium—argon absolute ages of micas from the pegmatites and granites of Inner Mongolia and Nanling region of China.— «Schientia Sinica», 1963, vol. XII, N 7, p. 1041—1048.
67. Lovering T. S., Tweto O. Geology and ore deposits of the Boulder Country Tungsten District Colorado.— «Geol. Sur. Profess. Paper», 1953, N 245, 199 p.
68. Mankov Sl., Andreeva L. Tungsten—molybdenum mineralizations connected with Tertiary magmatism of the Bulgarian—Jugeslav border region.— In book: Metallization associated with acid magmatism. N 1, Praha, 1974, p. 53—59.

69. *Mc Dougall L., Leggo P. J.* Isotopic Age Determinations of Granitic Rocks from Tasmania. «Journal of the Geol. Soc. of Australia», 1965, vol. 12, pt. 2, p. 295—332.
70. *Petrascheck B. E.* Kontinentalverschiebung und Erzpovinzen.—«Mineralium Deposita», 1968, vol. 3, N 1, p. 56—64.
71. *Rosen A.* Evolution continue d'un massif granitique et succession minerale: le massif des Colettes (Echassieres, Allier). P. I. Granites et micaschistes.—«Bull. de la Soc. franc. de mineralogie et de cristallographie», 1965, t. 88, N 4, p. 678—687.
72. *Rosen A.* Evolution continue d'un massif granitique et succession minerale: le massif des Colettes (Echassieres, Allier). P. 2. Filons, alterations et mineralisations.—«Bull. de la Soc. franc. de mineralogie et cristallographie», 1966, t. 89, N 2, p. 155—176.
73. *Routhier P.* Sur trois principes generaux de la metallogenis et de la recherche minerale.—«Mineralium Deposita», 1969, N 2, p. 213—218.
74. *Schulling R. D.* Tin belts around the Atlantic ocean, some aspects of the geochemistry of tin.—In book: A Technical Conference on Tin. London, 1967, vol. 2, p. 529—550.
75. *Tweto O.* Scheelite in the precambrian gneisses of Colorado. «Econ. geology», 1960, vol. 55, N 7, p. 1406—1428.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>ВВЕДЕНИЕ . . . . .</b>	<b>5</b>
<b>Часть I. ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ</b>	<b>7</b>
Глава 1. Принципы классификации вольфрамовых месторождений для прогнозирования на формационной основе . . . . .	7
Глава 2. Формационные типы вольфрамовых месторождений, их классификация и характеристика . . . . .	9
Рудные формации . . . . .	9
Ассоциации рудных формаций . . . . .	22
Ряды рудных формаций . . . . .	35
Глава 3. Экономическое значение вольфраморудных формаций и критерии поисков крупных месторождений . . . . .	39
<b>Часть II. ВОЛЬФРАМОВЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА</b>	<b>43</b>
Глава 1. Типизация вольфрамовых провинций на структурно-вещественной основе для регионального прогнозирования . . . . .	43
Глава 2. Характеристика главнейших типов вольфрамовых провинций мира . . . . .	48
Вольфрамовые провинции в геосинклинально-складчатых областях линейно-зонального строения . . . . .	48
Вольфрамовые провинции в геосинклинально-складчатых областях блокового строения с наложенными (регенерированными) прогибами . . . . .	66
Вольфрамовые провинции в областях щитов и платформ . . . . .	74
Глава 3. Закономерности строения и размещения вольфрамовых провинций . . . . .	77
Особенности проявления вольфрамовых провинций в истории геологического развития . . . . .	77
Закономерности размещения вольфрамовых провинций и поясов . . . . .	80
<b>Часть III. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ</b>	<b>86</b>
Глава 1. Анализ и последовательность применения критериев прогноза . . . . .	86
Глава 2. Некоторые аспекты прогнозирования в масштабе рудных полей и месторождений . . . . .	94
Роль даек в прогнозировании . . . . .	94
Явления метасоматического минералообразования как критерий прогнозной оценки . . . . .	100
Прогнозирование скрытого оруденения на основе типизации рудных контуров . . . . .	103

Глава 3. Структурно-геометрические критерии прогнозирования . . . . .	108
Проблема формирования и оценка рудоносности внегеосинклинальных гранитондов . . . . .	108
Прогнозирование рудоносности штокверковых, жильных и трубообразных месторождений . . . . .	116
Структурно-геометрический метод количественного прогнозирования : : . . . . .	122
Глава 4. ОПЫТ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (на примере Горного Алтая) . . . . .	125
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	133
Список литературы . . . . .	137

ИБ № 1798

Владимир Климентьевич Денисенко

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА

Редактор издательства *Л. Г. Рожкова*  
Обложка художника *Б. К. Силаева*  
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*  
Технический редактор *Л. Я. Голова*  
Корректор *А. А. Передерникова*

---

Сдано в набор 15.07.77. Подписано в печать 09.06.78.  
Т-09843 Формат 60×90<sup>1/16</sup> Бумага № 1 Гарнитура литер.  
Печать высокая. Печ. л. 9,0 Уч.-изд. л. 9,46 Тираж 1300  
экз. Заказ 670/6664-4 Цена 1 р. 40 к.

---

Издательство «Недра»,  
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.  
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета Министров СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

1 р. 40 к.

2610

НЕДРА