

А. Д. ЩЕГЛОВ



**ЭНДОГЕННАЯ**  
**МЕТАЛЛОГЕНИЯ**  
**ЗАПАДНОГО**  
**ЗАБАЙКАЛЬЯ**

MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR  
ALL-UNION GEOLOGICAL SCIENTIFIC  
RESEARCH INSTITUTE  
(VSEGEI)

A. D. SHCHEGLOV

ENDOGENOUS  
METALLOGENY  
OF WESTERN  
TRANSBAIKALIA

Publishing house «N E D R A»  
Leningrad  
1966

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
(ВСЕГЕИ)

553.1065

А. Д. ЩЕГЛОВ

ЭНДОГЕННАЯ  
МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
ЗАПАДНОГО  
ЗАБАЙКАЛЬЯ

1915

Издательство «НЕДРА»  
Ленинградское отделение  
Ленинград • 1966



В работе всесторонне рассмотрен фактический материал по эндогенным месторождениям Западного Забайкалья, охарактеризованы типы месторождений и закономерности их размещения в пространстве и во времени.

Систематизация и анализ материала произведены с учетом истории геологического развития территории. Показано, что Западное Забайкалье является сложнопостроенным регионом полициклического развития, в котором выделяется три разновозрастные складчатые области: байкальская (протерозойская), каледонская и герцинская, характеризующиеся специфическими особенностями металлогении. Последние оказываются неразрывно связанными с конкретными тектоническими условиями, процессами осадконакопления и магматизма.

В совершенно автономную группу месторождений выделены эндогенные рудные образования, возникающие в период мезозойской активизации байкальских и каледонских структур. Сделан вывод о необходимости выделения эндогенных месторождений, возникающих при процессах активизации консолидированных складчатых областей в особую группу. В работе приводится классификация месторождений Западного Забайкалья по рудным комплексам и генетическим типам; рассматривается металлогения отдельных элементов, разбираются общие вопросы генезиса месторождений. Проводится сопоставление металлогении рассматриваемой территории с другими регионами. Излагаются некоторые рекомендации и практические выводы.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов, занимающихся вопросами эндогенной металлогении и генезисом рудных месторождений.

*Научный редактор М. И. Ицксон*

*Старая наша Земля откроет  
перед нами свои богатства.  
То, что мы обнаружили до сих  
пор, — это лишь малая доля  
того, что мы можем еще от-  
крыть.*

С. С. Смирнов, 1947 г.

## ВВЕДЕНИЕ

Забайкалье — одна из интереснейших металлогенических провинций нашей страны. Присутствие в этом регионе различных по минеральному составу и генезису месторождений, в числе которых встречаются крупные промышленные объекты, придает ему наряду с обликом своеобразного музея «генетических типов эндогенных рудных образований» важное экономическое значение. В свою очередь, неодинаковые особенности формирования месторождений в условиях разнотипных геологических структур позволяют на примере данного региона познавать сложные вопросы металлогенического развития складчатых областей, имеющие практическое и теоретическое значение.

Закономерностям размещения эндогенных месторождений Забайкалья посвящено много исследований. Однако в подавляющем большинстве работ основное внимание уделено рудным месторождениям Восточного Забайкалья, тогда как вопросы эндогенной металлогении Западного Забайкалья освещены в несравнимо меньшей степени. Между тем, районы Западного Забайкалья, расположенные на сравнительно легкодоступных и удобных для освоения площадях, требуют быстрее оценки их перспектив; в связи с этим выявление закономерностей размещения эндогенных месторождений в Западном Забайкалье приобретает важное практическое значение.

Рассмотрению геологических закономерностей размещения различных эндогенных месторождений Западного Забайкалья \* и

---

\* До настоящего времени еще не создано точных понятий, определяющих географический термин «Западное Забайкалье». В данной работе под Западным Забайкальем понимается территория, ограниченная с запада 102 меридианом, с востока — 111; с юга — государственной границей СССР с Монгольской Народной Республикой, а с севера 52 параллелью, за исключением северных отрогов Хамар-Дабана, не относящихся к площади водосбора р. Селенги (рис. 1).

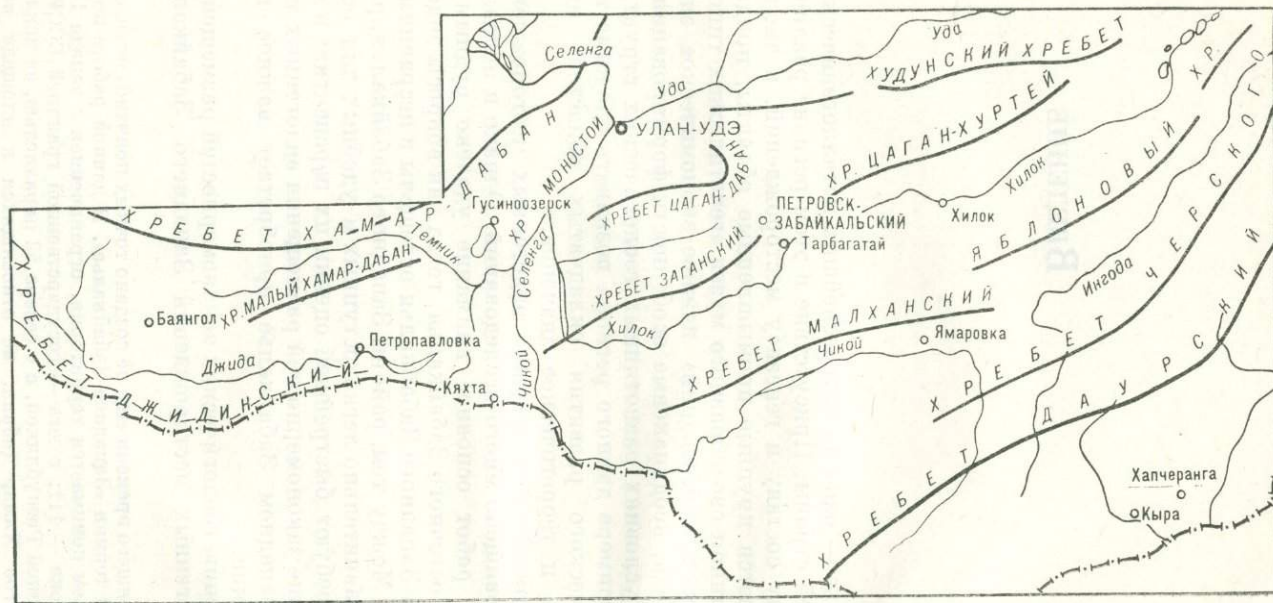


Рис. 1. Схема орографии Западного Забайкалья.

характеристике их типов, а также изложению некоторых общих вопросов, вытекающих из анализа особенностей проявления эндогенной минерализации на рассматриваемой территории, и посвящена эта работа.

Она написана на основании обобщения личных исследований, а также с учетом данных, содержащихся в опубликованных работах и рукописях, хранящихся в фондах Читинского и Бурятского геологических управлений.

В процессе своих исследований автор обсуждал многие вопросы геологии и металлогении Забайкалья с сотрудниками Бурятского и Читинского геологических управлений и других организаций: П. М. Хреновым, И. Н. Томсоном, Р. М. Константиновым, П. И. Налетовым, П. Ч. Шабогоровым, Е. Н. Смолянским, И. М. Федорченко, Е. И. Мартовицким, А. П. Белохвостовым, Ц. О. Очировым, К. Б. Булнаевым, А. П. Мордвиным, В. А. Новиковым, Г. И. Туговиком, В. В. Старченко, Л. Н. Ленок, Л. А. Таратутой, А. Д. Канищевым, А. В. Внуковым, В. И. Сизых и многими другими. В результате этих обсуждений возникали новые вопросы, что заставляло автора критически пересматривать некоторые, казалось бы уже сформировавшиеся, взгляды. Значительную поддержку в организации работ автору оказало руководство Бурятского и Читинского геологических управлений: Ф. М. Морозов, В. Н. Силаков, В. Е. Рябенко, Г. И. Телешев, Б. М. Зубарев, С. С. Иванов и К. Д. Шолкин. Работа автора непосредственно проходила в Отделе геологии и полезных ископаемых Восточных районов ВСЕГЕИ, руководимом Л. И. Красным. Здесь помощь в работе автору оказали Л. И. Красный, В. С. Кормилицын, Н. В. Шталь, М. И. Розинов, Л. А. Козубова, В. В. Чупров, В. А. Амантов и другие сотрудники. За товарищеские советы и поддержку в работе всем вышеперечисленным исследователям Забайкалья автор приносит благодарность.

При выполнении исследований в Западном Забайкалье большую помощь своим вниманием и совместным обсуждением различных вопросов оказал ныне покойный член-корреспондент АН СССР О. Д. Левицкий, один из лучших знатоков эндогенных месторождений Востока СССР.

Территория Западного Забайкалья изучена значительно менее полно, чем районы Восточного Забайкалья, в пределах которых известны многочисленные месторождения полезных ископаемых. Обилие и промышленная ценность последних обусловили большие масштабы развернувшихся в Восточном Забайкалье съемочных и разведочных работ, в то время как Западное Забайкалье долгие годы считалось малоперспективным регионом и геологические исследования в его пределах проводились не систематически и с различной степенью детальности на разных площадях.

Историю геологического изучения Западного Забайкалья можно подразделить на пять крупных этапов. Эти этапы не равно-

ценны по времени и своему значению, но тем не менее они являются наиболее характерными периодами, отмечающими определенные изменения в представлениях о геологическом строении рассматриваемого региона.

Первый этап охватывает промежуток времени с середины XVIII в., когда стали появляться в печати первые отрывочные сведения о некоторых геологических особенностях Западного Забайкалья [Gmelin, 1751; Georgi, 1775, 1797], до 1893 г., когда В. А. Обручев начал свои известные исследования в Селенгинской Даурии в связи с постройкой транссибирской железнодорожной магистрали. Этот большой по времени этап характеризуется проведением редких одиночных исследований, в результате которых были получены отрывочные данные о геологических особенностях и полезных ископаемых Западного Забайкалья.

Второй этап занимает промежуток времени с 1893 по 1917 гг. и знаменует собой начало первых систематических исследований Западного Забайкалья. Этот этап работ неразрывно связан с именем В. А. Обручева и, по существу, может быть назван «обручевским».

Третий этап в исследовании Западного Забайкалья в основном связан с деятельностью отдельных геологов Академии наук, бывшего Геологического комитета (ныне ВСЕГЕИ) и Восточно-Сибирского геологического управления, проводивших небольшие по объему работы в различных районах Западного Забайкалья. Этот период исследований, начавшийся в тяжелое время хозяйственной разрухи и последовавшего становления молодой страны Советов, начинается с 1918 г. и заканчивается в начале тридцатых годов. Его можно назвать «подготовительным», так как в результате работ этого этапа были выявлены первые промышленные перспективы Западного Забайкалья [Артемьев, 1924а, 1924б, 1925] и установлены признаки редкометалльного оруденения в Зачикойской горной стране. Эти открытия послужили толчком к дальнейшему изучению геологического строения Западного Забайкалья.

Четвертый этап в изучении региона начался в 1932 г., когда было открыто Джидинское вольфрамовое месторождение. В 1934 г. в результате поисковых работ в Чикойской горной стране были выявлены первые касситеритовые месторождения Баджираевка и Соходдо, что вызвало расширение геологических исследований в восточных районах Западного Забайкалья. Основные работы этого этапа, который охватывает время вплоть до 1949 г., были сосредоточены главным образом в двух разобщенных районах — Джидинском и Зачикойском, где проводились детальные поисковые работы с изучением рудных месторождений. В конце четвертого этапа появились первые металлогенические обобщения С. С. Смирнова и Б. А. Иванова, в которых рассматривались некоторые закономерности размещения рудных месторож-

дений отдельных районов Западного Забайкалья. В этот этап исследований в Западном Забайкалье началось систематическое изучение отдельных рудных месторождений, и в первую очередь таких наиболее крупных из них, как Джидинское и Шумиловское.

Наконец, пятый, качественно особый, этап в геологических исследованиях Западного Забайкалья связан с организацией в 1949 г. Читинского геологического управления, а позднее Бурятской комплексной экспедиции, преобразованной затем в Бурятское геологическое управление (1957 г.). С этого времени начинается систематическое изучение геологического строения Западного Забайкалья наряду с исследованиями рудных месторождений, ведущимися силами различных учреждений АН СССР и Министерства геологии СССР.

Перечисленные выше пять крупных этапов в геологическом изучении Западного Забайкалья являются теми основными вехами, которые только в самых общих чертах отражают хронологическую последовательность развертывавшихся на территории региона геологических исследований. Совершенно очевидно, что научные итоги каждого из выделенных этапов были совершенно различны. В этом отношении среди них выделяется второй («обручевский») этап, явившийся своеобразным фундаментом наших геологических представлений о регионе. И хотя в последующие годы многие взгляды В. А. Обручева были существенно изменены, его капитальные труды по геологии Селенгинской Даурии [Обручев, 1914] представляют в настоящее время не только исторический интерес, а являются первой интересной сводкой богатейшего и тщательно собранного фактического материала. Безусловно, велико значение четвертого этапа исследований, связанного главным образом с изучением и дальнейшим выявлением новых рудных месторождений. Наконец, исследования последних лет (пятый этап) чрезвычайно ценны обилием фактического материала, позволившего на качественно новой основе подойти к интерпретации геологического строения Западного Забайкалья и выявлению основных геологических закономерностей размещения рудных месторождений.

Совершенно очевидно, что каждый последующий этап научных исследований органически связан с предыдущим и успехи работ каждого нового этапа зависят и во многом основаны на выводах и наблюдениях более ранних лет. Объемы выделенных нами этапов могут быть спорны, а в некоторых случаях и недостаточно точны; так, иногда невозможно с точностью до года определить границы этапов (например, конец третьего и начало четвертого этапов). Тем не менее нам представляется целесообразным подразделение истории изучения геологического строения и эндогенных месторождений Западного Забайкалья на пять таких крупных и самостоятельных периодов.

Историю изучения эндогенных месторождений Западного Забайкалья невозможно отделить от истории геологических исследований этого региона в целом. Однако в нашу задачу не входит всесторонний и исчерпывающий обзор исследований за прошлые годы. Как хорошо известно, такой обзор приведен в многотомном труде В. А. Обручева «История геологического исследования Сибири», а также некоторых других сводных работах. К последним в первую очередь относится важное исследование Н. А. Флоренсова «Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья» [1960].

Среди опубликованных работ досоветского периода особое место занимают исследования В. А. Обручева [1914]. После 1917 г. наиболее значительными являются работы П. И. Налетова [1957, 1961а, 1962, 1963] по изучению геологии Джидинского района, работы Ю. П. Деньгина [1929, 1958, 1960а, 1960б] по геологии Зачикойской горной страны и исследования Н. А. Флоренсова (1954а, 1954б, 1960). Большой вклад в изучение интрузивных пород Джидинского района и Уда-Хилокского междуречья внесли работы Л. М. Афанасьева [1946, 1961] и А. А. Арсеньева и др. [1958]. В изучении рудных месторождений и металлогении Западного Забайкалья среди многих исследований, посвященных, как правило, частным вопросам этой проблемы, резко выделяются по своему значению и полноте фактического материала работы Ив. Ф. Григорьева и его группы по редкометальным месторождениям Зачикойской горной страны, работы И. П. Кушнарева по геологии Джидинского месторождения и исследования Е. Н. Смолянского [1960, 1961, 1963] по геологии и металлогении одноименного района.

Было бы неправильным не отметить работы, выполненные на смежных с Западным Забайкальем территориях, которые позволяют более глубоко проанализировать материал по геологии и металлогении исследуемого региона. К таким работам в первую очередь следует отнести монографии Н. А. Маринова [1957], В. Т. Васильева и др. [1959] по стратиграфии и геологическому строению Монгольской Народной Республики, а также статьи Ф. К. Шипулина [1957], Р. А. Хасина [1947], Н. А. Маринова, Ю. Я. Петровича [1963], В. А. Амантова и П. С. Матросова [1961] и др. Важное значение имеют исследования А. Д. Каленова [1947а, 1947б, 1948, 1961] по металлогении Монголии. Для смежных территорий Советского Союза следует указать работы Л. И. Салопа [1964] по геологии Байкальской горной области, П. М. Хренова [1960; Хренов, Рафиенко, 1956, 1960] по геологии и металлогении Северо-Западного Забайкалья, а также многочисленные исследования различных авторов по геологии и металлогении Восточного Забайкалья (С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, А. А. Якжина, И. Ф. Григорьева, Г. Л. Падалки, В. С. Кормилицына, В. Н. Козеренко, Д. И. Горжевского, В. В. Старченко, Н. И. Тихомирова и др.).

## ГЛАВА 1

# ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Прежде чем перейти к рассмотрению закономерностей размещения эндогенных месторождений Западного Забайкалья, необходимо кратко остановиться на особенностях геологического развития этого региона и осветить главные черты его тектонического районирования. Сводные работы по геологии Западного Забайкалья, опубликованные за последние десятилетия, единичны. Они представлены обобщающими статьями Н. А. Флоренсова [1954а, 1954б] по геологии и тектонике Бурятии и его монографией по мезозойским и кайнозойским впадинам Прибайкалья [Флоренсов, 1960], а также работами П. И. Налетова [1961а, 1962] и В. В. Старченко [1962, 1963]. В остальных достаточно многочисленных публикациях рассматриваются, как правило, частные вопросы геологического строения разобщенных и небольших по площади районов Западного Забайкалья.

За последние годы в Западном Забайкалье собран новый фактический материал, который позволяет более полно и, по-видимому, достаточно правильно «прочитать» основные страницы геологической истории этого сложно построенного региона. Однако многие важные вопросы геологического строения Западного Забайкалья все еще не разрешены и требуют дальнейшего систематического изучения. Важно отметить, что одной из специфических особенностей Западного Забайкалья, затрудняющих познание геологической истории этого региона, является широкое развитие гранитоидных пород при подчиненном значении осадочно-метаморфических, осадочных и осадочно-вулканогенных образований, почти совсем не охарактеризованных фауной и флорой.

Тем не менее всесторонний анализ особенностей размещения разновозрастных комплексов метаморфических, осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, развитых в Западном Забайкалье, а также выявление специфических особенностей расположения в пространстве разновозрастных стратифицированных образований различных формаций позволяют, по нашему мнению, в достаточной степени объективно выделить на рассматриваемой территории ряд крупных тектонических элементов (рис. 2)\*. К числу таких элементов первого порядка относятся разновозрастные складчатые области (пояса), характеризующиеся развитием в их пределах качественно разных и неодинаковых по возрасту осадочных, осадочно-вулканогенных и интрузивных комплексов. В настоящее время в Западном Забайкалье могут быть отчетливо выделены три следующие складчатые области: 1) байкальская, или протерозойская, 2) каледонская, или раннепалеозойская\*\*, 3) герцинская, или среднепалеозойская. Эти складчатые области закономерно сменяют с северо-запада на юго-восток одна другую, как бы окаймляя и наращая в виде широких полос Сибирскую платформу.

Байкальская складчатая область располагается на северо-западе рассматриваемой территории и занимает весь хребет Хамар-Дабан и верховья р. Джиды (Хангар-Ульский хребет). В байкальской складчатой области широко развиты метаморфические образования протерозойского возраста, а также докембрийские гранитоиды. Метаморфические породы собраны в сложные складки, которые имеют обычно северо-западное (290—300°) или широтное простирание. До настоящего времени структуры метаморфических толщ почти не расшифрованы.

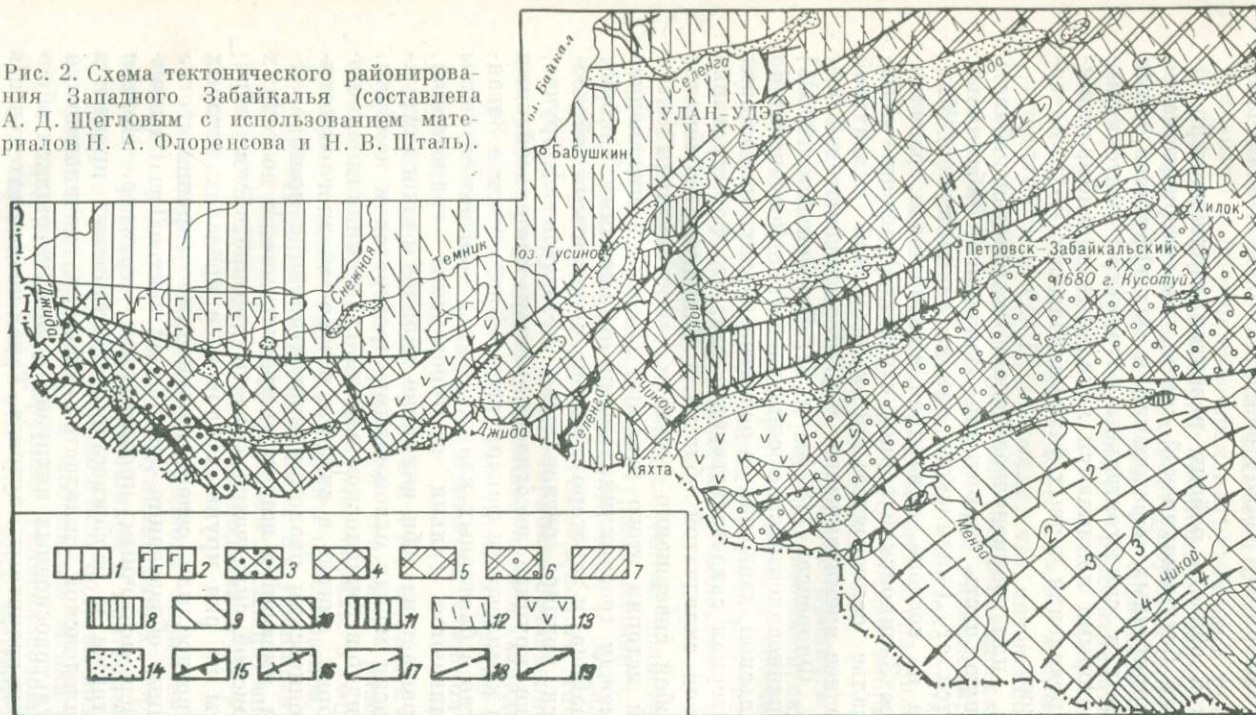
Граница между байкальской и каледонской складчатыми областями проходит по сложным зонам разлома, отчетливо прослеживающимся в верховьях р. Джиды и далее на восток в бассейне р. Темника. На отрезке от южных отрогов Малого Хамар-Дабана до Иволгинской депрессии эта граница фиксируется менее отчетливо, но, по-видимому, также проходит по зонам разлома, которые картируются западнее Гусиного озера и далее на северо-восток вдоль подножий Большого Хамар-Дабана в бортах Иволгинской и Удинской впадин. Севернее этих крупных разломов очень широко развиты протерозойские образования при подчиненном значении раннепалеозойских гранитов.

---

\* Предлагаемая схема является дальнейшим развитием и детализацией ранее высказанных представлений М. С. Нагибиной и И. В. Лучицкого [1948] и Н. А. Флоренсова [1954б, 1960].

\*\* В сводной работе Л. И. Красного, В. А. Амантова и др., посвященной геологическому строению северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса [1966], эта область относится к складчатым сооружениям «поздних байкалид».

Рис. 2. Схема тектонического районирования Западного Забайкалья (составлена А. Д. Щегловым с использованием материалов Н. А. Флоренсова и Н. В. Шталь).



1 — Байкальская (протерозойская) складчатая область (пояс); 2 — позднепротерозойские вторичные прогибы. Каледонская (раннепалеозойская) складчатая область; Джидинская геосинклинальная зона линейного типа ( $Сп_{1-2}$ ); 3 — Центральная подзона (главный кембрийский геосинклинальный прогиб); 4 — красная подзона; 5 — Селенга-Хилокская геосинклинальная зона мозаично-блокового типа ( $Сп_{2-3}$ ); 6 — Малханское краевое поднятие ( $Р_{2-3}$ ); 7 — Уленгинский вторичный прогиб ( $Сп_3 - 02$ ); 8 — блоки метаморфических пород докембрия (в нижнем палеозое — внутригеосинклинальные поднятия). Гердинская (среднепалеозойская) складчатая область; 9 — Зачикийский главный среднепалеозойский прогиб ( $Sp + D + C_1$ ); 10 — Бальдинский вторичный прогиб ( $С_3 + P?$ ); 11 — редикты Чикойского позднего прогиба ( $Р_{1+2?}$ ); 12 — область мезозойской активизации древних консолидированных (байкальских и каледонских) структур; 13 — наложенные прогибы (мульды), выполненные осадочно-вулканогенными отложениями ( $P + T$ ); 14 — мезозойские наложенные впадины, выполненные терригенными угленосными отложениями ( $J_2 - C_1$ ); 15 — Чикойский крайний шов (глубинный разлом); 16 — длительно развивающиеся зоны разломов; 17 — разломы. Предполагаемые простирания главнейших гердинских структур: 18 — синклинальных, 19 — антиклинальных (синклинальные структуры: 1 — Воскресено-Куналейская, 2 — Асаканская, 3 — Чикойская, 4 — Чикойская; антиклинальные структуры: 1 — Еловско-Асиинская, 2 — Шумиловская, 3 — Буркальская, 4 — Горчичинская).

Н. А. Флоренсов [1954а] по этим же зонам региональных нарушений проводит северную границу раннекаледонской складчатой подзоны.

В байкальской области районы развития верхнепротерозойских образований биту-джидинской свиты, характеризующихся присутствием терригенных образований и метаэффузивов, нами условно выделены в самостоятельные структуры — вторичные прогибы, под которыми понимаются локальные прогибы, возникающие после проявления первых фаз складчатости, но до инверсионных процессов.

Каледонская, или раннепалеозойская, складчатая область занимает большую часть территории Западного Забайкалья; она протягивается от Джидинского района на западе до Малханского хребта на востоке, охватывая всю площадь, расположенную севернее Зачикойской горной страны. Выделение в Западном Забайкалье самостоятельной каледонской складчатой области в последнее время вызывает у ряда исследователей возражения. Н. А. Флоренсов [1954а] и Ю. П. Деньгин [1960б] полагают, что раннепалеозойская складчатость непосредственно связана с байкальской, завершая ее развитие. Однако имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что формирование раннепалеозойской складчатой области в Западном Забайкалье представляет собой совершенно новый и самостоятельный этап в геологической истории этого региона. Прежде всего следует отметить, что между геосинклинальными отложениями кембрия Джидинского района и протерозойскими складчатыми образованиями имеется крупное региональное несогласие [Обручев, 1952]. Столь же крупное несогласие между протерозойскими и кембрийскими комплексами фиксируется в Боргойском и Заганском хребтах, где в базальных конгломератах боргойской свиты ( $Cm_1$ ) устанавливаются гальки протерозойских гранитоидов. Кроме того, обращает на себя внимание наличие резкого структурного несогласия между отложениями протерозоя и кембрия. Это отчетливо видно в Джидинском районе, где геосинклинальные комплексы кембрия, смятые в складки северо-западного простирания, по тектоническим разломам контактируют с протерозойскими породами, имеющими широтное простирание. В восточных районах каледонской складчатой области протерозойские образования разбиты на ряд крупных блоков, в пределах которых они имеют широтное или северо-западное простирание, тогда как вулканогенные образования боргойской свиты ( $Cm_1$ ) характеризуются северо-восточным простиранием структур. Нельзя не учитывать также и особенностей магматических процессов в пределах каледонской складчатой области, начинающихся с проявления ультраосновных интрузий и завершающихся образованием крупных гранитных плутонов. Такая последовательность в формировании интрузивных комплексов свидетельствует о су-

ществовании совершенно самостоятельного раннепалеозойского магматического геосинклинального цикла, не связанного в своем развитии с протерозойскими интрузивными процессами.

Каледониды Западного Забайкалья нельзя считать «классическими», так как они не характеризуются складчатостью в ордовике и в силуре; в то же время это совершенно самостоятельные структуры, которые не следует рассматривать как позднебайкальские сооружения.

Н. С. Шатский и др. [1957], касаясь вопроса о каледонской складчатости в СССР, отмечали, что интенсивную складчатость в позднем кембрии следует включать в каледонскую складчатость, называя ее Восточно-Саянской. Они указывали, что каледонская складчатость представляет собой комплекс складчатостей, среди которых «классическая» складчатость в ордовике и силуре занимает «равноправное» место с позднекембрийской складчатостью.

5161  
В изложенное выше позволяет признать самостоятельное значение каледонской, или раннепалеозойской, складчатой области Западного Забайкалья, представляющей собой сугубо индивидуальную структуру, не связанную непосредственно в своем развитии с байкальской складчатой областью, располагающейся к северу от нее.

В пределах каледонской складчатой области отчетливо различаются два крупных структурных элемента: а) Джидинская геосинклинальная зона линейного типа и б) Селенга-Хилокская геосинклинальная зона мозаично-блокового типа.

Эти две структуры имеют торцовое сочленение по зоне долгоживущих разломов, прослеживающейся западнее Боргойской депрессии. Особенно отчетливо такой характер сочленения устанавливается на территории Монголии, смежной с Джидинским районом.

Джидинская геосинклинальная зона линейного типа характеризуется широким развитием морских кембрийских отложений, которые собраны в сложные линейные крупные складки северо-западного простирания, во многих случаях разорванные тектоническими нарушениями.

В этой зоне могут быть выделены: 1) Джидинская центральная подзона, 2) Цежейская краевая подзона и 3) Уленгинский вторичный прогиб.

Джидинская центральная подзона занимает, по существу, площадь развития осадочно-вулканогенных образований кембрийского возраста, располагающихся в центральной части одноименного синклинория. Именно в этой подзоне получают широкое развитие пластовые тела и небольшие штоки ультраосновных пород, приуроченные к крупным раннепалеозойским разломам. Следует предположить, что эта зона соответствует наиболее прогнутой части кембрийской геосинклинали.

Цежейская краевая подзона расположена на востоке Джидинской зоны, и в ее пределах широко развиты кембрийские терригенно-карбонатные отложения. Последние в восточных районах представлены обычно аркозовыми известковистыми песчаниками часто с характерной косо́й слоистостью. Положение этих отложений на краю Джидинской геосинклинальной зоны и некоторые ее литологические особенности позволяют условно рассматривать районы их развития как краевые части кембрийской геосинклинали.

Уленгинский вторичный прогиб располагается на западе Джидинской геосинклинальной зоны. В его пределах развиты терригенные отложения, представленные конгломератами и песчаниками с подчиненными прослоями известняков и глинистых сланцев, входящими в состав уленгинской свиты (См-0?). По своему литологическому составу эти отложения резко отличаются от нижележащих кембрийских образований и характеризуются преобладанием в разрезе грубокластического материала. Е. Н. Смоленский [1960], В. А. Аристов и другие полагают, что уленгинская свита отделена перерывом от кембрийских осадочно-вулканогенных образований; в структурном отношении образования уленгинской свиты приурочены к крупной синклинальной складке, сложенной осадочно-вулканогенными кембрийскими отложениями, и унаследуют структурный план нижележащих толщ. Это, по-видимому, свидетельствует о единстве особенностей тектонического развития кембрийских отложений Джидинского района и об отсутствии крупных структурных перестроек в период кембрийского осадконакопления.

Селенга-Хилокская геосинклинальная зона мозаично-блокового типа по своему геологическому строению отличается от Джидинской геосинклинальной зоны прежде всего почти полным отсутствием кембрийских морских отложений, которые на территории этой структуры выделяются только условно. Породы, сходные с раннепалеозойскими осадочными отложениями Джидинского района, встречаются здесь в виде отдельных блоков, отнесение которых к каледонским образованиям не может быть сделано обоснованно. Кембрийские отложения на этой территории представлены главным образом вулканогенными толщами боргойской свиты, раннепалеозойский возраст которой определен по данным спорово-пыльцевого анализа. Трудно предположить, что на территории Селенга-Хилокской зоны не было кембрийского осадконакопления геосинклинального типа. Тем более, что к северу от рассматриваемой территории (р. Заза) известны фаунистически охарактеризованные толщи морского кембрия. По-видимому, осадочные образования этого возраста на площади Селенга-Хилокской зоны уничтожены эрозией в результате интенсивного поднятия территории в послегеосинклинальный период ее развития. О таком значительном

поднятию свидетельствует в первую очередь крайне широкое развитие в Селенга-Хилокской зоне раннепалеозойских гранитоидов.

Характерной особенностью данной зоны является наличие в ее пределах блоков различной величины, сложенных протерозойскими образованиями. Обычно такие блоки окаймлены крупными разломами; в ряде случаев к ним приурочены выходы кембрийских вулканогенных отложений боргойской свиты. Такое структурное положение последних позволяет рассматривать некоторые блоки протерозойских пород как внутригеосинклинальные поднятия, существовавшие уже в раннепалеозойское время. Среди последних наиболее крупными являются Заганское и Кяхтинское поднятия, по существу, представляющие одну структуру, расчлененную современными долинами рек на две части.

Особое место в Селенга-Хилокской геосинклинальной зоне занимает Малханский хребет с большими по площади выходами протерозойских образований. По-видимому, районы Малханского хребта, причлняющиеся с севера к герцинской складчатой области, следует рассматривать по отношению к последней как краевое поднятие, возникшее на границе двух складчатых областей при их сочленении по «типу краевого шва».

Раннепалеозойские (каледонские) разломы устанавливаются в Джидинском районе, где к ним приурочены ультраосновные интрузии. Кроме того, следует предположить, что раннепалеозойский возраст имеют крупные зоны тектонических нарушений, ограничивающие каледонскую складчатую область от протерозойской и по которым происходит сочленение тектонических блоков в среднем течении р. Джиды. Такой же возраст, по-видимому, имеют разломы, окаймляющие в Селенга-Хилокской структурной зоне внутригеосинклинальные поднятия, сложенные породами кембрия.

На западе каледонской области раннепалеозойские разломы характеризуются северо-западным простиранием, тогда как на востоке для них типичны северо-восточные направления.

Краткая характеристика структур каледонской складчатой области была бы неполной без упоминания тектонических разрывов, играющих огромную роль в геологическом строении этой территории. Тектонические нарушения встречаются в Малханском и отчасти Заганском хребтах почти в каждом обнажении независимо от типа пород, их слагающих. Там повсеместно можно наблюдать многочисленные следы разрывных дислокаций, представленных зонами сильно гнейсированных и милонитизированных пород, зеркалами скольжения, тектоническими глинками, а также брекчиями и милонитами. Часто зоны тектонических нарушений прослеживаются на несколько десятков километров. Крупные тектонические разрывы имеют северо-восточное или северо-западное простирание, а мелкие не имеют строго выдержанной ориентировки. Такая насыщенность разрывными

нарушениями территории Малханского хребта объясняется тем, что этот участок каледонской складчатой области являлся по отношению к герцинской геосинклинали консолидированной структурой и реагировал на ее развитие как жесткий массив, в первую очередь образованием многочисленных разрывов.

Герцинская складчатая область занимает районы Зачикойской горной страны. Современный фактический материал свидетельствует о том, что северная граница этой структуры проходит по южным отрогам Малханского хребта, где прослеживаются мощные тектонические разрывы, образующие крупный структурный шов, отчетливо разделяющий Западное Забайкалье на каледонскую и герцинскую складчатые области. Этот краевой шов, названный Чикойским разломом, представляет собой зону интенсивно смятых как осадочно-метаморфических, так и интрузивных пород, превращенных на отдельных участках в милониты и бластотектониты. Мощность зоны смятия колеблется от нескольких десятков метров до километра и более, причем сам разлом имеет крайне сложное кулисообразное, а иногда ступенчатое строение.

Время заложения Чикойского разлома установить трудно. Во всяком случае можно предположить, что он был заложен до среднего палеозоя, так как уже в это время Чикойский разлом являлся границей, разделявшей районы распространения флишеидных геосинклинальных отложений зачикойского комплекса ( $D + C_1$ ) и континентальных среднепалеозойских осадочно-вулканогенных образований ортинской свиты ( $C_1$ ). Движения вдоль зоны разлома продолжались и в мезозое, на что, в частности, указывают смятые вдоль зоны разлома у дер. Ямаровка угленосные отложения гусиноозерской серии ( $J_2 - C_{r1}$ ). В этом же районе к Чикойскому разлому приурочены выходы минеральных источников.

Характерно, что к Чикойскому разлому (краевому шву) тяготеют выходы базальных конгломератов среднего палеозоя и терригенные морские пермские отложения, которые не имеют развития севернее разлома, где их возрастные эквиваленты представлены вулканогенными континентальными образованиями. Кроме того, именно этот разлом является той границей, севернее которой имеют крайне ограниченное развитие среднепалеозойские гранитоиды, представленные в каледонидах небольшими трещинными плутонами. Таким образом, все особенности размещения в пространстве ранне- и среднепалеозойских осадочных, осадочно-вулканогенных и интрузивных комплексов свидетельствуют о том, что граница между каледонской и герцинской складчатыми областями проходит по Чикойскому глубинному разлому типа краевого шва.

Наконец, данные аэромагнитной съемки с очевидностью говорят о том, что в восточных районах Западного Забайкалья суще-

ствуют два крупных разнотипных тектонических элемента, граница между которыми отчетливо фиксируется по долине р. Чикоя. Площадь к югу от р. Чикоя вплоть до границы с Монголией характеризуется спокойным магнитным полем низкой интенсивности ( $\pm 100 \gamma$ ), которое сразу же к северу от Чикоя резко сменяется сильно дифференцированным полем больших значений (от 300 до  $+1500 \gamma$ ); границей изменения магнитной интенсивности и характера кривых  $\Delta T$  служат зоны разломов Чикойского шва. Это еще лишний раз подтверждает правомерность наших представлений о границе каледонской и герцинской складчатых областей в Западном Забайкалье, которая совпадает с положением Чикойского краевого разлома [Щеглов, 1960].

В герцинской складчатой области Западного Забайкалья выделяются следующие тектонические элементы: 1) Главный (Зачикойский) среднепалеозойский геосинклиальный прогиб (эта структура занимает почти всю территорию Зачикойской горной страны, в ее пределах широко развиты песчаниково-сланцевые отложения Зачикойского флишевого комплекса ( $S? + D + C_1$ )); 2) Бальджинский вторичный прогиб ( $C_3 + P?$ ), расположенный на самом юго-востоке рассматриваемой территории (выделение этой структуры производится на основании развития в Бальджинском районе карбоновых, а возможно, и нижнепермских отложений, формирующихся во вторичных геосинклиальных прогибах); 3) Пермский (Чикойский) поздний прогиб.

Особенности геологического строения Зачикойской горной страны, выраженные в широком развитии гранитоидов, среди которых в виде отдельных разобщенных пятен располагаются осадочные породы, не позволяют в полной мере выявить характер и положение складчатых структур в пределах главного среднепалеозойского геосинклиального прогиба. Тем не менее в последнем может быть с той или иной степенью условности выделен ряд синклиальных и антиклинальных структур, оси которых показаны на прилагаемой схеме. Характерным является четко выраженное северо-восточное простирание складок, среди которых наиболее определенно фиксируются отрицательные структуры, выделяемые по реликтам среднепалеозойских песчаниково-сланцевых толщ, собранных в синклиальные складки. В центральных частях антиклинальных структур, как правило, локализуются гранитные батолиты.

В Зачикойской горной стране могут быть условно намечены следующие синклиальные и антиклинальные структуры (с северо-запада на юго-восток): Воскресено-Куналейская синклиналь, Еловско-Асинская антиклиналь, Асаканская синклиналь, Шумиловская антиклиналь, Чикоконская синклиналь, Буркальская антиклиналь, Чикойская синклиналь и Горячинская антиклиналь. Выделение этих структур не является строго доказанным,

так как они устанавливаются главным образом по реликтам осадочных пород, часто путем умозрительной реконструкции.

Метаморфические породы, представленные биотитовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, которые ряд исследователей относят к докембрийским образованиям ядер антиклинорий [Шатский и др., 1957; Нагибина, 1958], действительно выходят в ядре Еловско-Асинской антиклинальной структуры, но, по данным А. Д. Канищева и Ю. П. Деньгина [1960а], представляют собой метаморфические фации среднепалеозойских песчаниково-сланцевых отложений.

Бальджинский вторичный прогиб выделяется на основании того, что в его пределах допускается возможность развития верхнекаменноугольных, а возможно, и нижнепермских отложений, залегающих с небольшим угловым несогласием на среднепалеозойских толщах. Наличие верхнепалеозойских отложений в Бальджинском районе в последнее время доказывает В. А. Амантов, который отчленяет этот комплекс пород от более ранних по возрасту на основании их литологических особенностей и сходства с позднепалеозойскими породами более восточных районов.

Чикойский поздний пермский прогиб фиксируется на севере герцинской складчатой области. Он тяготеет к долине р. Чикоя. Здесь известно три района, где обнажаются морские пермские отложения, охарактеризованные фауной. Эти отложения представлены типичными прибрежно-континентальными образованиями: конгломератами, песчаниками, алевролитами, иногда с прослоями эффузивов. В районе дер. Маргинутуй и у дер. Гутай пермские конгломератовые толщи имеют молассовидный облик; они собраны в простые пологие складки, характеризующиеся северо-западным или широтным простиранием. Границы прогиба определяются крайне условно; имеющийся фактический материал о распространении в Западном Забайкалье пермских отложений не позволяет предполагать их развития севернее Чикойского краевого шва.

Разломы герцинского возраста в Западном Забайкалье устанавливаются с большим трудом. К ним, по-видимому, следует отнести некоторые разрывные нарушения, фиксируемые в Зачикойской горной стране в крыльях Куналейской, Чиконокской и Чикойской антиклинальных структур, а также разломы в Малханском и Заганском хребтах, к которым приурочены трещинные плутоны среднепалеозойских гранитов. Нельзя не отметить, что эти разломы во всех районах Западного Забайкалья, исключая Джиддинский, имеют северо-восточные простирания.

**О мезозойских наложенных структурах.** Совершенно особое место в геологическом развитии Западного Забайкалья занимает мезозойский период.

К этому времени расположенные на территории этого региона три разновозрастные складчатые области: байкальская, каледонская и герцинская, пройдя сложный и неодинаковый путь геологического развития, представляли стабилизированные складчатые сооружения, аналогичные по особенностям тектонического режима областям завершённой складчатости. Наиболее консолидированы к этому времени были протерозойские и каледонские структуры, которые в отличие от герцинской складчатой области Запеченской горной страны имели недоразвитое (редуцированное) развитие, обусловленное отсутствием признаков самостоятельных постгеосинклинальных стадий.

Геологическое развитие байкальских и каледонских сооружений в мезозое было своеобразным и сложным. В это время происходило образование наложенных, как правило, сопряженных с крупными разломами прогибов, выполненных континентальными терригенными и вулканогенными отложениями различного возраста. Эти структуры, образование которых сопровождалось проявлениями интрузивного магматизма, развивались на разнородном фундаменте как в пределах байкальской, так и каледонской складчатых областей. Среди герцинских сооружений подобные структуры не возникали.

В сложном процессе формирования наложенных структур выделяются две существенно различные стадии. Первая стадия начинается, по-видимому, с верхней перми и охватывает значительную часть триаса. В это время на территории каледонской и частично байкальской складчатых областей происходит формирование пологих прогибов, выполненных вулканогенными и реже вулканогенно-осадочными образованиями. По находкам флоры возраст вулканогенных толщ датируется верхней пермью—нижним триасом; не исключено, что среди них могут присутствовать эффузивы нижнеюрского возраста [Скобло, Лямина, 1962].

История развития пермо-триасовых вулканогенных прогибов, их внутреннее строение и тектоника познаны недостаточно. Разрезы вулканогенных толщ непостоянны; общая мощность эффузивных образований в прогибах достигает 6—7 км; преобладают основные и средние эффузивы при резко подчиненном значении кислых вулканогенных пород; в некоторых районах каледонской складчатой области достаточно широко распространены щелочные эффузивы: трахиты, ортофиры и полевошпатовые порфиры (хр. Цаган-Хуртей).

Положение в разрезе основных, кислых и щелочных эффузивов различно: в одних районах, например в Тамирской гриве, основные эффузивы подстилают кислые; в других наблюдаются обратные взаимоотношения. Щелочные эффузивы являются, по-видимому, наиболее молодыми образованиями, хотя в бассейне р. Уды известно, что они переходят в верхах разреза в кварцевые порфиры и фельзиты [Комаров, 1960а].

В составе вулканогенных толщ весьма редко встречаются мало-мощные пласты песчаников и туфосланцев, среди которых в некоторых районах найдена пермская и триасовая флора. Здесь следует отметить, что в бассейне р. Чикоя, у дер. Маргентуй, наблюдались постепенные переходы по разрезу конгломератов и песчаников с верхнепермской фауной в вышележащие порфириты характерного «нижнетриасового» облика.

Вулканогенные пермо-триасовые отложения, которые представляют единый структурный комплекс, смяты в простые пологие, часто весьма крупные складки. Так, например, в Тамирской гриве кислые эффузивы образуют ряд пологих субширотного простирания складок с падением крыльев под углом 35—40°. Такое же строение имеют покровы эффузивов в Цаган-Хуртейском хребте, где они собраны в пологие складки, осложненные многочисленными тектоническими нарушениями. Большие поля вулканогенных пород встречаются на южных отрогах Малого Хамар-Дабана, в районах сопряжения разрывных нарушений различных простираний. Здесь мощные толщи порфиритов образуют пологую мульду, отчетливо вытянутую в северо-восточном направлении. В ее пределах основные эффузивы собраны в простые широкие складки, часто разбитые тектоническими нарушениями на отдельные блоки.

Складчатость, смявшая эффузивные покровы, сопровождалась интрузивной деятельностью, выразившейся в образовании трещинных интрузий гуджирского и куналейского комплексов.

Вулканогенные образования, слагающие эти прогибы, расчленены недостаточно, и более чем вероятно, что в их составе имеются верхнетриасовые и нижнеюрские толщи, разделенные крупными несогласиями. Об этом, в частности, свидетельствуют последние работы П. М. Хренова и Ю. В. Комарова, получивших интересные данные о разном возрасте эффузивов и широком развитии мезозойского интрузивного магматизма в пределах «вулканогенных наложенных прогибов». Последнее весьма убедительно доказывается Л. А. Козубовой [1962] для районов Тамирской гривы.

В настоящее время в Западном Забайкалье сохранились только отдельные фрагменты вулканогенных наложенных прогибов, не позволяющие полностью восстановить первоначальные размеры и положение этих структур. Однако несомненно, что последние имеют самостоятельное значение и представляют собой индивидуализированные тектонические формы. Стадия образования таких структур нами условно названа стадией «вулканогенных наложенных прогибов».

Вторая стадия в формировании наложенных мезозойских структур связана с образованием узких вытянутых впадин (депрессий), обрамленных региональными зонами разломов. Образование таких структур начинается со средней юры и продолжается вплоть до нижнего мела.

Эти структуры детально изучены Н. А. Флоренсовым [1960], который дал им название впадин забайкальского типа. Н. А. Флоренсов показал, что узкие наложенные впадины, выполненные терригенными угленосными отложениями юры и нижнего мела, образуются в результате сочетания процессов медленного прогибания отдельных участков домезозойского фундамента при активной роли обрамляющих впадин и расположенных внутри них разломов. На плавный, хотя и пульсирующий, характер прогибания угленосных впадин Западного Забайкалья указывает ритмическое строение угленосных толщ, а также округлые, изометрические очертания некоторых депрессий. По мнению Н. А. Флоренсова, такая форма впадин лучше объясняется явлениями относительно спокойного прогибания, а не срыва по разломам [Флоренсов, 1960, стр. 149].

Наложённые впадины имеют длину порядка 100—120 км и обычно разделены перемычками, сложенными различными породами домезозойского фундамента. Расстояние между отдельными впадинами от 10 до 80 км; ширина впадин от 8 до 20—30 км.

В байкальской складчатой области на территории южных отрогов Хамар-Дабана впадины имеют незначительные размеры, тогда как среди каледонских структур они образуют системы впадин, или гирлянды, вытянутые в северо-восточном направлении.

Впадины весьма часто ограничены крупными разломами; как правило, они устанавливаются только с одной стороны депрессий, хотя известны случаи, когда последние ограничены протяженными разломами с двух сторон.

Разломы часто представляют активизированные в мезозое древние нарушения, по которым мезозойские угленосные отложения контактируют с докембрийскими кристаллическими образованиями. Обычно разломы влияют на распределение фаций во впадинах. Так, в приразломных частях некоторых депрессий широкое развитие имеют конгломератовые толщи, замещающие все горизонты, выделенные на противоположных бортах впадин.

Для наложенных угленосных депрессий характерны следующие общие особенности.

1. Эти структуры являются наложенными на разнородный и разновозрастный фундамент и в большинстве случаев отделены значительным перерывом в осадконакоплении от основания, на котором они развиваются [Нагибина, 1963]. Исключения наблюдаются в тех случаях, когда эти структуры накладываются на вулканические пермо-триасовые прогибы, как это имеет место в Боргойской депрессии или на севере Тамирской гряды.

2. Впадины (депрессии) имеют в подавляющем большинстве характерные сильно вытянутые очертания, когда длина в 10—15 раз превышает ширину структур.

3. Для впадин является почти обязательной тесная связь с региональными нарушениями главным образом северо-восточного простирания.

4. Впадины выполнены терригенными угленосными отложениями молассового типа. Для нижних частей разреза в некоторых депрессиях типично проявление вулканогенных образований обычно порфиритового характера, сложно сочетающихся с осадочными породами.

Такие структуры нами условно называются «терригенными наложенными впадинами». В настоящее время разрезы выполняющих их отложений изучены недостаточно. Это обстоятельство не позволяет расшифровать в полной мере особенности развития этих структур и, в частности, однозначно решать вопросы, связанные со временем и характером проявления синхронных магматических процессов.

Континентальные мезозойские отложения, слагающие впадины, входят в состав так называемой гусиноозерской серии. Последняя представлена преимущественно обломочными породами: конгломератами, гравелитами, различными песчаниками и сланцами при резко подчиненном значении вулканогенных образований. Эффузивные породы, главным образом порфириты и базальты, встречаются в основании угленосных отложений, которые они отчетливо подстилают в некоторых депрессиях (Боргойская, Тугнуйская впадины). Вулканогенные отложения, по видимому, в основном являются среднеюрскими по возрасту, хотя известны порфириты и среди верхнеюрских терригенных пород (Хилокская впадина)\*.

Важным вопросом для познания особенностей развития наложенных впадин в связи с проявлением магматических, особенно интрузивных, процессов является установление крупных несогласий в разрезе континентальных отложений депрессий.

Тщательный анализ всего имеющегося материала по этому вопросу позволяет нам присоединиться к выводам Н. А. Флоренцова [1954а, 1954б, 1960], А. А. Азарова [1955], И. Ф. Карпова, Ч. М. Колесникова [1963, 1964] и многих других исследователей о том, что в процессе образования континентальных угленосных отложений гусиноозерской серии не было существенных структурных перестроек, приводящих к возникновению региональных несогласий, фиксирующих крупные перерывы в процессах осад-

---

\* В последнее время некоторые исследователи большую часть основных эффузивов центральных районов Бурятии выделяют в так называемую ичегуйскую свиту, возраст которой датируют средней юрой. Эти исследователи без достаточных оснований отождествляют порфириты нижних горизонтов гусиноозерской серии с основными эффузивами пермо-триасового возраста, что приводит к ошибочным выводам в отношении особенностей геологического развития в юрское время территории Бурятии.

конакопления, во время которых могла проявиться интрузивная деятельность.

В последнее время со всей очевидностью установлено, что угленосные отложения Западного Забайкалья в различных впадинах имеют разный возраст; осадконакопление происходило как в юрское, так и в меловое время, но процесс седиментации в отдельных впадинах в целом был последовательно единым, без признаков крупных перерывов.

Это обстоятельство имеет важное значение, ибо в последние годы некоторые исследователи [Михно, 1961] пытаются доказать, что в разрезе отложений гусиноозерской серии имеются крупные несогласия, к которым приурочено становление нескольких интрузивных комплексов.

Охарактеризованные выше процессы мезозойской активизации практически охватывают в Западном Забайкалье всю территорию байкальской и каледонской складчатых областей. Структуры типа «вулканогенных наложенных прогибов» и «терригенных наложенных впадин» прослеживаются от Джидинского района на юго-западе до верховьев Амура, Нюкжи и Олекмы на северо-востоке и повсеместно располагаются к северу от Монголо-Охотского краевого шва. В пределах Западного Забайкалья такие структуры образуют вытянутую в северо-восточном направлении область, наложенную на каледонские и протерозойские консолидированные сооружения. Эта область является частью более крупного пояса мезозойских наложенных структур, который уходит на юго-западе за пределы Советского Союза в районы Селенгинской Монголии, где прослеживается по крупным полям вулканогенных пород и наложенным угленосным депрессиям. На северо-востоке этот пояс выражен менее четко и, по-видимому, затухает в верховьях р. Нюкжи.

М. С. Нагибина [1963], одна из первых исследователей, изучавших подобные структуры, полагает, что последние возникают в связи с глубинными процессами ревивации (оживления) областей завершенной палеозойской складчатости под влиянием тектонических движений в соседних мезозойских геосинклиналях. Она неоднократно отмечала, что наложенные мезозойские структуры неразрывно связаны с развитием окраинной зоны мезозойского Тихоокеанского кольца, причем эти структуры (прогибы и сопряженные с ними поднятия) следует относить к новому типу тектонических форм, по своим особенностям отличающихся от геосинклинальных и платформенных структур.

В последнее время такого рода наложенным структурам уделяется значительное внимание, при этом характерно, что они рассматриваются большинством исследователей как совершенно самостоятельные типы геотектонических элементов, не связанные с развитием мезозойских геосинклиналей [Белоусов, 1964; Комаров и Хренов, 1962; Масайтис и Старицкий, 1963 и др.].

Мы полагаем, что выделение в Западном Забайкалье мезозойских наложенных структур в особую группу является вполне правомерным. По нашим представлениям, такие структуры, в особенности структуры типа «терригенных наложенных впадин», образуются вне связи с развитием на смежных территориях разновозрастных геосинклинальных прогибов и представляют собой совершенно самостоятельный тип структурных форм, возникновение которых обусловлено процессами активизации древних консолидированных складчатых сооружений.

Эти явления, по-видимому, обусловлены глубинными процессами, происходящими в сиалической и симатической оболочках. Доказательством этого служит резко пониженная мощность земной коры районов Западного Забайкалья, затронутых процессами активизации (в районе Улан-Удэ — 37—40 км). А. П. Булмасов [1960] полагает, что это указывает на глубинный и автономный характер процессов мезозойской активизации.

\* \* \*

Западное Забайкалье не утратило своей подвижности и в после-мезозойское время. Об этом свидетельствует не только повышенная сейсмичность региона, определяемая Г. П. Горшковым и Н. А. Флоренсовым [1960] 5—8 баллами для разных районов, но и данные о тектонических вертикальных движениях, происходивших в четвертичный период и приведших к изменению направления течения рек. Так, например, обращает на себя внимание тот интересный факт, что такие крупные реки, как Чикой и Хилок, текущие на юго-запад, у монгольской границы резко отклоняются на север, совершая поворот русла на 90°. Геоморфологические наблюдения в этих районах позволяют увидеть «палеоруслу» этих рек, протягивающиеся от места поворота далее на юго-запад вплоть до р. Селенги. Эти факты дают основание думать, что изменение направления рек обусловлено тектоническими причинами, хотя геологические материалы не позволяют с уверенностью судить о наличии северо-западных нарушений.

\* \* \*

Особенности геологического строения Западного Забайкалья познаны еще далеко не полностью, и это, естественно, находит свое отражение в схеме тектонического районирования данной территории. Однако, по-видимому, в настоящее время можно считать, что основные черты тектоники Западного Забайкалья выявлены в общих чертах правильно.

Изложенные выше особенности тектоники Западного Забайкалья позволяют увидеть главные различия в развитии разновозрастных складчатых областей этого региона.

Наименее изучена байкальская складчатая область, особенности развития которой в настоящее время еще в должной мере не расшифрованы. Эта мегаструктура занимает значительную площадь на крайнем северо-западе рассматриваемой территории. В каледонской складчатой области протерозойские образования слагают крупные блоки, ограниченные разломами. Последнее свидетельствует о том, что в Селенга-Хилокской зоне кембрийская геосинклиналь закладывалась на интенсивно раздробленном протерозойском основании и имела мозаично-блоковое строение.

В отличие от каледонской складчатой области, в области герцинской складчатости не обнаруживаются признаков блокового строения. Последняя принадлежит к областям линейного типа с четко выдержанным северо-восточным простиранием всех генеральных структур. Имеются основания предполагать, что среднепалеозойская геосинклиналь представляла собой широкий плавный прогиб, в котором шло накопление мощных терригенных толщ.

Каледонская складчатая область, по-видимому, занимала в раннем палеозое значительную территорию Западного Забайкалья, на что указывает, в частности, фрагментарное развитие пород нижнего палеозоя в Бальджинском районе Зачикойской горной страны, а также за пределами рассматриваемой территории в Ханчалангинском и Агинском районах. Комплексы каледонских складчатых образований повсеместно характеризуются широтным и северо-западным простиранием структур, поэтому можно предполагать, что герцинская геосинклиналь закладывалась на широтных и северо-западных каледонских структурах и, развиваясь самостоятельно, не наследовала структурного плана своего основания.

Характерной особенностью геологического строения Западного Забайкалья является сочленение каледонской и герцинской складчатых областей по узкой зоне Чикойского краевого шва. Причем севернее краевого шва в Малханском хребте оказываются широко развитыми протерозойские образования, позволяющие говорить о существовании на границе с областью герцинской складчатости краевого поднятия.

Чикойский краевой разлом является только небольшой частью огромного по своей протяженности тектонического нарушения, проходящего по территории СССР и Монголии и отделяющего области герцинской и мезозойской складчатости Забайкалья от развитых к северу от разлома каледонских и байкальских (?) складчатых структур.

На территории Монголии Чикойский краевой шов переходит в Хангайский глубинный разлом, который, по последним данным Н. А. Маринова [1955], несколько южнее места впадения р. Орхона в р. Селенгу меняет свое северо-восточное простирание на широтное и прослеживается до государственной границы с СССР,

где и сочленяется с Чикойским разломом. На северо-востоке продолжением Чикойского разлома служит Ингодинская зона тектонических нарушений, которая протягивается по долине р. Шилки и уходит в сторону Охотского моря [Нагибина, 1958, 1963].

В сложном и различном развитии складчатых областей Западного Забайкалья устанавливается несколько стадий (этапов), знаменующих существенные перестройки в формировании этих мегаструктур. Каждая из этих стадий характеризуется образованием определенных и различных для каждой из складчатых областей осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, интрузивных пород и эндогенных месторождений (табл. 1).

Первая стадия связана с геосинклинальным прогибанием складчатых областей и охватывает период накопления мощных толщ геосинклинальных отложений.

Качественная характеристика осадочных формаций этой стадии в разновозрастных складчатых областях Западного Забайкалья является существенно различной. Так, в каледонской складчатой области в геосинклинальный период ее развития, охватывающий большой отрезок времени от раннего кембрия до ордовика (?) включительно, шло формирование осадочных пород, существенно обогащенных карбонатным материалом: мощных песчано-сланцево-карбонатных и карбонатных толщ, а также осадочно-вулканогенных образований, в некоторых случаях с прослоями железных руд.

В отличие от каледонской складчатой области в геосинклинальный этап развития герцинид происходило образование мощных флишеидных алюмо-силикатных толщ, характеризующихся отсутствием карбонатных отложений.

Вторая стадия (этап) в развитии складчатых областей связана с периодом общих восходящих движений и главных фаз складчатости. В эту стадию в складчатых областях Западного Забайкалья интенсивно проявились интрузивные процессы, приведшие к образованию крупных плутонов различных по составу гранитоидов.

Интрузивные породы второй стадии развития каледонской складчатой области характеризуются преимущественным распространением умереннокислых и основных пород, тогда как интрузивные породы той же стадии байкальской и герцинской складчатых областей представлены ультракислыми и кислыми гранитными плутонами.

Третья крупная стадия в развитии складчатых областей может быть условно названа этапом их становления, или консолидации. Для нее характерны затухание складчатых движений и усиление роли крупных разломов, способствующих возникновению небольших поздних (или остаточных) прогибов, в которых формируются молассовые и песчаниково-сланцевые толщи. В связи с крупными расколами усиливается наземная вулканическая деятельность,

Сопоставление осадочных формаций, интрузивных пород и полезных ископаемых складчатых областей Западного Забайкалья

Стадии развития	Характерные особенности	Складчатые области		
		Байкальская	Каледонская	Герцинская
Консолидации складчатых структур	Полезные ископаемые	—	—	Вольфрам, молибден
	Интрузивные породы	—	?	Трецинные приповерхностные интрузии гранитов
	Осадочные и осадочно-вулканогенные формации		Осадочно-вулканогенные и вулканогенные континентальные: андезитовая и андезито-дацитовая; имеют очень ограниченное развитие ( $C_1$ ?)	Молассовая, песчаниково-сланцевая ( $P_{1+2}$ )
Общих восходящих движений и главных фаз складчатости	Полезные ископаемые	Тантал, ниобий, мусковит	Железо, свинец, цинк, золото, медь, молибден, вольфрам	Олово, вольфрам, молибден, золото
	Интрузивные породы	Крупные интрузии гранитов кислого состава	Крупные интрузии умереннокислых гранитов	Мелкие доаболитовые тела диоритов. Сложный комплекс кислых и ультракислых гранитов
	Осадочные и осадочно-вулканогенные формации	Андезито-дацитовая (?) ( $P_a$ )	Терригенная (в Джидинской зоне) ( $Cm_3-0?$ )	Терригенная мелководная (?) ( $C_3?$ )
Общего геосинклинального прогибания	Полезные ископаемые	Железо, титан (?)	Хром, никель, титан, железо	—
	Интрузивные породы	Редкие интрузии основных пород	Ультраосновные интрузии. Интрузии габбро (?)	Редкие согласные тела диабазов
	Осадочные и осадочно-вулканогенные формации	Терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные ( $P_{1+2}$ ?)	Терригенно-карбонатная, карбонатная, осадочно-вулканогенная с железистыми кварцитами (спилито-кератофирова ?) ( $Cm_{1+2}$ )	Терригенные, флишевая и флишеидная; прибрежная песчаниково-сланцевая ( $D + C_1$ )

что приводит к формированию континентальных осадочно-вулканогенных образований. Эта стадия практически не проявлена в байкальской и каледонской складчатых областях; последнее свидетельствует о том, что байкалиды и каледониды Западного Забайкалья характеризуются незавершенной складчатостью, когда в них резко редуцирована послегеосинклинальная стадия развития [Шатский и др., 1957].

В области герцинской складчатости в эту стадию развития возникают поздние (остаточные) прогибы, в которых образуются молассовидные конгломератовые и песчаниково-сланцевые толщи пермского возраста. К вулканогенным образованиям этой стадии в герцинском складчатом поясе, по-видимому, относятся покровы эффузивных пород, налегающих в некоторых районах на гранитоиды Даурского хребта и Зачикойской горной страны. Эта стадия охватывает период времени от перми до нижней юры включительно и характеризуется становлением раннемезозойских послескладчатых трещинных интрузий.

По-видимому, начиная с перми ранее стабилизированные «жесткие» структуры байкальской и каледонской складчатых областей после долгого периода «относительного тектонического покоя» начинают подвергаться своеобразным процессам «омоложения», или «активизации», проявление которых знаменует собой качественно новый период в развитии тектонических структур Западного Забайкалья. Эти процессы выражаются прежде всего в возникновении многочисленных новых разрывных нарушений, интенсивном возобновлении вулканической деятельности (пермь—триас) и, наконец, заложении и формировании угленосных наложенных депрессий (средняя юра—нижний мел).

Этот период можно назвать периодом активизации консолидированных складчатых областей.

В герцинской складчатой области на территории Зачикойской горной страны наложенные впадины, выполненные угленосными отложениями гусиноозерской серии, не известны.

На этой территории в юрское время существовали неглубокие заливы мезозойского моря; не исключено, что заливы раннемезозойских морских бассейнов проникали и в центральные районы Западного Забайкалья, на что указывает находка гальки с фауной верхнего триаса в конгломератах из юрских отложений в верховьях р. Тугнуя [Колесников, 1959].

Из вышеизложенного следует, что в геологическом развитии Западного Забайкалья отчетливо выделяются четыре крупных самостоятельных периода. Первый из них — протерозойский — обусловлен развитием байкальской складчатой области; он имеет ограниченное для Западного Забайкалья значение, так как область протерозойской складчатости находится главным образом за пределами рассматриваемого региона. Второй период связан с формированием области каледонской складчатости. Третий

период обусловлен развитием герцинских структур. Четвертый период занимает совершенно особое положение и охватывает процессы мезозойской активизации байкальских и каледонских консолидированных складчатых сооружений.

Примечательно, что каждый из перечисленных четырех периодов характеризуется специфическими особенностями эндогенной металлогении. Интенсивность проявления эндогенных рудных месторождений в каждом из периодов резко неодинакова, так же как и типы месторождений и геологические закономерности их размещения для каждого конкретного периода развития Западного Забайкалья являются существенно различными.

В связи с этим особенности проявления эндогенной минерализации в Западном Забайкалье целесообразно рассматривать для каждого из отмеченных периодов или для каждой складчатой области отдельно, выделяя как самостоятельный период активизацию древних консолидированных структур.

В таком порядке нами и будут ниже охарактеризованы геологические закономерности размещения и типы эндогенных месторождений Западного Забайкалья.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ТИПЫ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

### Протерозойские месторождения фундамента каледонской складчатой области

Эндогенные месторождения, связанные с протерозойским периодом развития Западного Забайкалья, имеют неширокое распространение. Они известны главным образом в блоках протерозойских пород среди каледонских структур и поэтому могут рассматриваться как эндогенные образования раздробленного на блоки фундамента раннепалеозойской геосинклинали.

Протерозойские эндогенные месторождения представлены только пегматитовыми образованиями, среди которых выделяются слюдоносные (мусковитоносные), магнетитоносные и другие пегматиты.

Слюдоносные (мусковитоносные) пегматиты наиболее широко распространены среди прочих протерозойских эндогенных месторождений и являются типичными для постмагматических образований этого времени. Они повсеместно приурочены к выходам метаморфических пород хангарульской толщи (Pt), среди которых и локализуются. Практически почти всюду, где известны протерозойские пегматиты, они характеризуются повышенной слюдоносностью и могут рассматриваться как самостоятельные проявления мусковитоносных пегматитов.

Для слюдоносных пегматитов характерно зональное строение. В центре, как правило, располагается кварцевое ядро, сложенное крупнокристаллическим кварцем с пучками кристаллов мусковита. Мощность такого ядра от 15 до 40 см. Обычно кварцевое ядро имеет линзообразную форму и прослеживается по падению в виде отдельных четковидных линз, разделенных пережимами. Кварцевое ядро резко сменяется крупнокристаллическим пегматитом, часто с гранатом и турмалином, но, как правило, без мусковита, и, наконец, у зальбанда почти всегда наблюдается аплитовая оторочка мощностью до 25—30 см (Талбагинское месторождение).

Некоторые рудопроявления (Гонгы-Горхонское, Косуркинское, Борохоевское, Жиндоконское) представлены жилами недифференцированных пегматитов, в которых встречаются пластинки мусковита размером до 5—7 см в поперечнике.

Для других типов пегматитов также характерно зональное строение, что выражается в приуроченности крупных часто линзообразных обособлений кварца к центральным частям жил, а полевых шпатов к их зальбандам. При этом наблюдается, что плагиоклазы располагаются в боковых частях жил, тогда как микроклин и ортоклаз тяготеют к центральным частям пегматитовых тел. С кварцем связано появление мусковита, который образует иногда крупные кристаллы размером до 15 см в поперечнике. Биотит встречается, как правило, в зальбандах жил. В некоторых пегматитовых телах присутствуют в значительных количествах магнетит и гранат.

Магнетитоносные пегматиты единичны. К ним относится Коротковское месторождение, где одна из даек пегматита приурочена к контакту пласта мраморизованных известняков и лейкократовых парагнейсов. Мраморизованные известняки и гнейсы оказались скарнированными, причем в висячем боку дайки пегматита вдоль контакта образовались магнетитовые скарны.

Скарны характеризуются зональным строением. У самого контакта располагается зона пироксеновых скарнов (мощностью в 15—20 см), которые постепенно переходят в гранато-магнетитовые, а последние в магнетитовые, почти мономинеральные скарны. Собственно магнетитовые скарны представляют собой плотную мелкозернистую породу, среди которой иногда наблюдаются крупные зерна кальцита и редкого халькопирита.

Месторождения, аналогичные Коротковскому, не известны в Западном Забайкалье. За пределами этой территории в байкальской складчатой области Прибайкалья, в Слюдянском районе расположено Мангатуйское железорудное месторождение, представленное залежами магнетитовых скарнов, также возникших на контакте протерозойских пегматитов с архейскими мраморами. Это позволяет считать, что образование магнетитовых тел скарнового типа на контакте с дайками протерозойских пегматитов, залегающими в карбонатных породах, не является случайным и, по-видимому, обусловлено специфическим влиянием вмещающей среды на характер минерализации. Действительно, в протерозойских пегматитовых дайках, расположенных среди алюмосиликатных пород, представленных кварц-биотитовыми кристаллическими сланцами, известны значительные концентрации магнетита (например, Леоновское месторождение) в самих пегматитовых телах, тогда как с пегматитами, залегающими в карбонатных породах, связано образование магнетитовых тел скарнового типа в зальбандах пегматитовых даек.

Известные пегматитовые месторождения, а также многочислен-

ные дайки пегматита, возраст которых датируется протерозоем, повсеместно приурочены в Западном Забайкалье к выходам докембрийских осадочно-метаморфических толщ. Среди древних гранито-гнейсов пегматиты, по существу, не известны. Такая приуроченность пегматитовых месторождений к осадочно-метаморфическим породам, главным образом хангарульской толщи, является для протерозойских эндогенных месторождений чрезвычайно характерной. Важно указать, что в байкальской складчатой области Хамар-Дабана протерозойские пегматиты обычно ассоциируют не с крупными плутонами одновозрастных гранитов так называемого туранского комплекса, а приурочены к небольшим по площади массивам. Б. А. Гаврусевич и Н. П. Семененко еще в 1935 г. в пределах байкальских структур Хамар-Дабана впервые выделили пояс пегматитов, который только южной своей частью заходит на территорию Западного Забайкалья. На северо-востоке этот пегматитовый пояс совпадает с контурами байкальской складчатой области и прослеживается севернее и северо-западнее г. Улан-Удэ. В южных районах Хамар-Дабана в границах этого пояса известны многочисленные дайки пегматитов.

Имеющиеся геологические данные позволяют говорить о протерозойском возрасте рассматриваемых пегматитовых месторождений. На это указывает тесная пространственная связь пегматитов с протерозойскими метаморфическими толщами, а также их расположение только среди пород этого возраста, которые образуют блоки среди раннепалеозойских образований. Согласно залегание некоторых пегматитовых тел среди протерозойских слоистых пород, с которыми они иногда смяты в складки, полное сходство рассматриваемых пегматитовых образований с заведомо протерозойскими пегматитами байкальской складчатой области и, наконец, особенности их размещения, выражающиеся в закономерной связи пегматитов с блоками докембрийских пород, — все это позволяет считать, что возраст охарактеризованных выше пегматитовых месторождений действительно является протерозойским и нами не допущена ошибка в его определении. В то же время данные абсолютного возраста, полученные по отдельным минералам из пегматитовых жил некоторых месторождений, не совпадают с данными геологических наблюдений. Так, абсолютный возраст пегматитов Байц-Кондуевского рудопроявления, определенный И. Е. Стариком [1937] свинцовым методом, составляет 182 млн. лет, что по современной шкале абсолютного возраста соответствует нижней юре.

По данным аргонового метода возраст мусковита из пегматитов Талбагинского месторождения равен 204 млн. лет, а полевого шпата из той же пегматитовой жилы — 344 млн. лет (определения выполнены Н. И. Полевой в лаборатории ВСЕГЕИ).

Таким образом, данные абсолютного возраста пегматитовых месторождений не соответствуют геологическим наблюдени-

ям. \* Последние, на наш взгляд, являются более правильными. Трудно предположить, игнорируя весь известный фактический материал, что образование пегматитовых месторождений в каледонской складчатой области происходило, как это следует из определений абсолютного возраста, в юрское время или в нижнем триасе, когда область каледонской складчатости представляла консолидированное сооружение.

Выше отмечалось, что в каледонской складчатой области докембрийские образования существенно переработаны раннепалеозойскими магматическими и тектоническими процессами, в результате чего они сохранились в виде разобщенных блоков. Такое расположение протерозойских осадочно-метаморфических и интрузивных пород определяет и положение разновозрастных пегматитовых месторождений. Характерной особенностью тектонических блоков протерозойских пород является их вытянутость в северо-восточном направлении; даже в тех случаях, когда выходы протерозойских пород и не оконтурены разломами, а представляют собой, по существу, крупные ксенолиты среди раннепалеозойских гранитоидов, площади развития докембрийских образований ориентированы в том же направлении.

В Селенга-Хилокской зоне каледонской складчатой области по реликтам протерозойских толщ, среди которых встречаются пегматитовые месторождения, могут быть выделены рудные зоны \*\* двух типов (рис. 3).

**Зоны, приуроченные к кембрийским внутригеосинклинальным поднятиям.** К этому типу относится Заганская и, по-видимому, Косуркинская зоны.

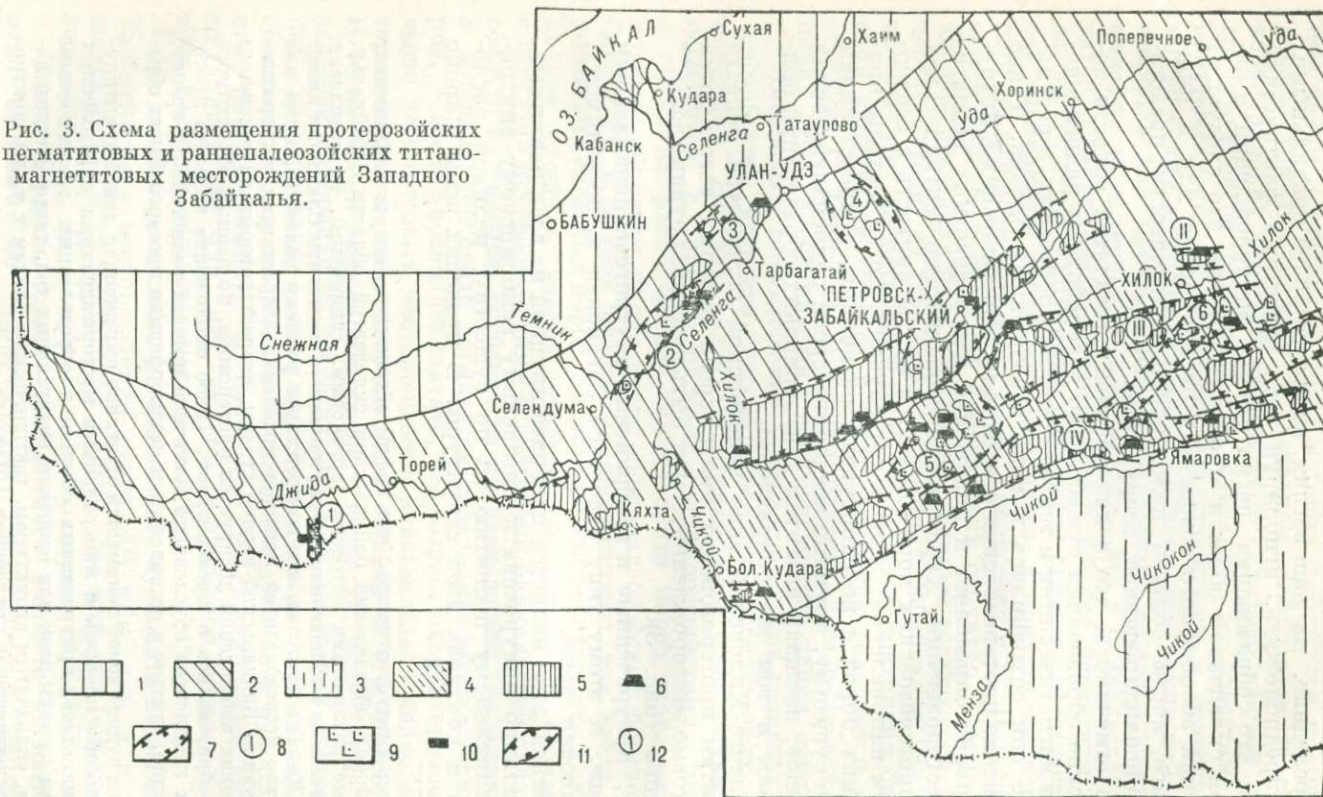
*Заганская зона* является наиболее крупной из всех известных. Она отчетливо приурочена к Заганскому кембрийскому внутригеосинклинальному поднятию и, по существу, целиком располагается в контурах этой структуры. В пределах зоны широко

---

\* Здесь следует отметить, что цифры абсолютного возраста различных докембрийских образований байкальской складчатой области Забайкалья, полученные различными методами (аргоновым, свинцовым), не совпадают с геологическими наблюдениями. Так, например, пегматиты Слюдянки имеют возраст 430—450 млн. лет, что соответствует раннему палеозою, тогда как большинство исследователей признает архейский возраст этих месторождений. Эффузивы Байкальской горной страны, возраст которых на основании геологических наблюдений датируется протерозоем, по данным абсолютного возраста образовались в юрское время. Такое омоложение возраста протерозойских комплексов обусловлено частичной потерей радиогенного аргона, что, очевидно, связано с региональным метаморфизмом протерозойских образований.

\*\* Под рудной зоной понимается отчетливо выраженная линейно вытянутая рудоносная площадь с минеральными месторождениями определенных типов и металлов, приуроченных обычно к определенным геологическим структурам (сериям даек или цепочкам интрузивных тел, тектоническим нарушениям, складчатым структурам, тектоническим блокам и т. д.), контролирующим размещение оруденения [Шаталов, 1959].

Рис. 3. Схема размещения протерозойских пегматитовых и раннекаледонских титаномагнетитовых месторождений Западного Забайкалья.



1 — байкальская складчатая область; 2 — каледонская складчатая область; 3 — герцинская складчатая область; 4 — Малханское краевое поднятие; 5 — блоки протерозойских пород; 6 — месторождения пегматитов; 7 — границы зон развития протерозойских пегматитовых месторождений; 8 — номера зон: I — Загайская; II — Косуркинская; III — Хилочская; IV — Чикойская; V — Лево-Ингодинская; 9 — интрузии основных пород моностаевого комплекса; 10 — титаномагнетитовые месторождения; 11 — зоны развития титаномагнетитовых месторождений; 12 — номера титаномагнетитовых зон (1 — Азаргинская, 2 — Моностойская, 3 — Перевальная, 4 — Бринкинская, 5 — Малханская, 6 — Хилкосойская).

развиты протерозойские гранитоиды и метаморфические породы хангарульской толщи, которые почти целиком слагают Заганский хребет. Зона прослеживается начиная от государственной границы на юго-западе (от устья р. Джиды и г. Наушки) в северо-восточном направлении к Заганскому хребту и далее в верховья р. Киженги. Длина зоны около 300 км, ширина почти постоянна и не превышает 25 км. Северо-восточнее города Кяхты значительная часть зоны перекрыта кембрийскими (?) вулканогенными толщами боргойской свиты и порфиритами мелафирового комплекса (Т<sub>1</sub>). На юго-западе зона продолжается в Монголию, где совпадает с контурами Бутулин-Нурской глыбы, сложенной докембрийскими кристаллическими сланцами и гранито-гнейсами [Васильев, и др., 1959]. Наиболее отчетливо эта зона выражена в Заганском хребте.

*Косуркинская зона* по своим масштабам резко отличается от Заганской. Она имеет длину около 40 км при ширине 10 км. Эта зона, расположенная севернее станции Хилок, приурочена к небольшому блоку протерозойских метаморфических пород, ограниченных со всех сторон разломами. В пределах этого блока располагаются Гонгы-Горхонское и Косуркинское месторождения мусковитовых пегматитов. Не исключено, что Косуркинский тектонический блок представляет собой только небольшой реликт некогда более крупного поднятия, о чем, в частности, свидетельствует тектонический характер контактов протерозойских пород с раннепалеозойскими гранитоидами.

**Зоны в пределах Малханского краевого поднятия.** На площади Малханского краевого поднятия выделяются две зоны возможного развития эндогенных протерозойских месторождений: *Хилокская* и *Чикойская* \*. Эти зоны, так же как и предыдущие, устанавливаются главным образом по площадям развития докембрийских осадочно-метаморфических и магматических образований. Однако между зонами первой и второй группы существуют отличия, которые прежде всего выражаются в том, что первые совпадают с конкретными тектоническими структурами (внутригеосинклинальными поднятиями), тогда как вторые приурочены только к выходам протерозойских образований, не имеющих ясно выраженного структурного положения.

Хилокская и Чикойская зоны располагаются на флангах Малханского краевого поднятия, первая тяготеет к долине р. Хилка, а вторая — к долине р. Чикоя. Появление этих зон в пределах Малханского краевого поднятия, по-видимому, не является случайным и обусловлено прежде всего тем, что именно в пределах

---

\* На схеме (рис. 3), кроме этих зон, показано юго-западное окончание Лево-Ингодинской зоны, располагающейся за пределами рассматриваемой территории, в связи с чем характеристика зоны здесь не приводится.

этой структуры, испытавшей начиная со среднего палеозоя тенденцию к поднятию, оказались выведенными на поверхность протерозойские породы фундамента каледонид.

Хилокская зона протягивается в виде полосы шириной в 35—45 км вдоль левого берега р. Хилка от дер. Малета и далее на северо-восток в районы Яблонового хребта, прослеживаясь за пределами рассматриваемой территории. В границах зоны известны многочисленные выходы протерозойских интрузивных и метаморфических пород. К одному из них приурочено Талбагинское месторождение.

Чикойская зона, располагаясь на южных отрогах Малханского хребта, прослеживается в виде узкой полосы от Кударинской гривы на юго-западе до пос. Ямаровка на северо-востоке. Длина зоны около 200 км, а ширина 25—30 км. В пределах зоны известен ряд пегматитовых месторождений: Борохоевское, Афонькинское и др.

Необходимо подчеркнуть, что выделенные зоны развития протерозойских эндогенных месторождений ни в коем случае нельзя рассматривать как определенные рудоносные структуры, сформированные в докембрийский период развития Западного Забайкалья. Эти зоны только графически фиксируют (окирчивают) области развития протерозойских образований, выведенных на современную поверхность; они отражают геологические закономерности размещения протерозойских пегматитовых месторождений, характерные только для настоящего времени.

Заканчивая краткую характеристику протерозойских эндогенных месторождений, встречающихся главным образом среди переработанных древних образований фундамента каледонской складчатой области, следует подчеркнуть следующие их особенности.

1. Протерозойские эндогенные месторождения представлены только пегматитовыми образованиями различных генетических типов. Среди последних наиболее широко распространены слюдоносные пегматиты. Пегматитовый процесс является, по существу, единственным, с которым связано образование эндогенных месторождений в Западном Забайкалье в докембрийский период развития этого региона.

2. Для протерозойских пегматитов не характерны такие минералы, как касситерит, вольфрамит, флюорит, берилл, апатит, и типичны мусковит, турмалин и магнетит. Особенно обращает на себя внимание повышенная роль в пегматитовом процессе железа, что находит свое отражение не только в присутствии магнетита в пегматитовых телах, но и в образовании связи с последними магнетитовых скарных залежей.

3. В Западном Забайкалье выделяется несколько рудных зон, в которых развиты протерозойские эндогенные месторождения. Эти зоны отражают, по существу, площади распространения до-

кембрийских образований в настоящее время. Только Заганская рудная зона отчетливо совпадает в своих контурах с крупным внутригеосинклинальным блоковым поднятием, существовавшим, по-видимому, уже в раннепалеозойский период геосинклинального развития Западного Забайкалья. Несмотря на то, что выделенные зоны развития протерозойских эндогенных месторождений не связаны с конкретными одновозрастными геологическими структурами, их следует рассматривать как перспективные для выявления протерозойских пегматитовых месторождений.

## Месторождения каледонской складчатой области

Эндогенные месторождения, возникшие в связи с развитием каледонской складчатой области, немногочисленны.

Среди них наиболее широкое развитие имеют железорудные месторождения и рудопроявления, представленные несколькими генетическими типами: магматическими титаномагнетитовыми образованиями, магнетитовыми скарнами и кварцевыми жилами и штоками с гематитом и магнетитом. На втором месте по степени распространения стоят полиметаллические и медные (халькопиритовые) месторождения и мелкие рудопроявления. На западе каледонской складчатой области известно сравнительно большое число магматических хромитовых мелких рудопроявлений. Другие каледонские месторождения: вольфрамовые, молибденовые, золотые — единичны; в некоторых случаях их принадлежность к раннепалеозойским эндогенным образованиям устанавливается условно.

Таким образом, ведущее значение в каледонской металлогении имеют месторождения и рудопроявления железа, хрома, свинца и цинка, в меньшей степени меди, тогда как месторождения редких металлов не типичны. Для раннепалеозойских месторождений наиболее характерны месторождения магматического и гидротермального генезиса при резко подчиненном значении пегматитовых и контактово-метасоматических образований.

Каледонские месторождения изучены с различной степенью детальности, при этом наиболее полно общие закономерности размещения и генетические особенности познаны для хромитовых и титаномагнетитовых рудных образований. С них мы и начнем характеристику раннепалеозойской эндогенной металлогении.

**Рудопроявления хрома.** Хромитовое оруденение известно только в пределах Джидинской геосинклинальной зоны. Оно обычно представлено редкой вкрапленностью хромистого железняка в измененных ультраосновных породах. Наиболее крупным из известных рудопроявлений является Оронгодойское, расположенное в верховьях р. Джиды. По данным П. И. Налетова [Налетов, Шалаев, Деуля, 1941; Налетов, 1961б] и Т. Т. Деуля, оно

представлено широкообразными линзами хромистого железняка в серпентинитах. Шлиры достигают 50 см в длину и 10—20 см в поперечнике.

Несколько иным является Даргинтуйское рудопроявление, где вкрапленность хромита и небольшие линзовидные его тела встречены в кварц-карбонатных породах (лиственитах). Эти породы состоят в основной массе из железисто-магнезиальных карбонатов с примесью кварца, талька и серицита.

Ультраосновные породы, с которыми связана хромитовая минерализация, представлены небольшими телами, сложенными сильно измененными дунитами, перидотитами и пироксенитами, связанными между собой постепенными переходами; они объединяются в Западном Забайкалье в один так называемый цакирский интрузивный комплекс. Интрузии этого комплекса образуют небольшие штоки и линзообразные тела, обычно площадью в несколько квадратных километров. Наиболее крупные интрузии комплекса развиты в верховьях р. Джиды среди протерозойских толщ биту-джидинской свиты, где образуют массивы площадью до 25—30 км<sup>2</sup>. На юге Джидинского района интрузии цакирского комплекса имеют характерную линзовидную форму и залегают согласно с вмещающими породами. Они, как правило, приурочены к крупным зонам разломов и вытянуты по простиранию нарушений. В ряде случаев ультраосновные породы интенсивно расслаиваются и превращены в серпентино-карбонатные и тальково-серицитовые сланцы.

Раннепалеозойский возраст интрузий цакирского комплекса устанавливается по ряду косвенных данных. Если нижняя возрастная граница гипербазитов определяется их прорыванием осадочно-вулканогенных кембрийских образований, то верхняя возрастная граница датируется менее четко. В ряде мест Джидинского района ультраосновные породы пересекаются гранитами, возраст которых считается каледонским. Это позволяет относить гипербазитовые массивы к первой фазе интрузивной деятельности каледонского магматического цикла. Взаимотношение цакирских интрузий с отложениями уленгинской свиты (Ст—0?) недостаточно ясно, но, по-видимому, ультраосновные породы прорывают последние. За пределами рассматриваемой территории, в Восточном Саяне, где широко распространены сходные с цакирским комплексом ультраосновные интрузии, гальки гипербазитов встречаются в конгломератах красноцветной свиты, относимой к силуру—нижнему девону (по И. А. Кобеяцкому).

Таким образом, возраст ультраосновных интрузий цакирского комплекса и связанных с ним магматических хромитовых рудопроявлений определяется по геологическим данным как раннепалеозойский; при этом предполагается, что хромитовые рудопроявления Джидинского района являются самыми ранними рудными образованиями каледонид.

Ультраосновные интрузии цакирского комплекса, с которыми связаны рудопроявления хрома, локализуются в ряде случаев вдоль разломов северо-западного простирания. Обращает на себя внимание их строгая приуроченность к районам развития осадочно-вулканогенных образований нижнего кембрия. Только в верховьях р. Цакирки известны крупные массивы ультраосновных пород, залегающие среди протерозойских образований. По-видимому, в этом районе на сочленении кембрийского прогиба с протерозойскими консолидированными структурами создавались наиболее благоприятные условия для формирования крупных рудоносных интрузий, что, вероятно, могло быть связано с возникновением в этих участках наиболее глубоких магмоподводящих расколов.

В Джидинской геосинклинальной зоне каледонской складчатой области устанавливаются три хромитоносные рудные зоны, в пределах которых локализуются и могут быть выявлены новые рудопроявления хромита (см. рис. 14). Эти зоны в значительной степени переработаны тектоническими и магматическими процессами более поздних стадий развития каледонской складчатой области. В связи с этим они имеют различные размеры, а отдельные их участки разобцены раннепалеозойскими гранитоидами или перекрыты обширными покровами молодых базальтов.

Первая из таких рудоносных зон — *Тотхолтинская* — прослеживается в виде узкой полосы шириной от 5 до 10 км из района Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения на северо-запад к устью р. Цакирки. Эта зона в своих контурах совпадает с выходами осадочно-вулканогенных пород нижнего кембрия и разобцена крупными массивами гранитов на два участка. На юго-востоке зона протягивается почти от государственной границы до р. Джиды. В ее пределах развиты осадочно-вулканогенные образования нижнего кембрия, среди которых залегают небольшие, обычно согласные интрузии ультраосновных пород. Далее на северо-запад зона непрерывно не прослеживается, так как уничтожена в значительной степени раннепалеозойскими гранитами. Продолжение зоны намечается в низовьях р. Цакирки в месте ее впадения в р. Джиду, где известны разобценные гранитоидами выходы вулканогенных пород джидинской свиты. Этот участок (отрезок) Тотхолтинской зоны характеризуется развитием кембрийских вулканогенных толщ без признаков проявления ультраосновных интрузий и хромитовой минерализации. Далее на северо-западе эта рудоносная структура перекрыта отложениями Санагинской депрессии и, по-видимому, терригенными породами уленгинской свиты. Ее продолжение намечается у государственной границы за полем развития среднекембрийских отложений весьма условно.

Вторая — *Цакирская* — рудная зона является наиболее крупной. В ее пределах сосредоточены почти все известные в Джидин-

ской геосинклинальной зоне хромитовые рудопроявления. Эта зона прослеживается от пос. Б. Шабортая у государственной границы на юго-востоке до верховьев рек Хохюрты и Цакирки на северо-западе. Общая протяженность зоны 300 км. Зона почти целиком сохранилась от уничтожения раннепалеозойскими гранитами и прослеживается в общем параллельно предыдущей зоне. В центральной своей части Цакирская зона перекрыта на значительной площади кайнозойскими базальтами. Не исключено, что последние изливались по разломам северо-восточного простирания, вдоль которых проходили подвижки, обусловившие смещение северной части зоны.

На северо-западе зона резко обрывается крупными разломами, являющимися границей между протерозойскими и кембрийскими образованиями.

Контуры Цакирской зоны на значительном ее протяжении совпадают с геологическими границами осадочно-вулканогенных образований кембрия, которые приурочены к центральной части Джидинского геосинклинального прогиба.

В данной рудной зоне размещаются Хохюртовское, Сахюртовское, Хара-Ухырское, Оронгодойское и Даргинтуйское рудопроявления. Некоторые из них приурочены к четко выраженным зонам разломов, вдоль которых локализуются рудоносные гипербазиты. Иногда мелкие массивы ультраосновных пород и связанные с ними проявления хрома располагаются в виде небольших, но достаточно четко прослеживающихся цепочек.

Третья — *Улятуйская* — зона условно выделяется на востоке Джидинского района, где в верховьях р. Улятуй среди протерозойских отложений биту-джидинской свиты известны небольшие вытянутые в северо-западном направлении массивы ультраосновных пород.

Из рассмотренных выше особенностей пространственного размещения массивов ультраосновных пород цакирского интрузивного комплекса и связанных с ними магматических хромитовых рудопроявлений следует, что в их локализации устанавливается несколько определенных закономерностей. Совершенно очевидно, что главная особенность пространственного размещения хромитовых рудопроявлений определяется их генетической связью с раннепалеозойскими ультраосновными интрузиями, в пределах которых они и локализуются. В связи с тем, что хромитовые месторождения являются магматическими, закономерностями пространственного размещения материнских интрузий определяют одновременно и региональные закономерности размещения первых. Прежде всего необходимо отметить, что интрузии ультраосновных пород цакирского комплекса известны в области каледонской складчатости только в пределах Джидинского геосинклинального прогиба. Здесь они почти всегда приурочены к районам развития осадочно-вулканогенных отложений нижнего кемб-

рия, что позволяет выделить несколько рудоносных хромитоносных зон. Исключение составляют относительно крупные интрузии цакирского комплекса, развитые в верховьях одноименной реки, где массивы ультраосновных пород локализируются среди протерозойских метаморфических образований на сочленении байкальских консолидированных структур с кембрийским геосинклинальным прогибом. В пределах выделенных зон рудоносные интрузии часто приурочены к тектоническим нарушениям северо-западного простирания, в некоторых случаях будучи ориентированными согласно направлению разрывов и складчатых структур.

В настоящее время хромитовые рудопроявления не имеют промышленного значения и представляют собой интерес главным образом как наиболее ранние рудные образования каледонид. Однако не исключено, что в Западном Забайкалье с интрузиями цакирского интрузивного комплекса, по существу, совершенно еще не изученными, могут быть выявлены промышленные месторождения хрома. Установленные геологические особенности локализации хромитовых рудопроявлений и интрузий, с которыми они связаны, их линейное размещение в виде сравнительно узких зон северо-западного простирания — все это должно учитываться при постановке поисковых работ и оценке перспектив того или иного района, расположенного в пределах Джидинской геосинклинальной зоны. Следует предположить, что хромитоносные рудные зоны возникли на месте наиболее прогнутых участков кембрийской геосинклинали, после возникновения глубоких расколов, служивших путями для излияний основных магм; это, в свою очередь, и обусловило приуроченность зон к районам развития геосинклинальных осадочно-вулканогенных образований. Возможно, становление интрузий цакирского комплекса было связано со значительной перестройкой кембрийского геосинклинального бассейна, приведшей к уменьшению его размеров и образованию вторичного уленгинского прогиба. Это позволяет ставить вопрос о необходимости выяснения надежных взаимоотношений между интрузиями цакирского комплекса и отложениями уленгинской свиты (Сп—0), так как не исключено, что хромитоносные интрузии могут быть древнее последних, и тогда площади развития отложений уленгинской свиты должны с достаточным основанием исключаться из районов поисковых работ на раннекаледонские магматические месторождения хрома.

**Титаномагнетитовые месторождения.** Месторождения титаномагнетитовых руд распространены в Западном Забайкалье нешироко. В настоящее время известно около двадцати месторождений и рудопроявлений такого типа.

Все они генетически связаны с основными породами монотойского интрузивного комплекса, среди которых представлены залежами массивных и вкрапленных руд.

В состав монотойского интрузивного комплекса входят пироксеновые, оливиновые и роговообманковые габбро-анортозиты, габбро-сиениты и сиениты, габбро-пегматиты и реже габбро-диориты. Эти породы наиболее широко распространены в Монотойском и Малханском хребтах, а также в районе г. Петровска-Забайкальского, где слагают отдельные, часто крупные массивы.

Породы монотойского интрузивного комплекса наиболее детально изучены в пределах одноименного хребта, где в Арсентьевском массиве основных и средних пород известны залежи магнетита, а также в Малханском хребте, где основные породы слагают значительные по площади интрузивные тела. Размеры последних редко превышают первые сотни квадратных километров (например, Малетинский массив); обычно выходы основных пород занимают первые десятки квадратных километров (20—50 км<sup>2</sup>). Как правило, породы монотойского интрузивного комплекса образуют крупные ксенолиты (останцы) среди более молодых гранитоидов; только некоторые массивы Монотойского хребта являются в этом отношении исключением, локализуясь среди более древних протерозойских комплексов. Расположение массивов основных пород среди консолидированных протерозойских блоков существенно отражается на их строении и приводит к образованию концентрически зональных интрузивов.

Среди некоторых интрузий монотойского комплекса известны небольшие магматические месторождения и рудопроявления титаномагнетитовых руд.

Наиболее крупное из них представлено ильменито-магнетитовыми залежами, которые приурочены главным образом к габбро и габбро-перидотитам. На этом месторождении выделяются три типа руд: вкрапленные, густовкрапленные и массивные (сливные). Количество рудных минералов в массивных рудах достигает 80—90%, в густовкрапленных — 40—60% и во вкрапленных — не превышает 40%, колеблясь обычно в пределах 15—20%.

Среди этих типов наиболее широко развиты вкрапленные руды. Густовкрапленные и массивные (сливные) руды слагают относительно небольшие участки среди общей массы рудоносного габбро, образуя линзовидные, жилообразные и реже неправильной формы тела.

Минеральный состав всех перечисленных типов руд прост и достаточно сходен. Руды различаются главным образом по количеству рудных минералов и структурно-текстурным особенностям. Основными рудными минералами являются магнетит и ильменит; в массивных рудах они составляют от 60 до 90%, в густовкрапленных от 40 до 60% и во вкрапленных до 40% от общего состава руды.

Магнетит и ильменит во вкрапленных рудах обычно присутствуют почти в равных количествах, лишь иногда ильменит преобладает над магнетитом. В массивных рудах, наоборот, магнетит

постоянно преобладает над ильменитом [Перельгина и Смирнов, 1960].

В небольших количествах в рудах встречаются сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит, марказит и пентландит.

В отношении возраста рудоносных основных пород существуют две точки зрения. П. М. Клевенский, П. С. Коноплев, И. В. Лучицкий [1947] и другие полагают, что интрузии габбро являются более древними, чем каледонские гранитоиды, П. И. Налетов \* и Ю. П. Деньгин [1956] считают основные породы одновозрастными с гранитами, причем габброиды, по их мнению, являются гибридными периферическими фациями последних.

Наши наблюдения, проведенные главным образом в пределах Малханского хребта, подтверждают взгляды П. С. Коноплева и И. В. Лучицкого и однозначно свидетельствуют о более раннем по отношению к каледонским гранитам времени образования основных пород и о совершенно самостоятельной роли последних в раннепалеозойских магматических процессах.

Основные породы, объединяемые в моностойский комплекс, прорывают ортогнейсы и парапороды протерозоя, что отчетливо устанавливается С. М. Смирновым и А. И. Перельгиной [1960] для районов Моностойского хребта и нами в Малханском хребте.

Интрузии моностойского комплекса прорывают также кембрийские стратифицированные образования. Так, например, габброиды Азаргинского массива (бассейн р. Джиды) интродуцируют в кембрийские известковистые песчаники. В Малханском хребте устанавливаются контакты габбро с основными эффузивами боргойской свиты ( $См_1$ ?). Здесь, в низовьях р. Унго, удалось наблюдать отчетливые инъекции габбро в порфириды, а на южных склонах Заганского хребта у дер. Катаево интенсивно рассланцованные основные эффузивы боргойской свиты ( $См_1$ ?) прорваны небольшой интрузией габбро, от которой в сторону первых отходят крупные апофизы.

Таким образом, нижняя возрастная граница основных пород моностойского интрузивного комплекса датируется нижним кембрием на основании отчетливо наблюдаемых взаимоотношений между кембрийскими стратифицированными образованиями и габбро.

Верхняя возрастная граница интрузий моностойского комплекса определяется по взаимоотношениям габбро с раннепалеозойскими гранитоидами. Эти взаимоотношения наиболее отчетливо устанавливаются в Малханском хребте, где во многих его районах, в особенности в долине р. Унго, можно наблюдать в габбро многочисленные апофизы диоритов и гранитов, а также эруптивные брекчи габбро, сцементированные гранитом.

---

\* В последней своей работе П. И. Налетов [1962] выделяет раннекаледонские основные интрузии в самостоятельный комплекс.

Взаимоотношения основных пород с гранитоидами однозначно свидетельствуют о более раннем образовании габбро по отношению к последним. В каледонской складчатой области возраст большей части гранитоидов, контактирующих с габбро, определяется раннепалеозойским; на этом основании и интрузии моностойского комплекса рассматриваются как раннекаледонские магматические образования. Все вышесказанное в отношении возраста интрузий моностойского комплекса полностью относится и к генетически связанным с ними титаномагнетитовым месторождениям, которые также образуются после нижнего кембрия, но до формирования раннепалеозойских умереннокислых гранитоидов джидинского комплекса.

Основные породы моностойского интрузивного комплекса широко распространены только в Селенга-Хилокской структурной зоне каледонской складчатой области. На закономерную приуроченность основных пород к каледонским структурам указывал еще ранее Б. А. Иванов. Он считал, что расположение основных и ультраосновных интрузий, протягивающихся в виде пояса из Восточного Саяна в бассейн р. Джиды и далее в Малханский хребет и хр. Цаган-Хуртей, имеет чрезвычайно важное значение для выделения каледонской складчатой области. Действительно, как это отчетливо доказывается в настоящее время, основные интрузии моностойского комплекса имеют развитие только среди каледонских структур, подчеркивая тем самым одну из характерных особенностей развития процессов раннепалеозойского магматизма (рис. 3).

Основные интрузии развиты неравномерно на территории Селенга-Хилокской структурной зоны. Они наиболее часто встречаются в Моностойском и Малханском хребтах, а также южнее г. Петровска-Забайкальского. Массивы основных пород, по существу, представляют собой реликты некогда более крупных тел, в значительной мере уничтоженных раннепалеозойскими гранитоидами. В отдельных случаях наблюдается некоторое сосредоточение массивов основных пород вдоль определенных направлений. Как правило, можно наметить зоны северо-восточного простирания, в пределах которых основные интрузии моностойского комплекса развиты наиболее широко. Такие зоны распространения основных интрузий и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений не приурочены к каким-либо четким геологическим структурам и ни в коей мере не воссоздают первоначального положения титаномагнетитовых рудоносных зон (рис. 3). Границы выделенных зон только оконтуривают площади распространения основных пород моностойского комплекса, наблюдаемые в современном эрозионном срезе, и поэтому более чем условны. Основные интрузии и вмещающие их складчатые раннепалеозойские структуры настолько переработаны каледонскими интрузивными процессами, что познать в настоящее время действительные законо-

мерности размещения основных пород моностойского комплекса в период их формирования не представляется возможным.

В некоторых случаях основные породы и связанные с ними титаномагнетитовые месторождения пространственно тяготеют к протерозойским поднятиям. Это отчетливо видно на примере основных интрузий Моностойского хребта и района г. Петровска-Забайкальского. Такое структурное положение некоторых массивов основных пород позволяет высказать соображение о том, что в раннепалеозойское время они, по-видимому, локализовались на сочленении начальных геосинклинальных прогибов с внутри-геосинклинальными поднятиями, сложенными протерозойскими образованиями. Именно в таком структурном положении находится наиболее крупное в Западном Забайкалье титаномагнетитовое месторождение с повышенным содержанием свободного ильменита. Последняя особенность, по-видимому, тесно связана со специфическими условиями дифференциации основной магмы в обстановке относительного покоя среди блока консолидированных протерозойских пород.

Зоны развития основных интрузий моностойского комплекса и связанных с ними магматических месторождений, которые могут быть выделены как реликтовые рудные зоны с титаномагнетитовой минерализацией, почти все ориентированы в северо-восточном направлении и располагаются только в пределах Селенга-Хилокской зоны каледонской складчатой области.

В пределах Джидинской геосинклинальной структуры зоны такого типа, по существу, не известны. Только на юго-востоке этой структуры, в бассейне р. Булуктай, известны основные породы, сопровождаемые титаномагнетитовой минерализацией (Азаргинское рудопроявление). Здесь условно может быть выделена Азаргинская титаномагнетитовая зона, оконтуривающая выходы основных пород моностойского комплекса.

В Селенга-Хилокской геосинклинальной зоне рассматриваемые рудоносные структуры развиты значительно шире. Здесь намечается пять реликтовых рудоносных структур, в пределах которых достаточно широко развиты основные породы моностойского комплекса и сопровождающие их титаномагнетитовые месторождения или только первые без признаков установленного в них оруденения (рис. 3).

*Моностойская зона* располагается в пределах одноименного хребта и пространственно в северной своей части приурочена к блоку протерозойских пород. Ширина зоны несколько более 10 км, длина 50 км. Зона ориентирована в северо-восточном направлении и наиболее отчетливо выражена на отрезке от устья р. Хилока на северо-востоке до шоссе Улан-Удэ—Кяхта на юго-западе. В пределах зоны располагается ряд массивов основных пород. Зона, по-видимому, продолжается на юго-запад к Боргой-

скому хребту, где известны небольшие массивы основных пород на правобережье Селенги.

*Перевальная зона* может быть выделена в значительной степени условно. Она расположена между Иволгинской и Оронгойской депрессиями, будучи приуроченной к поперечному поднятию, разделяющему эти впадины. Здесь известно несколько массивов основных пород монотойского интрузивного комплекса. Титаномагнетитовое оруденение в этой зоне не установлено. Ширина зоны около 8 км, длина 12 км. По существу, границы зоны оконтуривают только площадь развития основных пород, не будучи связанными с какими-либо геологическими или орографическими структурами (как это имеет место в случае Монотойской зоны).

Столь же неопределенны границы *Брянкинской зоны*, расположенной западнее одноименной реки. Здесь, по левобережью р. Брянки, известны относительно крупные массивы основных пород монотойского интрузивного комплекса без признаков магматических месторождений. Зона имеет длину около 40 км, причем в отличие от остальных зон она ориентирована в северо-западном направлении.

*Малханская зона* среди рассматриваемых рудоносных структур является наиболее крупной. Она, как и показывает само название, расположена главным образом на территории Малханского хребта, который пересекает почти в меридиональном направлении, уходя на север по направлению к г. Петровску-Забайкальскому. В пределах зоны располагаются наиболее крупные массивы основных пород, известные в каледонской складчатой области Западного Забайкалья. Зона прослеживается на протяжении 120 км. Ее ширина непостоянна и колеблется от 12 до 45 км. В районе Малетинского массива зона значительно расширяется, достигая максимума. Малханская зона имеет извилистые очертания, и ее конфигурация напоминает сигмоиду. Она занимает поперечное положение к генеральным северо-восточным разрывным структурам. Зона прослеживается от водораздельных районов Малханского хребта на юго-западе к Малетинскому массиву и далее от последнего на север к Заганскому хребту, где известны массивы основных пород севернее дер. Маргентуй и в районе г. Петровска-Забайкальского. На южных склонах Заганского хребта, севернее дер. Маргентуй, основные породы монотойского комплекса, прорывающие протерозойские гнейсы, слагают небольшой массив, вытянутый в северо-восточном направлении, что и определяет такое же направление зоны на этом участке.

Имеются основания полагать, что в пределах Малханской зоны располагаются интрузии основного состава, сформированные в различных структурных условиях. Так, например, основные интрузии, развитые в пределах Заганского внутригеосинклинального поднятия, по-видимому, формировались в иных тектонических условиях, чем интрузии Малханского хребта, и не исключено, что

как те, так и другие представляют реликты совершенно различных структур, ныне объединенных в одну общую рудоносную зону.

Обращает на себя внимание, что в пределах Малханской зоны часть массивов основных пород находится в тесной пространственной связи с протерозойскими образованиями, а некоторые из них располагаются целиком среди Заганского внутригеосинклинального поднятия. Это наиболее характерно для северной половины рассматриваемой зоны. Такие особенности локализации интрузий монотойского комплекса представляют интерес с точки зрения выявления богатых ильменитовых месторождений.

Наконец, пятая, *Хилкосонская зона* расположена также в Малханском хребте на востоке рассматриваемой территории. Она прослеживается в северо-восточном направлении в виде узкой полосы из верховьев р. Блудная в низовьях р. Хилкосон, где значительно расширяется, достигая в поперечнике 24 км. Длина зоны около 80 км при ширине зоны на юго-западе 5—8 км, а на северо-востоке от 10 до 24 км. В пределах зоны известен ряд массивов основных пород монотойского комплекса, причем один из них, расположенный восточнее г. Цыбитуй, залегает среди протерозойских метаморфических пород.

\* \* \*

Не все из известных интрузий монотойского комплекса находятся в пределах охарактеризованных выше зон. Некоторые из них располагаются на значительном удалении от последних. Так, например, небольшие по своим размерам основные интрузии правобережья р. Жергея (южные отроги Малханского хребта), с которыми связано Солонцовское рудопроявление, расположены в 45 км южнее Хилкосонской зоны, а крупная интрузия габбро в центральной части Малханского хребта удалена от одноименной зоны к востоку на 10 км. По существу, эти интрузии и составляют основные исключения для массивов монотойского комплекса, которые не располагаются в пределах охарактеризованных зон. Как отмечалось выше, эти зоны не имеют определенного структурного положения и в их пределах размещение основных интрузий не контролируется четкими геологическими факторами. Это, конечно, очень снижает ценность выделения данных рудоносных структур, которые, по существу, устанавливаются в результате только простого оконтуривания районов с наибольшим развитием основных интрузий монотойского комплекса и связанных с ними магматических титаномagnetитовых месторождений. Однако учитывая особенности геологического строения каледонской складчатой области Западного Забайкалья, где раннепалеозойские основные интрузии представлены только своими небольшими реликтами, а складчатые структуры этого времени почти полностью переработаны более поздними тектоническими и интрузивными процес-

сами, выделение таких рудоносных реликтовых зон нам кажется необходимым прежде всего для практических целей, для более целенаправленного направления поисковых работ. Кроме того, выделение таких зон и анализ размещения основных интрузий в их пределах способствуют более правильному познанию действительных геологических особенностей их размещения в раннепалеозойский период развития каледонской складчатой области. Как уже отмечалось выше, одной из таких особенностей, по-видимому, является локализация основных интрузий монотойского комплекса в зонах сочленения блоков протерозойских пород с кембрийскими геосинклинальными прогибами.

\* \* \*

Остановимся на краткой характеристике других раннепалеозойских эндогенных месторождений и рудопроявлений.

*Пегматитовые рудопроявления*, ассоциирующиеся с раннепалеозойскими гранитами, немногочисленны. Они представлены в Западном Забайкалье только несколькими незначительными рудопроявлениями редкоземельных и бериллоносных пегматитов. Эти рудопроявления изучены недостаточно, однако их связь с раннепалеозойскими гранитами, по-видимому, может считаться установленной довольно определенно, так как пегматитовые жилы залегают в районах, где более молодые гранитоиды не известны. Перечисленные пегматитовые месторождения детальному изучению не подвергались, и в настоящее время о них имеются самые общие сведения.

*Контактово-метасоматические (скарновые) рудопроявления* развиты в каледонской складчатой области нешироко. Они представлены очень небольшими скарновыми образованиями, среди которых магнетитовые скарны встречаются наиболее часто и связаны с различными по составу раннепалеозойскими гранитоидами. По характеру оруденения выделяется несколько типов скарнов.

Шеелитоносные скарны единичны; они возникают на контакте раннепалеозойских гранитов «джидинской» интрузии и кембрийских карбонатных толщ, где иногда образуются небольшие тела гранат-диопсидовых скарнов с редкой вкрапленностью шеелита (рудопроявление Безымянное).

Скарны с полиметаллической минерализацией также редки; они известны в Джидинском районе и приурочены к небольшому ксенолиту известняков, залегающему среди биотитовых гранитов. В образующихся на контакте этих пород пироксеновых скарнах отмечается редкая мелкая вкрапленность галенита и сфалерита. Сходные рудопроявления известны юго-восточнее г. Улан-Удэ в районе дер. Куйтун, где П. И. Налетовым на контакте раннепалеозойских гранитов с небольшими ксенолитами известняков

были выявлены гранат-диопсидовые и кварц-диопсидовые породы с полиметаллической минерализацией.

По-видимому, к полиметаллическим месторождениям скарнового типа следует относить Зун-Дабанское месторождение, расположенное в бассейне р. Джиды. Здесь среди раннепалеозойских гранитоидов встречаются мелкие ксенолиты известняков. На контакте последних с гранодиоритами известны зоны гранат-диопсидовых скарнов, которые прослеживаются вдоль контакта на 100—150 м при мощности около 1,5 м. В брекчированных скарнах, а главным образом в известняках вдоль зон дроблений встречаются вкрапленные галенито-сфалеритовые руды.

Магнетитовые скарновые рудопроявления распространены несколько шире предыдущих, но также представлены крайне незначительными рудными образованиями, не имеющими промышленного значения.

Одним из наиболее крупных рудопроявлений является Мало-Кондуевское, расположенное в вершине пади М. Кондуй левого притока р. Киженги. Здесь среди лейкократовых гранитов встречаются крупные ксенолиты кристаллических известняков, на контакте которых возникают пироксено-скаполитовые и пироксеновые скарны, образующие зону мощностью до 20 м. В пределах этой зоны, а также в гранитах на их контакте с мраморами залегают небольшие линзы магнетита. Мощность отдельных линз не превышает 2,5 м. В магнетитовых рудах в виде незначительной вкрапленности встречаются халькопирит и пирит.

Гематитовые скарны известны юго-восточнее г. Улан-Удэ в верховьях р. Брянки.

Раннепалеозойские (каледонские) *гидротермальные рудопроявления и месторождения* распространены в Западном Забайкалье относительно широко. Среди них выделяются различные по минеральному составу рудные образования, причем наибольшее развитие имеют железорудные и полиметаллические рудопроявления кварцевого типа. Наиболее крупными являются полиметаллические (свинцово-цинковые) рудопроявления, которые могут быть отнесены к разряду мелких месторождений, часть из них разрабатывалась в XVIII столетии, а затем разведывалась и изучалась в годы советской власти. Остальные — молибденовые, золотые, медные и другие — рудопроявления представляют, по существу, только минералогический интерес.

Полиметаллические (свинцово-цинковые) рудопроявления и месторождения сосредоточены главным образом в двух районах: на юго-западе, в Джидинском районе, где известны Тарбагатайское, Новое, Мойстовское, Хамнейское, Безымянное, Зун-Дабанское и другие рудопроявления и на северо-востоке, в бассейне р. Худуна, где располагаются Мангутское, Мало-Мангутское, Улан-Бургасовское, Ульзутуевское и другие рудопроявления и месторождения. Гидротермальные свинцово-цинковые образования

представлены обычно незначительными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами с галенитом и сфалеритом. Исключение составляют Улан-Бургасовское и Мангутское месторождения с их зонами скарированных оруденелых пород. Эти месторождения имеют ряд особенностей: для них характерно преобладание сфалерита над галенитом и значительное развитие в рудах магнетита и гематита.

Все перечисленные месторождения залегают среди раннепалеозойских гранитов или нижнекембрийских осадочных толщ. На этом основании их возраст датируется многими исследователями как раннепалеозойский. В то же время отмечается, что полиметаллические месторождения могли сформироваться в мезозойское время [Налетов, 1957; Комаров, 1958, 1960б]. Для решения сложного вопроса о возрасте свинцово-цинковых месторождений Западного Забайкалья во многих случаях не хватает надежного фактического материала. Сопоставление всех известных данных по геологии, особенностям минерального состава и генезису полиметаллических месторождений рассматриваемого региона позволяет прийти к выводу о том, что среди них могут быть как палеозойские, так и мезозойские месторождения. Причем, очевидно, последние развиты только в пределах Джидинского района, где тесно связаны с редкометальными месторождениями, локализуясь с ними в одних и тех же рудоносных структурах и ассоциируя со сходными комплексами интрузивных пород (месторождения Тарбагатайское, Новое и др.).

Вопросы возраста свинцово-цинковых месторождений были рассмотрены рядом исследователей. Л. М. Афанасьев, О. А. Мешкова, А. А. Якжин и другие считают, что полиметаллические месторождения сформировались в раннепалеозойское время и генетически связаны с каледонскими гранитами и гранодиоритами. В отличие от этой точки зрения Ю. В. Комаров [1958, 1960б] доказывает мезозойский возраст Мангутского свинцово-цинкового месторождения. Он утверждает, что в бассейне р. Уды полиметаллическое оруденение моложе вулканогенных нижнетриасовых образований цаган-хуртейской свиты и что оно, возможно, генетически связано с мезозойскими трещинными интрузиями гранитов.

Установление точного возраста гидротермальных свинцово-цинковых месторождений, развитых в каледонской складчатой области, представляет большие трудности. Это прежде всего обусловлено тем, что залегание месторождений среди каледонских пород еще не доказывает раннепалеозойский возраст самих рудных образований, а взаимоотношения оруденения с более молодыми «перекрывающими» комплексами до последнего времени в Западном Забайкалье выявлены не были. Верхнюю возрастную границу полиметаллического оруденения удается установить только для месторождений Улан-Бургасы и Мангут, в районе которых развиты туфы условно мезозойского возраста.

В пределах рудных полей этих месторождений встречаются небольшие покровы вулканогенных пород. Нами на месторождении Улан-Бургасы в туфах, залегающих в 250—300 м северо-западнее месторождения, были встречены обломки скарнированных песчаников, крайне сходных с гранат-эпидотовыми породами рудных зон. Совершенно аналогичные наблюдения позднее сделаны Ю. В. Комаровым [1960б] на Мангутском месторождении, который указывает, что скарнированные песчаники встречаются в агломератовых туфах, образующих небольшие покровы в 70—80 м к востоку от рудных тел.

На обоих месторождениях явления скарнирования вмещающих пород связаны с процессами образования полиметаллических руд, поэтому нахождение обломков скарнированных песчаников в туфах, возраст которых датируется мезозоем, может указывать на более древний возраст оруденения по отношению к покровам вулканогенных пород. Кроме того, наблюдения О. А. Мешковой над взаимоотношением даек диоритовых порфиритов с рудами на Улан-Бургасовском месторождении однозначно свидетельствуют о более молодом возрасте первых, что также может служить косвенным доказательством домезозойского возраста месторождения. Известно, что дайки диоритовых порфиритов в долине р. Худуна пересекают покровы эффузивов, относящихся к цаганхуртейской свите ( $T_1^?$ ).

Все эти данные позволяют сделать предположение о домезозойском возрасте свинцово-цинкового оруденения в бассейне р. Худуна.

Выводы Ю. А. Комарова о мезозойском возрасте полиметаллической минерализации основаны на том, что на Мангутском месторождении агломератовые туфы ( $Mz^?$ ) пересекаются кварц-флюоритовыми прожилками. Однако здесь следует иметь в виду, что Мангутское месторождение расположено в борту крупной Удинской депрессии, в зонах разлома которой известны последние меловые рудопроявления и месторождения флюорита. Одним из таких рудопроявлений, по нашему мнению, и является флюоритовая минерализация г. Майле, территориально совпадающая с более древним полиметаллическим месторождением. Кроме того, нельзя не учитывать, что флюорит не характерен для свинцово-цинковых месторождений Западного Забайкалья. Поэтому, принимая во внимание все имеющиеся данные о полиметаллической и флюоритовой минерализации в районе Мангутского месторождения, следует, по-видимому, признать, что установление мезозойского возраста кварц-флюоритовых прожилков еще не свидетельствует о таком же времени образования полиметаллического оруденения.

Что касается геологических данных о возрасте гидротермальных полиметаллических месторождений, развитых в бассейне р. Джида, то в этом районе их верхняя возрастная граница не

установлена. Не исключено, что некоторые свинцово-цинковые месторождения этого района имеют мезозойский возраст и связаны с трещинными интрузиями гранитов, с которыми ассоциирует молибдено-вольфрамовое оруденение (например, Тарбагатайское месторождение). В то же время большинство известных рудопроявлений свинца и цинка этого района располагается среди кембрийских осадочных или раннепалеозойских интрузивных пород, вне связи с мезозойскими интрузиями, что позволяет считать эти месторождения каледонскими [Якжин, 1945].

Как отмечалось выше, остальные раннепалеозойские гидротермальные рудопроявления представлены незначительными по масштабу образованиями.

Для некоторых из них характерно присутствие в кварцевых жилах гематита и реже магнетита, иногда совместно с золотом и реже молибденитом (рудопроявления Олентуйское, Хундуевское). Обращает на себя внимание относительно широкое распространение в каледонской складчатой области единичных кварцевых жил с редким халькопиритом (рудопроявления Сарамское, Гуджертуйское и др.).

По генетическим особенностям выделяются гидротермальные хромитовые рудопроявления, которые представляют большую редкость не только для Забайкалья, но и других рудных регионов. Во всяком случае автор не встречал в литературе указаний на такой тип рудных образований. В каледонской складчатой области к гидротермальным хромитовым рудопроявлениям относятся небольшие крустификационные жилки кварца с хромитом, которые были встречены М. В. Бесовой [1937] в листовниках Даргинтуйского хромитоносного массива ультраосновных пород. Образование таких прожилков, по-видимому, связано с явлениями переотложения хромита водными растворами (?) после образования хромитоносных гипербазитов (и даже после их изменения в листовиты, так как кварцевые прожилки с хромитом пересекают последние). Такие рудопроявления, по-видимому, следует считать регенерированными, и они, очевидно, образовались в период главной каледонской складчатости в связи со становлением крупных массивов раннепалеозойских гранитов.

\* \* \*

Кратко охарактеризованные пегматитовые, скарновые и гидротермальные раннепалеозойские месторождения и рудопроявления тесно пространственно и, по-видимому, генетически связаны с каледонскими гранитоидами так называемого джидинского интрузивного комплекса. В состав этого комплекса входят в основном умереннокислые гранитоиды, слагающие огромные многофазные полифациальные плутоны. Особенности строения и состава по-

следних достаточно детально охарактеризованы в работах Л. М. Афанасьева [1960], П. И. Налетова [Налетов, Шалаев, Деуля, 1941] и А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой [1951].

Наиболее широко среди пород джидинского интрузивного комплекса распространены биотит-роговообманковые и биотитовые граниты, которые прорывают более ранние гранодиориты и диориты. Последние часто являются гибридными породами, которые образуются на контакте с известняками. Л. М. Афанасьев указывает, что присутствие в этих породах калиевого полевого шпата наряду с основным андезитом, лабрадором и пироксеном «свидетельствует о гибридном характере пород кварц-диоритовой интрузии и их образовании из магмы, ассимилировавшей сильно известковистые породы кровли, какими являются отложения кембрия».

Роговообманково-биотитовые гранодиориты и кварцевые диориты распространены наиболее широко в Джидинском районе и Малханском хребте, где слагают значительные по площади массивы.

Л. М. Афанасьев [1960] полагает, что эти интрузии, вторгаясь в ядра антиклинальных складок кембрийских отложений, принимали участие в процессах каледонской складчатости и были в значительной мере сдавлены, в связи с чем краевые части массивов оказались на большом протяжении огнейсованными.

Интрузии последующих фаз, представленные разнотипными по облику и составу гранитами, граносиенитами и сиенитами, наиболее широко распространены в Худунском и Цаган-Хуртейском хребтах, где детально изучены А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой [1951]. В бассейне р. Джиды эти породы подробно исследованы Л. М. Афанасьевым [1960] и Е. Н. Смолянским. Среди гранитов по составу выделяются биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, а также лейкократовые граниты и аляскиты. Последние встречаются редко. Граниты обычно имеют равномерно-зернистое строение, хотя порфириовидные разности развиты также достаточно широко.

Роговообманково-биотитовые сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты обычно образуют совершенно постепенные переходы с гранитами.

Гранитоиды раннепалеозойского возраста редко сопровождаются дайками адлитов и пегматитов. Как отмечает Л. М. Афанасьев [1960], жильные образования каледонской интрузии представлены микрогранитами, сиенит-порфирами, микродиоритами, диорит-порфиритами и спессартитами, причем последние встречаются главным образом среди диоритов. Наиболее широко дайки диорит-порфиритов и спессартитов развиты среди раннепалеозойских интрузий в бассейне р. Джиды. Аналогичные дайковые образования в связи с теми же интрузиями известны в Малханском и Цаган-Хуртейском хребтах, причем в последнем районе,

по-видимому, в связи со щелочными интрузиями получают развитие дайки плагиогранитов, сиенит-порфиров и гранит-порфиров при резко подчиненном значении аплитовых и пегматитовых образований.

Раннепалеозойский возраст гранитоидов джидинского интрузивного комплекса устанавливается в значительной степени условно только на основании общегеологических соображений и предпосылок, а также особенностей тектонического развития Западного Забайкалья. По существу, только в самые последние годы в районах Малханского и Яблонового хребтов удалось выявить среднепалеозойские отложения, перекрывающие каледонские гранитоиды.

Абсолютный возраст кварцевых диоритов первой фазы комплекса составляет 430—475 млн. лет, что указывает на их раннепалеозойский возраст (силур—ордовик).

Верхняя возрастная граница интрузий джидинского комплекса надежно устанавливается по залеганию на их размытой поверхности верхнепалеозойских эффузивов (пермо-триасовых и, возможно, карбоновых); это позволяет в случае отдельных конкретных массивов допускать возможность их герцинского возраста. Поэтому нельзя с полной уверенностью говорить о том, что все пегматитовые, скарновые и гидротермальные месторождения, для которых предполагается генетическая связь с джидинскими гранитоидами, действительно являются раннепалеозойскими. Не исключено, что некоторые рудопроявления могут оказаться связанными с более молодыми гранитоидами, и, следовательно, должны быть исключены в дальнейшем из числа каледонских эндогенных месторождений. Во всяком случае современный фактический материал позволяет считать возраст охарактеризованных выше месторождений и рудопроявлений раннепалеозойским и связывать их генетически с гранитоидами джидинского интрузивного комплекса.

При имеющейся изученности каледонских рудных образований, ассоциирующих с джидинскими гранитоидами, их закономерности проявления в пространстве намечаются только в самых общих чертах и главным образом по линии пространственной связи месторождений различных генетических типов с разными по составу интрузивными породами. Так, рудопроявления скарнового типа ассоциируют главным образом с биотит-роговообманковыми гранитами, тогда как гематито-кварцевые рудопроявления приурочены к обычным гранитам. Для полиметаллических месторождений бассейна р. Худуна намечается связь со щелочными гранитами и граносиенитами; в то же время свинцово-цинковые, медные и молибденовые гидротермальные рудопроявления в бассейне среднего течения р. Джиды расположены среди раннепалеозойских гранодиоритов и диоритов (рудопроявления Урт-Улентуйское, Зун-Дабанское и др.). В настоящее время установить более глу-

бокие связи рассматриваемого оруденения с интрузивными породами, а также конкретными геологическими структурами не удается. Все это является задачей будущего.

### Характерные черты каледонской эндогенной металлогении (общие выводы)

1. Эндогенное оруденение каледонского возраста проявилось в Западном Забайкалье неинтенсивно. Известные каледонские рудопроявления и мелкие месторождения не имеют промышленного значения. Несмотря на недостаточную изученность каледонских эндогенных месторождений, а также на их относительную малочисленность, металлогенический облик каледонской складчатой области вырисовывается достаточно четко.

Он определяется четырьмя характерными элементами: хромом, титаном, железом и медью. Магматические хромитовые рудопроявления, известные в Джидинской геосинклинальной зоне, малочисленны и незначительны по своим размерам, однако они чрезвычайно характерны для металлогении каледонид.

Титан типичен не менее хрома для каледонского оруденения. Магматические титаномагнетитовые месторождения и рудопроявления, как известно, широко развиты в раннепалеозойских структурах Западного Забайкалья, где они генетически связаны с основными интрузиями моностойского комплекса. Основная роль среди перечисленных четырех элементов принадлежит железу; значительные концентрации этого элемента встречаются во многих каледонских месторождениях, причем различного генезиса и возраста. Так, наиболее ранние и весьма крупные концентрации железа представлены магматическими залежами титаномагнетитовых руд в основных породах моностойского комплекса. С раннепалеозойскими умереннокислыми гранитоидами связаны магнетитовые и гематитовые скарны, а также гематито-кварцевые с магнетитом гидротермальные рудопроявления. Наконец, нельзя не отметить и того обстоятельства, что в некоторых полиметаллических и золото-кварцевых рудопроявлениях и месторождениях наблюдается необычно повышенное содержание магнетита и гематита (месторождение Улан-Бургасы —  $Pb + Zn$ ; Хундуевское, Олентуйское —  $Au$ ).

Все это показывает, что железо действительно является характерным элементом каледонской металлогении и его концентрации в виде тех или иных минеральных ассоциаций (месторождений) возникают в процессе развития раннепалеозойской складчатой области неоднократно в связи с различными комплексами интрузивных пород.

Медь в отличие от перечисленных элементов не образует достаточно крупных концентраций, но ее присутствие в различных по

генезису каледонских месторождений достаточно постоянно и выдержанно.

Халькопирит наиболее широко, по сравнению с другими сульфидами, распространен в магматических титаномagnetитовых месторождениях. Кроме того, известно небольшое магматическое пирротин-халькопиритовое рудопроявление в основных породах, а вкрапленность халькопирита в последних сравнительно часто встречается в различных массивах монотойского комплекса. Достаточно широко распространены в каледонидах Западного Забайкалья небольшие гидротермальные кварц-халькопиритовые рудопроявления. Такие особенности проявления медной минерализации позволяют считать, что этот элемент является также характерным для каледонской металлогении, наряду с хромом, титаном и железом.

Что же касается других элементов: вольфрама, молибдена и золота, то они не типичны для рудных образований раннепалеозойской складчатой области. Кроме того, не исключено, что некоторые из рудопроявлений имеют герцинский возраст.

2. Наиболее ранними из числа каледонских эндогенных рудных образований являются хромитовые рудопроявления, известные только в пределах Джидинской геосинклинальной зоны. Они генетически связаны с ультраосновными породами цакирского интрузивного комплекса. Последние обычно представлены небольшими, согласными со структурами осадочных пород, телами. Такие интрузии локализуются главным образом среди осадочно-вулканогенных кембрийских образований. В некоторых случаях размещение хромитоносных интрузий контролируется разломами, имеющими северо-западное простирание. Наиболее крупные интрузии цакирского комплекса располагаются среди протерозойских консолидированных структур, на их сочленении с кембрийским геосинклинальным прогибом. В этих структурных условиях, вероятно, возникли наиболее глубокие расколы, служившие путями для поднятия ультраосновных магм.

Закономерная приуроченность ультраосновных интрузий к вулканогенным отложениям кембрия, собранным в складки северо-западного простирания, а также контроль интрузий крупными разломами того же направления позволяют выделить несколько хромитоносных рудных зон, в пределах которых предполагается возможность открытия новых месторождений хрома.

Ультраосновные интрузии цакирского комплекса и связанные с ними хромитовые рудопроявления образовались до проявления главной каледонской фазы складчатости в геосинклинальную стадию развития раннепалеозойской складчатой области.

3. В отличие от хромитовых рудопроявлений титаномagnetитовые месторождения и рудопроявления развиты преимущественно в Селенга-Хилокской геосинклинальной зоне мозаично-блокового

строения. Здесь они повсеместно связаны с массивами основных пород (габбро, габбро-сиенитами, анортозитами и др.) монотойского интрузивного комплекса. Последние очень сильно переработаны раннепалеозойскими магматическими процессами и, по существу, представляют в настоящее время крупные ксенолиты среди каледонских гранитоидов. Эти обстоятельства не позволяют вскрыть геологические закономерности размещения основных интрузий и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений в раннепалеозойских структурах. Только в некоторых случаях удается установить, что массивы основных пород залегают среди протерозойских образований, слагающих внутригеосинклинальные поднятия. Это позволяет предполагать, что в ряде случаев основные интрузии и связанные с ними магматические месторождения, по-видимому, располагались на сочленении начальных геосинклинальных прогибов с блоками докембрийских пород (внутригеосинклинальными поднятиями). Следует подчеркнуть, что для основных интрузий, проявляющихся в таких структурных условиях, характерно зонально-кольцевое строение, а для связанных с ними месторождений — повышенное содержание свободного ильменита [Перельгина и Смирнов, 1960].

В Селенга-Хилокской структурной зоне Западного Забайкалья по реликтам основных пород намечаются реликтовые рудные зоны с развитием титаномагнетитовой минерализации. В отличие от хромитоносных зон положение последних контролируется только размещением реликтов интрузий монотойского комплекса, а не совокупностью геологических факторов, влиявших на локализацию этих интрузий в момент их формирования. Однако, несмотря на это, выделенные зоны развития титаномагнетитовых месторождений могут быть использованы при определении наиболее перспективных районов для поисков титаномагнетитовых руд.

4. Каледонские пегматитовые, скарновые и гидротермальные месторождения и рудопроявления развиты преимущественно в Селенга-Хилокской геосинклинальной зоне; они изучены недостаточно. В настоящее время геологические закономерности их размещения выявлены только в самых общих чертах, главным образом по линии пространственной связи месторождений различных типов с разными по составу породами интрузивного комплекса. Устанавливается связь скарновых рудопроявлений железа, свинца и цинка, а также гидротермальных молибденовых месторождений с биотито-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, а остальных рудопроявлений — с более кислыми по составу гранитами.

Для каледонских полиметаллических месторождений намечается преобладание в рудах цинка над свинцом, а для других гидротермальных месторождений, так же как для некоторых свинцово-цинковых, повышенное содержание минералов железа: магнетита и гематита.

5. При анализе геологических особенностей размещения каледонских рудных месторождений, развитых в различных структурных зонах (Джидинской и Селенга-Хилокской), обращают на себя внимание некоторые различия в металлогении этих структур. Это прежде всего относится к особенностям размещения хромитовых и титаномагнетитовых месторождений. Первые известны только в Джидинской геосинклинальной зоне, вторые развиты в Селенга-Хилокской (исключение составляет Азаргинское рудопроявление). Это, по-видимому, связано с особенностями развития этих структур в раннем палеозое. В Джидинской зоне геосинклинальный прогиб характеризовался линейной вытянутыми формами, что, по-видимому, способствовало его значительному прогибанию, в процессе которого возникали глубокие зоны разломов, служившие подводными каналами для ультраосновных хромитоносных магм.

Процессы геосинклинального развития в Селенга-Хилокской зоне имели иной характер. Здесь не возникали ясно выраженные линейные прогибы, а благодаря существенно иному характеру дробления протерозойского субстрата на сложную мозаику блоков формировались сложно построенные, разветвленные геосинклинальные ванны. Последние, очевидно, были различных размеров и разделялись между собой внутригеосинклинальными поднятиями, роль которых играли блоки докембрийских пород. При таких условиях геосинклинального развития в Селенга-Хилокской зоне не возникали глубокие трогообразные прогибы, формирование которых сопровождалось образованием глубинных расколов и поднятием ультраосновных магм. В этой зоне наиболее крупные расколы могли возникать на сочленении структур различных знаков движения. Именно в таких структурных условиях в ряде районов этой зоны наблюдается локализация основных интрузий и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений (Моностойский и Заганский хребты).

6. Заканчивая характеристику общих особенностей и закономерностей размещения каледонских эндогенных рудных месторождений Западного Забайкалья, следует еще раз подчеркнуть специфическое значение для этой территории месторождений и рудопроявлений хрома, титана, железа и меди, которые, по существу, определяют «фемический металлогенический профиль» раннепалеозойской складчатой области.

Среди этих элементов железо занимает особое положение, так как железорудные месторождения встречаются чаще месторождений других металлов и представлены разновозрастными месторождениями различных генетических типов. Такое широкое распространение месторождений и рудопроявлений железа в каледонских структурах, по-видимому, не случайно и позволяет сделать вывод, что железорудная минерализация является наиболее характерной для каледонской металлогении. Не исключено, что

столь широкое проявление железорудной минерализации на территории раннепалеозойской складчатой области, в особенности в гидротермальных образованиях, связанных с гранитоидами джидинского интрузивного комплекса, обусловлено явлениями ассимиляции железоносных кембрийских толщ, в составе которых известны осадочно-метаморфические месторождения типа железистых кварцитов.

Рассмотрение геологических особенностей размещения и типов эндогенных месторождений каледонской складчатой области Западного Забайкалья показывает, что эти месторождения изучены еще слабо, а закономерности их локализации познаны только в самых общих чертах. Это указывает на необходимость их дальнейшего изучения, в первую очередь магматических месторождений хрома и титана в связи с интрузиями ультраосновных и основных магм, которые исследованы в Западном Забайкалье совершенно недостаточно.

### **Месторождения герцинской складчатой области**

С герцинским периодом развития Западного Забайкалья связано возникновение многочисленных месторождений олова, вольфрама, молибдена, золота и других полезных ископаемых, формирующихся в различной тектоно-магматической обстановке.

Оловянные и вольфрамовые месторождения распространены в герцинских структурах Зачиной горной страны наиболее широко и придают этому региону специфический редкометалльный облик. Железорудные месторождения на этой территории не известны, а медные и свинцово-цинковые представлены только небольшими рудопроявлениями.

Месторождения различных полезных ископаемых обычно связаны с неодинаковыми по возрасту интрузивными породами и локализуются, как правило, в обособленных в пространстве рудных узлах. В некоторых из них наблюдается совмещение разновозрастной минерализации, что позволяет установить последовательность формирования различных рудных образований.

Среди месторождений, связанных с развитием герцинской складчатой области, можно выделить три разновозрастные группы: раннегерцинские, среднегерцинские и позднегерцинские месторождения.

Группа раннегерцинских месторождений объединяет гидротермальные золоторудные месторождения, отдельные представители которых несколько отличаются друг от друга по минеральному составу и, вероятно, генетическим особенностям. Наиболее многочисленными являются среднегерцинские редкометалльные, преимущественно комплексные оловянно-вольфрамовые и реже молибденовые месторождения. Рудные месторождения этой группы

представлены несколькими генетическими типами: пегматитовыми, грейзеновыми и гидротермальными образованиями. В группу позднегерцинских месторождений нами относятся гидротермальные молибденовые и вольфрамовые месторождения и рудопроявления, связанные с трещинными интрузиями, для которых оловянная минерализация не характерна.

### Раннегерцинские месторождения золота

В эту группу входят почти все известные месторождения и рудопроявления золота Зачикойской горной страны.

Среди них по особенностям минерального состава выделяются следующие типы: 1) золото-кварцевые с турмалином (Нижне-Еловское, Ернистое месторождения); 2) золото-кварцевые с арсенопиритом, пиритом и другими сульфидами (Дабан-Горхонское, Воскресенское, Бальджинское (?) и другие месторождения); 3) золото-кварцевые с шеелитом и антимонитом (Нижне- и Верхне-Сергинские месторождения); 4) золото-кварцевые с антимонитом (жила № 7 Бальджинского месторождения).

В месторождениях всех типов кварц является резко преобладающим жильным материалом. Совместно с ним, но в очень небольших количествах присутствуют кальцит, анкерит и реже альбит. В рудах Ернистого и Нижне-Еловского месторождений, являющихся, по-видимому, относительно более высокотемпературными образованиями, присутствует обильный мелкокристаллический черный турмалин. Кроме того, в некоторых золотоносных жилах Воскресенского и Дабан-Горхонского месторождений в небольших количествах установлены мелкочешуйчатый бурый биотит, актинолит, цоизит и гранат.

Рудные минералы не широко распространены в жилах. Наиболее часто в них кроме золота встречается арсенопирит, реже пирит. Другие сульфиды: сфалерит, галенит, пирротин и халькопирит встречаются редко и в небольших количествах; почти во всех золоторудных месторождениях присутствует шеелит. Антимонит, как правило, редок. Шеелит и антимонит обычно не дают промышленных концентраций, но в некоторых месторождениях известны самостоятельные кварц-шеелитовые и кварц-антимонитовые тела (Нижне-Сергинское, Бальджинское месторождения). На Дабан-Горхонском месторождении в рудах много арсенопирита, который образует в жилах крупные гнездообразные скопления (жила Ноябрьская).

Золото в кварцевых жилах свободное, не связанное с сульфидами.

Последовательность образования главных рудных минералов однозначно установить не удается. Наблюдения показывают, что золото и шеелит в рудах Нижне-Сергинского месторождения присутствуют совместно и о существенно более раннем времени обра-

зования шеелита говорить не приходится. Здесь шеелит и золото формируются из гидротермальных растворов одной стадии минерализации. Антимонит является, по-видимому, более поздним минералом, однако не исключено его образование также одновременно с шеелитом. Об этом, в частности, свидетельствуют сростки шеелита с антимонитом, найденные в аллювиальных отложениях в районе Нижне-Сергинского месторождения.

Следует отметить своеобразие жильного кварца, который почти во всех месторождениях золота имеет характерный молочно-белый цвет и отличается от рудного кварца других месторождений крайне мелкозернистым сахаровидным строением. В некоторых случаях в таком кварце наблюдаются полосчатые текстуры расщепления при полном отсутствии друзовидных текстур. Под микроскопом рудный кварц обычно имеет гранобластовую структуру и его зерна характеризуются неправильными зазубренными очертаниями. В шлифах отчетливо видна перекристаллизация зерен кварца, обычно начинающаяся вдоль определенных поверхностей микронарушений. Весьма часто перекристаллизация начинается с краев отдельных крупных зерен кварца и приводит к появлению своеобразных «цементных» структур. Хрупкие рудные минералы в процессе такой перекристаллизации дробятся, образуя мелкие обломки, как бы сцементированные более поздним кварцем. В шлифах рудный кварц почти всегда имеет волнистое, мозаично-облачное погасание и часто характеризуется «роговиковым» строением.

Золоторудные кварцевые жилы характеризуются сложной морфологией. Они залегают как в интрузивных породах, так и во вмещающих кварцево-биотитовых сланцах. В интрузивных породах рудные тела, как правило, хорошо выдержаны по простиранию, а в сланцах они имеют линзообразную, часто неправильную форму. В некоторых случаях рудные тела сильно перемяты, имеют четковидное, линзовидное строение, причем между линзами часто наблюдаются растащенные обломки развальцованного кварца.

Наиболее крупные рудные тела известны на Воскресенском и Верхне-Сергинском месторождениях. На первом месторождении известны жилы протяжением более километра, однако в среднем жилы редко превышают в длину 100—150 м; наиболее часто встречаются жилы длиной 60—80 м. Мощность золоторудных тел непостоянна и колеблется от 10—20 см до 4—5 м в раздувах. На некоторых месторождениях основные рудные тела сопровождаются тонкими, обычно параллельными кварцевыми прожилками с золотом. Мощность таких прожилков колеблется от 0,5 до 2—3 см.

Изменения вмещающих пород в рассматриваемых месторождениях выражены недостаточно резко и представлены обычно окварцеванием, карбонатизацией, серицитизацией и сульфидизацией. Наиболее отчетливо эти изменения проявились на Дабан-Горхонском месторождении, где биотитово-роговообманковые граниты

около жил превращены в кварц-серицито-карбонатные породы с арсенопиритом и реже пиритом. На Воскресенском месторождении вблизи некоторых жил ороговикованные кварц-биотитовые сланцы содержат обильную вкрапленность арсенопирита.

Почти все рассматриваемые месторождения золота в пространстве тесно ассоциируют с небольшими штокообразными интрузиями гранодиоритов, диоритов или дайками аналогичного состава, которые образуют самостоятельный интрузивный комплекс, получивший название воскресенского. Обычно малые интрузии диоритов располагаются на некотором удалении от месторождений, хотя известны случаи, когда рудные тела залегают непосредственно среди интрузивных пород данного комплекса. В районе Воскресенского месторождения небольшой шток диоритов сложного строения закартирован в 2 км к северо-востоку от участка Ернистого, а на Верхне-Сергинском месторождении сходные диориты образуют небольшой шток в пределах рудного поля. Небольшая интрузия диоритов выявлена в районе Нижне-Еловского месторождения, где располагается в 1,5 км от последнего, на водоразделе между падами Нижняя и Средняя Еловки. Широкое распространение малые интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов имеют в бассейне р. Киркуна, где в пределах одной из них залегают золото-кварцевые жилы Дабан-Горхонского месторождения. Небольшие штоки диоритов известны в пределах Бальджинского рудного узла, где с ними также связаны жилы золотоносного кварца.

Дайки гранодиоритов и диоритов в пространственной связи с рудопроявлениями золота развиты нешироко.

В пределах рудного поля Воскресенского месторождения известна крупная дайка гранодиорита, пронизанная прожилками золотоносного кварца. В верховьях падей Мельничная и Ближний Гомор, южнее Гутайского молибденового месторождения, встречены мощные дайковые тела диоритового состава. Здесь, в непосредственной близости от поля развития даек, найдены свалы рудоносного кварца и разрабатываются золотые россыши.

Штоки диоритов и гранодиоритов имеют, как правило, небольшие размеры. В бассейне р. Киркуна такие интрузии занимают площадь не более 10—15 км<sup>2</sup> каждая, а штоки диоритов в районе Верхне-Сергинского и Воскресенского месторождений не превышают 5 км<sup>2</sup>.

Тесная выдержанная ассоциация в пространстве золотого оруденения с малыми интрузиями воскресенского комплекса, устанавливаемая повсеместно в Зачикойской горной стране, позволяет допускать наличие между этими образованиями парагенетических взаимоотношений, подразумевающих их образование из одного магматического очага.

Возраст месторождений золота Зачикойской горной страны до последнего времени определялся различными исследователями по-разному, причем основные расхождения в его оценке были

вызваны различной трактовкой вопроса о возрасте гранитов, с которыми связывалось золотое оруденение. Так, одни исследователи считали, что месторождения золота ассоциируют с гранитными плутонами герцинского возраста (Ю. П. Деньгин, В. М. Славин), другие — киммерийского [Тихомиров, 1963], а С. П. Коноплев полагал, что месторождения связаны с батолитами каледонского магматического цикла.

Современный фактический материал позволяет по-иному подойти к решению вопроса о возрасте золотой минерализации, а также объяснить некоторые специфические особенности пространственной локализации месторождений золота.

Выше отмечалось, что золоторудные месторождения и рудопроявления пространственно ассоциируются с небольшими штоками и сериями даек гранодиоритов и диоритов, причем такая связь была установлена на всех наиболее крупных месторождениях района. Золоторудные кварцевые тела локализуются или в самих штоках диоритоидных пород, или в непосредственной близости от них среди вмещающих осадочных и осадочно-метаморфических пород среднего палеозоя ( $D + C_1$ ). Это определяет нижнюю возрастную границу золотого оруденения. Что касается верхней возрастной границы месторождений золота, то она устанавливается по совокупности следующих фактов, анализ которых позволяет прийти к выводу о раннегерцинском возрасте золоторудных месторождений Зачикуйской горной страны.

В ряде районов этой территории наблюдается, что штоки и дайки диоритов и гранодиоритов, а также связанные с ними месторождения изменены под воздействием крупных плутонов биотитовых и биотитово-роговообманковых гранитов.

Интрузивные контакты между диоритами и прорывающими их гранитоидами отчетливо наблюдаются в районе Воскресенского месторождения в верховьях падей Кострючиха и Ернистая, в бассейне р. Киркуна, в верховьях пади Ближний Гомор и на Верхне-Сергинском месторождении. На контактах с гранитами диориты обычно интенсивно огнейсованы и в них устанавливаются многочисленные прожилки и апофизы гранита. Прекрасно выражены интрузивные контакты между гранитами и диоритами в районе Воскресенского месторождения, где в верховьях пади Ернистой диориты и габбро-диориты прорваны крупными апофизами биотитовых гранитов.

В пределах рудного поля Дабан-Горхонского месторождения золотоносные гранодиориты пересекаются небольшими телами (дайками?) лейкократовых пегматоидных гранитов. На Верхне-Сергинском месторождении контакт между диоритами и биотитово-роговообманковыми гранитами был вскрыт канавой, в которой наблюдалось резкое изменение строения гранитов, переходящих к контакту с диоритами в мелкозернистые, равномерно-зернистые породы. Изучение рудных тел и жильного кварца также

показывает, что месторождения золота на контакте с гранитными интрузиями испытывают явное воздействие со стороны последних (месторождения Воскресенское, Сергинское, Дабан-Горхонское). Влияние крупных тел гранитоидов на месторождения золота нередко выражается в изменении морфологии рудных тел. Особенно это характерно для кварцевых жил, залегающих в сланцах вблизи контакта с гранитами (Воскресенское, Нижне-Сергин-

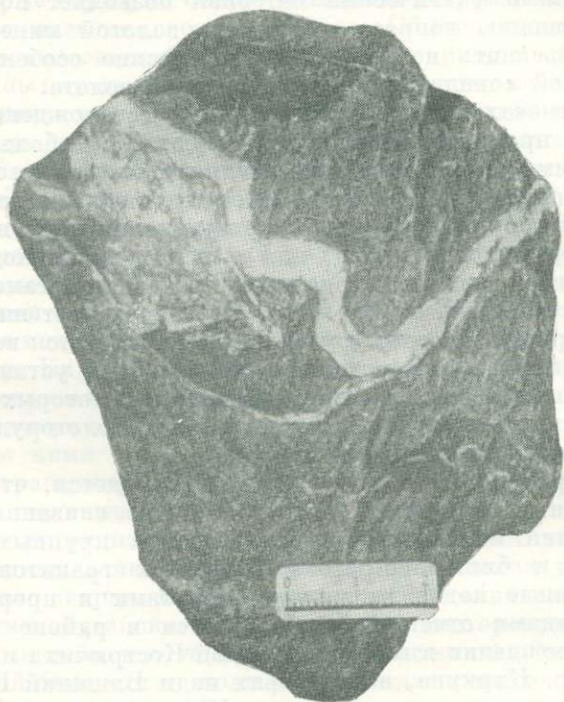


Рис. 4. Сгофрированный прожилок золотоносного кварца в кварц-биотитовом сланце. Месторождение Воскресенское.

ское месторождения). В таких случаях рудные жилы бывают волнисто смяты, а маломощные прожилки золотоносного кварца, как правило, приобретают мелкую гофрировку (рис. 4 и 5). По-видимому, именно с процессами метаморфизма гранитоидами золотоносных кварцевых жил следует связывать образование на Воскресенском месторождении своеобразных седловидных линзообразных тел рудного кварца. Такие крупные тела известны только вблизи контакта с гранитами, тогда как в удалении от последних, в сланцах, залегают обычные «пластовидные» кварцевые жилы.

На Нижне-Сергинском месторождении рудные тела имеют четковидное линзообразное строение, причем между отдельными

линзами часто наблюдаются растащенные обломки развальцованного кварца. Следует подчеркнуть, что золоторудные жилы, залегающие непосредственно в диоритах или вдали от контакта с гранитами (400—500 м), не претерпевают таких изменений.

Выше при характеристике месторождений отмечалось, что рудный кварц золотых месторождений отличается своеобразным сахаровидным обликом. В шлифах в нем повсеместно наблюдаются явления перекристаллизации, приводящие к образованию роговиковых и цементных структур. Кроме того, в кварце Воскресен-

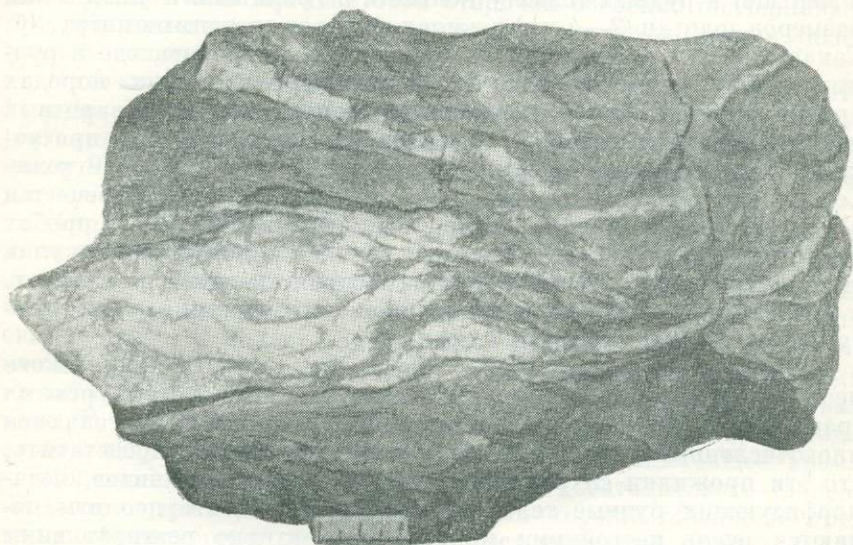


Рис. 5. Перемятый прожилок золотоносного кварца в сланце на контакте с гранитом. Месторождение Воскресенское.

ского и Дабан-Горхонского месторождений установлены такие метаморфические минералы как гранат, мелкочешуйчатый бурый биотит, доизит и актинолит. Гранат встречается в единичных зернах. Актинолит также редок. Мелкочешуйчатый бурый биотит наблюдается значительно чаще. На Дабан-Горхонском месторождении мелкие чешуйки бурого биотита часто окаймляют со всех сторон небольшие зерна кварца, возникшего в результате перекристаллизации более крупных индивидов.

Появление в золотоносном кварце ряда месторождений отмеченных выше своеобразных структур перекристаллизации, а также таких метаморфических минералов, как гранат, мелкочешуйчатый бурый биотит и актинолит, по-видимому, вызвано явлениями метаморфизма рудных образований гранитными плутонами. Именно таким образом объясняет Ю. А. Билибин [1940] появление актинолита в золоторудных месторождениях Колымы. Кроме

этого следует отметить, что вышеописанные текстуры и структуры золотоносного кварца являются характерными для метаморфизованного кварца и рассматриваются рядом исследователей как доказательства, свидетельствующие о такой его природе [Адамс, 1934; Барсанов, 1945; Вертушков, 1955; Яковлев, Ковалева, Шер, 1955].

Поведение золота в кварцевых жилах под воздействием крупных тел гранитов окончательно не выяснено. В настоящее время можно только говорить о небольших размерах золотин (от 1 мм и меньше) в рудных телах у контакта с гранитами и увеличении размеров золотин (2—4 мм) в жилах вдали от гранитных интрузий. Такая картина наблюдается в Бальджинском районе, где в рудных жилах, располагающихся в метаморфизованных породах кровли крупных интрузий, видимого золота нет, а в кварцевых жилах, локализующихся в удалении от интрузий, оно присутствует. Сходные явления отмечаются на Воскресенском и Верхне-Сергинском месторождениях, где видимое золото встречается в рудном кварце крайне редко, хотя содержание его в пробах является промышленным. В то же время в золоторудных жилах Нижне-Еловского месторождения, располагающихся в сланцах, в удалении от контакта с гранитными интрузиями, золото присутствует в виде крупных зерен.

Наконец, следует отметить, что рудные тела Воскресенского месторождения, залегающие в сланцах на контакте с даурскими гранитами и интенсивно ими метаморфизованные, пересекаются многочисленными прожилками цеолитов. Трудно представить, что эти прожилки сохранились после внедрения гранитов, метаморфизирующих рудные тела, так как известно, что цеолиты являются очень нестойкими минералами, активно реагирующими на повышение температуры. Подобные пострудные прожилки цеолитов наблюдались нами на Казаковском месторождении золота в Восточном Забайкалье, которое также метаморфизовано крупной гранитной интрузией (Борщевочным плутоном). Л. И. Яковлев, О. И. Ковалева, С. Д. Шер [1955], изучавшие на Урале месторождения золота, измененные под влиянием интрузии, также связывают появление цеолитов в жильном кварце с явлениями метаморфизма рудных образований. Поэтому можно предположить, что образование цеолитов происходит из щелочных гидротермальных растворов, возникающих в связи с процессами метаморфизма догранитных рудных образований.

Общегеологические данные в сочетании с наблюдениями над структурами и текстурами жильного кварца и морфологией рудных тел на месторождениях золота Зачикуйской горной страны позволяют считать, что последние, так же как и малые интрузии диоритов, с которыми они связаны пространственно, метаморфизованы крупными плутонами гранитов.

Следует отметить, что с батолитовыми интрузиями герцинских гранитов связаны оловоносные пегматиты, которые в районе Нижне-Еловского золоторудного месторождения пересекают кварц-турмалиновые жилы с золотом. Контакт между дайкой пегматита и кварц-турмалиновой жилой резкий и отчетливый. В зальбанде дайки наблюдаются зона мелкокристаллического пегматита и тонкая мусковитовая оторочка, прослеживающаяся на всем простирании дайки как на контакте с кварц-биотитовыми сланцами, так и на контакте с кварц-турмалиновой жилой. Наличие в дайке такой мусковитовой оторочки особенно подчеркивает текущее положение пегматитового тела по отношению к более ранней золотоносной кварц-турмалиновой жиле.

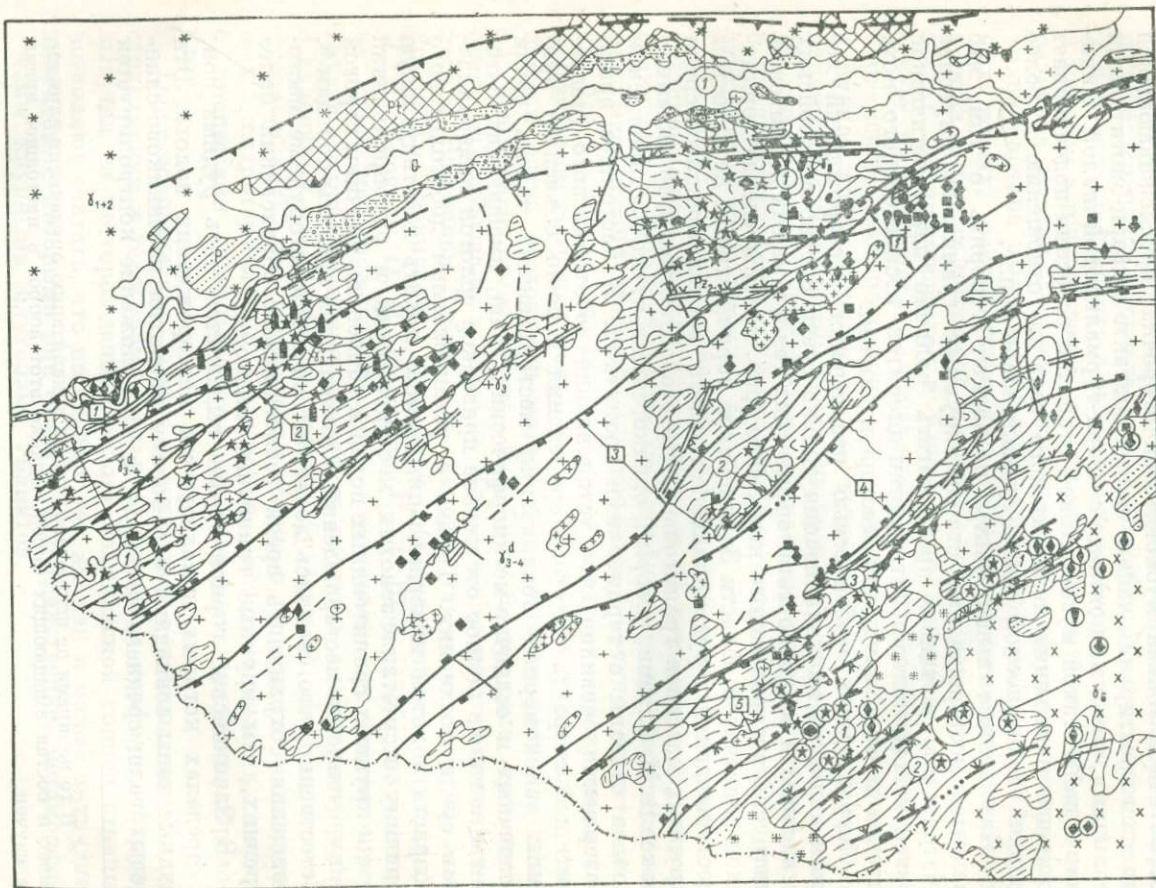
Изложенные выше факты позволяют говорить о том, что золотые месторождения старше крупных гранитных плутонов (батолитов), а также предполагать наличие парагенетической связи между малыми интрузиями диоритов воскресенского комплекса и золоторудными месторождениями.

Характерной особенностью размещения месторождений золота является их локализация только среди среднепалеозойских осадочных и осадочно-метаморфических толщ и малых диоритовых интрузий воскресенского комплекса (рис. 6). В пределах герцинской складчатой области Зачикийской горной страны не известны месторождения и рудопроявления золота, располагающиеся среди крупных массивов гранитоидов. На это обстоятельство указывал ранее В. М. Славин, который, однако, полагал, что месторождения золота связаны с герцинскими гранитами. В настоящее время совершенно очевидно, что установление добатолитового (догранитного) возраста золотого оруденения хорошо объясняет причины закономерной локализации месторождений золота среди осадочных и осадочно-метаморфических толщ, вмещающих батолиты, а также полное отсутствие признаков золотой минерализации среди последних. Только с установлением добатолитового возраста золотой минерализации можно понять действительную причину отсутствия золотых месторождений и рудопроявлений среди крупных гранитоидных полей и объяснить причины строгой приуроченности месторождений к вмещающим граниты породам\*. Естественно, что, являясь добатолитовыми, золоторудные месторождения сохранились среди геологических образований более древних, чем крупные гранитные плутоны.

В Зачикийской горной стране выделяется пять рудных зон, в пределах которых локализуются месторождения золота. Эти рудные зоны совпадают с районами развития песчаниково-сланцевых толщ среднего палеозоя, и их положение контролируется

---

\* В то же время не исключено, что на локализацию оруденения влияние имеет и состав вмещающих пород. Однако этот вопрос в настоящее время не изучен.




































- |   |    |   |    |
|---|----|---|----|
|  | 1  |  | 18 |
|  | 2  |  | 19 |
|  | 3  |  | 20 |
|  | 4  |  | 21 |
|  | 5  |  | 22 |
|  | 6  |  | 23 |
|  | 7  |  | 24 |
|  | 8  |  | 25 |
|  | 9  |  | 26 |
|  | 10 |  | 27 |
|  | 11 |  | 28 |
|  | 12 |  | 29 |
|  | 13 |  | 30 |
|  | 14 |  | 31 |
|  | 15 |  | 32 |
|  | 16 |  | 33 |
|  | 17 |   |    |

Рис. 6. Схема размещения эндогенных месторождений в герцинской складчатой области Зачикийской горной страны.

1 — гнейсы и кристаллические сланцы протерозоя; 2 — протерозойские и раннепалеозойские гранитоиды (нерасчлененные); 3 — средние и верхнепалеозойские отложения (нерасчлененные, но с резким преобладанием среднепалеозойских образований — D + C<sub>1</sub>); 4 — диориты воскресенского комплекса; 5 — средние и позднепалеозойские гранитоиды нерасчлененные, с преобладанием кислых гранитов даурского комплекса; 6 — лейкократовые пегматиты асакан-шумилово-го комплекса; 7 — верхнепалеозойские отложения; 8 — перские (?) отложения гутайской свиты; 9 — условно верхнепалеозойские отложения Балдынского вторичного прогиба; 10 — раннепалеозойские умереннокислые гранитоиды кыргинского комплекса (по Н. И. Тихомирову); 11 — раннепалеозойские кислые граниты оленегуйского комплекса (по Н. И. Тихомирову); 12 — позднегерцинские гранит-порфиры Куналейского района; 13 — угленосные отложения гущевосерской серии (D<sub>2</sub> — C<sub>1</sub>); 14 — современные рыхлые отложения.

Месторождения и рудопроявления. Раннегерцинские: 15 — оловянные пегматиты; 16 — кварц-попелешовые с касситеритом; 17 — кварц-ангитмоновые. Среднегерцинские редкие металлы: 18 — оловянные пегматиты; 19 — кварц-попелешовые с касситеритом; 20 — кварц-вольфрамитовые; 21 — кварц-молибденитовые; 22 — кварцевые жилы с арсеницитом; 23 — хрустальные пегматиты и кварцевые жилы. Позднегерцинские: 24 — кварц-вольфрамитовые с сульфидами; 25 — кварц-молибденитовые; 26 — эпитермальное флюоритное рудопроявление (позднежизнемоловое); 27 — эпитермальное флюоритное рудопроявление (позднежизнемоловое); 28 — редкометалльные рудные структуры; 29 — золотосодержащие рудные зоны (1 — Чикойская, 2 — Верхне-Чикойская, 3 — Верхне-Шумилово-Гутайская, 4 — Гутайская, 5 — Меньянская, 6 — Шумилово-Гутайская, 7 — Шумилово-Гутайская, 8 — Шумилово-Гутайская, 9 — Шумилово-Гутайская, 10 — Шумилово-Гутайская, 11 — Шумилово-Гутайская, 12 — Шумилово-Гутайская); 30 — вольфрамовые рудные зоны с позднегерцинскими месторождениями, связанными с трещинными интрузиями (1 — Молодежная); 31 — зоны эпитермальной минерализации (1 — Чикойская); 32 — золотосодержащие рудные зоны, возраст которых не ясен (1 — Балдыкино-Кыркунская, 2 — Балдыкино-Кыркунская); 33 — разрывы.

Размещением добатолитовых интрузий воскресенского интрузивного комплекса и связанных с ними месторождений и рудопроявлений коренного и россышного золота. Примечательно, что осадочные породы образуют крупные синклиналильные структуры, поэтому приуроченность месторождений золота к последним выражена в Зачикийской горной стране очень отчетливо.

Рудные зоны в значительной степени уничтожены крупными гранитными плутонами, и в настоящее время наблюдаются только реликты этих структур. Они вытянуты в северо-восточном направлении и во многих случаях разобщены крупными, согласными со складчатостью гранитными массивами, которые приурочены к центральным частям антиклиналей. Выделяются следующие рудные зоны, в пределах которых локализируются месторождения золота. Самой крупной из них является Чикойская рудная зона, прослеживающаяся по левобережью р. Чикоя, особенно отчетливо на отрезке от государственной границы на юго-западе до низовьев р. Мензи на северо-востоке и далее с перерывами в районы средних течений рек Куналя и Асакана. В пределах этой зоны золотая минерализация проявилась весьма интенсивно и представлена на юго-западе Воскресенским и Ернстым золоторудными месторождениями, а также многочисленными небольшими коренными рудопроявлениями золота и крупными россыпями, сосредоточенными главным образом в бассейнах рек Сред-

него Долотуя, Хилкотоя, Большой Катанцы, Мензи и др.

На северо-востоке зона проходит через Нижне- и Верхне-Сергинские золоторудные месторождения, захватывая бассейны рек Федотовки и Горначихи, в бассейне которых известно несколько золотых россыпей. По простиранию зона прослеживается более чем на 150 км, а ширина ее изменяется от 20 до 30 км. Зона в значительной своей части уничтожена гранитными интрузиями, что особенно отчетливо устанавливается на отрезке зоны от низовьев р. Мензи до р. Асакана. В пределах зоны в районе Воскресенского золоторудного месторождения намечается повышенная концентрация золоторудных рудопроявлений, вероятно, обусловленная приуроченностью месторождений к участкам сосредоточения добатолитовых интрузий в крыле синклинальной структуры. Вторая — *Чикоконская* — рудная зона, как показывает само название, располагается в бассейне р. Чикокона, где отчетливо фиксируется широким развитием золотых россыпей в верховьях одноименной реки и по пади Глубокая, а также рядом небольших коренных рудопроявлений золота. В пределах этой зоны россыпи золота и коренные рудопроявления закономерно локализуются в районах развития песчаниково-сланцевых толщ среднего палеозоя, слагающих в верховьях р. Чикокона ядро синклинальной структуры. Зона наиболее отчетливо прослеживается в верховьях р. Чикокона и имеет размеры 80 км в длину и 10—15 км в ширину. Она протягивается параллельно Чикойской зоне и отделена от последней крупными массивами гранитов асинского и даурского комплексов.

Следующая *Верхне-Чикойская рудная зона* располагается в верховьях р. Чикоя и протягивается в северо-восточном направлении, следуя в общем параллельно Чикоконской золотоносной зоне. Верхне-Чикойская зона протягивается на 90 км, имея ширину 10—15 км. Она также в значительной степени уничтожена гранитными интрузиями и, по существу, представляет собой реликт некогда более крупной рудоносной структуры. Характерно, что данная зона, так же как и предыдущие, совпадает почти на всем протяжении с контурами Верхне-Чикойской синклинали. В пределах этой зоны располагаются многочисленные мелкие и крупные россыпи, а также небольшие рудопроявления золота Верхне-Чикойского золотоносного района. В юго-западном направлении зона уходит в верховья рек Ашинги и Голубиной, а в северо-восточном — за пределы Зачикойской горной страны в районы рек Широкой и Шаглей, где известны небольшие россыпи золота.

Четвертая рудная зона — *Бальджино-Киркунская* — прослеживается в северо-восточном направлении параллельно предыдущей зоне от верховьев рек Бальджи и Барун-Короля до верховьев р. Киркуна. Зона протягивается по простиранию на

85—90 км и имеет ширину в центральной своей части около 20 км. В пределах зоны сравнительно широко проявилась золотая минерализация, представленная многочисленными россыпями и коренными месторождениями золота; из них некоторые были представлены в прошлом достаточно крупными промышленными объектами (россыпи Бальджи, Дабан-Горхонское месторождение). Геологическое строение Бальджино-Киркунской зоны изучено недостаточно.

Юго-восточнее Бальджино-Киркунской зоны условно выделяется пятая — *Бальджиканская* — золотоносная структура, протягивающаяся параллельно первой. В ее пределах устанавливается повышенная концентрация золотых рудопроявлений, тогда как сами зоны разобщены территорией, лишенной последних. В настоящее время невозможно дать аргументированного геолого-структурного обоснования причинам, обусловившим локализацию месторождений в указанных выше двух зонах. Не исключено, что эти зоны территориально приурочены к самостоятельным среднепалеозойским синклиналим структурам.

Необходимо отметить, что возраст золотого оруденения в Бальджино-Киркунской и Бальджиканской зонах, возможно, является более молодым, чем это устанавливается для других месторождений золота Зачикойской страны. Это обусловлено тем, что в пределах первой зоны в верховьях р. Киркуна некоторые месторождения золота залегают среди осадочных пород, которые в последнее время условно датируются верхним палеозоем.

#### Среднегерцинские месторождения олова, вольфрама и молибдена

Среднегерцинские месторождения широко распространены в Зачикойской горной стране. К ним относятся, по существу, почти все известные здесь месторождения. Они представлены пегматитовыми, грейзеновыми и высокотемпературными гидротермальными месторождениями и рудопроявлениями олова, вольфрама и молибдена. Касситерит в этих месторождениях встречается, как правило, совместно с вольфрамитом, являясь его постоянным спутником, и некоторым месторождениям благодаря своему присутствию придает промышленное значение. Как правило, количество касситерита и вольфрамита в рудах весьма изменчиво, наблюдаются отклонения как к чисто оловянным, так и только вольфрамовым месторождениям. Молибденит встречается в оловянно-вольфрамовых, а иногда образует самостоятельные концентрации.

В настоящее время известно более 100 месторождений и рудопроявлений олова, вольфрама и молибдена. Все они, несмотря на существенные генетические и минералогические различия между отдельными типами, формируются в сходной тектонической

обстановке и связаны со сходными типами интрузивных пород.

По сравнению с гидротермальными месторождениями кварцевого типа в пегматитовых и грейзеновых месторождениях редкометальная минерализация проявилась менее интенсивно, и эти месторождения представляют сейчас интерес только с генетической стороны. С коренными оловянными месторождениями в ряде случаев ассоциируют россыпи касситерита, которые являлись в прошлом основными объектами промышленной добычи касситерита, в то время как коренные месторождения, с которыми они связаны, практически не эксплуатировались (Шумиловское, Ашингинское, Асаканское и др.).

Пегматитовые месторождения развиты в герцинской складчатой области главным образом в Мензинском районе, где представлены преимущественно оловоносными пегматитами, содержащими, кроме касситерита, вольфрамит и топаз.

Вольфрамоносные и хрусталеносные пегматиты имеют крайне ограниченное развитие; известно несколько таких рудопроявлений, встречающихся в различных районах Зачикуйской горной страны.

Основным отличительным признаком оловоносных пегматитов является их интенсивное изменение, выраженное в альбитизации и грейзенизации первично крупнокристаллических почти недифференцированных пегматитов.

Именно с процессами грейзенизации пегматитов и образованием сахаровидного мелкокристаллического альбита связано появление в пегматитовых дайках касситерита (рудопроявления Водораздельное, Березовское).

Месторождения грейзенового типа развиты нешироко. Как правило, большинство из них связано с высокотемпературными гидротермальными жилами и отделить одни образования от других практически невозможно. В то же время среди среднепалеозойских гранитов в ряде случаев известны небольшие месторождения и рудопроявления, представленные линзообразными телами кварц-мусковитовых пород с флюоритом, шеелитом, вольфрамитом, касситеритом и висмутином, проявляющимися вне связи с крупными кварцевыми жилами.

К месторождениям этой группы относятся Буркальское, а также ряд мелких месторождений Эсутаи-Сенькинского района (месторождения Веселое, Хребтовское и др.).

Рудные минералы в кварц-мусковитовых грейзенах обычно встречаются спорадически. Наиболее распространен вольфрамит; в грейзенах Буркальского месторождения преобладает шеелит, тогда как касситерит и висмутинит встречаются редко. В грейзенах Студенческого месторождения, кроме этих минералов, присутствуют в небольших количествах арсенопирит и молибденит.

Среди эндогенных рудных образований герцинского возраста гидротермальные месторождения распространены наиболее широко. Они представлены месторождениями нескольких типов, среди которых преобладают кварцево-касситеритовые с подчиненным содержанием вольфрамита (Шумиловское, Бодунгинское, Ашингинское, Асаканское, Ушканское и др.). Полевошпатово-кварцевые шеелитовые и молибденитовые месторождения немногочисленны и представлены только небольшими рудопроявлениями (Грехневское — Мо; Мало-Долотуйское — W). Полевошпато-кварцевые месторождения с касситеритом встречаются чаще, но и они невелики по своим размерам (Баджираевское, Кострючихинское месторождения).

Широко распространены кварцево-вольфрамитовые месторождения с подчиненным содержанием касситерита. К ним относятся Молодежное, Студенческое, Нижнесенкинское, Кедровское, Крутовское, Алетуйское и др. В рудах этих месторождений обычно присутствует касситерит, но в подчиненных по отношению к вольфрамитовым количествах; в некоторых случаях он отсутствует совсем. Среди существенно кварц-вольфрамитовых месторождений известны месторождения с комплексными кварц-молибденит-вольфрамитовыми рудами, в которых также встречается в незначительных количествах касситерит. Между перечисленными месторождениями существуют тесные взаимопереходы в минералогическом составе, что можно наблюдать даже в пределах одного рудного поля. Так, например, на Чикономском месторождении известны кварцево-касситеритовые рудные тела, кварцево-полевошпатовые жилы с касситеритом и кварцевые тела с вольфрамитом, касситеритом и молибденитом. Среди них кварцево-касситеритовые жилы преобладают. Несколько особое положение занимают собственно молибденовые месторождения, в которых вольфрамит и касситерит встречаются редко, при более широком распространении шеелита. К таким месторождениям относятся Гутайское, Грехневское, Монгольское, Бальджинское и др.

По особенностям минерального состава руды рассматриваемых месторождений можно подразделить на несколько основных типов: 1) кварцево-касситеритово-вольфрамитовые; 2) кварцево-касситеритовые; 3) кварцево-вольфрамитовые и 4) кварцево-молибденитовые.

Среди кварцево-вольфрамитовых руд выделяются два подтипа: а) кварц-вольфрамитовые руды с топазом и б) кварц-вольфрамитовые руды с арсенопиритом и касситеритом. Как правило, рудный кварц первого подтипа руд — крупнокристаллический серого цвета. Кварц второго подтипа руд, представленный молочно-белой разновидностью, обычно имеет плотное массивное строение и несет значительную вкрапленность сульфидов, особенно арсенопирита и пирита.

Месторождения обычно формируются в одну, реже в две стадии минерализации. Последние выявляются с большим трудом, и только в очень редких случаях можно наблюдать пересечение одних минеральных ассоциаций другими. Наиболее широко в жилах распространен крупнокристаллический серый кварц. Нередко он имеет гребенчатую текстуру, образуя прекрасные щетки, нарастающие на стенки рудовмещающих трещин. Основные рудные минералы: касситерит, вольфрамит и молибденит представлены крупнокристаллическими индивидуумами. Касситерит обычно тяготеет к зальбандам жил, а вольфрамит встречается в их центральных частях. Для собственно молибденовых месторождений характерны крупночешуйчатые розетковидные кристаллы молибденита, которые располагаются в зальбандах рудных тел. Такое строение, в частности, имеют жилы Гутайского молибденового месторождения, где молибденит приурочен к зальбандам жил, образуя вдоль контакта с вмещающими породами богатые мономинеральные оторочки.

Размеры отдельных розетковидных кристаллов молибденита в некоторых случаях достигают 4—5 см в поперечнике.

В большинстве месторождений вольфрамит тесно ассоциирует с касситеритом, причем намечается, что вольфрамит образуется несколько раньше касситерита, кристаллизация которого предшествует образованию сульфидных минералов (месторождения Шумиловское, Молодежное, Чикоконское и др.). Позднее выделение касситерита особенно типично для существенно вольфрамитовых месторождений и гораздо реже наблюдается в тех случаях, когда вольфрамит в рудах играет подчиненную роль. Это, как указывает О. Д. Левицкий [1947а], «оправдывает предположение, что последовательность отложения «вольфрамит — касситерит» часто определяется явным преобладанием в рудоносной среде соединений вольфрама, а не является простым отражением различной температуры кристаллизации обоих минералов». Сульфиды являются более поздними минералами, причем среди них молибденит, как правило, образуется первым. Исключение составляет арсенопирит, который в некоторых месторождениях кристаллизуется раньше молибденита. Из нерудных минералов наиболее ранним является микроклин; он образуется, как правило, раньше кварца.

Околорудные изменения в рассматриваемых гидротермальных месторождениях характеризуются интенсивным преобразованием вмещающих рудные тела пород. В гранитах они представлены повсеместно и широко развитыми процессами грейзенизации, которые очень сложны и разнообразны. Обычно в непосредственном контакте с рудным телом развивается зона грейзенов, мощность которой нередко больше мощности кварцевого тела (месторождения Шумиловское, Эсутайское, Кедровское и др.); однако,

как правило, она не превышает 30—40 см, в некоторых случаях достигая 2—3 м.

Для редкометальных месторождений Зачикойской горной страны вопросы образования сложных зон околорудных грейзенов и их минералогия детально изучены И. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1953—1957 гг.). Эти исследователи отмечают, что строение грейзеновых зон в гранитах очень сложно, но довольно закономерно в отношении смены одних разновидностей грейзенов другими. Почти для всех зон грейзенов устанавливается симметрично-зональное строение. В общем случае намечается следующий генетический ряд грейзенов, образующийся за счет гранитов [И. Ф. Григорьев, 1957]:

биотитовые граниты → двуслюдяные граниты → мусковитовые граниты → мусковито-кварцевые грейзены → кварц-мусковитовые грейзены → мусковитовые грейзены → топазовые грейзены → кварцевые грейзены → кварцевая жила.

Границы между отдельными разновидностями грейзенов обычно постепенные, и только в очень редких случаях наблюдаются резкие пересечения грейзеновых тел различного минерального состава. Так, например, на Шумиловском оловянно-вольфрамовом месторождении, по данным И. Ф. Григорьева, на кварц-мусковитовые грейзены накладываются в виде секущих жилобразных тел мусковит-топаз-кварцевые грейзены с касситеритом.

Среди перечисленных типов наиболее широко распространены кварц-мусковитовые грейзены (месторождения Молодежное, Эсутайское, Шумиловское и др.).

Как показали исследования И. Ф. Григорьева [1957], на всех гидротермальных редкометальных месторождениях устанавливается тесная связь процессов грейзенизации с высокотемпературными рудными жилами, причем грейзенизация вмещающих пород предшествует и сопровождает образование жил. Эта связь выражается в «почти полном сходстве минералогического состава грейзенов и рудных жил в отношении как рудных, так и нерудных минералов, в их химической взаимосвязи и обусловленности».

Рудные тела рассматриваемых редкометальных месторождений представлены несколькими морфологическими типами, из которых наиболее широко распространен жильный тип, при подчиненном развитии линзообразных, гнездообразных и трубчатых рудных тел. Первый тип представлен кварцевыми жилами, для которых в ряде случаев характерны пережимы и раздувы. По простиранию длина кварцевых жил на отдельных месторождениях колеблется от 10—15 до 100—200 м (Молодежное, Эсутайское месторождения).

Месторождения имеют несложные структуры рудных полей. В подавляющем большинстве случаев рудоносные растворы выполняются в гранитных массивах первичные трещины прототектоники, образуя серии маломощных пологопадающих и крутопадающих

жил. Примером такого типа месторождений может служить Шумиловское оловянно-вольфрамовое месторождение, где рудные тела приурочены к пологопадающим трещинам. Нередко рудоносные растворы выполняют крутопадающие трещины, которые в условиях штокообразных интрузий получили наилучшее развитие.

В более редких случаях кварцевые жилы локализируются в трещинах скола, развитых во вмещающих рудоносные граниты древних породах (молибденовые месторождения Грехневское и Гутайское). Пострудные подвижки в рассматриваемых месторождениях имеют ограниченное развитие; они, как правило, приводят к незначительному смещению рудных тел.

На некоторых редкометалльных месторождениях наблюдается определенная закономерность в пространственном размещении рудных тел в пределах рудного поля, выражающаяся в том, что существенно кварцево-вольфрамитовые жилы располагаются в удалении от материнской интрузии, а рудные тела с касситеритом — в ее пределах (Молодежное месторождение). Кроме того, устанавливается, что кварцево-вольфрамитовые руды с топазом (содержащие основную массу вольфрамита) располагаются на верхних горизонтах рудных тел, а кварцево-вольфрамитовые руды с арсенопиритом, пиритом и касситеритом — на нижних их горизонтах (Чиконокское месторождение). Для Гутайского молибденового месторождения намечается некоторое разобщение в пространстве молибденовой и вольфрамовой минерализаций, причем последняя тяготеет к материнским гранитам, тогда как молибденовое оруденение преимущественно локализуется в зоне экзоконтакта.

Оловянно-вольфрамовые месторождения Зачикойской горной страны являются типичными представителями высокотемпературных месторождений вольфрамит-касситеритово-кварцевой формации. Их основные особенности полностью совпадают с характеристикой месторождений касситеритово-кварцевой формации, данной О. Д. Левицким [1947а] в его известных работах по геологии олова.

Заканчивая краткую характеристику редкометалльных эндогенных месторождений герцинского возраста, следует еще раз отметить, что все они, за исключением пегматитовых и некоторых грейзеновых месторождений, представляют собой группу генетически близких рудных образований. В их формировании принимали участие высокотемпературные гидротермальные растворы, в значительной степени обогащенные летучими. В некоторых случаях это, по-видимому, были газы и газово-водные растворы, связанные с одним магматическим очагом и представляющие его несколько разобщенные во времени, следовательно отделенные высокотемпературные дистилляты. Следует предположить, что в зависимости от содержания в рудоносной магме тех или

иных рудных компонентов (олова, вольфрама или молибдена) возникали и специализированные гидротермальные растворы. Однако, как показывают материалы изучения минерального состава месторождений, абсолютно «чистых» оловоносных, вольфрамоносных или молибденоносных гидротермальных растворов практически не существовало. Растворы всегда являются комплексными, и отличие их заключается, по-видимому, только в различной концентрации соединений олова, вольфрама и молибдена. Это не позволяет нам говорить, как совершенно справедливо отмечал О. Д. Левицкий [1947а], о различной температуре образования рассматриваемых редкометалльных гидротермальных месторождений, так как возникновение существенно оловянных или вольфрамовых, или молибденовых месторождений обязано, очевидно, только преобладанию в рудоносных растворах одних соединений над другими.

О связи месторождений с интрузивными породами. Вопросы связи пегматитовых, грейзеновых и гидротермальных редкометалльных месторождений Зачикийской горной страны с интрузивными породами рассматривались многими исследователями [Налетов и Бессолицын, 1947; Деньгин, 1958; Григорьев и Доломанова, 1956а, 1956б; Щеглов, 1956а, 1956б, 1960 и др.]. В настоящее время по этому вопросу существуют две точки зрения. Одна из них принадлежит И. Ф. Григорьеву и Е. И. Доломановой, считающим, что редкометалльное оловянно-вольфрамовое оруденение связано с Большой, или Даурской, интрузией, являющейся однофазным батолитом. Другая, наиболее распространенная, точка зрения в общем виде сводится к признанию особой роли небольших рудоносных интрузий, которые, по мнению одних исследователей, значительно оторваны во времени от формирования крупных плутонов даурского комплекса [Деньгин, 1956; Падалка, 1958, 1960], а по мнению других — представляют собой позднюю фазу последних, обогащенную летучими [Налетов, Бессолицын, 1947; Щеглов, 1959б, 1960; А. Д. Канищев].

По нашим данным, рассматриваемые редкометалльные месторождения связаны с гранитоидами так называемых даурского и асакан-шумиловского интрузивных комплексов. С гранитоидами даурского комплекса ассоциируют пегматитовые, частично грейзеновые и весьма редко гидротермальные месторождения. С гранитами асакан-шумиловского комплекса генетически связаны грейзеновые, а главным образом гидротермальные месторождения. Гранитоиды, входящие в состав даурского комплекса, разнообразны: они представлены крупнозернистыми и мелкозернистыми, порфировидными равномернозернистыми, биотитовыми и аляскитовыми гранитами, среди которых наибольшим распространением пользуются крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты, являющиеся наиболее характерными его представителями. Интрузивы комплекса формируются в несколько

самостоятельных фаз. Устанавливается следующая общая последовательность их образования:

1 фаза — крупнозернистые, резко порфировидные биотитовые граниты (иногда с первично гнейсовидными краевыми фациями);

2 фаза — среднезернистые и равномернозернистые, часто слегка порфировидные, биотитовые и равномернозернистые, мелкозернистые лейкократовые граниты;

3 фаза — аляскитовые, иногда двуслюдяные, часто пегматоидные граниты (асакан-шумиловский комплекс?).

Между гранитами каждой из фаз наблюдаются интрузивные взаимоотношения с резкими контактами, когда можно видеть проникновение апофиз одних гранитов в другие. В то же время нередко устанавливаются и постепенные переходы между гранитами отдельных фаз, что, по-видимому, свидетельствует о внедрении гранитов поздних фаз в еще полностью незаконосолидированные более ранние гранитоиды. Обычно для гранитов даурского комплекса повсеместно устанавливается их образование в две главные фазы. Что касается третьей фазы, представленной двуслюдяными и часто пегматоидными гранитами, то эти породы явно более молодые, чем предыдущие, объединяются большинством исследователей в самостоятельный комплекс (группу), получивший название асакан-шумиловского. Такое в значительной мере искусственное расчленение гранитов единой интрузивной серии на два комплекса обусловлено различной металлогенической специализацией интрузивных фаз.

Гранитоиды даурского комплекса слагают огромные по площади плутоны, занимающие многие сотни квадратных километров. По представлениям И. Ф. Григорьева и Е. И. Долмановой [1955], большая гранитная интрузия (гранитоиды даурского комплекса — А. Ш.) внедрилась по сравнительно пологим разломам юго-восточного падения, которыми была разбита краевая часть палеозойской платформы. Ю. П. Деньгин [1956] также полагает, что даурские граниты приурочены к пологим зонам разлома северо-восточного простирания. Фактический материал, в особенности полученный в последние годы в результате систематических съемочных работ (А. Д. Канищев, А. В. Внуков и др.), а также личные наблюдения не подтверждают представлений о связи даурских гранитов с зонами разломов. Наоборот, имеющиеся данные позволяют утверждать, что даурские граниты формируются по времени близко или одновременно с процессами складчатости, являясь иногда согласными интрузиями. Об этом свидетельствуют широко развитые на контакте даурских гранитов и вмещающих среднепалеозойских пород явления гранитизации и мигматизации последних. В таких случаях всегда наблюдаются согласные контакты гранитов с осадочными породами, сопровождающиеся послонной инъекцией гранитной магмы в среднепалеозойские песчаники и сланцы. Такие явления с образованием мигматизи-

рованных пород и пегматитов, а также тeneвых мигматитов наблюдаются во многих районах: в Чикоконском хребте, в верховьях пади Ближний Гомор, южнее дер. Гутай на Чикое, в верховьях р. Куналея и др.

Работами А. Д. Каницева зоны гранитизированных и мигматизированных пород на контакте с даурскими гранитами прослежены на десятки километров вдоль северо-западного крыла Шумиловской антиклинали, где устанавливаются согласные контакты между вмещающими породами и гранитами. В ряде случаев последние на контакте со сланцами приобретают гнейсовидное строение, подчеркнутое строгой плоскостной ориентировкой кристаллов полевого шпата. Нельзя не отметить, что наличие согласных контактов гранитов даурского комплекса с вмещающими породами установили ранее И. Ф. Григорьев и Е. И. Долманова [1956а], которые указывали на широкое развитие в таких контактах послойных гранитных инъекций. В некоторых районах в зонах гранитизации наблюдаются небольшие штоки гибридных интрузивных пород, представленных биотитово-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. Характерно, что такие породы имеют такситовую текстуру, обусловленную наличием мелких, полностью не ассимилированных магмой обломков песчаников и сланцев. Наряду с согласными контактами даурских гранитов известно много случаев эруптивных взаимоотношений гранитов с вмещающими породами. Последние в особенности характерны для гранитов второй фазы даурского комплекса.

Широкое развитие гранитизированных и мигматизированных пород в случае согласных контактов гранитов с вмещающими осадочно-метаморфическими толщами, когда зоны первых достигают ширины 6—7 км при длине до 40—50 км, развитие в даурских гранитах первично-гнейсовых фаций, достаточно выдержанная приуроченность даурских гранитов к центральным частям антиклиналей, а также отсутствие типичных признаков трещинных интрузий — все это вместе взятое свидетельствует о становлении интрузий даурского комплекса и особенно гранитоидов первой фазы в период проявления в герцинской геосинклинали главных складкообразовательных процессов. Во всяком случае, нет оснований считать, что образование даурских гранитов отделено от главной фазы герцинской складчатости крупным промежутком времени. Весь комплекс геологических данных указывает на близость этих процессов и их тесную взаимосвязь.

Особенностью гранитов даурского комплекса является широкое развитие связанных с ними пегматитовых и аплитовых жил.

С гранитоидами даурского комплекса генетически связаны оловоносные и вольфрамоносные пегматиты, а также некоторые грейзеновые и, по-видимому, гидротермальные месторождения. К ним относятся, в частности, Буркальское шеелитовое месторождение грейзенового типа и некоторые оловоносные грейзены

Эсута́йского района, а также небольшие молибдено-кварцевые (Монголийское), вольфрамито-кварцевые (Ширетуйское?) и шеелито-кварцевые (Мало-Долотуйское) месторождения. О характере такой связи свидетельствует не только расположение данных месторождений и рудопроявлений в пределах или вблизи гранитов даурского комплекса, что особенно характерно для пегматитовых месторождений, но и ряд других факторов. К последним в первую очередь относится широкое развитие пегматитовых обособлений (занорышей) в гранитах даурского комплекса, особенно в районах развития оловоносных пегматитов (Мензинский пегматитовый район). Кроме того, в гранитах ряда массивов встречаются в виде аксессуарных минералов касситерит, вольфрамит, шеелит, молибденит и берилл. Последний в ряде случаев образует в неизменных даурских гранитах Асаканского гольца лучистые обособления тесно срощенных игольчатых кристаллов. Касситерит и вольфрамит часто отмечаются в единичных знаках при минералогическом анализе протолочных проб гранитоидов. Наконец, иногда в неизменных гранитах даурского комплекса можно наблюдать редкую вкрапленность мелких чешуек молибденита. По данным И. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой [1955], в гранитоидах этого комплекса олово фиксируется в биотитах и мусковитах. Здесь же следует указать, что косвенным признаком генетической связи грейзеновых и некоторых гидротермальных месторождений с интрузиями являются структурные особенности локализации грейзенов и рудных тел, располагающихся часто в апикальных частях массивов даурских гранитов [Григорьев и Доломанова, 1955].

Таким образом, совокупность изложенных выше фактов позволяет высказать предположение о генетической связи пегматитовых, части грейзеновых и, возможно, некоторых гидротермальных месторождений олова, вольфрама и молибдена с гранитоидами даурского комплекса. При этом следует отметить, что с крупнозернистыми порфиroidными гранитами первой фазы комплекса ассоциируют главным образом оловоносные пегматиты, тогда как с равномернoзернистыми лейкократовыми гранитами второй фазы — в основном грейзеновые и, по-видимому, в ряде случаев гидротермальные месторождения (Эсута́йская группа, Дулан-Хорское месторождение и др.).

Гранитоиды даурского комплекса встречаются и в области каледонской складчатости главным образом в Малханском хребте и, по-видимому, в виде незначительных по размерам интрузий в низовьях р. Джиды (Байбинский массив). В Малханском хребте интрузии даурских гранитов приурочены к разломам северо-восточного простираения и имеют в плане резко вытянутые очертания. По всем петрографическим признакам граниты этих массивов аналогичны гранитоидам даурского комплекса. Пожалуй, основное отличие заключается в почти полном отсутствии

среди первых пегматитовых жил и обособлений. В районах Малханского хребта даурские гранитоиды прорывают нижнепалеозойские умереннокислые граниты джидинского комплекса, образуя в ряде случаев в последних отчетливые апофизы. Одной из особенностей даурских гранитов, размещающихся среди каледонских структур Малханского хребта, является широкое развитие явлений микроклинового метасоматоза вмещающих пород, сопровождающих становление гранитов. По данным Л. А. Козубовой [1960], особенно отчетливо эти явления наблюдаются в кварцевых диоритах в районе гор Майлы и Хангил и в бассейне р. Блудной. Здесь микроклинизированные кварцевые диориты и биотит-роговообманковые граниты образуют либо ореолы вокруг массивов порфириовидных гранитов даурского комплекса, либо узкие зоны параллельно апофизам порфириовидных гранитов, или продолжающие эти апофизы по простиранию.

В области каледонской складчатости за пределами Малханского хребта массивы гранитов даурского комплекса развиты нешироко. К ним, по-видимому, относится Торатский и, возможно, Байбинский гранитные массивы в нижнем течении Джиды. С первым из них связано небольшое рудопроявление оловоносных пегматитов (Мало-Байбинское рудопроявление).

Асакан-шумиловский интрузивный комплекс представлен небольшими массивами лейкократовых, пегматоидных, обычно двуслюдяных гранитов. Последние имеют среднезернистое или равнозернистое строение; порфириовидные разности для гранитоидов комплекса нехарактерны. Массивы пегматоидных гранитов имеют незначительные размеры, как правило, не превышающие первые десятки квадратных километров. Ю. П. Деньгин [1956] отмечает, что в некоторых массивах наблюдается полосчатотакситовое строение эндоконтактной зоны, обусловленное наличием плоских линзовидных участков аплит-пегматитового состава, расположенных параллельно направлению трещин пологопадающей отдельности.

Гранитоиды асакан-шумиловского комплекса, названные так по районам их наибольшего развития, имеют ряд внешних характерных особенностей, к которым относится наличие в породе микроролловых пустот и дымчатого, почти черного кварца, образующего в ряде случаев крупные изометрические выделения. Граниты с дымчатым кварцем получили в Забайкалье название мариион-гранитов. В ряде районов Зачинойской горной страны они прорывают гранитоиды даурского комплекса. Такие взаимоотношения отчетливо устанавливаются в верховьях пади Гаранькиной (правый приток Куналея), в верховьях р. Ясытай, бассейне р. Асакана, Чикоконском хребте и других районах. А. Д. Канищев в бассейне р. Асакана наблюдал, что лейкократовые пегматоидные граниты цементируют крупные угловатые ксенолиты даурских гранитов. В верховьях пади Гаранькиной (левый

приток р. Куналея) в порфировидных крупнозернистых биотитовых гранитах даурского комплекса нами установлены апофизы лейкократовых двуслюдяных гранитов, отходящие от небольшого массива гранитов асакан-шумиловского типа.

Гранитоиды асакан-шумиловского комплекса по своему составу почти аналогичны гранитоидам даурского комплекса, отличаясь от последних в ряде случаев более повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей при почти полном отсутствии кальция и магния. В гранитоидах асакан-шумиловского комплекса калий также преобладает над натрием, однако некоторые разности гранитов асакан-шумиловского типа обогащены натрием, по-видимому, за счет интенсивно проявленных процессов альбитизации.

Сходство в химическом составе гранитоидов даурского и асакан-шумиловского комплексов и несколько более кислый характер последних обусловлены закономерным развитием единого магматического очага, служившим источником гранитных магм, образовавших массивы указанных выше двух комплексов. Вслед за П. И. Налетовым [Налетов, Бессолицын, 1947] мы считаем, что гранитоиды этих комплексов представляют собой две различные фазы одной и той же интрузивной серии. Об этом свидетельствуют не только данные химического состава гранитоидов этих комплексов, но и геологические данные, указывающие на их тесную пространственную связь и локализацию в одних и тех же структурах. Действительно, гранитоиды даурского и асакан-шумиловского комплексов встречаются почти всегда совместно, причем последние в большинстве случаев локализируются в центральных частях крупных массивов даурских гранитов.

С гранитами асакан-шумиловского интрузивного комплекса связаны гидротермальные высокотемпературные месторождения олова, вольфрама и молибдена и значительно реже месторождения грейзенового типа. Интрузии, с которыми ассоциируют эти месторождения, крайне сходны и не несут каких-либо специфических отличий в зависимости от характера связанной с ними минерализации.

Между редкометальным оруденением и гранитоидами асакан-шумиловского комплекса непосредственно устанавливается прямая генетическая связь, критериями которой служат следующие факты. К важнейшим из них относится присутствие касситерита и вольфрамита в миароловых пустотах асакан-шумиловских гранитов (Асаканский массив). В рудоносных гранитах Гутайского молибденового месторождения присутствуют небольшие овальной формы обособления кварца, которые содержат молибденит. Причем примечательно, что такие обособления кварца не связаны с видимыми глазом нарушениями и располагаются без всякого порядка, что создает впечатление о сингенетичном с гранитами характере образования таких кварцевых обособлений. Присутствие в аса-

кап-шумиловских гранитах минерализованных миароловых пустот и кварцевых обособлений свидетельствует о богатстве гранитной магмы летучими компонентами и о связи с ними гидротермальных рудных образований. Последнее подтверждается также наличием олова и вольфрама в биотитах и мусковитах из гранитов асакан-шумиловского комплекса [Григорьев, 1957]. Кроме этого, о тесной связи гидротермального оруденения с последними свидетельствует и закономерная пространственная приуроченность высокотемпературных месторождений олова, вольфрама и молибдена к лейкократовым пегматоидным гранитам асакан-шумиловского комплекса.

Вопросы, связанные с установлением характера связи редкометальных месторождений Зачикойской горной страны с интрузиями, детально изучены И. Ф. Григорьевым и Е. И. Долломановой и освещены во многих работах этих исследователей [Григорьев и Долломанова, 1956а, Григорьев, 1957]. На основании всестороннего изучения рудоносных гранитов Зачикойской горной страны и ассоциирующего с ними оруденения И. Ф. Григорьев и Е. И. Долломанова убедительно доказали генетическую связь редкометальной минерализации с гранитоидами асакан-шумиловского комплекса. Выше отмечалось, что эти исследователи не выделяли рудоносные граниты в самостоятельный комплекс и связывали гидротермальные процессы с постагматической деятельностью всей так называемой Большой интрузии. Однако в настоящее время очевидно, что И. Ф. Григорьев и Е. И. Долломанова изучали гранитные массивы главным образом асакан-шумиловского интрузивного комплекса, для которых ими и установлены признаки, указывающие на генетическую связь с ними редкометальных месторождений [Григорьев, Долломанова, 1956а].

**О возрасте редкометальных месторождений, генетически связанных с гранитоидами даурского и асакан-шумиловского интрузивных комплексов.** Вопрос о возрасте рассмотренных выше редкометальных месторождений неразрывно связан с установлением времени образования материнских гранитов даурского и асакан-шумиловского интрузивных комплексов. В настоящее время среди исследователей Западного Забайкалья нет единой точки зрения по этому вопросу, что обусловлено прежде всего недостаточным фактическим материалом о верхней возрастной границе материнских интрузий. Кроме этого, в последние годы высказываются предположения о пермо-триасовом возрасте песчаниково-сланцевых толщ зачикойского комплекса [Тихомиров, 1957; Амантов, 1963; и др.]. Последнее обстоятельство при наличии интрузивных контактов между гранитоидами даурского и асакан-шумиловского комплексов и осадочными породами, датируемыми пермо-триасом, естественно, может служить убедительным аргументом в пользу мезозойского возраста рудоносных гранитов. Однако представления В. А. Амантова, Н. И. Тихомирова и других

о пермо-триасовом возрасте части песчаниково-сланцевых отложений Зачикойской горной страны основаны только на самых общих соображениях о возможности присутствия отложений такого возраста в этом регионе. Пермо-триасовый возраст осадочных толщ не доказан фауной, так же как не установлены точные взаимоотношения гранитоидов с отложениями, для которых предполагается мезозойский возраст. Все это не позволяет в настоящее время признать аргументированными представления о пермо-триасовом возрасте песчаниково-сланцевых отложений Зачикойской страны, а следовательно, и о мезозойском, послетриасовом, времени образования рассматриваемых гранитов.

В настоящее время нижняя возрастная граница рудоносных гранитов даурского и асакан-шумиловского комплексов определяется прорыванием ими отложений среднего палеозоя. Признавая это, ряд исследователей полагают, что гранитоиды даурского и асакан-шумиловского комплексов имеют древнекиммерийский возраст. Эта точка зрения нашла свое отражение в работах И. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой [1956а], П. И. Налетова и Е. П. Бессолицына [1947]. И. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова [1956а] устанавливают древнекиммерийский возраст гранитоидов Зачикойской горной страны на основании определения их абсолютного возраста по монациту и самарскиту (180—190 млн. лет).

Н. А. Флоренсов [1954б], Ю. П. Деньгин [1958] и другие считают, что интрузии Зачикойской горной страны, в основном представленные гранитоидами даурского комплекса, имеют герцинский возраст. К этому выводу пришел и А. А. Якжин [1955], однако он так же, как и Ю. П. Деньгин, возраст редкометалльного оруденения принимает мезозойским.

Для решения вопроса о возрасте редкометалльных месторождений, генетически связанных с интрузиями даурского и асакан-шумиловского комплексов, большое значение имеет установление верхней возрастной границы этих образований. Исследования пермских конгломератов гутайской свиты \*, развитых по левобережью р. Чикоя, показывают, что в их составе содержится обильная галька гранитоидов даурского и асакан-шумиловского комплексов. Наиболее тщательные наблюдения были произведены в низовьях р. Мергени и в районе дер. Гутай, где в первом случае удалось доказать непосредственное налегание пермских конгломератов на гранитоиды даурского комплекса, а во втором — на рудные жилы Гутайского месторождения. Пермские конгломераты в указанных районах, с точки зрения их взаимоотношений с гранитоидами, детально изучались вслед за нами Л. А. Козу-

---

\* По последним (неопубликованным) данным Г. В. Котляр, Л. И. Попекко и Г. П. Радченко, возраст гутайской свиты на основании изучения брахиопод, мшанок и растительных остатков датируется в интервале наюр — средний карбон.

бовой и А. Д. Канищевым [1963а, 1963б], которые пришли к аналогичным выводам в отношении допермского возраста гранитов в районе р. Мергени.

Изучение пермских конгломератов позволило установить присутствие в их составе многочисленных галек различных гранитоидов. В конгломератах встречаются не только гнейсовидные раннепалеозойские граниты, подстилающие пермские отложения, но и обильная галька порфировидных биотитовых и лейкократовых гранитов, пегматоидных грейзенизированных гранитов и микропегматитов, гранит-порфиров и лейкократовых гранитов с характерными крупными включениями дымчатого кварца. Галька гранитов имеет различные размеры от 20 до 5—7 см в поперечнике; она сравнительно хорошо окатана. Характерно, что порфировидные биотитовые и лейкократовые пегматоидные граниты с дымчатым кварцем представляют собой в гальке достаточно свежие породы. Изучение этих пород в шлифах показало, что они не отличимы от гранитоидов даурского и асакан-шумиловского комплексов (важно отметить, что такая галька часто встречается в пермских конгломератах, непосредственно охарактеризованных фауной).

Среди гранитов, встречающихся в гальке и в полной мере сопоставимых с гранитоидами указанных комплексов, наиболее часто наблюдаются среднезернистые лейкократовые граниты с дымчатым кварцем (так называемые «марион-граниты»).

Спектральные анализы данной породы показывают присутствие в гранитах бериллия. Кроме того, обращает на себя внимание наличие в этих гранитах таких элементов как цирконий (0,01%), ванадий (0,003%) и иттрий (0,003%).

Южнее дер. Гутай в пермских конгломератах встречается также галька порфировидных биотитовых гранитов, крайне сходных с типичными «даурскими» гранитами. Там же найдены гальки лейкократовых пегматоидных гранитов, обнажающихся в 1000 м севернее конгломератов в пределах рудного поля Гутайского месторождения.

В конгломератах, расположенных юго-западнее дер. Гутай, галька среднезернистых лейкократовых гранитов преобладает среди других гранитоидов, относимых нами к породам даурского и асакан-шумиловского комплексов. Здесь также найдена галька гранитизированных и магматизированных пород, сходных с измененными породами, возникающими на контакте с даурскими гранитами.

Интересные взаимоотношения пермских конгломератов с кварц-молибденитовыми жилами установлены в пределах рудного поля Гутайского месторождения. Здесь в 1944 г. В. Д. Никитиным были впервые обнаружены конгломераты, которые залежали на размытой поверхности докембрийских гнейсов. Небольшие выходы конгломератов с юго-запада ограничены крупными зонами разломов,

вдоль которых конгломераты иногда бывают смяты, а в общем случае достаточно сильно метаморфизованы, вплоть до образования биотитового цемента.

Конгломераты на одном из участков рудного поля контактируют с кварцевыми жилами, содержащими молибденит. Детальное изучение взаимоотношений рудных тел с конгломератами на этом участке показало, что конгломераты содержат многочисленные остроугольные обломки серого крупнокристаллического кварца с пиритом. Кварц, найденный в обломках (размер обломков от 2 до 7 см), по всем своим особенностям аналогичен молибденоносному кварцу рудных тел. Спектральными анализами в кварце установлено присутствие молибдена в количестве 0,1—0,3%. Эти данные свидетельствуют о том, что кварц, содержащийся в виде обломков в конгломерате, является рудоносным и, следовательно, рудные жилы Гутайского месторождения являются более древними, чем конгломераты.

Таким образом, данные изучения пермских конгломератов показывают, что в составе этих отложений встречается не только галька гранитоидов асакан-шумиловского и даурского комплексов, но и обломки рудоносного кварца, а сами конгломераты перекрывают кварц-молибденитовые жилы, генетически связанные с лейкократовыми пегматоидными гранитами асакан-шумиловского комплекса. Здесь необходимо отметить, что в 40 км северо-западнее Гутайского месторождения в Тамирской гриве находится одноименное (Тамирское) молибденовое месторождение. Оно представлено несколькими пологопадающими маломощными кварцевыми жилами с молибденитом. В жилах, кроме молибденита, встречаются пирит и флюорит. Рудные тела залегают среди равномернозернистых биотитовых гранитов, которые на контакте с рудными телами интенсивно грейзенизированы. В кварц-мусковитовых грейзенах много пирита, изредка встречается молибденит.

Непосредственно на самом месторождении наблюдаются выходы кварцевых фельзит-порфиров, которые, по-видимому, являются частью более крупных покровов кислых эффузивов. Последние южнее месторождения слагают значительные площади; в низовьях пади Тамир в таких эффузивах была найдена нижнетриасовая флора прекрасной сохранности. Имеются все основания полагать, что кварцевые фельзит-порфиры, развитые на месторождении и встречающиеся южнее его, являются разновозрастными образованиями.

В пределах месторождения флюидальные кварцевые фельзит-порфиры отчетливо налегают на грейзенизированные граниты, что позволяет считать возраст оруденения более древним, чем эффузивы. Характер контакта грейзенизированных гранитов с эффузивами представлен на рис. 7 и 8. На рис. 7 видно непосредственное налегание эффузивов на граниты, причем между

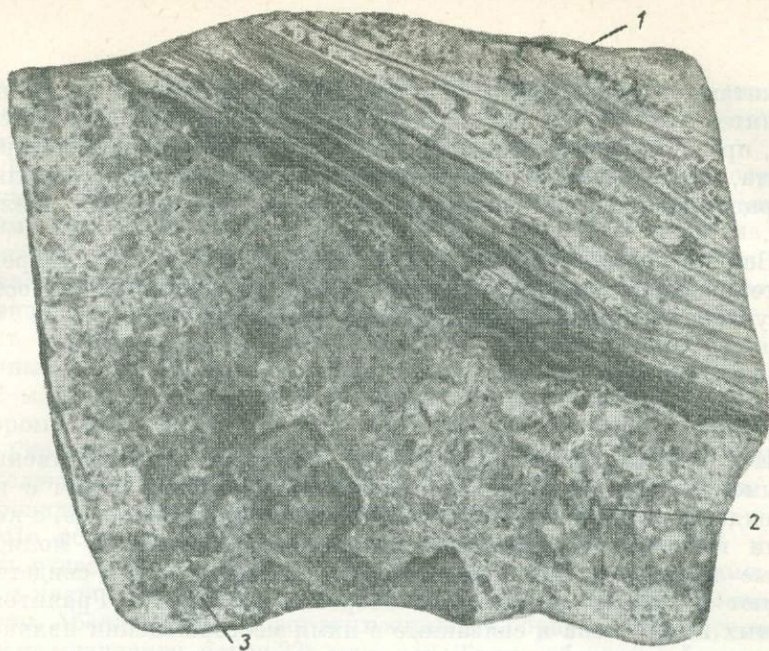


Рис. 7. Контакт полосчатых фельзитов с грейзенизированными гранитами:

1 — полосчатый фельзит; 2 — аркозный древесняк; 3 — гранит.  
Полированный штuff. Naturalная величина.



Рис. 8. Контакт полосчатых фельзитов с аркозом. Снято при скрещенных николях; увеличение 20. В левой части снимка видны сферолиты кварца.

гранитами и эффузивами устанавливается полоса разрушенных гранитов (дресвяник). В шлифах (рис. 8) наблюдается, что дресвяник, представленный неокатанными обломками кварца и полевого шпата, перекрывается кислыми эффузивами, причем сферолиты кварца оказываются вытянутыми вдоль поверхности излияния.

Все это в совокупности свидетельствует о том, что Тамирское месторождение, крайне сходное по генетическим особенностям с Гутайским, имеет домезозойский возраст.

\* \* \*

Изложенные выше геологические данные о непосредственных взаимоотношениях пермских отложений гутайской свиты с гранитоидами даурского и асакан-шумиловского комплексов, с которыми генетически связаны оловянно-вольфрамовые и молибденовые месторождения Зачикойской горной страны, свидетельствуют в пользу допермского возраста последних. Гранитоиды данных комплексов и связанные с ними месторождения являются герцинскими, при этом их нижняя возрастная граница определяется залеганием этих образований среди отложений зачикойской серии ( $D + C_1$ ), а верхняя — налеганием отложений гутайской свиты ( $P_{1+2}$ ) на даурские гранитоиды и находками галек гранитов и рудного кварца в пермских конгломератах.

В заключение следует остановиться на рассмотрении результатов определения абсолютного возраста гранитоидов асакан-шумиловского и даурского комплексов. Эти данные, полученные аргоновым методом главным образом в лабораториях ВСЕГЕИ (Н. И. Полевая) и ЧГУ (М. А. Демехина), во многом противоречивы и в большинстве случаев не согласуются с геологическими наблюдениями.

Абсолютный возраст этих пород был определен свинцовым методом по монациту и самарскиту из порфирированных биотитовых гранитов. Возраст последних по этим минералам определялся в 180—190 млн. лет, что по современной шкале абсолютного возраста соответствует верхнему триасу — нижней юре [Григорьев и Долманова, 1956а].

Абсолютный возраст гранитоидов даурского и асакан-шумиловского комплексов по данным аргонового метода колеблется в широком интервале времени от 153 до 272 млн. лет [Лесняк, Семенов, 1963; Полевая, Тихомиров, 1962].

Граниты даурского комплекса всегда древнее асакан-шумиловского; их возраст от 153 до 272 млн. лет, при этом большинство анализов дает цифры в пределах 200—250 млн. лет, что соответствует пермскому возрасту массивов. Для гранитоидов асакан-шумиловского комплекса характерны значения менее 200 млн. лет;

главным образом в интервале 170—190 млн. лет (триас—нижняя юра). Возраст некоторых интрузий этого комплекса характеризуется цифрами в 135—165 млн. лет (мел, юра).

Интересны результаты определения абсолютного возраста рудных образований, связанных с даурскими и асакан-шумиловскими гранитоидами. В 1954 г. нами был собран мусковит из оловоносных пегматитов Нижне-Еловского месторождения. Как указывалось выше, это месторождение генетически связано с порфиroidными биотитовыми гранитами даурского комплекса. Возраст оловоносных пегматитов данного месторождения, установленный Н. И. Полевой аргоновым методом по мусковиту, равен 272 млн. лет, что соответствует верхам карбона (обр. 580). Во втором случае нами в районе Ясытайского хребта в верховьях р. Гаранькиной наблюдался небольшой массив лейкократовых двуслюдяных микроклиновых гранитов, которые прорывали порфиroidные биотитовые граниты даурского комплекса.

По всем своим особенностям лейкократовые граниты могут быть отнесены к породам асакан-шумиловского типа. С ними связаны кварцевые жилы с мусковитом, полевым шпатом и молибденитом. Абсолютный возраст этих жильных образований, определенный по мусковиту, равен 228 млн. лет. Таким образом, абсолютный возраст рудных образований, связанных с гранитоидами даурского и асакан-шумиловского комплексов, установленный по мусковиту, указывает на их палеозойский возраст (пермь — верхний карбон), причем и в этом случае оловоносные пегматиты, связанные с даурскими гранитоидами, оказываются более древними, чем кварц-полевошпатовые жилы с молибденитом, ассоциирующие с интрузиями асакан-шумиловского комплекса. Следует отметить, что абсолютный возраст пегматитов месторождения Средняя Еловка, установленный по мусковиту и биотиту (коллекция Ж. Н. Рудаковой), составляет 180 млн. лет (биотит) и 169 млн. лет (мусковит), что соответствует юрскому периоду времени. Такой возраст оловоносных пегматитов Мензинского района, как это было показано выше, не согласуется с геологическими наблюдениями.

Заканчивая рассмотрение вопроса о возрасте редкометальных месторождений Зачикойской горной страны, можно сделать следующие выводы.

1. В настоящее время существует несколько точек зрения о возрасте редкометальных месторождений Зачикойской горной страны. Различными исследователями допускается палеозойский и мезозойский возраст указанных месторождений. Геологические данные, в особенности изучение состава галек базальных конгломератов гутайской свиты ( $P_{1+2}$ ), а также выявление соотношений интрузий даурского комплекса с последними свидетельствуют о допермском возрасте рудоносных гранитов и редкометального оруденения Зачикойской горной страны.

2. Данные абсолютного возраста гранитоидов асакан-шумиловского и даурского комплексов противоречивы; они не согласуются с геологическими наблюдениями и в настоящее время не могут быть использованы для точного установления времени формирования гранитоидов. Полученные значения возраста рудных образований по мусковиту наиболее правильно и в близком соответствии с геологическими наблюдениями определяют позднепалеозойский возраст оловоносных пегматитов и молибденоносных кварц-полевошпатовых жил (272—228 млн. лет). Однако такие определения абсолютного возраста единичны.

3. Представления о герцинском возрасте редкометальных месторождений Зачикийской горной страны автор высказал в середине пятидесятых годов (Щеглов, 1956б). За прошедшие годы собран дополнительный фактический материал, подтверждающий допермский возраст редкометальных месторождений. В частности, установлены рудные гальки в пермских конгломератах гутайской свиты в районе одноименного месторождения. В настоящее время герцинский возраст части редкометальных месторождений Зачикийской горной страны принимается и другими исследователями [Старченко, 1963; Козеренко, 1960; Канищев, 1963а, 1963б].

**Основные особенности пространственного размещения редкометальных месторождений.** Рассматриваемые месторождения встречаются в пределах герцинской складчатой области Зачикийской горной страны. За пределами этой территории в каледонских структурах такие месторождения практически неизвестны. Возможно, что с гранитоидами даурского комплекса в области каледонской складчатости связано небольшое Мало-Байбинское рудопроявление оловоносных пегматитов, расположенное в нижнем течении р. Джиды, а также известное в том же районе Больше-Байбинское месторождение, представленное маломощными кварцевыми жилами с топазом, флюоритом, вольфрамитом и молибденитом.

Размещение среднегерцинских редкометальных месторождений контролируется интрузиями даурского и асакан-шумиловского комплексов, причем это наиболее отчетливо выражено для гидротермальных месторождений олова, вольфрама и молибдена, связанных с лейкократовыми, часто пегматоидными гранитами последнего комплекса. Эта особенность, обусловленная генетической связью редкометальных месторождений с рудоносными интрузиями данных комплексов, позволяет наметить в пределах Зачикийской горной страны несколько рудных зон, в пределах которых и локализуются главным образом редкометальные месторождения (см. рис. 6). Такие зоны отчетливо вытянуты в северо-восточном направлении, и в их пределах размещение месторождений контролируется массивами рудоносных гранитов.

Границы зон в большинстве случаев проведены условно, так как среди огромных по площади полей гранитоидов невозможно определить точные контуры таких рудоносных структур. Устанавли-

ваются, что гранитоиды даурского комплекса на отдельных отрезках зон приурочены к ядрам крупных антиклиналей, а небольшие массивы гранитов асакан-шумиловского типа локализируются в центральных частях последних (например, Шумиловская зона). В связи с этим условные границы некоторых зон распространения редкометалльных месторождений герцинского возраста (Шумиловской, Буркальской, Ашингинской), по существу, реконструируют положение главных антиклинальных структур, значительно уничтоженных в настоящее время эрозией.

Несколько иное положение занимают Гутайская и, по-видимому, Мензинская рудные зоны, которые располагаются в районах сочленения герцинской и каледонской складчатых областей. Положение первой зоны контролируется только расположением рудоносных интрузий асакан-шумиловского интрузивного комплекса и связанных с ними месторождений. Не исключено, что в этой зоне на стыке двух разновозрастных структур рудоносные гранитоиды приурочены к зонам разломов в досреднепалеозойских породах. Во всех остальных зонах связи массивов гранитов асакан-шумиловского комплекса с разрывными нарушениями не наблюдается, что не дает права говорить о трещинном характере этих интрузий. Как показали детальные исследования И. Ф. Григорьева и Е. И. Долмановой [1956а, Григорьев, 1957], позднескладчатые штокообразные интрузии рудоносных лейкократовых асакан-шумиловских гранитов часто оказываются приуроченными к куполовидным выступам батолитовых тел.

Выделенные редкометалльные рудные зоны имеют различную протяженность и ширину; все они ориентированы в северо-восточном направлении, и их простирание совпадает с направлением главных складчатых структур среднепалеозойских осадочных толщ.

*Гутайская рудная зона* является наименее крупной. Она располагается в районе дер. Гутай, и в ее пределах локализируются все известные в этом районе молибденовые месторождения. Зона имеет длину около 30 км, ширину 15 км. Следующая — *Мензинская* — зона располагается юго-восточнее первой. Она прослеживается в северо-восточном направлении от верховьев рек Большого Долотуя и Большой Катанцы на юго-западе до верховьев рек Кирпичихи и Ломовой на северо-востоке. Зона протягивается примерно на 100 км, имея ширину около 20—25 км. В пределах зоны встречаются главным образом оловоносные пегматиты при резко подчиненном значении гидротермальных месторождений. Характерно, что оловоносные пегматиты локализируются в районах погружения гранитных плутонов даурского комплекса под вмещающие их породы (Мензинский район). Геологическое строение этой зоны резко отличается от остальных зон благодаря широкому развитию осадочно-метаморфических пород среднего палеозоя (?). В пределах зоны намечается, в свою очередь, узкая полоса шириной до 12 км,

в которой сосредоточено наибольшее число редкометальных месторождений; к последним относятся оловоносные пегматиты Средней и Нижней Еловки, Монголийское кварц-молибденитовое, Мало-Долотуйское кварц-шеелитовое и некоторые другие. Положение такой полосы, по-видимому, совпадает с осевой частью крупной антиклинальной структуры. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что именно в ее пределах получили развитие породы амфиболитовой фации метаморфизма.

Третья рудная зона — *Шумиловская* — является самой крупной в Зачиной горной стране рудоносной структурой. Она расположена параллельно Мензинской зоне и протягивается от станции Мензинской у государственной границы на юго-западе до верховьев рек Хохряковской Анги и Медведковой на северо-востоке. Протяженность зоны 200 км, ширина 20—30 км. Почти на всем протяжении зоны известны рудопроявления и месторождения редких металлов. На юго-западе зоны в районе ст. Мензинской и у пос. Лешково известны поля оловоносных пегматитов. В северо-восточном направлении эта зона проходит через среднее течение р. Буркала (где установлены повышенные содержания касситерита в шлихах) и далее прослеживается через Шумиловское, Молодежное и месторождения Эсутай-Сенькинской группы до бассейна р. Хохряковской Анги, где известны небольшие месторождения олова и вольфрама.

В структурном отношении эта зона в ее центральной части расположена между Асаканской и Чикоконской синклиналими структурами, будучи приуроченной к Шумиловской антиклинали. Примечательно, что на самом северо-востоке зона меняет свое направление почти на широтное, причем в этом случае изменение направления зоны совпадает с изменением направления на этом участке складчатых структур. В пределах зоны в ее северо-восточной части выделяется более мелкая рудоносная структура (подзона), в пределах которой локализуются многочисленные редкометальные рудопроявления и месторождения. Данная подзона приурочена к центральной части Шумиловской антиклинали, и ее положение контролируется размещением позднекладчатых интрузий асакан-шумиловского комплекса.

*Буркальская редкометальная зона* находится юго-восточнее Шумиловской. Она также вытянута в северо-восточном направлении и отделена от предыдущей зоны реликтом Чикоконской синклинали структуры. Границы зоны на юго-западном отрезке, так же как и на крайнем северо-восточном, проведены с большой степенью условности, что вызвано широким развитием, в особенности на юго-западе, зоны интрузивных пород. В пределах зоны располагается несколько мелких вольфрамовых и оловянных месторождений и рудопроявлений (Буркальское, Ширетуйское и др.). Протяженность зоны 140 км, ширина 20—25 км. Необходимо отметить, что при определении границ Шумиловской и Буркальской

зон широко использовались данные шлихового опробования. Так, например, в случае Буркальской зоны при проведении ее юго-западных границ учитывались повышенные содержания касситерита в верховьях рек Н. Кумыра, Менжикена и др.

Наконец, пятая — *Ашингинская* — редкометаллическая зона предполагается юго-восточнее Буркальской. В ее пределах расположены Ашингинское, Баджираевское и другие месторождения. Структурное положение зоны неясно; предполагается, что она приурочена к узкой антиклинальной складке, расположенной между Верхне-Чикойской синклинальной структурой и Верхне-Ононским вторичным прогибом. Длина зоны около 130 км, ширина 15—18 км.

В заключение следует еще раз отметить, что границы редкометаллических зон достаточно условны; в одних случаях они обособлены, в других — отсутствие должного фактического материала позволяет по-разному интерпретировать их положение. Тем не менее выделение таких рудоносных структур (зон) имеет важное значение, так как позволяет графически отобразить основные закономерности размещения редкометаллических месторождений в пространстве.

### Позднегерцинские месторождения и рудопроявления вольфрама и молибдена

Позднегерцинские эндогенные рудные образования имеют в Западном Забайкалье ограниченное развитие. К ним относятся прежде всего Куналейское вольфрамовое месторождение и ряд мелких рудопроявлений вольфрама и молибдена, известных в Зачикойской горной стране в бассейнах рек Мергени, Куналея и Асакана. Эти месторождения и рудопроявления генетически связаны с трещинными послескладчатыми интрузиями гранит-порфиров, в размещении которых намечается четкая приуроченность к тектоническим нарушениям.

Среди немногочисленных позднегерцинских эндогенных рудных образований месторождения вольфрама занимают особое место прежде всего потому, что в их число входит самое крупное в Зачикойской горной стране и в герцинской складчатой области Западного Забайкалья Куналейское вольфрамовое месторождение.

Все другие рудопроявления вольфрама крайне незначительны и представлены обычно свалами рудоносного кварца с редкой вкрапленностью вольфрамита, реже пирита и арсенопирита. К таким образованиям относятся, например, Сахатуевское вольфрамовое рудопроявление, расположенное в бассейне р. Широкой, у левого притока р. Куналея.

*Куналейское месторождение* в пространстве и генетически связано с приповерхностной интрузией гранит-порфиров, приуроченной к зоне разлома субширотного простирания.

По особенностям минерального состава месторождение должно быть отнесено к представителям кварц-вольфрамитовой формации, для которых наряду с вольфрамитом характерно широкое развитие шеелита. Месторождение образовалось в несколько стадий минерализации, при этом характерным является наложение сульфидных руд второй стадии на более ранние собственно вольфрамовые руды. Процессы эндогенного оруденения на месторождении закачиваются проявлением карбонатной стадии, во время которой образуются кальцитовые и анкеритовые руды, по-видимому, с регенерированным (?) шеелитом.

Наиболее интенсивно на месторождении проявилась первая, собственно кварц-вольфрамит-шеелитовая стадия минерализации, тогда как сульфидная стадия имеет крайне ограниченное развитие.

Руды месторождения сформировались из гидротермальных растворов очень бедных серой, что находит свое отражение в их минеральном составе. В них в незначительных количествах присутствует пирит, молибденит и другие сульфиды, образующиеся при избытке серы и, наоборот, широкое развитие имеют арсенопирит, халькопирит — минералы, возникающие из недосыщенных серой рудоносных растворов. Для месторождения характерно отсутствие минералов олова.

В рудных телах, приуроченных к протяженным трещинам скола, наблюдается своеобразная вертикальная зональность, выражающаяся в развитии шеелита главным образом на нижних горизонтах, а вольфрамита на верхних, а также в широком распространении арсенопирита во вмещающих породах на контакте с жилами на верхних горизонтах, а пирротина на нижних горизонтах тех же самых рудных тел.

С трещинными интрузиями, широко развитыми в Куналейском районе, помимо одноименного вольфрамового месторождения, тесно ассоциируют небольшие рудопроявления молибдена. Они представлены незначительными по масштабам эндогенными рудными образованиями, являющимися типичными для данного комплекса трещинных позднегерцинских интрузий.

Позднегерцинские рудные образования пространственно и генетически связаны с трещинными интрузиями, которые наиболее широко развиты в Куналейском районе Зачикойской горной страны, в верховьях рек Куналея и Мергени.

Малые интрузии очень близки между собой по составу и строению. Они обычно представлены небольшими штоками гранит-порфиров, в краевых частях переходящих в кварцевые порфиры. В плане в пределах каждой интрузии гранит-порфиры занимают центральные части штокообразных тел, в то время как кварцевые порфиры располагаются ближе к контакту интрузивов с вмещающими породами.

С такими интрузиями гранит-порфиров в пределах Куналейского района генетически связана охарактеризованная выше ред-

кометальная минерализация. К признакам, свидетельствующим об этом, относятся: а) тесная пространственная связь между гранит-порфирами и рудными образованиями; б) присутствие рудных минералов, таких как вольфрамит, шеелит, молибденит и висмутинит в неизмененных гранит-порфирах, что отчетливо устанавливается при анализе тяжелых фракций гранит-порфиров, а также

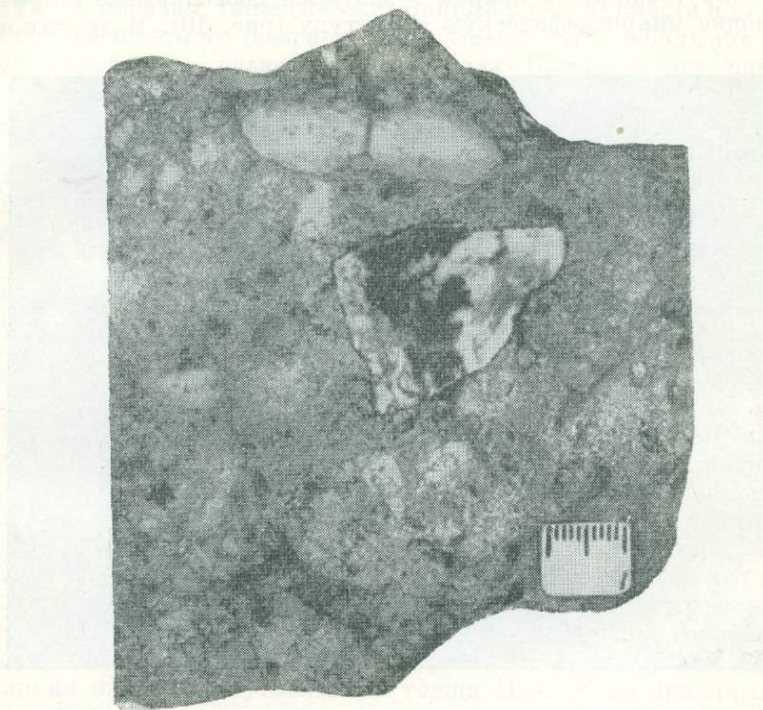


Рис. 9. Обломки кварца с вольфрамитом, сцементированные гранит-порфиром. Месторождение Молодежное.

в результате непосредственных наблюдений в поле. Так, например, в гранитоидах Левомергенской интрузии в штуфах неизмененных гранитов из приконтактовой части массива можно отчетливо наблюдать мелкую вкрапленность молибденита; в) повышенное содержание вольфрама в биотитах рудоносных гранитов; г) переход гранит-порфиров через аплиты в рудные прожилки (по данным В. М. Зиновьева и Л. К. Пожарицкой).

За пределами Куналейского района гранит-порфиры пересекают среднепалеозойские граниты асакан-шумиловского комплекса и связанные с ними рудные жилы (рис. 9). Впервые факт пересечения кварц-вольфрамитовых жил с касситеритом неболь-

шими телами гранит-порфиров был установлен рудничным геологом В. Л. Андрущуком в 1944 г. Позднее это явление было детально описано И. Ф. Григорьевым и Е. И. Долмановой [1955], а также подтверждено личными наблюдениями.

По данным этих авторов и нашим, гранит-порфиры на контакте с обломками рудных тел обогащаются кварцем; характерно, что вокруг обломков кварца образуются своеобразные оторочки, имеющие микрографическую структуру (рис. 10). В других слу-

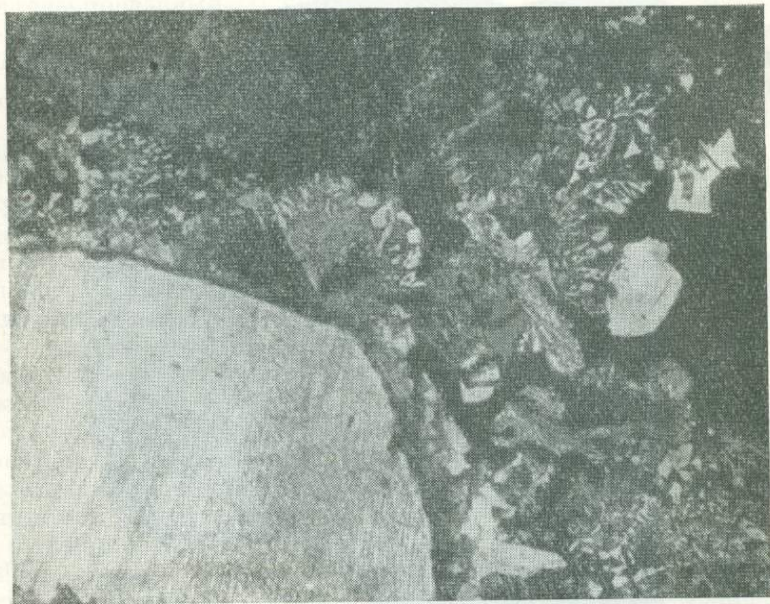


Рис. 10. Обломки рудного кварца (внизу слева) в пегматоидном гранит-порфире. Пегматоидная структура возникает только вблизи обломков кварца. Николи скрещены; увеличение 26.

чаях гранит-порфиры, содержащие многочисленные обломки кварца, приобретают пегматоидное строение, причем в таких участках обломки кварца имеют округлые оплавленные очертания. И. Ф. Григорьев и Е. И. Долманова [1956а] приводят интересные данные о том, что вмещающие граниты (асакаш-шумиловского комплекса — А. Ш.) на контакте с гранит-порфирами частично перекристаллизованы, обогащаются кварцем, флюоритом и вольфрамитом. Такие изменения во вмещающих гранитоидах свидетельствуют о высоком содержании летучих в исходных гранит-порфирах [Григорьев и Долманова, 1956а].

Рассматриваемые интрузии гранит-порфиров являются самыми молодыми магматическими образованиями в районе. Их вза-

имоотношения с пермскими отложениями гутайской свиты не выяснены, однако в последних гальки сходных пород встречены не были. Абсолютный возраст гранит-порфиров Иннокентьевской интрузии (с которой связано Куналейское месторождение), определенный Н. И. Полевой аргонным методом, составляет 188 млн. лет, что соответствует верхнему триасу.

Таким образом, геологические данные в совокупности с результатами абсолютного возраста показывают, что небольшие тела гранит-порфиров, развитые в пределах Куналейского района, являются образованиями значительно более молодыми, чем гранитоиды даурского и асакан-шумиловского комплексов, слагающих крупные батолитового типа плутоны. Это позволяет рассматривать малые интрузии района как послескладчатые позднегерцинские магматические образования, имеющие раннемезозойский возраст.

Следует предполагать, что и рудные образования, ассоциирующие с данными интрузиями, возникли в то же время. Нижняя возрастная граница позднегерцинских вольфрамовых месторождений определяется их залеганием среди среднепалеозойских толщ. Верхний возрастная предел оруденения устанавливается на основании находок в среднеюрских конгломератах угленосных отложений, выполняющих Чикойскую впадину, галек гранит-порфиров, крайне сходных с породами трещинных рудоносных интрузий Куналейского района. Присутствие в базальных конгломератах угленосных отложений Чикойской депрессии галек гранит-порфиров отмечалось ранее рядом исследователей [Налетов, 1947; Деньгин, 1958 и др.]. Однако некоторые из них полагали, что угленосные отложения Чикойской депрессии имеют верхнеюрский возраст и не содержат в своем разрезе среднеюрских горизонтов. Последние данные А. В. Внукова и Ч. М. Колесникова [1964], детально изучавших угленосные толщи Чикойской впадины, позволяют однозначно решить этот вопрос и свидетельствуют о том, что среднеюрские отложения в составе депрессии имеют широкое развитие.

Положение рассматриваемых месторождений в пространстве строго контролируется размещением рудоносных интрузий гранит-порфиров. Последние образуют несколько узких, вытянутых в широтном направлении цепочек, объединение которых позволяет выделить в Зачикойской горной стране самостоятельную так называемую *Куналейскую рудную зону*, в пределах которой локализуются редкометалльные позднегерцинские месторождения и рудопроявления, связанные с приповерхностными трещинными интрузиями (рис. 6).

Характерно, что Куналейская рудная зона располагается под углом к Шумиловской оловянно-вольфрамовой рудоносной структуре, положение которой контролируется размещением палеозойских гранитоидов даурского и асакан-шумиловского комплексов.

Позднегерцинские редкометальные эндогенные рудопроявления сосредоточены только в Куналейской зоне. В других участках герцинской складчатой области они не установлены, хотя в их пределах встречаются интрузии гранит-порфиров, сходные с малыми рудоносными интрузиями Куналейского района. Такое ограниченное развитие позднегерцинских месторождений и рудоносных интрузий, по-видимому, обусловлено рядом причин, из которых, на наш взгляд, наиболее важное значение имеет незначительная глубина эрозионного среза герцинских сооружений.

Куналейский район отличается от других районов герцинской складчатой области тем, что здесь весьма широко развиты осадочные отложения среднего палеозоя (?). Именно в таких условиях и могли сохраниться позднегерцинские рудоносные интрузии и месторождения. Кроме того, важное значение для размещения последних имели широтные тектонические нарушения, являвшиеся, очевидно, наиболее благоприятными для локализации рудоносных интрузий. Сочетание этих двух факторов и привело, по-видимому, к тому, что позднегерцинские месторождения и их материнские интрузии в настоящее время оказались развитыми только в Куналейском районе. Если тектонический фактор, обусловивший появление в данном районе широтных нарушений, сыграл важное значение для локализации рудоносных интрузий, то относительно неглубокий эрозионный срез территории способствовал сохранению позднегерцинских месторождений.

#### **Характерные черты герцинской эндогенной металлогении (общие выводы)**

1. С развитием герцинской складчатой области Зачикойской горной страны связано возникновение многочисленных эндогенных месторождений. Среди них ведущее место принадлежит редкометальным вольфрамовым, оловянным, оловянно-вольфрамовым и молибденовым месторождениям при подчиненном значении других рудных образований. Характерной особенностью герцинской металлогении является ее редкометальный облик.

2. Наряду с широким развитием редкометальной минерализации для герцинской металлогении весьма типичен комплекс добатовитовых золоторудных месторождений, развитых только в пределах Зачикойской горной страны.

3. Эндогенное оруденение проявляется в герцинской складчатой области Зачикойской горной страны во все стадии ее развития.

С первыми фазами интрузивной деятельности, малыми добатовитовыми интрузиями умереннокислых пород, ассоциируют месторождения золота. Эти месторождения локализуются только в пределах развития геосинклинальных флишoidных отложений среднего палеозоя.

Со стадией становления крупных батолитового типа гранитных

интрузий даурского комплекса связано появление редкометалльных пегматитов с оловом и вольфрамом, а также небольших пневматолито-гидротермальных и гидротермальных месторождений олова, вольфрама и молибдена. Наиболее интенсивно редкометалльное оруденение гидротермального типа проявилось с позднескладчатыми интрузиями асакан-шумиловского интрузивного комплекса.

В стадию консолидации герцинской складчатой области, когда складчатые процессы затухают и резко усиливается роль крупных разломов, возникают позднегерцинские (раннемезозойские) трещинные интрузии и связанные с ними редкометалльные месторождения Куналейского района. Они характеризуются рядом специфических особенностей, позволяющих говорить об их формировании в условиях незначительных глубин.

4. Редкометалльные месторождения, связанные с гранитоидами, формирующимися одновременно или несколько позднее главной фазы герцинской складчатости, в своем подавляющем большинстве локализуются на территории герцинской складчатой области Запеченой горной страны. Они приурочены к определенным рудным зонам, размещение которых контролируется положением соответствующих рудоносных интрузий в ядрах антиклинальных структур. Интрузии даурского комплекса известны и в обрамлении герцинской складчатой области в консолидированных жестких структурах каледонид, где представляют собой трещинные, обычно вытянутые вдоль разломов массивы, для которых эндогенная минерализация не характерна.

5. Особое место в герцинской металлогении принадлежит оловянной минерализации, проявляющейся в Западном Забайкалье только в этот период развития региона, причем оловянное оруденение свойственно среднегерцинским рудным образованиям и не характерно для позднегерцинских (раннемезозойских) месторождений.

Обращает на себя внимание тесная ассоциация оловянной и вольфрамовой минерализаций при обособленном развитии молибденового оруденения, проявляющегося в самостоятельных или реже в вольфрамовых месторождениях, но всегда практически обособленно от оловянных.

6. Среднегерцинские редкометалльные месторождения, связанные с гранитоидами даурского и асакан-шумиловского комплексов, являются высокотемпературными образованиями, формирующимися в условиях значительных глубин. Широкое развитие в рудах некоторых месторождений топаза, флюорита, реже турмалина, а также возникновение различных по минеральному составу грейзенов, сопровождающих кварцевые жилы, свидетельствуют об активном участии в рудных процессах летучих компонентов. Для месторождений характерно образование в одну, реже в две стадии минерализации.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ТИПЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АКТИВИЗИРОВАННЫХ БАЙКАЛЬСКИХ И КАЛЕДОНСКИХ СТРУКТУРАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

На обширной территории байкальской и каледонской складчатых областей Западного Забайкалья широко проявились мезозойские эндогенные рудные образования, как правило, ассоциирующиеся с трещинными приповерхностными интрузиями. Присутствие таких месторождений в древних складчатых структурах придает последним совершенно особый металлогенический интерес. Почти до самого последнего времени выявлению мезозойских месторождений в байкальской и каледонской складчатых областях не уделялось должного внимания или, точнее, к этим вопросам был крайне односторонний и упрощенный подход. Последнее выражалось в признании особой металлогенической роли универсальной и единой «мезозойской малой интрузии», с которой связывался весь комплекс известных разновозрастных рудных образований. Одним из сторонников такой точки зрения был П. И. Налетов [1957], объединивший все незначительные по размерам мезозойские рудоносные интрузии в так называемый гуджирский интрузивный комплекс.

Мезозойские редкометальные месторождения, связанные с интрузиями этого комплекса, впервые были выявлены на самом западе рассматриваемой территории в Джидинском рудном районе; остальная площадь Западного Забайкалья, в особенности ее центральные и северо-восточные районы, долгое время считались неперспективными в отношении открытия мезозойских эндогенных образований.

Исследования последних лет позволили установить на территории каледонской и байкальской складчатых областей несколько разновозрастных групп мезозойских рудных месторождений, связанных с различными типами интрузивных пород. Их формирование совпадает с процессами мезозойской активизации протерозойских и раннепалеозойских консолидированных сооружений и связано с совершенно самостоятельным периодом геологического развития последних.

Мезозойские рудные месторождения образуют обычно линейно вытянутые, наложенные на протерозойские и раннепалеозойские «жесткие структуры» рудные зоны, контролируемые крупными тектоническими нарушениями и приповерхностными трещинными интрузиями. В ряде случаев рудоносные зоны приурочены к своеобразным наложенным впадинам, выполненным терригенными угленосными отложениями средней и верхней юры и нижнего мела.

В настоящее время в Западном Забайкалье среди мезозойских эндогенных месторождений, «наложенных» на консолидированные древние (протерозойские и раннепалеозойские) структуры, наиболее отчетливо выделяются следующие две крупные группы месторождений.

Первая группа объединяет молибденовые и вольфрамовые, часто комплексные месторождения, связанные с трещинными интрузиями гранитоидов. Эти месторождения имеют раннемезозойский возраст и возникают в интервале времени между нижним триасом и средней юрой. Не исключено, что их верхняя возрастная граница определена недостаточно точно, однако совершенно бесспорно, что указанные месторождения сформировались в до- и нижнемеловое время.

Вторая группа месторождений включает в свой состав последние немеловые эпитермальные, главным образом флюоритовые месторождения и рудопроявления, парагенетически связанные с одновозрастными дайками щелочных сиенитов.

Месторождения указанных групп, а также их особенности размещения во времени и пространстве изучены с различной степенью детальности. Наиболее полно исследованы редкометальные месторождения джидинского типа [Бесова, 1939; Налетов, Шалаев, Деуля, 1941; Смолянский, 1956, 1960, 1961, 1963; Кушнарев, 1947; Повилайтис, 1957, 1960; Игнатович, 1959, 1961; Малиновский, 1960, 1961, 1962 и др.].

Остальные месторождения выявлены практически только в последние годы и в силу этого изучены менее полно, однако отдельные вопросы, главным образом связанные с установлением возраста месторождений и закономерностей их размещения, разработаны уже достаточно детально [Гусельников, 1962; Булнаев, 1962; Щеглов, 1959а, 1961].

## **Раннемезозойские месторождения молибдена и вольфрама**

Такие месторождения формируются главным образом в активизированных каледонских структурах, в пределах байкальской складчатой области они единичны. Месторождения представлены несколькими генетическими типами, среди которых гидротермальные являются наиболее распространенными и наиболее

интересными с практической точки зрения. Известны как собственно молибденовые и вольфрамовые, так и комплексные молибдено-вольфрамовые месторождения. Среди них наибольшее число принадлежит молибденовым при подчиненном значении молибдено-вольфрамовых и в особенности вольфрамовых рудных образований. По геологическим условиям формирования (связи с определенными интрузивными породами, тектоническими структурами и т. д.) и генетическим особенностям редкометальные мезозойские месторождения подразделяются на три группы.

В первую группу входят молибденовые, молибдено-вольфрамовые и реже вольфрамовые месторождения, связанные с гранитоидами гуджирского интрузивного комплекса (месторождения джидинского типа).

Вторая группа объединяет молибденовые рудопроявления и незначительные месторождения, ассоциирующие с гранитоидами поздних фаз щелочных интрузий так называемого куналейского интрузивного комплекса (месторождения ходжертуй-шалотского типа).

Севернее и северо-восточнее рассматриваемой нами территории известны молибденовые месторождения с незначительным проявлением вольфрамовой минерализации, которые образуют третью группу редкометальных месторождений, возникающих в процессе активизации древних складчатых сооружений (месторождений витимского типа). В связи с этим, третья группа месторождений также будет охарактеризована в данном разделе работы.

Выделенные группы редкометальных месторождений целесообразно называть по наименованию наиболее типичных месторождений, входящих в их состав.

#### Месторождения джидинского типа

Месторождения этой группы встречаются главным образом в пределах Джидинского рудного района, где представлены несколькими генетическими типами: грейзеновыми, скарновыми и гидротермальными образованиями при резко подчиненном значении крайне редких пегматитовых и магматических рудопроявлений. Главное значение имеют гидротермальные месторождения, характерной особенностью которых является формирование в несколько стадий минерализации при широком участии в процессе рудообразования средне- и низкотемпературных стадий.

Джидинский рудный район располагается в верхнем и среднем течении р. Джиды в южной части одноименного нижнекембрийского геосинклинального прогиба (см. рис. 14). В пределах этого района эндогенные месторождения изучены достаточно детально, и их подробные описания, так же как и геологическая харак-

теристика района, содержатся в рукописных и опубликованных работах М. В. Бесовой [1939], Л. М. Афанасьева [1946, 1960], И. П. Кушнарера [1947], М. М. Повилайтис [1960], А. Ф. Носкова и Г. И. Туговика [1962], П. И. Налетова [Налетов, Шалаев, Деуля, 1944; Налетов, 1957, 1961а, 1961б, 1962, 1963], М. Н. Хулугурова [1956], В. И. Игнатович [1961], Г. И. Туговика [1959, 1961а, 1961б, 1964], Е. Н. Смолянского [1956, 1960, 1961, 1963] и многих других исследователей.

Особое место в изучении общих закономерностей размещения мезозойских редкометалльных месторождений Джидинского района принадлежит Е. Н. Смолянскому [1956, 1960], который выделил ряд рудоносных зон и наметил последовательность формирования месторождений в зависимости от их связи с интрузивными породами.

**О типах месторождений.** В Джидинском районе развиты редкометалльные месторождения различных генетических и морфологических типов, которые представляют, по существу, разные стадии единого рудного процесса, проявляющегося в связи с интрузиями гуджирского комплекса. Е. Н. Смолянский [1960] выделяет следующие главные генетические и морфологические типы молибденовых и вольфрамовых месторождений (табл. 2).

Таблица 2

Генетические и морфологические типы молибденовых  
и вольфрамовых месторождений Джидинского района  
(по Е. Н. Смолянскому [1960])

Температурный интервал	Генетические типы оруденения	Парагенетические рудные ассоциации	Морфологические типы оруденения	Примеры месторождений и рудопроявлений
Высокотемпературный	Вкрапленный (?)	Молибденитовая	Вкрапленность молибденита различной концентрации	Сохатинка (МНР), долины Улегчина и Хартуги, и др.
	Пегматитовый	Молибденитовая	Рассеянная вкрапленность и небольшие скопления молибденита в кварцевых ядрах	Долина Улегчина и др.

Температурный интервал	Генетические типы оруденения	Парагенетические рудные ассоциации	Морфологические типы оруденения	Примеры месторождений и рудопроявлений
Высокотемпературный	Скарновый	1. Молибденитовая	Вкрапленность, мелкие молибденитовые и кварц-молибденитовые прожилки в отдельных телах скарнов. Рассеянная вкрапленность в некоторых телах скарнов	Джидотское, Чемуртайское и др.
		2. Шеелитовая		Джидотское, Чемуртайское и др.
	Грейзеновый	1. Молибденитовая	Вкрапленность, мелкие молибденитовые и кварц-молибденитовые прожилки, иногда образующие штокверки. Рассеянная вкрапленность (наблюдается участками); реже — штокверки тонких кварц-шеелитовых прожилков	Джидинское, Джидотское, Чемуртайское и др.
		2. Шеелитовая (редко гюбнерит-шеелитовая)		Джидотское, Чемуртайское, Джидинское
	Гидротермальный	Молибденитовая	1. Штокверки 2. Крупные кварцевые жилы	Джидинское, Джидотское, Чемуртайское и др. Джидинское, Булуктайское, Студенческое и др.
Среднетемпературный	Гидротермальный	Гюбнеритовая (шеелитогюбнеритовая)	1. Штокверки 2. Крупные кварцевые жилы	Джидинское, Булуктайское
	Гидротермальный	Молибденит-галенит-сфалеритовая	Вкрапленность и мелкие кварцевые жилки с оруденением	Долины Улегчина, Хартуги и др.

Наиболее высокотемпературными образованиями являются небольшие рудопроявления, представленные, по-видимому, сингенетической вкрапленностью молибденита в эндоконтактных частях рудоносных интрузивов гранит-порфиров и дайках — дериватах последних.

Рудопроявления молибдена и вольфрама пегматитового типа имеют крайне ограниченное развитие. В большинстве случаев это не типичные пегматиты, а пегматоидные кварц-полевошпатовые тела обычно небольших размеров.

Редкометалльные (молибденовые и вольфрамовые) рудопроявления грейзенового типа в связи с интрузиями гуджирского комплекса развиты довольно широко. Процессы грейзенизации проявляются, как правило, с той или иной степенью интенсивности во всех рудоносных интрузиях гуджирского типа. Е. Н. Смолянский [1960] подчеркивает, что процессы грейзенизации наиболее широко развиты «в эндоконтактах и особенно в апикальных частях некоторых интрузивов, приурочиваясь в них главным образом к зонам дробления, зонам интенсивной трещиноватости и к отдельным трещинам».

Участки грейзенизированных гранитов известны в ряде массивов: Чемуртаевском, Первомайском, Хасуртинском, Цаган-Нугинском и др. Грейзенизация рудоносных гранитов обычно выражается в интенсивном новообразовании мусковита, часто совместно с флюоритом; собственно мусковитовые грейзены встречаются редко; они обычно приурочены к трещинам и в некоторых случаях образуют вдоль них отчетливые зоны.

Молибденит и гюбнерит в грейзенизированных гранитоидах и собственно мусковитовых грейзенах встречаются в виде редкой вкрапленности мелких кристаллов; эти минералы почти никогда не наблюдаются совместно. Чаще, чем гюбнерит, в грейзенах присутствует шеелит.

Основное оруденение в грейзенах связано с возникновением наложенных кварцевых прожилков, несущих молибденит и реже гюбнерит. Характерно, что формирование таких более поздних рудных прожилков сопровождается также явлениями грейзенизации вмещающих пород, о чем свидетельствует пересечение ранее сформированных грейзенов более поздними грейзеновыми зонами (с молибденитом), возникающими в зальбандах кварцевых прожилков [Смолянский, 1956, 1960].

Скарновый тип редкометалльных рудопроявлений в связи с интрузиями гуджирского комплекса представлен немногочисленной группой рудных образований, известных только в пределах Джидинского рудного района. Рудоносные скарны возникают в случае залегания интрузий гуджирского комплекса среди карбонатных пород нижнего кембрия. Они образуются обычно на контактах гранитоидов и вмещающих пород, вдоль которых наблюдаются скарновые залежи протяженностью от 10 до 100—

150 м и мощностью в 5—10 м. По данным Е. Н. Смолянского [1960], скарны в некоторых случаях слагают очень разнообразные и сложные по форме и размерам тела: согласные с вмещающими породами пластообразные и линзообразные залежи, секущие вмещающие породы зоны и жилы, гнезда и тела причудливых очертаний. Вокруг ряда массивов гранит-порфиров скарны дают непрерывные оторочки, повторяющие контуры массивов (рис. 11).

Наиболее широко распространены пироксен-гранатовые и амфибол-гранатовые скарны. Образование скарнов сопровождается проявлением незначительной молибденовой и вольфрамовой минерализаций, при этом молибденит встречается значительно чаще шеелита, который наблюдается на отдельных участках скарновых зон в виде редкой мелкой вкрапленности (рудопроявления: Джидотское, Чемуртайское, Бороктинское и др.).

Перечисленные выше типы редкометальных образований, возникающих в связи с гранитоидами гуджирского комплекса, имеют незначительное развитие и не представляют самостоятельного промышленного интереса. Эпигенетическая вкрапленность молибденита в рудоносных интрузиях, проявления редкометальной минерализации в пегматитах, грейзенах и скарнах являются как бы предшественниками главного, гидротермального этапа оруденения, с которым связано образование часто весьма крупных концентраций молибденовых и вольфрамовых руд.

Среди месторождений гидротермального типа наибольший интерес представляет Джидинское молибдено-вольфрамовое месторождение, генетические особенности которого весьма своеобразны и, по существу, отражают в совокупности все характерные черты других редкометальных эндогенных образований рассматриваемой группы. Это месторождение детально освещено в опубликованных работах М. В. Бесовой [1939], И. П. Кушнера [1947], М. М. Повилайтис [1960], М. Н. Худугурова [1956], В. И. Игнатович [1961] и др. В связи с этим нами не приводится развернутая характеристика Джидинского месторождения, а только в обобщенном виде подчеркиваются его наиболее типичные генетические особенности.

1. Месторождение в пространстве тесно связано с приповерхностной интрузией лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, приуроченной к пересечению зон разломов.

2. Процесс рудообразования на месторождении происходит в девять стадий минерализации [Повилайтис, 1960], причем молибденовое оруденение\* проявилось раньше вольфрамового.

\* В. И. Игнатович [1959] полагает, что молибденовая минерализация на месторождении сформировалась в шесть последовательно проявляющихся стадий: 1) пегматитовую; 2) аплит-порфировую (вкрапленность молибденита в аплит-порфирах); 3) молибденитовую (мономинеральные прожилки) и кварцево-молибденитовую; 4) молибденито-кварцевую и молибденито-кварцево-микроклиновую; 5) пирито-кварцевую; 6) пегматоидно-микроклиновую и кварцевую (кварцевые прожилки с сульфидами).

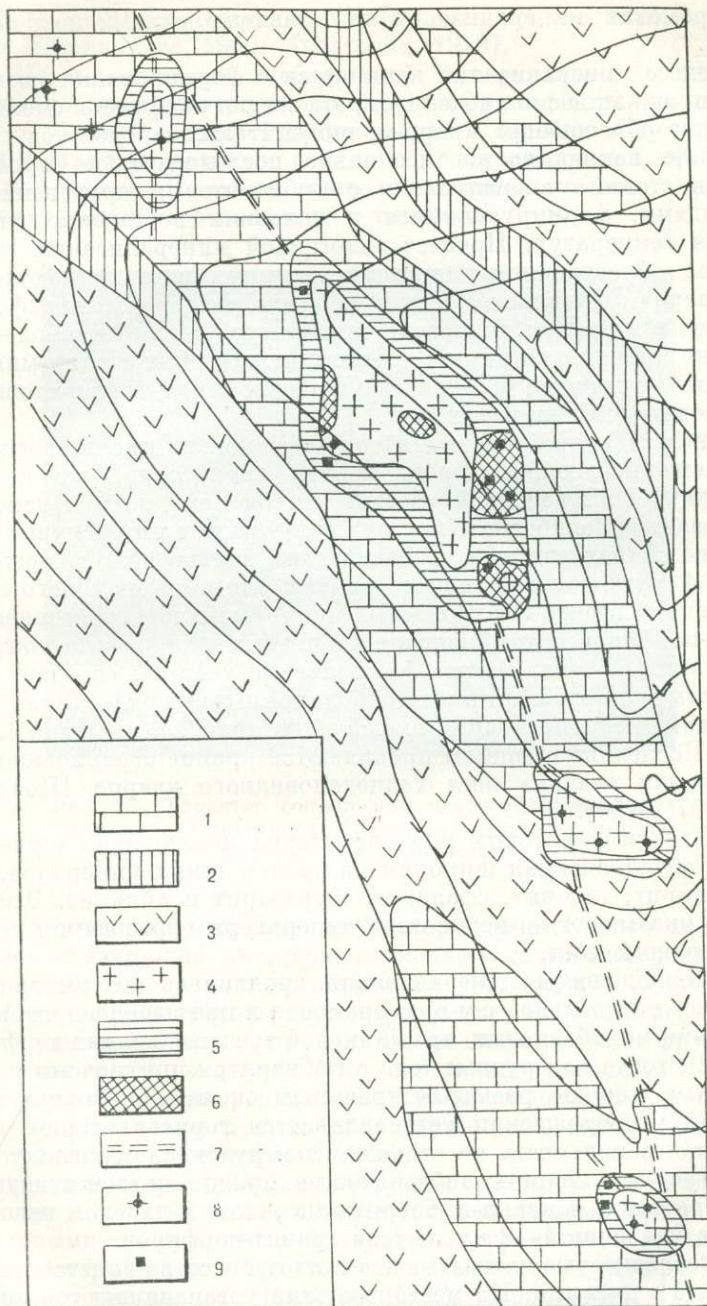


Рис. 11. Схема геологического строения Джидотского молибденового месторождения (по Б. А. Воронову).

1 — известняки; 2 — кристаллические сланцы; 3 — ортосланцы; 4 — гранит-порфиры; 5 — контактовые роговики и скарны; 6 — скарны; 7 — разрывы. Рудопровяления: 8 — молибденовые, 9 — полиметаллические (свинцово-цинковые).

Вольфрамовая минерализация представлена рудами нескольких стадий.

Процесс минерализации начинается с формирования пегматитовых прожилков с молибденитом; эта стадия во времени сменяется периодом образования кварц-молибденитовых прожилков, а на последние накладывается несколько последовательно проявляющихся стадий минерализации с гюбнеритовым оруденением и сульфидами, формирующимися в условиях постепенно снижающихся температур. Процесс эндогенной минерализации заканчивается образованием низкотемпературных жил халцедоновидного кварца с флюоритом. Таким образом, месторождение сформировалось в широком диапазоне температур, однако наиболее интенсивно проявились на нем среднетемпературные стадии минерализации, приведшие к образованию сульфидно-гюбнеритовых и родохрозито-гюбнеритовых руд.

Процессы рудообразования сопровождаются интенсивным изменением вмещающих пород, причем характерно, что каждой из стадий свойствен свой особый тип околорудного изменения. Образованию молибденитовых руд сопутствуют интенсивные процессы калишпатизации и грейзенизации вмещающих гранит-порфиров; формирование наиболее ранних для вольфрамового этапа оруденения пирито-гюбнеритовых жил вызывает грейзенизацию гранит-порфиров и превращение кварцевых диоритов на контакте с жилами в жильбергито-флюоритовые породы и березиты. Для сульфидно-гюбнеритовых и родохрозитовых жил характерна интенсивная серицитизация вмещающих пород, реже их окварцевание. Последние процессы проявляются крайне ограниченно при образовании поздних жил халцедоновидного кварца [Повилайтис, 1957, 1960].

3. Для гюбнеритовых руд характерна повышенная «сульфидность», обусловленная широким развитием таких минералов, как халькопирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит и айкинит. Эти минералы указывают на невысокие температуры образования кварц-гюбнеритовых жил.

4. Молибденовая минерализация проявилась на месторождении менее интенсивно, чем вольфрамовая и представлена штокверком кварц-молибденовых прожилков в массиве гранит-порфиров (рис. 12), тогда как рудные тела с гюбнеритом приурочены к протяженным, хорошо развитым трещинам скола в гранодиоритах.

5. На месторождении устанавливается горизонтальная пульсационная зональность по отношению к рудоносному штоку гранит-порфиров: кварц-молибденитовые прожилки локализируются в его пределах, а кварц-гюбнеритовые жилы в далеком экзоконтакте, в удалении 1—2 км от тела гранит-порфиров.

6. Особенностью постмагматических процессов является их тесная связь с дайками. На месторождении устанавливаются дорудные и междурудные дайки, причем формирование молибденовых и

вольфрамовых руд разделено внедрением даек керсантитов и сие-нитов [Повилайтис, 1960; Игнатович, 1959].

7. Из характерных особенностей минерального состава руд помимо повышенного содержания в них сульфидных минералов следует указать на присутствие золота и серебра в сульфидных рудах и широкое развитие в рудных телах минералов, обогащенных марганцем. К таким минералам, прежде всего, относится гюбнерит, а также родохрозит и триплит.



Рис. 12. Характер сопряжения кварц-молибденитовых прожилков в штотверке Первомайского участка Джидинского месторождения.

На других гидротермальных месторождениях этого типа проявились обычно одна, две, реже несколько стадий минерализации, устанавливаемых в полном объеме на Джидинском месторождении. Последнее настолько концентрирует в себе почти все особенности рудных процессов, проявившихся как отдельные фрагменты на других месторождениях, что его можно рассматривать как своеобразный эталон редкометальных месторождений и объединять сходные с ним рудные образования под общим названием «месторождения джидинского типа».

**О связи месторождений с интрузиями.** Месторождения в пространстве повсеместно ассоциируют с небольшими по размерам трещинными интрузиями лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, которые входят в состав так называемого гуджирского интрузивного комплекса [Налетов, 1962; Смолянский, 1956, 1960 и др.].

Интрузии представлены, как правило, мелкими штоками, которые повсеместно приурочены к зонам тектонических нарушений и в некоторых случаях образуют цепочки небольших массивов, как бы «нанизанных» на разломы (рис. 11 и 14). Характерно, что интрузивные тела почти всегда имеют вытянутую форму. По данным П. И. Налетова [1962], в бассейне рч. Модонкуль один из штоков имеет размеры  $300 \times 1000$  м, другой  $100 \times 650$  м. На Долон-Модонском месторождении длина массива достигает 1 км при ширине от 10 до 150 м; на Джидинском месторождении размеры штока  $150 \times 500$  м; на Чемуртайском  $1000 \times 2500$  м.

Интересные данные о форме рудоносных интрузий получены Г. И. Туговиком и Ю. Т. Телегой [1960] на Долон-Модонском месторождении. Здесь интрузия лейкократовых гранит-порфиров имеет резко вытянутую форму вдоль слоистости осадочно-вулканогенных толщ. В поперечном разрезе тело гранит-порфиров постепенно сужается, приобретая «репкообразную», близкую к этмолиту форму. Если ширина тела на поверхности составляет 100—110 м, то на глубине 50—80 м она уменьшается до 20—25 м.

Характерной особенностью интрузивных тел гуджирского комплекса является непостоянство их строения. Обычно лейкократовые граниты на контакте с вмещающими породами переходят в гранит-порфиры, а последние иногда в узкой зоне закалки в кварцевые порфиры и фельзит-порфиры, нередко с отчетливыми следами флюиальности. Это очень хорошо видно на примере Первомайского штока (Джидинское месторождение), где в открытых забоях большого карьера можно наблюдать по мере приближения к вмещающим роговикам, как в гранит-порфирах уменьшаются размеры зерен основной массы и порода постепенно превращается в своеобразные флюиальные фельзит-порфиры, в которых кварцевые полосы чередуются с полосами фельзита. В некоторых случаях полосы кварца имеют своеобразный фестончатый рисунок.

Такие особенности строения массивов гуджирского комплекса, по-видимому, свидетельствуют о небольших глубинах их формирования в условиях охлажденных вмещающих пород, которые существенно влияли на кристаллизацию гранитных магм; это влияние проявляется прежде всего в образовании приконтактных фельзит-порфировых оторочек, а также в широком развитии порфировых и порфировидных структур.

Интрузии, с которыми пространственно ассоциируют месторождения джидинского типа, расположены друг от друга на значительном расстоянии; однако все породы удивительно похожи друг на друга как по внешнему облику, так и по своему составу (рис. 13).

Петрографические особенности пород гуджирского комплекса детально охарактеризованы во многих работах [Афанасьев, 1960; Налетов, 1962; Повилайтис, 1960; Смолянский, 1961 и др.]. Гранитоиды комплекса обладают сходным минеральным составом;

в них наиболее распространенными минералами являются кварц, микроклин и альбит. Содержание этих минералов несколько колеблется как в пределах одного, так и в разных массивах. По Л. М. Афанасьеву [1960], среднее содержание минералов в породе составляет: альбит — 28%; кварц — 31%; микроклин — 38%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирко-

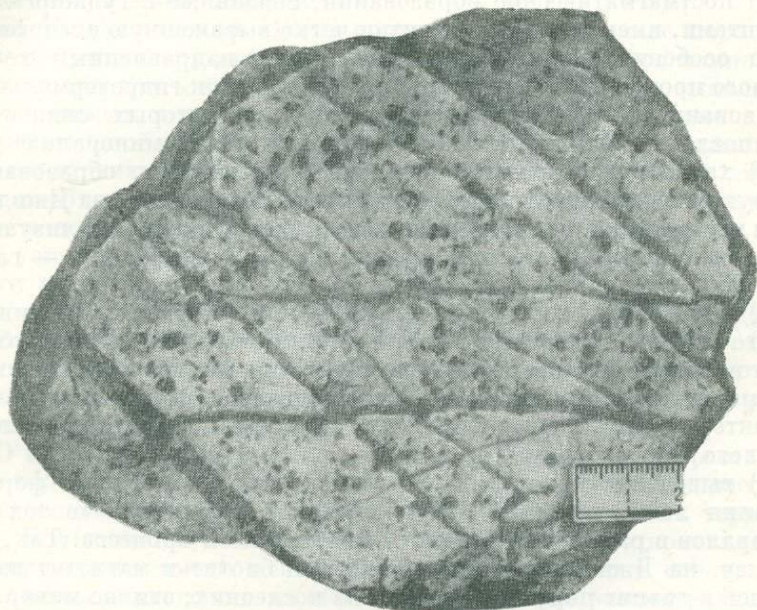


Рис. 13. Рудоносные гранит-порфиры Первомайского штока, пересеченные кварцевыми прожилками с молибденитом. Джидинское месторождение. Полированный штуф.

ном, сфеном и реже магнетитом; для пород характерно повышенное содержание мусковита и флюорита; в ряде массивов в тяжелых фракциях протолочных проб устанавливается присутствие молибденита. По химическому составу гуджирские гранитоиды типично ультракислые породы, характеризующиеся высоким содержанием щелочей (8—9%), кремнекислоты (71—76%) и глинозема (14—17%). В породах в крайне незначительных количествах присутствуют магний, кальций и железо. В большинстве массивов в качестве элементов-примесей встречаются вольфрам, молибден, свинец, медь, ниобий, галлий и ванадий [Афанасьев, 1960].

Месторождения джидинского типа связаны с интрузиями гуджирского комплекса не только пространственно, но и генетически.

На это указывает наличие в протолочных пробах неизмененных гранитов, находящихся в удалении от рудных тел, таких минералов, как молибденит, гюбнерит, реже шеелит и единичные зерна сфалерита и галенита. Более надежными признаками генетической связи редкометального оруденения с гуджирскими гранитами служат следующие данные [Повилайтис, 1960]:

а) постмагматические образования, связанные с гуджирскими гранитами, имеют в своем развитии четко выраженную специфическую особенность, обусловленную строго направленным ходом рудного процесса: от пегматитов и пегматоидов к гидротермальным образованиям, температура формирования которых снижается при последовательном проявлении новых стадий минерализации;

б) характерная зональность постмагматических образований вокруг интрузий, что наиболее отчетливо проявляется на Джидинском месторождении, где ранние молибденовые руды локализуются в гранит-порфирах, а более поздние вольфрамовые жилы — главным образом в далеком экзоконтакте;

в) образование интрузий гуджирского комплекса и ассоциирующего с ними оруденения в сходных условиях небольших глубин; об этом свидетельствует как характер интрузий, так и особенности постмагматического процесса, выражающиеся в многостадийном характере образования рудных тел, резкой недоразвитости пегматитового процесса и т. д.;

г) выделение некоторых минералов в поздние стадии формирования лейкократовых гранит-порфиров и проявление тех же минералов в ранние стадии постмагматического процесса. Так, например, на Джидинском месторождении биотит и магнетит выделялись в гранит-порфирах одними из последних; эти же минералы образуются в наиболее раннюю пегматитовую стадию минерализации. Микроклин выделяется интенсивно в позднемагматическую стадию, а также в наиболее раннюю постмагматическую стадию, когда микроклинизация широко проявляется при образовании молибденовых руд.

В совокупности эти факты, по нашему мнению, свидетельствуют о генетическом характере связи редкометального оруденения с интрузиями гуджирского комплекса, когда последние можно рассматривать как материнские породы, являющиеся непосредственным источником рудоносных гидротерм. Безусловно, не следует понимать так, что отщепление рудных растворов от магмы всегда происходило на уровне, вскрытом в настоящее время эрозией; более чем вероятно, что рудоносные растворы поднимались со значительно больших глубин, являясь, однако, производными магмы, сформировавшей верхние, ныне обнажающиеся на поверхности части единого рудоносного массива. Именно об этом свидетельствуют интересные наблюдения Г. И. Туговика и Ю. Т. Телеги [1960] на Долон-Модонском месторождении, где кварц-молибденовые прожилки располагаются в сланцах под гранит-пор-

фирами, которые имеют сложную форму и у поверхности служат экраном для гидротермальных растворов. Наличие таких взаимоотношений между интрузиями гуджирского комплекса и оруденением позволило в последние годы высказать ряду исследователей [Смолянский, 1960; Туговик, Телега, 1960] предположения о парагенетической связи гранитоидов гуджирского комплекса с редкометальной минерализацией.

Е. Н. Смолянский [1960] полагает, что признание парагенетической связи оруденения с интрузиями гуджирского комплекса должно заострить внимание геологов на возможности выявления молибденовых и вольфрамовых месторождений не только в непосредственной связи с мезозойскими гранитами, но и в заметном отрыве от них. По нашему мнению, такие представления, уменьшая необходимость выявления интрузий гуджирского комплекса при поисках месторождений, не позволяют рассматривать эти интрузии как надежный поисковый признак и сужают возможности открытия новых рудоносных площадей. Вся совокупность данных о связи редкометального оруденения с интрузиями гуджирского комплекса позволяет нам считать, что эта связь имеет самый тесный генетический характер и должна рассматриваться как один из самых надежных поисковых признаков при оценке рудоносности новых площадей.

**О возрасте месторождений.** Точное установление возраста месторождений имеет очень большое значение для металлогенических построений и особенно для перспективной оценки новых территорий. Большинство исследователей полагают, что редкометальные месторождения имеют мезозойский возраст. Главным основанием для такого заключения является сопоставление рассматриваемых месторождений с редкометальными месторождениями Восточного Забайкалья. Это вызвано тем, что для определения возраста месторождений джидинского типа прямых геологических данных недостаточно. Последнее обстоятельство позволило С. В. Обручеву высказать соображения о палеозойском возрасте рудоносных интрузий гуджирского комплекса. Для последних отчетливо устанавливается, что они являются моложе осадочных отложений нижнего кембрия и каледонских гранитов. Кроме того, гранит-порфиры пересекают условно среднепалеозойские граниты и связанные с ними пегматитовые дайки с касситеритом. Такие взаимоотношения интрузий гуджирского комплекса с более ранними оловоносными дайками пегматитов наблюдались М. М. Повилайтис и Л. М. Афанасьевым [1946, 1960] в районе Байбинского гранитного массива.

В среднем течении р. Джиды небольшие интрузии гранит-порфиров, сопровождаемые молибденовой минерализацией грейзенного типа, прорывают покровы порфиров петрошавловской свиты (?), имеющей в данном районе условно триасовый возраст.

Верхняя возрастная граница интрузий гуджирского комплекса определяется отложениями гусиноозерской серии ( $J_2$ — $Cr_2$ ). Возраст этих отложений в среднем течении р. Джиды и на Баян-Гольском угольном месторождении датируется средней юрой. В районе дер. Горей в верховьях пади Большая Байба в конгломератах гусиноозерской серии (?) нами была собрана галька грейзенизированных гранит-порфиров с флюоритом, аналогичных типичным рудоносным гранитоидам гуджирского комплекса. Подобные наблюдения в других участках Джидинского района были сделаны Е. И. Смолянским [1960] и П. И. Налетовым [1962] и другими исследователями, установившими присутствие галек гуджирских гранитов в базальных конгломератах гусиноозерской серии ( $J_2$ — $Cr_1$ ). Следует отметить, что Е. Н. Смолянский (устное сообщение) в Джидинском рудном районе наблюдал непосредственное налегание основных эффузивов проблематичного (возможно, среднеюрского) возраста на гранитоиды гуджирского типа.

Таким образом, на основании геологических данных возраст рудоносных гранитоидов гуджирского интрузивного комплекса датируется ранним мезозоем: граниты комплекса прорывают основные эффузивы нижнетриасового возраста (?) и встречаются в гальке базальных конгломератов средней юры. Однако следует признать, что датировка возраста указанных выше стратифицированных образований не является абсолютно точной, так как последние не охарактеризованы непосредственно в районах наблюдаемых соотношений руководящей фауной и флорой и их возраст предполагается по аналогии с другими сходными образованиями, развитыми на смежных территориях. Естественно, что в таких условиях результаты определения абсолютного возраста рудоносных гуджирских интрузий имеют большое значение для точной датировки времени их проявления.

Имеющийся в настоящее время материал по этому вопросу сведен в табл. 3. Определения абсолютного возраста сделаны для Первомайского и Булуктайского массивов и связанных с ними рудных образований; полученные значения цифр соответствуют мезозою.

Особый интерес представляют данные А. И. Тугаринова по соотношению изотопов свинца в галените. Эта цифра, равная 180 млн. лет (нижняя юра), соответствует абсолютному возрасту минерализации, связанной с гуджирскими гранитами.

Анализ цифр абсолютного возраста, полученных различными методами, показывает, что все они свидетельствуют о мезозойском возрасте интрузий и оруденения, причем значительное число цифр указывает на раннемезозойский возраст (триас — нижняя юра), что не противоречит имеющемуся геологическому материалу. Таким образом, на основании всей совокупности имеющихся данных мы в настоящее время считаем, что рудоносные интрузии гуджирского комплекса и связанные с ними редкометалльные

Результаты определения абсолютного возраста гранитоидов  
гуджирского интрузивного комплекса и связанных с ними рудных  
образований

№ пробы	Материал пробы	Место взятия пробы	Метод анализа и автор	Возраст, млн. лет
	Галенит	Джидинское месторождение	Свинцовый; А. И. Тугаринов. [Повилайтис, 1960]	180
	Браннерит из кварцевых прожилков	То же	Рентгено-химический; Н. Б. Боровской и Н. Д. Беспалова [Игнатович, 1959]	140
	То же	»	Рентгено-химический ИГЕМ [Повилайтис, 1960]; шесть определений	210 210 260 230 140
	»	»	Химический (без изотопного состава) ИГЕМ; М. М. Повилайтис	127*
	»	»	Свинцовый ВСЕГЕИ; А. Д. Искандерова, С. Л. Миркина	135 ± 5
1024/59	Биотит из гранит-порфира	Первомайский штук	Калий-аргоновый ИГЕМ; Л. М. Афанасьев	124 ± 4
8/53	Биотит из лейкократового порфировидного гранита	То же	То же	145 ± 3

\* Следует отметить, что эта цифра фигурирует во многих опубликованных работах [Налетов, 1957, 1962], являясь, по существу, основным аргументом в пользу позднемезозойского возраста оруденения. Однако здесь следует указать, что определения абсолютного возраста по браннериту методами химического и в меньшей степени рентгено-химического анализов являются весьма несовершенными. В практике определения абсолютного возраста эти методы применяются редко, а если и применяются, то с обязательным определением изотопного состава свинца, что не было сделано М. М. Повилайтис. Поэтому имеются основания предполагать, что результаты определения абсолютного возраста, полученные этими методами, могут быть ошибочными.

№ пробы	Материал пробы	Место взятия пробы	Метод анализа и автор	Возраст, млн. лет
20а/58	Биотит из лейкократового порфиroidного гранита	Первомайский штук	Калий-аргоновый ИГЕМ; Л. М. Афанасьев	120 ± 3
808	Гранит-порфир	То же	Калий-аргоновый ВСЕГЕИ; Н. И. Полевая	160
40—1—1	Лейкократовый гранит	Булуктайское месторождение	Калий-аргоновый [Носков, Туговик, 1962]	172
	Амазонитовый гранит	р. Биту-Джида	Калий-аргоновый; Иркутское геологическое управление	158
—	Микроклиновый гранит	р. Биту-Джида	Калий-аргоновый; С. И. Тарасевич	175

месторождения джидинского типа сформировались в начале мезозоя (верхний триас — нижняя юра).

**О главных особенностях пространственного размещения месторождений джидинского типа.** Месторождения джидинского типа известны главным образом в пределах одноименного рудного района. В последнее время они выявлены в восточных районах Западного Забайкалья в Цаган-Хуртайском хребте (Бам-Горхонское рудопроявление). В региональном плане месторождения располагаются в каледонской складчатой области преимущественно в Джидинской геосинклинальной зоне. Вопросы их размещения в этой структуре, южная часть которой и представляет Джидинский рудный район, были рассмотрены в последние два десятилетия рядом исследователей [Бесова, 1937; Налетов, Шалаев, Деуля, 1941; Афанасьев, 1960; Смолянский, 1956, 1960; Носков и Туговик, 1962; Очилов и Туговик, 1962; и др.]. Примечательно, что все они отмечали характерное линейное расположение интрузий гуджирского комплекса и сопровождающих их месторождений и рудопроявлений. Последнее связано с тем, что интрузии гуджирских гранитов почти всегда приурочены к зонам тектонических нарушений, которые в свою очередь проявляются в различной геологической обстановке. В одних случаях разломы развиваются на границе разных пород, в других — в ядрах антиклинальных структур, в третьих — магмоконтролирующие раз-

ломы нарушают сплошность осадочных и магматических образований вне связи с ранее перечисленными факторами. Вне зависимости от специфики геологической обстановки рудоносные граниты гуджирского комплекса строго контролируются явными, а в ряде случаев скрытыми разломами или зонами повышенной трещиноватости. Такие мамоконтролирующие структуры имеют характерное для них северо-западное простирание. Они прослеживаются часто с перерывами на несколько десятков километров и в единичных случаях достигают 100 и более километров. Интрузии гуджирского комплекса иногда залечивают зоны нарушений, образуя своеобразные цепочки интрузий, состоящие из отдельных массивов, как бы «нанизанных» на зоны разломов. Примером сказанному могут служить интрузии района Джидотского месторождения (рис. 11) или интрузии в верховьях р. Хартуги, образующие вытянутые в северо-западном направлении тела, приуроченные к крупному тектоническому нарушению, проходящему по контакту кембрийских известняков с раннепалеозойскими гранитами.

В Джидинском районе зоны разломов представляют собой не узкие линии тектонических разрывов, как это, впрочем, и бывает в отдельных случаях, а, как правило, достаточно широкие зоны или полосы повышенной трещиноватости (или «ослабленные» зоны, по А. Ф. Носкову и Г. И. Туговику), в пределах которых и локализуются рудоносные интрузии. Ширина таких участков повышенной трещиноватости достигает 2—3 и реже более километров. Они располагаются один за другим с перерывами или без них или кулисообразно заходят друг за друга. Такие участки (зоны) образуют еще более крупные мамо- и рудоконтролирующие структуры, которые так же вытянуты в северо-западном направлении и располагаются почти параллельно друг другу. В Джидинском рудном районе последние представляют линейно вытянутые рудные зоны, в пределах которых сосредоточено наибольшее число известных месторождений (рис. 14). Границы таких зон в достаточной степени условны, так как они определяются не размерами конкретных геологических структур, а зависят от степени «разноса» интрузий и месторождений в стороны от располагающихся в пределах зон тектонических нарушений (ослабленных участков). Подобные зоны были выделены нами совместно с Е. Н. Смолянским в 1959 г. Позднее Ц. О. Очиров и Г. И. Туговик [1962] отметили, что эти рудные зоны совпадают с крупными тектоническими нарушениями северо-западного простирания.

Остановимся на краткой характеристике выделенных рудоносных структур.

*Айнекская зона* располагается на западе Джидинского рудного района; она прослеживается в северо-западном направлении из верховьев речки Шебортуя на юго-востоке до среднего течения р. Айнека на северо-западе. Зона протягивается более чем на 80 км;

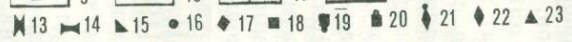
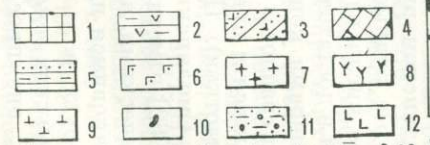
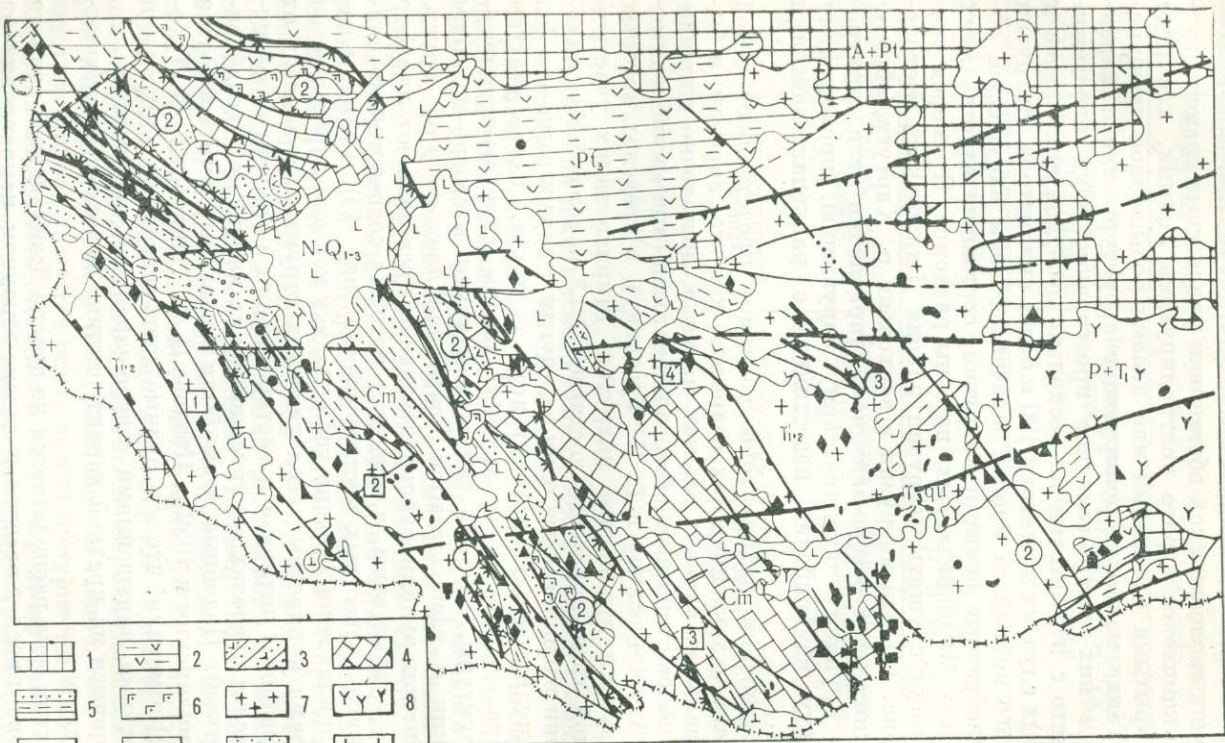


Рис. 14. Схема размещения эндогенных месторождений в Джидинском рудном районе Западного Забайкалья. Составил А. Д. Щеглов с использованием материалов БГУ и Е. Н. Смолинского.

1 — метаморфические породы архея и протерозоя: кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — орто- и парасланцы и мраморы биту-джидинской свиты (Р<sub>2</sub>); 3 — осадочно-вулканогенные отложения кембрия (хохортовская, по П. И. Налетову, или долон-модонская, по Е. Н. Смолинскому, свита); 4 — песчаниково-сланцевые отложения кембрия (джидинская, по П. И. Налетову, или хасуртинская, по Е. Н. Смолинскому, свита); 5 — песчаники и конгломераты кембрия и ордовика (?) (улегинская свита); 6 — ультраосновные и основные интрузии цакриского и монотского комплексов (дуиниты, перидотиты, габбро); 7 — ранне- и среднепалеозойские трапещицы нерасчлененные (в основном умереннокислые гранитоиды Джидинского комплекса); 8 — основные, реже кислые эффузивы (Р — Т<sub>1</sub>); 9 — сланцы, граносениты и аляскиты хойкертуй-шалотского комплекса; 10 — гранит-порфиры и лейкократовые граниты гуджирского комплекса; 11 — угленосные отложения туриноозерской серии (Г<sub>2</sub> — СГ<sub>1</sub>); 12 — базальты.

*Месторождения и рудопроцели.* Раннепалеозойские: 13 — магматические хромитовые; 14 — магматические титаномагнетитовые; 15 — гидротермальные кварцевые и кварц-карбонатные жилы с халькопиритом; 16 — галенит-сфалеритовые (скарновое и гидротермальное); 17 — среднепалеозойские ословосные пегматиты. Позднепалеозойские: 18 — кварц-гюбберитовые; 19 — кварц-гюбберитовые с сульфидами; 20 — скарновые шеелинитовые; 21 — скарновые шеелинитовые; 22 — эпitherмальные флюоритовые; 23 — эпitherмальные флюоритовые.

*Рудоносные структуры:* 24 — хромитосные рудные зоны (1 — Тохтолинская, 2 — Цакриковская, 3 — Улегинская); 25 — хромитосные подзоны (1 — Хохортовская, 2 — Верхне-Цакриковская); 26 — Азаргинская титаномагнетитовая рудная зона; 27 — графитовые подзоны Джидинского рудного района; 28 — молибденово-вольфрамовые рудные зоны (1 — Айнекская, 2 — Джидинская, 3 — Чесмуртай-скай, 4 — Булугуйтайская); 29 — флюоритосные рудные зоны (1 — Теминская, 2 — Джидинская, 3 — разрывы).

она имеет незначительную ширину — 5—7 км. По данным Ц. О. Очирова и Г. И. Туговика [1962], зона совпадает с крупным Налдабанским разломом, фиксируемым многочисленными разрывами, зонами смятия и трещинными интрузиями гуджирского комплекса.

В пределах Айнекской зоны известны небольшие рудопроявления молибдена кварцевого типа (Налдабанское, Пограничное, Водораздельное и др.).

Следующая, *Джидинская рудная зона* располагается восточнее и параллельно Айнекской зоне. Эта рудоносная структура прослеживается от верховьев р. Шебартуя у государственной границы на юго-востоке до верховьев р. Биту-Джиды на северо-западе. По своим размерам зона является одной из самых крупных: ее длина более 150 км, а ширина достигает 15—17 км, уменьшаясь на северо-западе до 5—6 км.

Рассматриваемая рудная зона приурочена к одноименному глубинному разлому. По Ц. О. Очирову и Г. И. Туговику [1962], этот разлом имеет сложное строение: в юго-западной части он состоит из нескольких ветвей; одна из них представлена довольно протяженным нарушением, которое проходит по контакту гранитоидов с осадочными породами, другая, располагающаяся восточнее первой, — свитами даек и локальными зонами смятия. На северо-западе Джидинский разлом фиксируется менее определенно главным образом зонами нарушений, проходящими в ряде случаев по контакту палеозойских толщ с гранитоидными массивами. В юго-восточной части зоны к многочисленным локальным разломам приурочены рудоносные интрузии гуджирского

комплекса; их положение и форма контролируются меридиональными и широтными нарушениями, сопряженными с главным разломом северо-западного простирания [Кушнарев, 1947; Туговик, 1960]. В юго-восточной части зоны располагаются Джидинское молибдено-вольфрамовое месторождение и ряд более мелких месторождений и рудопроявлений (Долон-Модонское, Хасуртинское, Унтатское и др.). Все они пространственно связаны с интрузиями гуджирского комплекса.

Третья рудоносная структура — *Чемуртайская рудная зона* — расположена восточнее предыдущей и протягивается параллельно Джидинской зоне от верховьев р. Цеже на юго-востоке до верховьев р. Дархинтуя на северо-западе. Далее по направлению на северо-запад эта рудоносная структура перекрыта крупным полем неоген-четвертичных базальтов. Ее продолжение за покровом базальтов намечается севернее пос. Хужир, где установлены интрузии гуджирского комплекса и крупные зоны тектонических нарушений северо-западного простирания. Общая протяженность Чемуртайской рудоносной структуры достигает 125 км при ширине от 7 до 15 км. В пределах зоны широко развиты интрузии гуджирского комплекса, размещение которых в ряде случаев отчетливо контролируется тектоническими нарушениями. Данная рудоносная структура в целом приурочена к Чемуртайской зоне разломов, наиболее отчетливо проявленных на ее северо-западном фланге, севернее улуса Бур-Цакир. В пределах зоны установлен ряд месторождений и рудопроявлений молибденита, из которых Чемуртайское месторождение является самым значительным. Следует отметить, что данная зона изучена недостаточно, в особенности ее северо-западные и юго-восточные фланги; в отличие от предыдущих рудоносных структур в геологическом строении этой зоны принимают участие главным образом осадочные образования кембрия при крайне подчиненном значении интрузивных образований, что, по-видимому, свидетельствует о меньшей глубине эрозийного среза данной структуры.

Последняя, четвертая — *Булуктайская* — зона является самой восточной. Она располагается в общем параллельно Чемуртайской рудоносной структуре и приурочена к крупному Булуктаевско-Хартугинскому разлому, который на юго-востоке зоны проходит по контакту осадочных и интрузивных пород. Булуктайская зона имеет значительные размеры: она прослеживается от верховьев одноименной реки на юго-востоке до верховьев р. Хартуги и далее до пос. Баянгол на северо-западе. Длина зоны достигает 200 км, а ее ширина 10—15 км. В верховьях р. Хартуги зона несколько меняет свое направление и, делая небольшой изгиб, отклоняется к западу. Не исключено, что такое изменение направления зоны обусловлено влиянием располагающихся к северу от нее крупных блоков протерозойских кристаллических пород; характерно, что контакт последних с раннепалеозойскими

гранитоидами проходит на данном участке параллельно северо-восточной границе зоны. Булуктайская рудоносная структура отчетливо контролируется серией крупных разрывов северо-западного простирания, к которым приурочены вытянутые в том же направлении интрузии гуджирского комплекса. В этом отношении особенно показателен участок зоны в верховьях р. Хартуги, где на разломы как бы «нанизаны» интрузии гранит-порфиров, образующие своеобразную узкую цепочку интрузивных тел. Сходная картина наблюдается и на самом юго-востоке зоны, южнее долины р. Джида, где также устанавливается цепочка рудоносных интрузий, вытянутая в северо-западном направлении.

В пределах Булуктайской зоны локализуется ряд вольфрам-молибденовых месторождений, в том числе одно из самых крупных — Булуктайское молибденово-вольфрамовое месторождение, а также Цаган-Нугинское, Хартугинское и другие мелкие рудопроявления.

Восточнее Булуктайской рудоносной структуры вплоть до восточной границы Джидинского рудного района линейность в размещении мезозойских интрузий гуджирского комплекса нарушается. Только в некоторых случаях положение рудоносных гранитоидов контролируется локальными разрывными нарушениями. Наиболее крупным из них является Улегчинский разлом, который фиксируется многочисленными мелкими телами гранитов гуджирского комплекса, вытянутыми в бассейне р. Улегчина в виде узкой цепочки северо-западного простирания. Важно отметить, что на востоке Джидинского района между Булуктайской рудной зоной и долиной р. Армака намечается приуроченность интрузий к разрывам северо-восточного простирания, столь характерного для геологических структур более восточных районов.

Четкая линейность в размещении рудоносных интрузий гуджирского комплекса и ассоциирующих с ними месторождений на площади Джидинского рудного района обусловлена специфическими особенностями проявления мезозойских магмоконтролирующих тектонических нарушений. Имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет считать, что такие разломы в своем развитии не связаны с древними (каледонскими или протерозойскими) разрывами.

Наложенный характер мезозойских рудоконтролирующих разломов в Джидинском районе подчеркивается тем, что они не наследуют направление и особенно местоположение более древних складчатых и разрывных структур.

Магмо- и рудоконтролирующие разломы, к которым приурочены Айнекская, Джидинская, Чемуртайская и Байбинская рудные зоны, поэтому имеют совершенно самостоятельное значение, хотя более чем вероятно, что их общее направление предопределено северо-западным генеральным планом раннепалеозойских структур Джидинской геосинклинальной зоны. Интересно отметить, что

выделенные выше четыре рудные зоны достаточно хорошо намечаются по материалам аэромагнитной съемки. Это обусловлено тем, что рудоносные граниты внутри Джидинской геосинклинальной зоны отчетливо выделяются в виде отдельных локальных изометрических или мозаичных положительных аномалий на общем варьирующем отрицательном магнитном фоне.

#### Месторождения ходжертуй-шалотского типа

В эту группу рудных образований входят крайне незначительные по своим масштабам молибденовые месторождения и рудопроявления грейзенового и кварцевого типов. Характерным для них является проявление только молибденовой минерализации при полном отсутствии вольфрамового оруденения (месторождения Шалотское, Надеинское, Ходжертуйское и др.). Наиболее крупными месторождениями группы являются Ходжертуйское и Шалотское.

Следует отметить, что месторождения и рудопроявления рассматриваемой группы ранее относились к месторождениям джидинского типа. Однако всестороннее их изучение показывает, что они резко отличаются по многим своим особенностям от последних и должны быть выделены в самостоятельную группу.

Для месторождений ходжертуй-шалотского типа характерны следующие основные генетические особенности.

1. Месторождения и рудопроявления группы являются небольшими по масштабам высокотемпературными гидротермальными образованиями, представленными кварцевыми жилами и прожилками с редкой вкрапленностью молибденита.

Рудные тела сформировались в одну стадию минерализации и имеют простой минеральный состав. Кроме молибденита, из рудных минералов обычно встречается пирит, иногда гематит, а из нерудных — крайне редкие флюорит, турмалин и топаз. Вольфрамовая минерализация для рудопроявлений рассматриваемого типа не характерна.

2. Важной особенностью рудопроявлений и месторождений группы являются интенсивно проявленные процессы грейзенизации вмещающих гранитоидов, выраженные в образовании своеобразных мелкозернистых кварц-мусковитовых грейзенов. Последние образуются в тесной связи с кварцевыми жилами и в особенности прожилковыми зонами; собственно кварцевые и кварц-мусковитовые грейзены располагаются непосредственно в зальбандах рудных прожилков (рудопроявление Надеино) или в центральных частях прожилковых зон, тогда как в удалении от них появляются кварц-мусковитовые грейзены с обильной вкрапленностью пирита (рудопроявления Хамбинское, Ходжертуйское и др.). Размеры зон грейзенизированных пород, в особенности сопровождающих тонкие кварцевые прожилки, во много раз превышают общую мощность последних.

3. Рудные тела, залегающие среди сиенитов и мелкозернистых аляскитов, приурочены к плохо развитым незначительным по размерам сколовым (?) трещинам, образующим в большинстве случаев узкие, иногда параллельные зоны, вытянутые по простиранию не более чем на 150—200 м.

**О связи месторождений с интрузиями.** Рассматриваемые молибденовые рудопроявления расположены на значительном расстоянии друг от друга; однако они всегда встречаются в тесной пространственной ассоциации с поразительно сходными породами, образующими единый ряд от лейкократовых кварцевых сиенитов до аляскитов и аляскитовых гранит-порфиров. Макроскопически эти породы характеризуются своей специфической красновато-розовой окраской, которая хорошо выдерживается во всех массивах, а также своим среднезернистым и мелкозернистым строением, даже в случае появления порфировых разностей.

Эти интрузии в ряде случаев в пространстве тесно ассоциируют с сиенитами и щелочными гранитами куналейского интрузивного комплекса, с которыми имеют четкие эруптивные контакты. Прорывание сиенитов и щелочных гранитов небольшими телами розовых аляскитов устанавливается в ряде районов Западного Забайкалья, в том числе в хр. Цаган-Дабан (падь Куйтунка), на северных отрогах Тамирской гривы, в бассейне р. Малого Куналея, в среднем течении р. Джида. Такая пространственная ассоциация щелочных пород с интрузиями аляскитовых гранитов позволяет рассматривать последние как более поздние, дополнительные фазы щелочных интрузий куналейского комплекса.

Молибденовые месторождения и рудопроявления в пространстве тесно ассоциируют с аляскитовыми гранитами и сиенитами данного комплекса. Большею частью рудные образования залегают непосредственно в этих породах или в недалеком их экзоконтакте (Шалоты). Пространственная связь рудопроявлений с выдержанными по составу, строению и внешнему облику интрузиями является настолько закономерной, что может служить надежным критерием при отнесении молибденовых рудопроявлений к ходжертуй-шалотскому типу. Кроме тесной пространственной связи этих образований ряд признаков свидетельствует об их генетических взаимоотношениях.

Так, данные спектральных анализов неизмененных мелкозернистых аляскитовых гранитов указывают на постоянное присутствие в них молибдена. Это, в частности, устанавливается для гранитоидов Шалотского месторождения, где содержание этого элемента достигает 0,005%; в тех же количествах молибден присутствует в мелкозернистых аляскитовых гранитах Подлопаткинского и Надеинского массивов. В искусственных шлихах из мелкозернистых аляскитовых гранитов устанавливаются молибденит, арсенипирит, галенит, магнетит, циркон, сфен и флюорит. Молибденит обычно встречается в виде единичных знаков, реже — долей

процента (от всего состава шлиха). Следует особо подчеркнуть, что в шлихах протолочных проб отсутствуют вольфрамит и шеелит.

В аляскитах Хамбинского месторождения мелкие чешуйки молибденита совместно с пиритом наблюдаются на стенках миароловых пустот, при этом характерно, что миароловые пустоты присутствуют в неизмененных породах. Последнее обстоятельство позволяет предполагать, что появление рудных минералов в миароловых пустотках не связано с наложенными процессами, а обусловлено их кристаллизацией непосредственно из магматического расплава.

Эти данные в совокупности позволяют прийти к заключению о том, что месторождения ходжертуй-шалотского типа связаны не только пространственно с аляскитовыми гранитами и сиенитами, а имеют с ними, по-видимому, более глубокую генетическую связь.

**О возрасте месторождений.** Возраст месторождений рассматриваемой группы устанавливается по взаимоотношениям с окружающими породами материнских интрузий аляскитовых гранитов, которые в районе хр. Цабан-Дабана, на южных отрогах Малого Хамар-Дабана, в Хамбинском хребте и Тамирской гриве прорывают эффузивно-осадочные толщи, датируемые нижним триасом. Галька розовых мелкозернистых аляскитов, иногда с характерным дымчатым кварцем встречается в отложениях гусиноозерской серии, что устанавливается в Иволгинской, Тугнуйской, Гусиноозерской и других депрессиях.

Данные абсолютного возраста соответствуют наблюдаемым геологическим взаимоотношениям. Так, абсолютный возраст кварцмусковитовых околожильных грейзенов Шалотского и Надеинского месторождений по результатам калий-аргонового метода, составляет соответственно 220 и 228 млн. лет\*. Эти цифры, непосредственно фиксирующие время проявления оруденения, соответствуют нижнему триасу. По данным П. И. Налетова [1962], аляскитовые граниты, относимые нами к ходжертуй-шалотскому подкомплексу, имеют возраст 210 млн. лет (аляскиты г. Большой Кумын), а гранит-порфиры района Шалотского месторождения — 248 млн. лет.

Исходя из этих данных можно сделать вывод, что молибденовые месторождения ходжертуй-шалотского типа, генетически связанные с аляскитовыми гранитами и сиенитами одноименного интрузивного подкомплекса, сформировались в раннем мезозое, в интервале времени между нижним триасом и средней юрой. Такой возраст рассматриваемых месторождений устанавливается по геологическим наблюдениям и данным абсолютного возраста, полученным калий-аргоновым методом.

---

\* Анализы выполнены в Отделе геохронологии и изотопной геологии ВСЕГЕИ под руководством Н. И. Полевой.

### Особенности пространственного размещения месторождений.

Щелочные интрузии куналейского комплекса и их поздние фазы, представленные аляскитами, сопровождаемыми молибденовой минерализацией, локализуются только в пределах каледонской складчатой области. Они группируются в вытянутый в северо-восточном направлении пояс, отчетливо окаймляющий с северо-запада герцинскую складчатую область [Арсеньев, 1946, 1951]. Щелочные интрузии и аляскиты в своем размещении тесно связаны с вулканогенными наложенными прогибами, почти всегда проявляясь в районах развития раннемезозойских эффузивов. Такая связь наблюдается в Тамирской гриве, хр. Цаган-Дабан, Хамбинском хребте и менее отчетливо на южных отрогах Малого Хамар-Дабана. В региональном плане рассматриваемые интрузии тяготеют к бортовым частям наложенных мезозойских депрессий (впадин), выполненных угленосными отложениями гусиноозерской серии (рис. 15). В ряде случаев интрузии образуют в бортах депрессии, вытянутые в северо-восточном направлении зоны. В отличие от интрузий гуджирского комплекса рудоносные аляскиты не приурочены к выдержанным магмоконтролирующим разломам, а локализуются в небольших тектонических нарушениях, нередко имеющих различное простирание. Так, например, в Тунгуйской зоне развития щелочных интрузий и аляскитов последние контролируются северо-западными, широтными и северо-восточными разрывами при общем северо-восточном простирании зоны, согласной с положением Тунгуйской и Кижингинской наложенных впадин.

В настоящее время на территории каледонской складчатой области выделяются четыре рудные зоны, в пределах которых локализуются интрузии куналейского комплекса и их дополнительные фазы, сопровождаемые молибденовыми месторождениями ходжертуй-шалотского типа.

Наиболее крупной из таких зон является *Усть-Хилокская*, которая в пространстве занимает южные отроги Цаган-Дабана и прослеживается в северо-восточном направлении из южных районов оз. Гусиного к устью р. Хилка и далее к Шалотскому месторождению и в верховья р. Куйтунки. Зона приурочена к северному борту Тунгуйской депрессии и прослеживается более чем на 100 км при ширине от 15 до 35 км; в ее пределах развиты крупные массивы щелочных гранитов и сиенитов куналейского комплекса, молибденовые месторождения Надеино, Шалоты и ряд мелких рудопроявлений.

Вторая зона располагается в пределах Тамирской и Кударинской грив и в северной своей части приурочена к южному борту Хилокской депрессии. Она носит название *Тамирской*.

В общих чертах эта зона совпадает с Тамирским вулканогенным прогибом и в связи с этим имеет неправильные очертания. Зона протягивается в северо-восточном направлении вдоль Хилокской

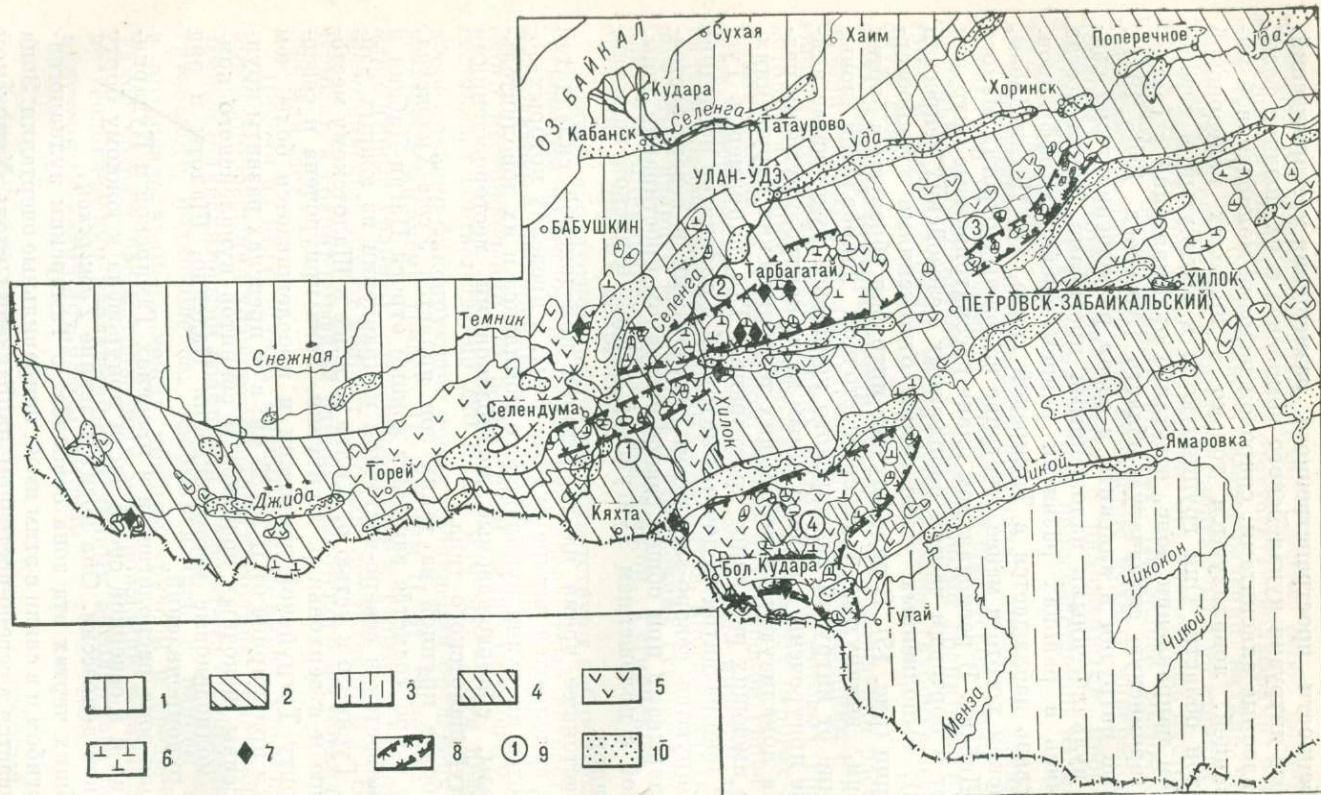


Рис. 15. Схема размещения эндогенных рудопроявлений, связанных с интрузиями куналейского комплекса.

1 — байкальская складчатая область; 2 — каледонская складчатая область; 3 — герцинская складчатая область; 4 — Малханское краевое поднятие; 5 — позднепалеозойские и раннемезозойские эффузивы; 6 — интрузии куналейского комплекса; 7 — молибденовые рудопроявления; 8 — зоны развития эндогенных месторождений в связи с интрузиями куналейского комплекса; 9 — номера зон (1 — Селенгинская, 2 — Усть-Хилокская, 3 — Ключевская, 4 — Тамирская); 10 — угленосные отложения гусиноозерской серии ( $J_2 - C_{г1}$ ).

депрессии от г. Кяхта на юго-западе до р. Малеты на северо-востоке. Общая длина зоны около 150 км; ширина зоны колеблется от 100 км в центральной части до 15—20 км на ее северо-восточном фланге. В ее пределах развиты многочисленные интрузии куналейского комплекса и аляскитовые граниты ходжертуй-шалотского подкомплекса, а также некоторые молибденовые месторождения (Ивановское, Гаджертуйское и др.), возрастное положение которых и ассоциация их с интрузиями в настоящее время недостаточно ясны. Не исключено, что эти месторождения могут быть связаны с интрузиями аляскитовых гранитов, хотя они и располагаются в удалении от них и по своим генетическим особенностям несколько отличаются от месторождений ходжертуй-шалотского типа.

Следующая, *Селенгинская* зона имеет значительно меньшие размеры и расположена южнее и параллельно Усть-Хилокской зоне; она прослеживается по интрузиям куналейского комплекса, которые образуют узкую цепочку, вытянутую в северо-восточном направлении и предполагающуюся южнее пос. Селендума. Длина зоны 75 км, ширина не превышает 10 км. В структурном отношении зона приурочена к разрывам, являющимся продолжением тектонических нарушений, обрамляющих с севера Заганское поднятие.

В пределах зоны не известны молибденовые рудопроявления.

Четвертая зона располагается в северо-западном борту Кижингинской депрессии. Эта зона носит название *Ключевской*. Она фиксируется интрузиями куналейского комплекса и прослеживается вдоль северного края Кижингинской депрессии примерно на 100 км, имея ширину порядка 6—8 км. В пределах зоны молибденовые рудопроявления ходжертуй-шалотского типа не известны.

Необходимо отметить, что кратко охарактеризованные выше зоны выделены в достаточной степени условно. Это связано с тем, что в настоящее время еще окончательно не выявлены факторы, контролирующие размещение интрузий куналейского комплекса и его дополнительных фаз. Практически границы зон установлены только путем оконтуривания площадей развития интрузий куналейского комплекса без необходимого учета конкретных геологических структур, определяющих размещение этих интрузий и связанных с ними месторождений. Поэтому в некоторых случаях возможны ошибки в определении положения тех или иных зон и их границ.

#### Месторождения витимского типа

Месторождения этого типа располагаются за пределами рассматриваемой территории Западного Забайкалья. Несмотря на то, что они удалены на значительные расстояния от районов, металлогеническая характеристика которых приводится в настоящей

работе, мы сочли необходимым остановиться на их краткой характеристике, так как эти месторождения расположены на северо-восточном продолжении геологических структур, составляющих единое целое со структурами Западного Забайкалья. Это обстоятельство позволяет надеяться, что подобного типа месторождения могут быть открыты и на рассматриваемой территории, что, естественно, придает особый интерес их изучению.

Для наиболее хорошо изученного месторождения витимского типа характерны следующие генетические особенности.

1. Месторождение принадлежит к перспективному типу молибденовых месторождений, относящихся к так называемой кварцево-молибденито-серицитовой формации (по Н. А. Хрущову). Оно сформировалось в шесть самостоятельных стадий минерализации, причем только руды одной из них — третьей стадии, представленной кварцевыми прожилками с мелкочешуйчатым молибденитом имеют промышленное значение.

Характерной особенностью месторождения является более раннее проявление вольфрамовой минерализации (вторая стадия) по отношению к основной стадии проявления молибденового оруденения, накладывающегося на убогие вольфрамовые руды. По сравнению с месторождениями кварцево-молибденито-серицитовой формации Восточного Забайкалья (Бугдая, Амуджикан, Сиригичи и др.) на этом месторождении не проявилась полиметаллическая стадия минерализации, место которой в общем ходе рудного процесса занято стадией безрудных кварцевых прожилков (четвертая стадия), накладывающихся на кварцево-молибденитовые руды третьей стадии.

2. Для месторождения характерна определенная горизонтальная зональность, обусловленная локализацией более высокотемпературных и более ранних кварцевых прожилков с флюоритом, вольфрамитом и крупночешуйчатым молибденитом в пределах штока рудоносных гранит-порфиров и его недалеком экзоконтакте, а кварцево-молибденитовых прожилков, последующей, третьей стадий минерализации — в далеком экзоконтакте на расстоянии до 1,5 км от материнской интрузии.

3. Процесс образования кварц-вольфрамитовых прожилков и жил второй стадии (с флюоритом, молибденитом, висмутином) сопровождается интенсивной грейзенизацией вмещающих пород, тогда как формирование более поздних кварц-молибденитовых прожилков неразрывно связано с серицитизацией вмещающих гранитов. Последний процесс протекает одновременно с явлениями окварцевания, пиритизации и хлоритизации боковых пород.

Месторождения группы генетически связаны с трещинными интрузиями гранит-порфиров, в локализации которых особую роль играют разрывные нарушения. Рудоносные гранит-порфиры обычно приурочены к пересечению разломов северо-восточного и меридионального простираний.

Возраст месторождений витимского типа условно принимается мезозойским на основании определений абсолютного возраста рудоносных гранитов. Во всяком случае, оруденение связано с самыми молодыми гранитоидами из числа известных в районе месторождений.

Месторождения рассматриваемого типа размещаются среди раннепалеозойских сооружений каледонской складчатой области, интенсивно активизированных в мезозое. Их геологические особенности размещения за исключением связи с мезозойскими трещинными рудоносными интрузиями и крупными зонами тектонических нарушений, в которых локализуются черные, остаются до настоящего времени не выявленными.

**Краткая сравнительная характеристика мезозойских редкометалльных месторождений, проявившихся в активизированных каледонских структурах**

Из изложенного выше следует, что среди редкометалльных месторождений, локализующихся в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья, выделяются три группы мезозойских месторождений, отличающиеся между собой по генетическим типам, связи с интрузиями и особенностям локализации. Каждая группа названа по наименованию наиболее для нее типичного месторождения, являющегося как бы эталоном рудных образований, в котором наиболее сконцентрированно проявились все отличительные особенности месторождения данной группы. Особенности выделенных типов редкометалльных месторождений отражены в табл. 4.

Из анализа наиболее характерных признаков месторождений каждой группы следует, что они представляют собой совершенно самостоятельные и отличные друг от друга типы эндогенных рудных образований.

Сравнение месторождений джидинского и витимского типов показывает, что это не похожие по своим генетическим особенностям месторождения, в которых молибденовые и вольфрамовые минерализации проявляются с различной интенсивностью и в разные стадии минерализации. Обоим месторождениям свойственна горизонтальная зональность, однако ее характер существенно разный в каждом типе месторождений.

Характерной особенностью месторождений витимского и джидинского типов является их образование в несколько стадий минерализации в широком диапазоне температур — от высокотемпературных руд грейзенового типа до жил халцедоновидного кварца и карбонатов.

Месторождения этих двух типов связаны генетически с трещинными интрузиями гранит-порфиров, для которых устанавливается мезозойский возраст. Интрузии сходны по своему составу, однако

Отличительные признаки мезозойских редкометальных месторождений, проявившихся в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья

Тип месторождения	Связь с интрузивными породами	Особенности формирования, минеральный состав	Околорудные изменения	Зональность
Джидинский	<p>Генетическая связь с трещинными приповерхностными интрузиями гранит-порфиров, реже лейкократовых гранитов гуджирского интрузивного комплекса. Характерен альбитовый состав плагноклазов.</p>	<p>Гидротермальные месторождения, сформированные в несколько стадий минерализации. Основная масса молибденита связана с ранними высокотемпературными кварцевыми прожилками с флюоритом. Характерно более раннее проявление молибденовой минерализации по отношению к вольфрамовому оруденению и большая интенсивность последнего.</p> <p>Сложный минеральный состав. Наложение сульфидной стадии (галенит, сфалерит, блеклые руды и др.) на кварц-вольфрамитовую. Проявление поздних халцедоновой с вольфрамитом и карбонатной стадий</p>	<p>С разными стадиями различные. Для молибденового оруденения — грейзенизация; для вольфрамового — серицитизация, окварцевание</p>	<p>Горизонтальная зональность, обусловленная локализацией молибденового оруденения в контуре материнских интрузий, а вольфрамового — в далеком экзоконтакте (до 800—1000 м от рудоносных гранитов)</p>

Тип месторождения	Связь с интрузивными породами	Особенности формирования, минеральный состав	Околорудные изменения	Зональность
Витимский	<p>Генетическая связь с трещинными интрузиями гранит-порфиров ырокского интрузивного комплекса. Характерен олигоклазовый состав плагноклазов; несколько повышенное по сравнению с месторождением джидинского типа содержание биотита</p>	<p>Гидротермальные месторождения, сформированные в несколько стадий минерализации. Образование основной массы молибденовых руд после стадии образования кварц-вольфрамитовых жил (с висмутином). Интенсивное проявление молибденовой минерализации при резко подчиненном значении вольфрамового оруденения.</p> <p>Наличие завершающих флюоритовой и карбонатной стадий. Характерно полосчатое строение рудных жил и прожилков, обусловленное линейным расположением в кварце мелкошуйчатого и дисперсного молибденита</p>	<p>С разными стадиями — различные. Для ранней вольфрамовой — грейзенизация; для более поздней молибденовой — серицитизация, реже окварцевание и хлоритизация</p>	<p>Горизонтальная зональность, обратная характерной для предыдущего типа. Локализация молибденовых руд в далеком экзоконтакте, при размещении более ранних кварц-вольфрамитовых жил (с розетковидным молибденитом) вблизи и в пределах рудоносных интрузий</p>
Холжертуй-шалотский	<p>Генетическая связь с большими массивами розовых аляскитов, аляскитовых гранит-порфиров и реже лейкократовых сиенитов и кварцевых сиенит-порфиров</p>	<p>Высокотемпературные кварцевые жилы и мусковитовые грейзены с редкой вкрапленностью молибденита и пирита. Формирование рудных тел в одну стадию минерализации</p>	<p>Грейзенизация. Образование своеобразных плотных, кварц-мусковитовых пород с пиритом (грейзенов)</p>	

Тип месторождений	Возраст месторождений (его обоснование)	Особенности локализации месторождений в пространстве: 1 — региональные, 2 — локальные	Примеры месторождений
Джидицкий	Раннемезозойский (верхнетриасовый — нижнеюрский). Абсолютный возраст некоторых интрузий 172, 180, 210 млн. лет. Верхняя возрастная граница — средняя юра — устанавливается по нахождению галек рудоносных гранитпорфиров в базальных конгломератах гусинозерской серии ( $J_2 - Cr_1$ )	1. Известны в каледонской складчатой области. 2. Главным образом, северо-западные разломы, наложенные на «жесткое» каледонское основание	Джидицкое, Бам-Горхонское, Булуктайское, Чемуртайское и др.
Витимский	Мезозойский. Данные абсолютного возраста рудоносных гранитов: 165, 168 и 178 млн. лет	1. В настоящее время известны только на севере каледонской складчатой области. 2. Зоны молодых разломов, наложенных на каледонские стабилизированные структуры	Нырокское
Ходжергуй-шалотский	Посленижнетриасовый, но до-среднеюрский. Нижняя граница определяется прорыванием рудоносными гранитами вулканогенных толщ нижнетриасового возраста. Верхняя граница — гальки рудоносных гранитов в конгломератах гусинозерской серии ( $J_2 - Cr_1$ ). Абсолютный возраст 220 и 228 млн. лет	1. Встречаются только в каледонской складчатой области 2. Четкая приуроченность к региональным разломам не устанавливается. Отмечается локализация в бортовых частях мезозойских наложенных депрессий	Шалотское, Недеинское, Ходжергуйское и др.

намечаются и некоторые отличия в характере рудоносных пород. Например, в витимских гранит-порфирах плагиоклазы представлены олигоклазом, тогда как в джидинских гранит-порфирах — альбитом.

В аляскитах ходжертуй-шалотского подкомплекса отмечается повышенное устойчивое содержание щелочей, почти всегда превышающее 8%, в то время как для других мезозойских рудоносных интрузий эта цифра претерпевает значительные колебания.

В настоящее время нельзя считать, что отличия рудоносных интрузий изучены с достаточной полнотой; наоборот, они только намечаются и их выявление является задачей специальных петрографических исследований ближайших лет.

Особое место занимают молибденовые месторождения ходжертуй-шалотского типа, которые по особенностям минерализации резко отличаются от месторождений других типов. Характерно, что эти месторождения связаны с аляскитовыми гранитами и сиенитами, которые представляют поздние фазы щелочных интрузий, образующих в пределах каледонских структур крупный пояс, окаймляющий с севера герцинскую складчатую область.

Месторождения ходжертуй-шалотского типа в отличие от месторождений первых двух групп представлены крайне незначительными по масштабам рудными образованиями, которые формируются в одну высокотемпературную стадию минерализации, когда возникают обычно маломощные кварцевые жилы с молибденитом, сопровождаемые широкими зонами интенсивно грейзенизированных пород. Примечательно, что грейзены имеют своеобразный облик: они представлены крайне плотными и мелкозернистыми кварц-мусковитовыми породами, в ряде случаев содержащими обильную мелкую вкрапленность пирита.

Для месторождений всех типов характерно отсутствие признаков оловянной минерализации при постоянном проявлении молибденового оруденения, интенсивность которого различна в месторождениях разных типов.

Общей особенностью всех месторождений является их генетическая связь с трещинными интрузиями гранитоидов небольших глубин. Для рудоносных интрузий, с которыми ассоциируют месторождения джидинского и витимского типов, доказывается их четкая приуроченность к крупным разломам, которые «накладываются» на жесткие, уже полностью стабилизированные в мезозое каледонские структуры. Для аляскитовых гранитоидов, сопровождаемых молибденовыми месторождениями ходжертуй-шалотского типа, такая связь менее очевидна, хотя для них также несомненна в ряде случаев пространственная приуроченность к зонам крупных разрывов, окаймляющих наложенные депрессии.

Рассматриваемые группы месторождений имеют мезозойский возраст, однако они, по-видимому, не являются строго разновозрастными. Месторождения ходжертуй-шалотского типа, очевидно,

возникают раньше месторождений джидинского типа, о чем свидетельствуют не только цифры абсолютного возраста, но и взаимоотношения гуджирских гранитов с породами куналейского комплекса. Устанавливается, что гранит-порфиры гуджирского типа в ряде районов прорывают сиениты и щелочные граниты. Возрастное соотношение месторождений витимского типа с месторождениями других групп не установлено.

Отмечавшиеся при характеристике каждого типа месторождений особенности имеют определенные значения для направления поисковых и разведочных работ. В частности, можно указать на значение явлений горизонтальной зональности для постановки поисков на месторождения джидинского и витимского типов или значение отличительных признаков, характеризующих месторождения ходжертуй-шалотского типа, по совокупности которых эти непромышленные месторождения можно отличать от рудных образований других типов.

Общей особенностью рассматриваемых редкометалльных месторождений является их проявление в мезозойское время среди консолидированных каледонских сооружений в условиях интенсивной активизации последних, выражающейся в первую очередь в образовании многочисленных тектонических нарушений, служивших магмоподводящими и рудоконтролирующими структурами. Геологические особенности последних: глубина заложения, время наиболее активной жизни, соотношение с древними нарушениями и складчатыми структурами и т. д. — практически не изучены, хотя познание этих вопросов неразрывно связано с оценкой общих перспектив металлоносности района.

## **Позднемезозойские эпитермальные месторождения**

В рассматриваемую группу входят флюоритовые месторождения, а также рудопроявления золота, сурьмы, ртути и вольфрама, связанные с жилами халцедоновидного кварца. Эти рудные образования возникают в позднем мезозое, и их формирование, неразрывно связанное с развитием наложенных угленосных впадин и обрамляющих эти структуры разрывов, как бы венчает второй завершающий период мезозойской активизации древних складчатых областей Забайкалья. Характерно, что только этому периоду свойственно проявление гидротермальных месторождений эпитермального типа, среди которых месторождения плавикового шпата развиты наиболее широко, тогда как прочие рудные образования единичны и незначительны по масштабам.

### **Месторождения флюорита**

Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья были детально охарактеризованы нами ранее [Щеглов, 1959а, 1961]. Они принадлежат к кварц-флюоритовому типу и имеют простой минеральный состав:

Таблица распространения минералов

Резко преобладающие	Кварц
В большом количестве	Флюорит
В заметном количестве	Гематит, каолинит, кальцит
В малом количестве	Апатит, пирит, галенит, халькопирит сфалерит (?), барит
Редкие	Накрит

Наиболее широко распространенным минералом флюоритовых месторождений Западного Забайкалья является кварц. Он представлен несколькими разновидностями: гребенчатым, крупнозернистым, мелкозернистым и халцедоновидным кварцами. Последний преобладает в большинстве месторождений, и с ним обычно ассоциирует плавиковый шпат. Флюорит является вторым по степени распространения минералом. В отдельных рудных телах он преобладает над кварцем, слагая крупные мономинеральные блоки. Флюорит имеет различную окраску: от черно-фиолетовой и темно-зеленой до розовой и почти бесцветной. На Титовском месторождении кроме гипогенного флюорита встречен гипергенный, образующий мелкие кристаллы кубической формы и серовато-белого цвета на лимонитизированных плоскостях трещин вмещающих пород. В некоторых месторождениях в заметных количествах присутствует гематит, встречающийся в кварце в виде мелких одиночных чешуек размером, не превышающим обычно 2—3 мм. Каолинит образует во флюоритоносном кварце небольшие обособления плотной, тонкочешуйчатой массы. Он встречается во многих месторождениях, будучи тесно связанным с халцедоновидным кварцем. Кальцит присутствует в небольших количествах во многих месторождениях; обычно этот минерал образует неправильные обособления лучистых кристаллов (месторождения Первомайское, Ара-Таширское и др.). В виде единичных находок и только в отдельных месторождениях встречены барит, апатит, пирит, халькопирит и сфалерит (?). В одном месторождении (Ново-Павловское) в халцедоновидном кварце обнаружены мелкие тонкочешуйчатые обособления каолиноподобного минерала с характерным перламутровым блеском. Детальные электронографические исследования Б. Б. Звягина (ВСЕГЕИ) позволили расшифровать

внутреннюю структуру этого каолиноподобного минерала и установить, что он является редким накритом. Это первая находка накрита в СССР\*.

Важной и характерной особенностью формирования месторождений является их образование в несколько стадий минерализации. Почти на всех известных месторождениях отчетливо наблюдаются пересечения разновозрастных кварц-флюоритовых прожилков, а также брекчиевые и полосчатые текстуры, свидетельствующие о сложном характере развития рудного процесса.

Обращает на себя внимание факт проявления флюоритового оруденения главным образом в одну, реже в две стадии минерализации, тогда как кварцевые стадии (почти без флюорита) проявляются многократно. Как правило, формированием безрудных кварцевых прожилков начинается и заканчивается рудный процесс. В то же время известны месторождения, образование которых происходит в одну стадию минерализации, в пределах которой можно выделить несколько подстадий.

Наиболее отчетливо стадии минерализации проявились на Хурайском, Харасунском и Первомайском месторождениях, где их выделение подтверждается четкими пересечениями разновозрастных прожилков различного минерального состава.

Во флюоритоносном кварце некоторых стадий часто наблюдаются реликты колломорфного строения, которые сохраняются даже в гребенчатом кварце, возникающем в результате перекристаллизации халцедоновидного кварца.

Для флюоритовых месторождений характерны полосчатые, брекчиевые и, как разновидность последних, кокардовые текстуры руд. Образование таких текстур прежде всего обусловлено тем, что месторождения формируются в несколько стадий минерализации, разделенных тектоническими подвижками. Поэтому в одних случаях руды более поздних стадий локализуются в полостях, раскрывающихся параллельно зальбандам рудных тел, и тогда возникают полосчатые текстуры, в других — подновление рудовмещающих трещин происходит в результате интенсивного дробления всей массы ранее отложенных руд, и тогда возникают брекчиевые текстуры, в которых обломки руд первых стадий сцементированы минеральными агрегатами последующих стадий минерализации.

Кроме того, брекчиевые и кокардовые текстуры характерны для многих месторождений, сформировавшихся в одну стадию минерализации, что, по-видимому, связано с особенностями образования рудовмещающих разломов в условиях незначительного внешнего

---

\* Подробная характеристика этого минерала приведена в статье Б. Б. Звягина и А. Д. Щеглова «Накрит из флюоритового месторождения Западного Забайкалья и его структурные особенности по данным электронографии». Докл. АН СССР, т. 142, № 1, 1962.

давления, когда при раскрытии полостей возникают многочисленные обломки вмещающих пород. Образование полосчатых текстур также не всегда связано с повторным раскрытием трещин.

Флюоритовые месторождения залегают в различных породах: гранито-гнейсах и кристаллических сланцах, мраморизованных известняках, гранитах и сиенитах, кислых и основных эффузивах, конгломератах и песчаниках. Все эти породы на контакте с кварц-флюоритовыми жилами претерпевают изменения, выраженные главным образом в их окварцевании, оплакивании и каолинизации. Масштабы окolorудных изменений различны в разных по составу породах. Наиболее сильно изменены разнообразные по строению и составу граниты и сиениты, в которых иногда зоны измененных пород достигают 50 м мощности (Чикойское месторождение; по материалам Е. А. Рагудиной). Обычно зоны каолинизированных пород не превышают мощности 1—3 м. Процессы окварцевания, оплакивания и каолинизации, как правило, сопровождают друг друга. Однако в некоторых месторождениях наблюдается или только один из отмеченных процессов, или один из трех развит наиболее широко.

Важно отметить, что карбонатные породы, представленные мраморизованными известняками, при их пересечении кварц-флюоритовыми жилами изменяются крайне незначительно (месторождения Дархинтуйское, Бурун-Ула, Эхирик).

В большинстве случаев контакт между известняками и флюоритовой жилой резкий; в некоторых месторождениях во флюоритовых рудах наблюдаются угловатые обломки плотных мелкозернистых мраморизованных известняков (месторождение Бурун-Ула).

Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья образовались, по-видимому, из кислых гидротермальных растворов. Об этом свидетельствует минеральный состав месторождений (главным образом кварц и флюорит), а также окolorудные изменения, выраженные в окварцевании и каолинизации вмещающих пород. Присутствие гипогенного каолинита в кварц-флюоритовых рудах также указывает на слабо кислую или кислую реакцию растворов, так как образование каолинита при низких температурах происходит только в такой среде [Грушкин, 1958].

Флюоритоносные гидротермальные растворы в процессе образования руд, по-видимому, меняли свое состояние, переходя из истинных растворов в коллоидные. Своеобразные кокардовые текстуры, широко развитые на месторождениях, являются в значительной степени отражением таких сложных процессов изменения состояния рудоносных гидротерм. Так, ранний гребенчатый кварц, нарастающий на стенки трещин и угловатые обломки пород, по-видимому, кристаллизовался из истинных растворов, а более поздние наружные зоны кокард и центральные части жил, сложенные халцедоновидным кварцем с флюоритом, — из гидротерм, находившихся в коллоидном состоянии. На коллоидный характер

растворов, из которых образовался халцедоновидный кварц с флюоритом, указывают реликты колломорфных структур, отчетливо наблюдаемые в таком кварце. Кроме того, в некоторых месторождениях встречается почковидный, натечный кварц с трещинами усыхания, по-видимому, образующимися при старении кремнистых гелей (?) (рис. 16). Характерный почковидный облик

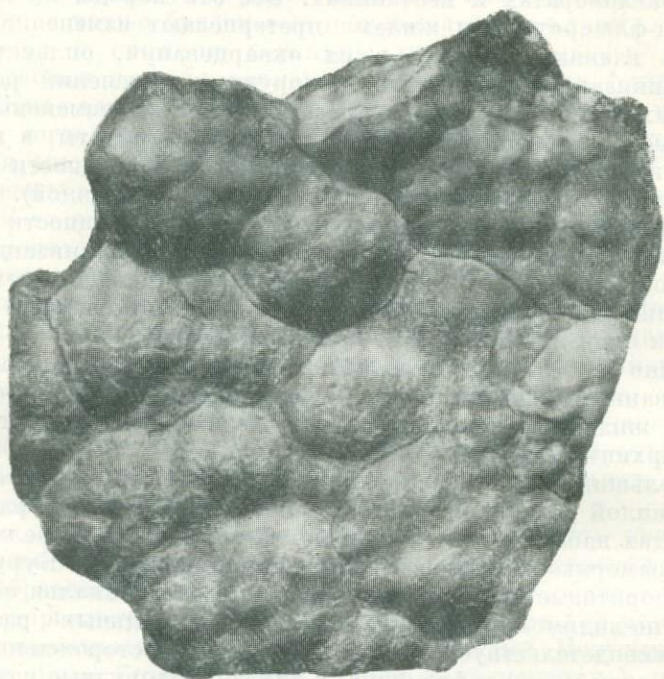


Рис. 16. Почковидный натечный кварц с трещинами усыхания, по-видимому, образующимися при старении кремнистых гелей. Месторождение Бурун-Ула. Штуф. Натуральная величина.

халцедоновидного кварца с флюоритом, свидетельствующий о его образовании из коллоидных растворов, устанавливается также в шлифах. На рис. 17 отчетливо видно строение халцедоновидного кварца, образующего своеобразные почки натечной формы.

Последовательность образования гребенчатого кварца и халцедоновидного кварца с колломорфными структурами свидетельствует о том, что гидротермальные рудные растворы перешли в коллоидное состояние после выполнения ими рудных полостей в процессе рудообразования.

Для флюоритовых месторождений наиболее характерна локализация в трещинах скола, оперяющих крупные разломы, или

реже — в пределах самих зон разломов. В некоторых случаях рудные тела приурочены к контактам различных пород. Для рудных тел наиболее характерны кварцевые жилы, нередко прослеживающиеся на значительные расстояния. Линзообразные тела встречаются реже. В случае приуроченности рудных тел к контактам различных пород возникают минерализованные зоны брекчий.

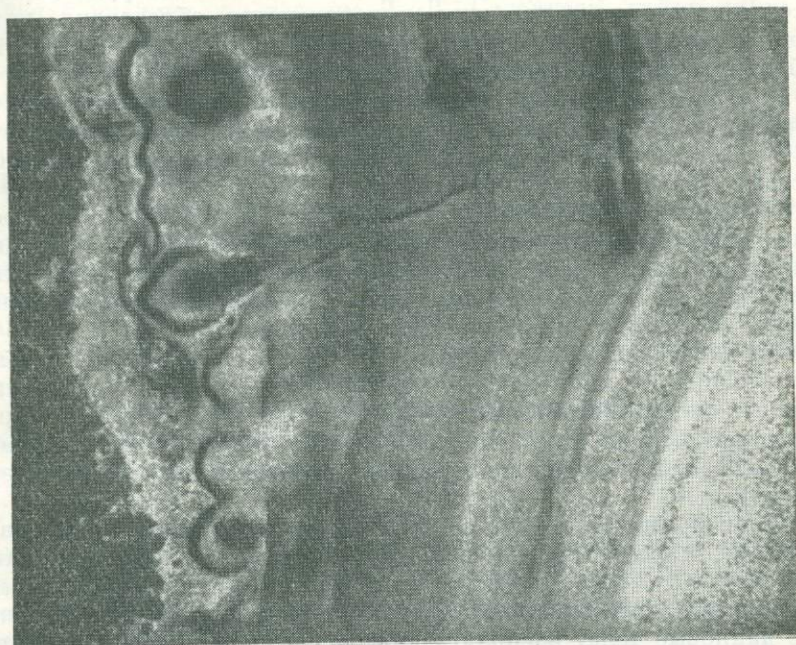


Рис. 17. Почковидный характер колломорфного халцедоновидного кварца. Черное — флюорит. Видны следы течения кварц-флюоритового геля (?). Прозрачный шлиф. Снято при скрещенных николях. Увеличение 10.

Последние обычно не наблюдаются, когда рудные тела локализируются на контакте даек с вмещающими гранитоидами.

Для многих кварц-флюоритовых жил обычно резкое уменьшение мощности, вплоть до «мгновенного» выклинивания, а также быстрое и частое разветвление, что иногда приводит к образованию жил типа «конского хвоста» (месторождение Харасун, Ново-Никольское).

Важной и характерной особенностью формирования месторождений является их образование в несколько стадий минерализации. Почти на всех известных месторождениях отчетливо наблюдаются пересечения разновозрастных кварц-флюоритовых

прожилков, а также брекчиевые и полосчатые текстуры, свидетельствующие о сложном характере развития рудного процесса.

Обращает на себя внимание факт проявления флюоритового оруденения главным образом в одну, реже в две стадии минерализации, тогда как кварцевые стадии (почти без флюорита) проявляются многократно. Как правило, формированием безрудных кварцевых прожилков начинается и заканчивается рудный процесс. В то же время известны месторождения, образование которых происходит в одну стадию минерализации, в пределах которой можно выделить несколько подстанций.

Наиболее отчетливо стадии минерализации проявились на Хурайском, Харасунском и Первомайском месторождениях, где их выделение подтверждается четкими пересечениями разновозрастных прожилков различного минерального состава.

**О связи месторождений с интрузивными породами.** Вопросы связи эпитермальных месторождений с магматическими породами относятся к числу наиболее интересных и сложных геологических проблем и имеют важное теоретическое и практическое значение; однако до сих пор они освещены недостаточно.

Изучение эпитермальных флюоритовых месторождений Западного Забайкалья привело нас к выводу о связи этих месторождений с посленижнемеловыми субщелочными интрузиями. При этом в процессе детализации этого вопроса были получены интересные данные, однозначно свидетельствующие о парагенетическом характере такой связи.

Среди посленижнемеловых магматических образований Западного Забайкалья отчетливо выделяются две морфологические группы\*: 1) согласные пластовые тела, залегающие непосредственно среди мезозойских осадочных пород депрессий, и 2) секущие дайковые тела, располагающиеся главным образом в бортовых частях наложенных впадин.

Первые представляют собой дифференцированные полифациальные субвулканические интрузии, сложенные преимущественно основными субщелочными породами (трахидолеритами, лимбуридами, шошонитами, эссекитами, кринанитами, тешенитами, мондонитами, пироксеновыми сиенитами, щелочными сиенитами). Вторые характеризуются многофазностью внедрения и большим петрографическим разнообразием слагающих их пород (от трахидолеритов, эссекситов, мондонитов до сиенито-диоритов, натриевых сиенитов, сиенитов, нордмаркитов, сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров и фельзит-порфиров).

Такие интрузии распространены в Западном Забайкалье, главным образом в пределах каледонской складчатой области и пред-

---

\* Подробное описание посленижнемеловых интрузий, с которыми парагенетически связана флюоритовая минерализация Западного Забайкалья, приведено в работе М. И. Розина [1964].

ставляют собой субплатформенные образования. Их нижняя возрастная граница определяется однозначно на основании прорывания как пластовыми, так и дайковыми телами различных горизонтов гусиноозерской серии ( $J_2 - Cr_1$ ).

Дайки, как правило, прорывают нижние горизонты гусиноозерской серии, однако в благоприятной структурной обстановке они проникают и в нижнемеловые отложения. Например, в Боргойской впадине, по данным Д. Д. Сагалуева, дайки диоритов прорывают отложения сангинской свиты ( $J_3 - Cr_1$ ) гусиноозерской серии. Непосредственно в Гусиноозерской депрессии на ее западном берегу в районе пади Муртой крупная дайка сиенито-диоритов пересекает нижнемеловые отложения, в которых собраны костные остатки верхнемезозойских (нижнемеловых) динозавров [Дмитриев, 1960].

Верхняя возрастная граница рассматриваемых интрузивных образований устанавливается менее определенно. Известно, что эти породы встречаются в гальках третичных (нерасчлененных) отложений (по данным Н. Б. Бардаханова). Пластовые тела крианитов в Боргойской впадине перекрывают чандинской свитой, возраст которой условно датируется С. М. Замараевым как верхнемеловой, возможно, третичный.

Абсолютный возраст посленижнемеловых интрузий по данным калий-аргонового метода колеблется в широких пределах от 155 до 60 млн. лет (анализы выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ Н. И. Полевой). Большая часть цифр свидетельствует о меловом времени формирования интрузий (114, 127, 129 млн. лет). Однако некоторые значения цифр не совпадают с геологическими данными. Так, например, возраст сиенито-диоритов, рвущих меловые отложения на западном берегу оз. Гусиного, соответствует 165 млн. лет (средняя юра).

Флюоритовые месторождения тесно ассоциируют в пространстве с различными по составу дайками, которые объединяются нами в посленижнемеловой дайковый комплекс. В его пределах выделяются три возрастные группы пород [Розин, 1964]: а) габбро-диабазы, эссексит-диабазы, монцониты, диорит-порфиры, сиенито-диориты; б) натриевые сиениты, сиениты, нордмаркиты; в) сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, фельзит-порфиры. Породы разных групп сближены во времени, так как наряду с пересечениями даек разного состава нередко устанавливаются взаимопереходы одних пород в другие. Многие дайки имеют дифференцированное строение.

По времени формирования наиболее близкими к флюоритовым месторождениям являются дайки натриевых сиенитов и сиенит-порфиров, известные на Хурайском, Титовском, Орголикском, Бурун-Ульском и многих других месторождениях. Дайки натриевых сиенитов в устье пади Хурай, южнее одноименного месторождения, а также в верховьях пади Байба, прорывают конгломераты

и песчаники гусиноозерской серии ( $J_2 - C_{T1}$ ) \*, что дает нам право относить аналогичные дайковые образования, залегающие среди более древних пород, в особенности в районе Хурайского месторождения, к посленижнемеловым интрузиям.

К дайкам натриевых сиенитов и сиенит-порфиров наиболее часто на многих месторождениях приурочены кварц-флюоритовые жилы, которые локализуются или в центральных частях даек или вдоль контактов даек с вмещающими породами.

На рис. 18 показаны взаимоотношения даек натриевых сиенитов с кварц-флюоритовыми жилами, которые обычно наблюдаются

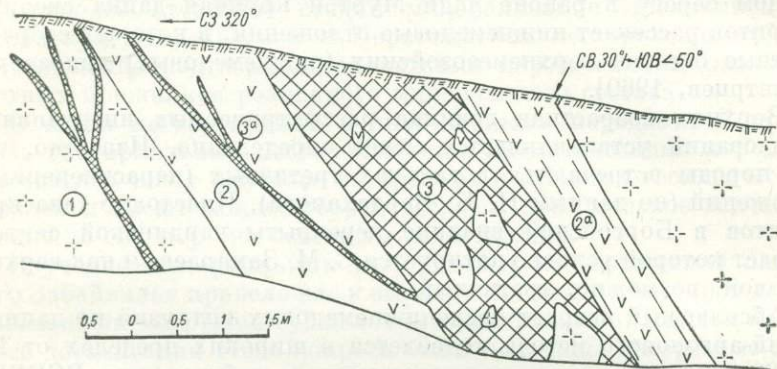


Рис. 18. Взаимоотношение кварц-флюоритовой жилы с дайкой натриевых сиенитов.

1 — граносиениты; 2 — дайка натриевых сиенитов; 2<sup>а</sup> — расланцованные, перемятые натриевые сиениты; 3 — кварц-флюоритовая жила с обломками граносиенитов и натриевых сиенитов (из дайки); 3<sup>а</sup> — прожилки халцедоновидного кварца с редким флюоритом. Зарисовка стенки канавы. Месторождение Бурун-Ула.

в стенках горных выработок. Рудные тела, как правило, бывают приурочены к контакту даек с вмещающими породами, причем по контакту обычно наблюдается зона смятых или брекчированных пород. Наиболее часто жилы приурочены только к одному из контактов даек с вмещающими породами; в то же время известны случаи, когда кварц-флюоритовые жилы располагаются одновременно как висячем, так и лежачем боку даек (рис. 19).

При изучении характера взаимоотношений даек и кварц-флюоритовых тел в плане устанавливается, что абсолютно строгой приуроченности жил плавикового шпата к дайкам не наблюдается. Рудные тела, как правило, только некоторое расстояние сопро-

\* П. М. Хренов (устное сообщение) полагает, что конгломераты в районе пади Хурай древнее угленосных отложений и представляют собой базальные горизонты раннемезозойских основных эффузивов. Наши наблюдения не позволяют согласиться с такой точкой зрения, так как в конгломератах пади Хурай встречена галька основных эффузивов, а также обломки сиенитов и grano-сиенитов, небольшие массивы которых прорывают в этом районе основные эффузивы.

вождают дайки, используя одни и те же зоны нарушений. Жилы весьма часто пересекают дайки, в некоторых случаях резко меняя свое простирание. Дайки так же, как и рудные тела, имеют ветвящуюся форму; они соединяются между собой, часто дают тупые ответвления и обычно, ветвясь на тонкие тела, заканчиваются.

Установление тесной пространственной связи посленижнемеловых даек с эпitherмальными флюоритовыми месторождениями, а также их одинакового возраста еще не позволяет сделать оконча-

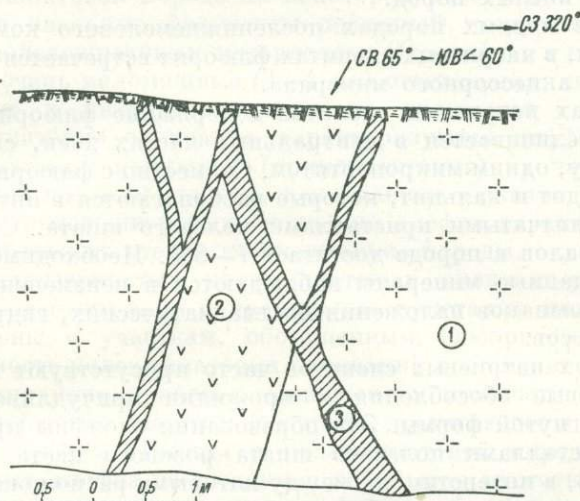


Рис. 19. Взаимоотношение кварц-флюоритовых жил с дайкой натриевых сиенитов:

1 — граносиениты; 2 — дайка натриевых сиенитов;  
3 — кварц-флюоритовые жилы. Зарисовка стенки канавы. Месторождение Бурун-Ула.

тельного вывода о характере связи этих образований между собой. В самом деле, пространственная близость даек и эпitherмальных флюоритовых месторождений может быть обусловлена только сходными (возможно, даже случайными) структурными условиями локализации даек и рудных тел в одних и тех же разрывах, а одинаковый возраст этих образований, устанавливаемый в настоящее время, — неполнотой наших знаний о нижних и особенно верхних возрастных границах рассматриваемых дайковых образований и флюоритовых месторождений. Поэтому для доказательства связи флюоритовой минерализации с посленижнемеловыми интрузиями необходимы дополнительные данные. Детальное изучение даек в районах флюоритовых месторождений показало, что посленижнемеловые магматические породы характеризуются рядом своеобразных особенностей, позволяющих говорить об их флюоритонности

и парагенетическом характере связи с эпитеpmальными флюоритовыми месторождениями.

Прежде всего следует отметить, что для посленижнемеловых интрузивных пород характерно повышенное содержание фтора. Даже в основных субщелочных породах (шошонитах, кринанитах, монцонитах и др.) химическими анализами устанавливаются высокие содержания фтора, достигающие 0,1—0,3%. Это значительно выше кларковых содержаний и даже среднего содержания фтора для кислых пород.

В более кислых породах посленижнемелового комплекса и, в частности, в натриевых сиенитах флюорит встречается постоянно в качестве акцессорного минерала.

В дайках натриевых сиенитов содержание флюорита обычно заметно увеличивается в центральных частях даек, сложенных, по существу, одним микропертитом. Совместно с флюоритом встречаются эпидот и кальцит, которые располагаются в интерстициях между таблитчатыми кристаллами полевого шпата. Содержание этих минералов в породе достигает 7—8%. Необходимо подчеркнуть, что данные минералы наблюдаются в неизмененных породах, без признаков наложения постмагматических, гидротермальных процессов.

В дайках натриевых сиенитов часто присутствуют небольшие лейкократовые обособления и прожилки причудливой, ветвящейся, изогнутой формы. Эти образования сложены призматическими кристаллами полевого шпата розового цвета (размером до 5—7 мм), в интерстициях между которыми расположены ксеноморфные зерна кварца, карбоната, эпидота, хлорита, а также флюорита (до 7—10%). Зерна последнего приурочены обычно к центральным частям прожилков и обособлений. Под микроскопом устанавливается отсутствие четкой границы между полевошпатовыми обособлениями и заключающей их дайковой породой. Полевой шпат в таких обособлениях и прожилках представлен микропертитом. Центральные части некоторых зерен сложены альбитом; других — калиевым полевым шпатом — пертитом с заметным преобладанием калиевого полевого шпата над альбитом.

Важно отметить, что такие обогащенные флюоритом дайки встречаются в удалении от месторождений плавикового шпата и, в частности, известны в устье пади Хурай в 7 км южнее одноименного месторождения, где они прорывают конгломераты гусиноозерской серии ( $J_2$ — $Cr_1$ ).

Кроме такого заметного обогащения флюоритом даек натриевых сиенитов, на месторождении Титово наблюдались интересные переходы апофиз натриевых сиенитов в полевошпатовые окончания с флюоритом и кварцем. Здесь в всячем боку даек эндоконтактная зона представлена плотной тонкозернистой зеленовато-серой породой с порфиридными редкими выделениями полевого шпата, от которой отходят в сторону вмещающих порфиритов тонкие

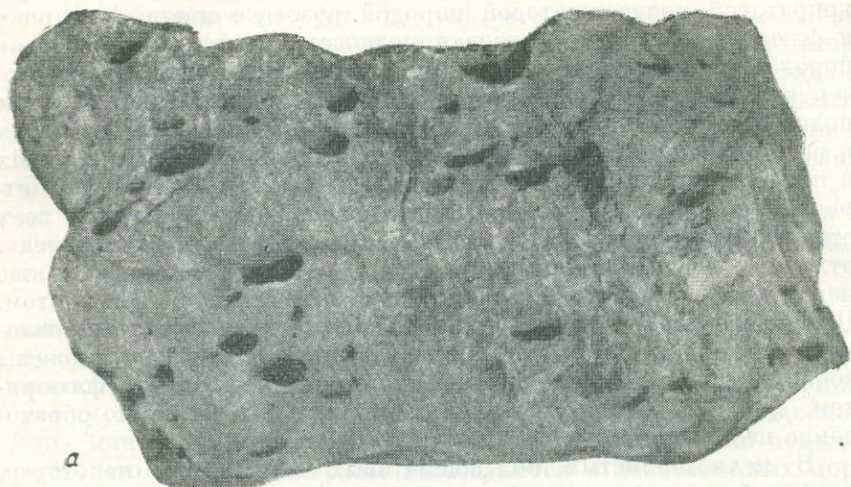
(мощностью 1—3 см) апофизы. На расстоянии 4—7 см от дайки зеленовато-серая порода апофизы сменяется мелкозернистой лейкократовой полевошпатовой породой розового цвета с кварцем и флюоритом. Сначала розовая мелкозернистая полевошпатовая порода появляется на периферии апофиз, окаймляя зеленовато-серую породу. Затем по мере удаления от материнской дайки узкие полевошпатовые оторочки постепенно расширяются, приводя к выклиниванию эндоконтактной породы. В некоторых случаях в полевошпатовой породе на некотором расстоянии от дайки отмечаются овальные фрагменты последней, окруженные со всех сторон полевошпатовым материалом. От апофиз, в свою очередь, отходят очень маломощные (2—4 мм) ответвления, которые также переходят в кварц-полевошпатовые окончания с флюоритом. Полевошпатовые окончания характеризуются дифференцированным строением: наружные (приконтактные) их части сложены зональным полевым шпатом, центральные — кварцем и флюоритом. Для полевошпатовых окончаний апофиз характерно образование небольших втеков во вмещающие породы.

В мелкозернистых полевошпатовых окончаниях некоторых апофиз более крупные и правильные кристаллы полевого шпата приурочены к участкам, обогащенным флюоритом и кварцем.

Мощность полевошпатовых окончаний постепенно уменьшается по простиранию, причем с уменьшением мощности в них возрастает содержание кварца и флюорита, достигающее в тонких окончаниях 20—40%. Иногда в полевошпатовой породе окончаний сиенитовых апофиз наблюдаются небольшие пустотки, выполненные мелкими друзками кварца и фиолетового флюорита.

Некоторые дайки натриевых сиенитов характеризуются своеобразным пористым строением, причем овальные пустоты, наблюдаемые в дайках, приурочены только к их висячему боку. Такая порода имеет своеобразный облик, внешне соответствующий породам эффузивного происхождения (рис. 20).

Изучение свежих образцов из даек натриевых сиенитов, располагающихся в удалении от месторождений плавикового шпата, позволило выявить в них своеобразные миароловые пустоты («пузырьки»), выполненные флюоритом. Нахождение таких образований позволяет предполагать, что пористые натриевые сиениты в висячем боку даек образовались в результате концентрации в сиенитовой магне летучих компонентов, которые сосредоточивались в висячем боку даек. Встреченные в дайках миароловые пустотки («пузырьки») имеют, как правило, каплевидную, иногда грушевидную форму. Размеры таких «пузырьков» достигают 0,5—1 см. Устанавливается 3 типа таких «пузырьков». Первый тип характеризуется тем, что стенки такого «пузырька» состоят из гематита, кальцита и эпидота, а центральная часть «пузырька» сложена флюоритом. Второй тип «пузырьков» представлен миаролитовыми пустотками, стенки которых выполнены мелкими друзками



*a*



*б*

Рис. 20. Пористый натриевый сиенит из висячего бока дайки. Падь Титово. Natural size.  
*a* — section, perpendicular to contact; *б* — section, parallel to contact.

флюорита, а середина «пузырька» остается пустой. Наконец, третий тип «пузырьков» характеризуется тем, что весь «пузырек» выполнен флюоритом и он не имеет периферической кальцитовой или эпидотовой оторочки. По-видимому, можно полагать, что такие «пузырьки» образовались из остаточных растворов.

Наконец, нельзя не отметить интересные явления, наблюдаемые в фельзит-порфирах, встречающихся в пади Орголик. Здесь маломощные дайки сиенит-порфиров контролируют размещение жил халцедоновидного кварца с флюоритом, которые строго приурочены к телам даек. Породы даек дробятся, рассекаются и цементуются кварц-флюоритовыми прожилками и жилами. В фельзит-порфирах, расположенных на некотором удалении от зоны распространения кварц-флюоритовых жил, встречены крупные выделения фиолетового флюорита.

При микроскопическом изучении устанавливается, что флюорит замещает вкрапленники микропертита, причем удается наблюдать все стадии этого процесса — от появления отдельных зерен плавленого шпата во вкрапленниках до образования полных псевдоморфоз флюорита по полевому шпату. При этом новообразование флюорита сохраняют форму минерала-хозяйина, приобретаемая правильные таблитчатые, призматические, ромбические и шестигуговые очертания. В основной массе породы флюорит совершенно отсутствует; в ней не заметно никаких прожилков или просечек.

Важно подчеркнуть, что повышенная флюоритонность характерна не только для посленижнемеловых даек, но и для пластовых тел щелочных основных пород; повышенные содержания фтора установлены в шопонитах и кринанитах Боргойской впадины. Кроме этого флюорит встречен в шлаках трахидолеритов лакколита г. Малый Кумын; для некоторых посленижнемеловых пластовых щелочных основных интрузий Хилокской впадины характерна пространственная ассоциация с жилами флюоритонного халцедоновидного кварца (Бичурский и Мухорский лакколиты).

Анализируя в совокупности изложенные выше данные и, прежде всего, учитывая тесную связь посленижнемеловых интрузий (в первую очередь, даек) с флюоритовым оруденением во времени и пространстве, а также прямые признаки флюоритонности первых, можно сделать вывод о тесной связи флюоритового оруденения с посленижнемеловыми интрузиями. Характер этой связи различен. Если для флюоритовой минерализации, проявляющейся в дайках в полевошпатовых обособлениях, «пузырьках» или апофизах, мы вправе предполагать генетическую связь с дайками щелочных пород, то сами флюоритовые месторождения связаны с посленижнемеловыми интрузивными породами только парагенетически.

**О возрасте месторождений.** До самого последнего времени многие исследователи Западного Забайкалья [Афанасьев, 1961;

Налетов, 1963; Смолянский, 1960; Замараев, 1960; Гусельников, 1963 и др.] генетически связывали эпitherмальные флюоритовые месторождения с трещинными телами гранитов и сиенитов так называемых гуджирского и куналейского интрузивных комплексов. Присутствие в этих породах акцессорного флюорита, а также наличие плавикового шпата в рудах редкометальных месторождений, ассоциирующихся с гранитоидами гуджирского комплекса, служило доказательством связи флюоритовых месторождений с трещинными интрузиями указанных комплексов. Последние, как известно, прорывают охарактеризованные флорой вулканогенные толщи нижнего триаса, а их гальки встречаются в среднеюрских — нижнемеловых отложениях гусиноозерской серии.

Наши исследования позволили прийти к выводу о более молодом возрасте месторождений плавикового шпата и их связи, как это было показано выше, с иными интрузивными породами. В настоящее время можно утверждать, что флюоритовые месторождения имеют посленижнемеловой возраст. Это доказывается непосредственным залеганием кварц-флюоритовых жил среди нижнемеловых конгломератов и песчаников гусиноозерской серии в Тугнуйской, Гусиноозерской, Иволгинской и Хилокской депрессиях. На месторождениях Шаралдай, Манжа, Иволга, Ново-Никольское и других кварц-флюоритовые и флюоритовые жилы и прожилки отчетливо проникают в слабо сцементированные песчаники и конгломераты гусиноозерской серии, причем иногда возникают своеобразные ветвящиеся, изогнутые жилки, которые обтекают гальки конгломерата, располагаясь только среди цемента, представляющего собой крупнозернистый песчаник (Шаралдайское месторождение).

В других случаях, когда флюоритовые руды локализуются в зонах дробления среди нижнемеловых конгломератов и песчаников, угловатые обломки этих пород и реже отдельные гальки находятся в центральных частях крупных флюоритовых кокард (рис. 21). Иногда кварц-флюоритовые прожилки пересекают песчаники, содержащие отпечатки мезозойской флоры, сохранившейся или в виде отдельных экземпляров или образующей тонкие углистые прослойки (месторождения Манжинское, Бурун-Ула (рис. 22).

Нижнемеловой возраст терригенных пород гусиноозерской серии в пределах перечисленных депрессий доказывается многочисленными находками фауны и флоры, списки которых приводятся в специальных работах [Мартинсон; 1964; Скобло, 1959; Флоренсов, 1960; Колесников, 1964].

В долине р. Хилка, в районе села Ново-Никольское, нами были выявлены кварц-флюоритовые прожилки среди покровов андезито-базальтов, несогласно перекрывающих конгломераты и песчаники гусиноозерской серии. На этом участке кварц-флюоритовые жилы приурочены к крупной зоне разлома, которая

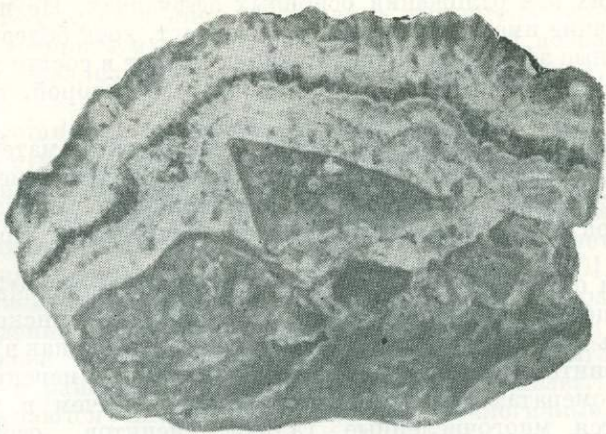


Рис. 21. Часть полосчатой флюоритовой кокарды, образовавшейся вокруг угловатых обломков меловых песчаников. Месторождение Иволгинское. Полированный штуф. Уменьшение 2.

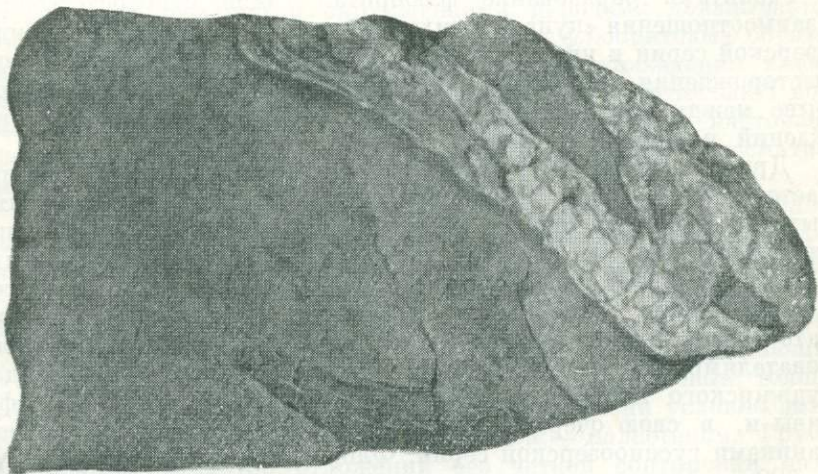


Рис. 22. Кварц-флюоритовый прожилок в песчаниках гусиноозерской свиты ( $J_2 - C_{T1}$ ). Внизу образца виден отпечаток флоры. Месторождение Буруч-Ула. Уменьшение 1,5.

проходит как в конгломератах и песчаниках гусиноозерской серии, слагающих замковую часть крупной мульды, так и в перекрывающих эти отложения основных эффузивах. Не исключено, что последние имеют верхнемеловой возраст, хотя более вероятно, что основные эффузивы данного района входят в состав хилекской свиты (J<sub>3</sub>) гусиноозерской серии, в разрезе которой, по данным В. И. Сизых, известны сходные породы.

Имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет утверждать, что эпитермальные флюоритовые месторождения не связаны с интрузиями куналейского и гуджирского комплексов и по возрасту являются значительно моложе последних.

В этом отношении большой интерес представляет Манжинское месторождение, располагающееся на севере Убукунской депрессии. Здесь кварцевые жилы с флюоритом залегают как в пещельно-серых сиенитах куналейского комплекса, так и в перекрывающих их конгломератах гусиноозерской серии. Причем в последних встречаются многочисленные гальки сиенитов, особенностью которых является присутствие акцессорного флюорита — минерала, очень характерного для пород данного комплекса. Важно отметить, что в некоторых гальках сиенита в свежих сколах наблюдаются небольшие миаролитовые пустотки с флюоритом, причем сама порода настолько плотная и совершенно лишенная трещин, что очень трудно было предположить несингенетичное с сиенитами образование флюорита. Такие непосредственные взаимоотношения «куналейских» сиенитов, конгломератов гусиноозерской серии и кварцевых жил с флюоритом в пределах одного месторождения однозначно свидетельствуют о значительном перерыве между образованием сиенитов и формированием месторождений плавленого шпата.

Другим примером флюоритовых месторождений, где наблюдается четкий разрыв во времени между образованием флюоритовых жил и вмещающих их интрузивных пород, с которыми ранее предполагалась генетическая связь флюоритовой минерализации [Замараев, 1960], является месторождение Бурун-Ула. На этом месторождении граносиениты и сиениты характерного красновато-бурого цвета, которые ранее относились некоторыми исследователями (П. И. Налетов, С. Т. Замараев) к гранитоидам гуджирского комплекса, прорывают нижнетриасовые (?) эффузивы и, в свою очередь, перекрываются конгломератами и песчаниками гусиноозерской серии. Флора, собранная в песчаниках в 700 м юго-восточнее месторождения, позволяет датировать терригенные толщи гусиноозерской серии средней юрой.

В гальках конгломератов отчетливо наблюдаются красновато-бурые граносиениты; кроме того, на восточных склонах г. Бурун-Ула отчетливо можно видеть непосредственное налегание конгломератов на интрузивные породы.

Кварц-флюоритовые жилы залегают главным образом в граносиенитах. Однако отдельные прожилки флюорита отчетливо секут конгломераты и песчаники. Последнее обстоятельство позволяет уверенно говорить о значительно более молодом возрасте флюоритовой минерализации по отношению к вмещающим рудные тела сиенитам.

При установлении возраста флюоритовых месторождений нельзя не отметить Иволгинское и Шаралдайское месторождения, залегающие среди меловых конгломератов. Следует указать, что принадлежность конгломератовых толщ к отложениям нижнего мела в одноименных депрессиях надежно обосновывается находками фауны и флоры [Скобло, 1959; Флоренсов, 1960]. Поэтому посленижнемеловой возраст Иволгинского и Шаралдайского месторождений не должен вызывать сомнений.

Детальное изучение состава толщ меловых конгломератов, развитых в районе этих месторождений, показывает, что среди них встречаются интрузивные породы, аналогичные породам гуджирского и куналейского комплексов. Особенно разнообразна галька в конгломератах района Шаралдайского месторождения, среди которой наблюдаются гранит-порфиры и граниты гуджирского и граносиениты и сиениты куналейского интрузивных комплексов.

Таким образом, на основании непосредственных геологических наблюдений над взаимоотношениями рудных тел кварц-флюоритовых месторождений с окружающими породами доказывается посленижнемеловой возраст эпитермальных флюоритовых образований. Не исключено, что флюоритовые месторождения имеют более молодой, возможно, послеверхнемеловой (третичный?) возраст (Ново-Никольское месторождение). Однако в настоящее время это положение не является доказанным и может рассматриваться только как рабочая гипотеза.

Наконец, нельзя не принимать во внимание, что дайки щелочных пород, с которыми доказывается парагенетическая связь флюоритовых месторождений, также имеют посленижнемеловой возраст.

Верхняя возрастная граница флюоритовых месторождений определяется нахождением обломков халцедоновидного кварца и флюорита в рыхлых отложениях, несогласно перекрывающих в Боргойской и Убукунской впадинах нижнемеловые толщи. Возраст таких отложений в Боргойской депрессии условно датируется верхним мелом, а в Убукунской — палеогеном. Грубо-обломочный характер отложений без четкой сортировки материала, отсутствие в них явлений диагенеза — все это скорее характеризует образования кайнозойского возраста и поэтому позволяет верхнюю возрастную границу флюоритовых месторождений условно определять палеогеном.

Таким образом, учитывая весь имеющийся материал как о возрасте эпитермальных месторождений флюорита, так и о возрасте

связанных с ними дайковых образований, мы в настоящее время можем утверждать, что нижняя возрастная граница этого оруденения определяется нижним мелом; верхняя граница точно не установлена и условно датируется палеогеном.

**Основные особенности пространственного размещения месторождений.** Как отмечалось выше, в структуре Западного Забайкалья важное значение имеют региональные разломы, большей частью ориентированные в северо-восточном направлении. Наиболее отчетливо они проявлены в каледонской складчатой области, где часто ограничивают крупные блоки докембрийских пород (например, Заганское поднятие). Реже встречаются региональные разломы широтного и северо-западного простирания, и еще менее развиты крупные разрывы меридионального направления. Разломы северо-восточного простирания придают Западному Забайкалью своеобразный «тектонический рисунок», как бы подчеркивая совершенно особое значение наложенных северо-восточных разрывных структур.

Здесь нельзя не заметить, что еще в 1901 г. Э. Зюсс в своем широко известном труде «Лик Земли» отмечал совершенно особое значение для Западного Забайкалья крупных разломов, которые часто сопровождаются поясами эффузивных пород с туфами и брекчиями [Suess, 1901, стр. 55].

В последующие годы В. А. Обручев [1914, 1947] указывал, что с молодыми глыбовыми движениями, по-видимому, связано в Забайкалье очень богатое и разнообразное оруденение.

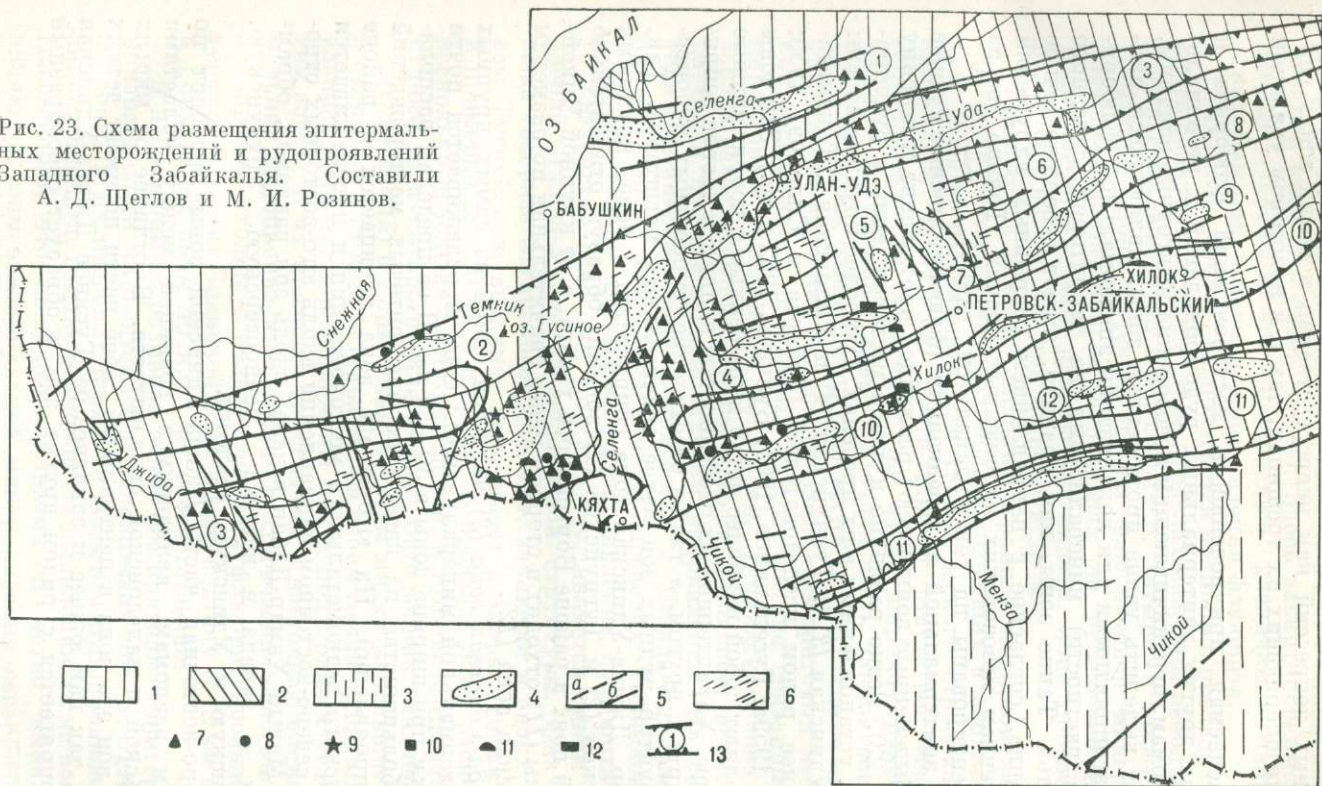
Взаимосвязь в образовании крупных разломов и наложенных депрессий, выполненных верхнемезозойскими угленосными отложениями, отчетливо показал в своих работах Н. А. Флоренсов [1954а, 1960]. Он отметил, что эти явления тесно связаны между собой, и развитие разломов наряду с одновременным пластическим прогибанием определенных участков земной коры обуславливает формирование мезозойских впадин.

Всесторонний анализ пространственного размещения флюоритовых месторождений, жил халцедоновидного кварца и некоторых других рудопроявлений эпitherмального типа позволяет выявить общую закономерность их локализации, которая заключается в том, что месторождения повсеместно тяготеют к крупным региональным разломам, ограничивающим мезозойские депрессии, выполненные угленосными отложениями. Эта общая закономерность отчетливо видна на схеме рис. 23.

Из анализа этой схемы следует, что флюоритовые месторождения наиболее широкое развитие получили в каледонской складчатой области. В области байкальской складчатости известны лишь небольшие рудопроявления плавикового шпата, а в герцинских структурах эти месторождения не встречены.

Будучи приуроченными к крупным зонам разлома, флюоритовые месторождения локализуются, как правило, в бортовых частях

Рис. 23. Схема размещения эпitherмальных месторождений и рудопроявлений Западного Забайкалья. Составили А. Д. Щеглов и М. И. Розинов.



1 — байкальская складчатая область; 2 — каледонская складчатая область; 3 — герцинская складчатая область; 4 — наложенные депрессии, вышолненные терригенными отложениями ( $J_2 - C_{r1}$ ); 5 — разломы: а — предполагаемые; б — установленные; 6 — поля последижне-меловых даек. Месторождения и рудопроявления: 7 — флюорита; 8 — золота; 9 — барита; 10 — вольфрамита; 11 — киноварь в шликах; 12 — повышенное содержание сурьмы в воде; 13 — зоны эпitherмальной минерализации (1 — Каменская, 2 — Темникская, 3 — Джида-Удинская, 4 — Тугнуйская, 5 — Брианская, 6 — Мухорталинская, 7 — Горхонская, 8 — Худунская (Кижингинская), 9 — Сухаринская, 10 — Хилокская, 11 — Чикойская, 12 — Малханская).

наложенных депрессий как непосредственно в самих зонах разломов или оперяющих их трещинах, так и в некотором удалении от них.

Наблюдаемая приуроченность месторождений флюорита и некоторых других эпитермальных рудопроявлений к региональным разломам, ограничивающим мезозойские межгорные впадины, позволяет выделить узкие протяженные зоны, являющиеся наиболее благоприятными для локализации эпитермальной (флюоритовой, в частности) минерализации на территории Западного Байкаля. Такие зоны, как правило, имеют северо-восточное простирание, согласное с направлением разрывных нарушений и положением мезозойских наложенных впадин. Только две из них ориентированы на северо-запад (см. схему).

**Зоны эпитермальной минерализации (флюоритоносные рудные зоны).** Выделенные зоны имеют различное протяжение и ширину (см. рис. 23). Резко различно и число месторождений и рудопроявлений, установленных в их пределах. Наиболее крупные из зон: Джида-Удинская (3)\*, Тугнуйская (4) и Хилокская (10) намечались ранее рядом исследователей [Зубарев и Силаков, 1959; Щеглов, 1959а; Гусельников, 1961; Булнаев, 1962 и др.]. Эти зоны представляют собой наиболее четко выраженные флюоритоносные структуры. Характерной их особенностью являются частые сопряжения друг с другом, а также ответвление от основных рудоносных структур рудных зон менее значительных масштабов. Так, например, Джида-Удинская зона сопрягается с менее крупными Темникской (2) и Тугнуйской (4) зонами, образуя относительно широкий пояс в районе Боргойского хребта, а от крупной Чикойской зоны (11) отходит в сторону менее значительная по размерам Малханская зона (12).

Джида-Удинская зона (3) является одной из самых крупных зон эпитермальной минерализации. Она прослеживается почти на 500 км при ширине зоны в 30—35 км. В ее пределах располагается большинство из известных флюоритовых месторождений и рудопроявлений. На юго-западе зона начинается в районе Джидинского редкометального месторождения и прослеживается далее в северо-восточном направлении вдоль юго-восточных отрогов хр. Малый Хамар-Дабан и далее вдоль зон разломов, обрамляющих с запада и востока Гусиноозерскую, Убукунскую, Иволгинскую и Удинскую впадины.

Северо-восточная часть Джида-Удинской зоны проходит по крупным разломам, являющимся границей между областями байкальской и каледонской складчатости. В отличие от многих других зон эта зона в центральной своей части не имеет четких границ, так как южнее и западнее оз. Гусиное Джида-Удинская зона сопрягается с рядом других зон и образует своеобразный

\* В скобках дан номер зоны, показанной на схеме (рис. 23).

«раздвув», в пределах которого узкие зоны эпитермальной минерализации выделить очень трудно. Здесь закартированы многочисленные тектонические нарушения различных направлений, к которым приурочены рудопроявления флюорита.

*Каменская зона (1)* располагается целиком в пределах байкальского складчатого пояса. В ее пределах известны небольшие рудопроявления флюорита в верховьях р. Ангыра, а также в долине р. Итанцы. Зона с точки зрения флюоритовой минерализации изучена недостаточно; в ее пределах не исключено выявление новых месторождений плавикового шпата. Зона прослеживается более чем на 110 км при ширине в 25 км.

*Темническая зона (2)* является крайней западной зоной. Она прослеживается вдоль разломов, проходящих в верхнем и среднем течении р. Темника. Для геологического строения Темнической зоны характерно почти полное отсутствие мезозойских континентальных отложений при очень широком развитии разрывных нарушений. Северо-восточная часть данной зоны проходит в пределах байкальской складчатой области, где не исключено, что главное значение для локализации флюоритовых месторождений будут иметь разрывные нарушения, не связанные с формированием мезозойских депрессий. Темническая зона на юго-западе разветвляется, и от нее отходит небольшая ветвь, ориентированная почти в меридиональном направлении. На северо-востоке Темническая зона сопрягается с Джиды-Удинской зоной эпитермальной минерализации. В пределах Темнической зоны известны только небольшие рудопроявления флюорита.

*Тугнуйская зона (4)*, по существу, является одним из ответвлений Джиды-Удинской рудоносной структуры. Она расположена севернее Заганского поднятия, заключая в своих границах всю Тугнуйскую впадину. Зона имеет размеры 120 км в длину и примерно 28—30 км в ширину. В пределах зоны располагается несколько небольших месторождений, в том числе Шаралдайское, рудные тела которого залегают в отложениях нижнего мела.

*Брянская (5)* и *Горхонская (7)* зоны имеют небольшие размеры и отличаются от всех остальных зон своим северо-западным направлением. Эти зоны расположены почти под прямым углом к другим зонам. В их пределах не известны в настоящее время эпитермальные рудопроявления, однако геологические особенности этих зон крайне сходны с более крупными флюоритоносными структурами. Размеры Брянской зоны 20 км в длину и 12 км в ширину и Горхонской зоны 40 и 15 км соответственно.

К небольшим по размерам зонам без признаков эпитермальной минерализации относятся *Мухорталинская (6)* и *Сухаринская (9)* зоны. В их пределах также не известны рудопроявления плавикового шпата, однако возможность выявления их не исключена. Несомненно, что наиболее крупными и четко выраженными являются зоны эпитермальной минерализации северо-восточного

простираются; зоны других направлений имеют меньший масштаб, и в их пределах эпитермальные месторождения пока не установлены. Тем не менее эти обстоятельства не позволяют в настоящее время считать последние бесперспективными и исключать из числа площадей, заслуживающих постановки поисковых работ.

*Кижингинская* (8), или Худунская, зона является своего рода продолжением Тугнуйской (4) зоны, от которой первая отделена крупным поперечным поднятием и частично *Горхонской* (7) зоной, имеющей северо-западное направление. Кижингинская зона прослеживается более чем на 150 км при ширине в 15—18 км.

*Хилокская* (10) зона является одной из наиболее протяженных. Она отчетливо прослеживается вдоль среднего течения р. Хилка, располагаясь южнее Заганского поднятия. Ее размеры достигают 350 км в длину и 20—25 км в ширину. На юго-западе она как бы переходит в Джида-Удинскую зону, однако это сочленение двух зон, возможно, является только кажущимся, тогда как на самом деле Хилокская зона представляет собой совершенно самостоятельную рудоносную структуру, не переходящую в первую зону и отделенную от нее крупным поднятием.

В настоящее время этот вопрос не может быть решен однозначно, хотя предположение об отсутствии связи Хилокской зоны с Джида-Удинской не лишено оснований. Не исключено, что Хилокская зона прослеживается далее на юго-запад на территории Монголии, располагаясь южнее Бутулин-Нурского поднятия. В этом случае следует допустить, что молодые разломы, проходящие вдоль рек Хилка, Селенги и Чикоя и повернувшие русла этих рек на север, сместили крупные тектонические блоки в центральных районах Западного Забайкалья, что и привело к «распльвчатости» границ зон эпитермальной минерализации в районах южнее Гусиного озера, где рассматриваемые рудоносные зоны сходятся и образуют своеобразный «узел» — площадь без четко выраженных крупных линейных рудоконтролирующих структур.

*Чикойская зона* (11) является одной из самых крупных. Она прослеживается по границе герцинской и каледонской складчатых областей более чем на 300 км и контролируется разломами Чикой-Ингодинского краевого шва.

Примерно в центральной части зоны от нее отходит в меридиональном направлении небольшая самостоятельная ветвь, выделенная нами в *Малханскую зону* (12) эпитермальной минерализации.

Следует особо отметить, что границы выделенных зон являются в значительной мере условными, так как они ограничивают только площади возможного развития эпитермальной минерализации, а не соответствуют определенным геологическим границам, определяющим распределение оруденения. Поэтому необходимо иметь в виду, что некоторая (но, по-видимому, незначительная) часть месторождений может быть выявлена и за пределами выде-

ленных зон, но в непосредственной близости от них. В сущности, границы выделенных зон оконтуривают наиболее благоприятные рудоносные структуры и участки территорий, где выявление эпитеpmальных месторождений наиболее вероятно.

Особенности локализации флюоритовых месторождений в пределах зон эпитеpmальной минерализации изучены недостаточно. В настоящее время намечается приуроченность месторождений плавикового шпата в пределах отдельных зон к районам, тяготеющим к границам мезозойских депрессий с блоками метаморфических пород докембрия, к изгибам крупных разломов и к поперечным антиклинальным поднятиям, разделяющим крупные мезозойские депрессии на ряд мульд.

*О приуроченности флюоритовых месторождений к районам, тяготеющим к границам мезозойских депрессий с блоками метаморфических пород докембрия.* Эта закономерность намечается только в самых общих чертах. Непосредственный анализ размещения некоторых флюоритовых месторождений показывает, что они в ряде случаев приурочены к участкам, располагающимся на границе депрессий с блоками метаморфических пород докембрия. Последние представляют собой обычно крупные блоковые поднятия, ограниченные зонами разломов. Такое структурное положение характерно для флюоритовых месторождений, располагающихся южнее и севернее Заганского поднятия, для Торейской группы флюоритовых месторождений, для месторождений, располагающихся в нижнем течении р. Джиды и на северо-восточном фланге Джиды-Удинской зоны эпитеpmальной минерализации.

В центральной части Джиды-Удинской зоны флюоритовые месторождения не обнаруживают четкой приуроченности к древним поднятиям, однако и здесь, в Моностойском хребте и в районе Ново-Павловских месторождений, известны крупные блоки метаморфических пород (см. рис. 2), к которым приурочены отдельные рудопроявления плавикового шпата.

Следует отметить, что на северо-востоке Джиды-Удинской зоны флюоритовые месторождения строго локализируются по границе мезозойских отложений с докембрийскими пара- и ортопородами. Конечно, не следует понимать так, что флюоритовые месторождения строго располагаются на границе этих разновозрастных образований. Нет, они могут залегать как в тех, так и в других породах. Больше того, месторождения размещаются и среди более молодых гранитоидов, прорывающих докембрийские комплексы. Важно то обстоятельство, что месторождения локализируются в районах, тяготеющих к границам двух крупных тектонических структур, имеющих противоположные знаки движения: блокам метаморфических пород докембрия, представляющим собой положительные структуры и на протяжении долгого времени (по-видимому, с докембрия) испытывавшим поднятие, и наложенным

впадинам, испытывавшим начиная с мезозоя движения обратного знака.

*О приуроченности флюоритовых месторождений к поперечным антиклинальным поднятиям, разделяющим мезозойские депрессии на ряд мульд.* Известно, что в крупных мезозойских депрессиях угленосные отложения залегают в виде мульд, разобщенных поперечными антиклинальными поднятиями [Флоренсов, 1960]. Такое строение имеют Хилокская, Чикойская, Гусиноозерская и многие другие впадины, которые, по существу, представляют собой цепочки разобщенных мульд, разделенных поперечными поднятыми блоками. Породы, слагающие последние, иногда выведены на поверхность, и тогда терригенные угленосные отложения разделены поперечными «перемычками», сложенными домезозойскими образованиями фундамента (например, Хилокская впадина). В других случаях поперечные поднятия находятся под маломощным покровом терригенных мезозойских отложений, но достаточно хорошо выявляются при анализе мощностей, литологии и общих структурных особенностей пород, слагающих депрессии (например, Чикойская впадина, район деревень Захарово и Шимбилук).

Анализ размещения флюоритовых месторождений в пространстве показывает, что именно к таким участкам поднятий и местам центроклинального замыкания мульд и приурочены некоторые месторождения плавикового шпата. К ним в первую очередь относятся месторождения Ново-Никольское (Хилокская депрессия), Шибартуйское (Чикойская депрессия), Манжинское (Убукунская депрессия), Иволгинское (Иволгинская депрессия) и др.

В настоящее время еще трудно в полной мере оценить роль этой намечающейся закономерности и с достаточным обоснованием определить ее значение для поисковых работ. Однако, безусловно, эту особенность размещения флюоритовых месторождений следует иметь в виду при выявлении перспективных площадей.

*О приуроченности месторождений к изгибам главных разломов.* Эта закономерность впервые была подмечена В. Н. Гусельниковым [1961], который считает, что некоторые флюоритовые месторождения локализуются в изгибах крупных тектонических нарушений (например, месторождение Третьяковское). В. Н. Гусельников отмечает, что изгиб основного нарушения понимается им не только как «чистый» изгиб линии разрыва. «Нередко изгиб осуществляется через серию кулисообразно расположенных субпараллельных трещин, что, в конечном счете, зависит от физико-химических свойств пород и направления осевого давления в момент деформации определенного участка Земной коры» [Гусельников, 1961, стр. 92].

Наши наблюдения не позволяют в полной мере присоединиться к выводам В. Н. Гусельникова о частой приуроченности месторождений к изгибам главных разломов. Такие случаи наблюдаются крайне редко, причем почти во всех случаях представление

об «изгибе разлома» является сугубо субъективным и основано на различной интерпретации результатов геологического картирования. По нашему мнению, в настоящее время можно говорить только об одном — Третьяковском месторождении, которое, по-видимому, действительно приурочено к изгибу главного разлома, проходящему по границе между байкальской и каледонской складчатými областями. Во всех остальных случаях такая приуроченность месторождений к изгибам разломов требует дополнительных доказательств. Однако, несмотря на это, представление о приуроченности месторождений к изгибам главных разломов не следует отвергать. Наоборот, оно нуждается в дальнейшей проверке и конкретизации, так как не исключено, что в действительности оно может иметь важное значение при проведении поисковых работ.

В заключение необходимо отметить, что в последние годы на территории Забайкалья, расположенной северо-западнее Монголо-Охотского разлома [Горжевский, Лазько, 1961], в пределах активизированных в мезозое байкальских и каледонских структур [Щеглов, 1961] выявлены многочисленные месторождения и рудопроявления флюорита, а также жилы халцедоновидного кварца.

Флюоритовые месторождения образуют на этой территории протяженный пояс, прослеживающийся из районов среднего течения р. Джиды на юго-западе (Западное Забайкалье) до низовьев р. Шилки на северо-востоке (Восточное Забайкалье). Эта крупная рудоносная структура может быть условно названа Северным флюоритовым рудным поясом в противоположность Южному поясу флюоритовых месторождений, известному в юго-восточном Забайкалье и тяготеющему к Приаргунскому поднятию [Кормилицын, 1959]\*.

Чрезвычайно характерно, что в размещении флюоритовых месторождений в пределах Северного пояса как на территории Западного, так и Восточного Забайкалья устанавливаются одинаковые закономерности: месторождения повсеместно приурочены к крупным региональным разломам, ограничивающим наложенные мезозойские депрессии, выполненные угленосными отложениями средней, верхней юры и нижнего мела, и локализуются в зонах главных разломов и в оперяющих их трещинах скола. При этом в настоящее время достоверно установлено, что в разных частях данного пояса флюоритовые месторождения имеют посленижнемеловой возраст.

Заканчивая краткое рассмотрение основных геологических особенностей пространственного размещения флюоритовых место-

---

\* Следует отметить, что Северный пояс флюоритовых месторождений, по существу, был впервые выделен в 1958 г. В. С. Кормилицыным и А. Д. Щегловым под названием Нерча-Хилокского рудного пояса. На территории Западного Забайкалья юго-западная часть этой крупной флюоритовой структуры получила название Селенгинского флюоритового рудного пояса [Щеглов, 1962].

рождений, следует отметить, что современные представления по этому вопросу в связи с новыми данными, которые будут поступать в процессе проведения поисковых и разведочных работ, должны получить свое дальнейшее развитие.

#### Другие эпitherмальные месторождения

Выше отмечалось, что в Западном Забайкалье из числа эпitherмальных месторождений наиболее широко распространены месторождения плавикового шпата. Они составляют основной фон посленижнемеловой эндогенной минерализации, будучи особенно интенсивно проявлены в пределах каледонской складчатой области. Однако наряду с этими эпitherмальными проявлениями в Западном Забайкалье известен еще целый ряд крайне небольших рудопроявлений эпitherмального типа других полезных ископаемых. К ним в первую очередь относятся незначительные рудопроявления золота в связи с жилами халцедоновидного кварца. Такие рудопроявления принято называть рудопроявлениями золота балейского типа, хотя в настоящее время нет еще достаточных оснований для проведения полной аналогии данных рудопроявлений со своеобразными золоторудными месторождениями Балейского района (Восточное Забайкалье).

В настоящее время в Западном Забайкалье известно несколько рудопроявлений такого типа. С месторождениями Балейского района их сближают прежде всего два обстоятельства: 1) приуроченность тонкодисперсного золота к халцедоновидному кварцу и 2) посленижнемеловой возраст некоторых жил, устанавливаемый на основании непосредственного их залегания среди конгломератов гусиноозерской серии ( $J_2$ — $Cr_1$ ). Рудопроявления золота эпitherмального типа изучены в Западном Забайкалье крайне недостаточно, и их выявление — ближайшая задача поисковых работ.

К рудопроявлениям золота балейского типа могут быть отнесены некоторые золотоносные жилы халцедоновидного кварца в Боргойской впадине [Карабулькин, 1960], а также рудопроявления, выявленные в последние годы В. А. Новиковым в долине р. Хилка.

В настоящее время нет еще достаточных оснований полагать, что эти рудопроявления являются генетическими аналогами Балейского золоторудного месторождения. Скорее наоборот, почти повсеместное присутствие золота в жилах халцедоновидного кварца вместе с флюоритом свидетельствует об ином генетическом типе данных рудопроявлений по сравнению с последним. Однако проявление золотой и в особенности серебряной минерализации в жилах халцедоновидного кварца свидетельствует о возможном выявлении собственно золотых и серебряных эпitherмальных посленижнемеловых месторождений.

Следует подчеркнуть, что вопрос о проявлении золотой минерализации в посленижнемеловых эндогенных рудопроявлениях не изучен и требует постановки специальных исследований.

Из других эпитеpmальных рудопроявлений Западного Забайкалья отметим небольшие месторождения барита, известные в Улан-Уденском районе и в бассейне р. Джиды. Особое положение занимает небольшое проявление самородного мышьяка в районе дер. Гутай (Чикойская депрессия). Здесь в молодых зонах разлома известны редкие маломощные кальцитовые прожилки с самородным мышьяком. Мощность прожилков достигает 2—3 см, при этом они имеют характерное симметричное строение, когда их заллбанды сложены карбонатом, а центральная часть самородным мышьяком. Нами эти образования относятся к типу эпитеpmальных, и им более чем условно придается посленижнемеловой возраст. Характерно, что единичные знаки киновари встречаются в некоторых районах в рыхлых отложениях падей, пересекающих крупные зоны молодых разломов. Это устанавливается на юге Боргойской депрессии (данные Д. Д. Сагалуева), а также в зонах разлома, обрамляющих с юго-востока Тугнуйскую впадину.

В районе дер. Малета (Хилокская впадина) в жилах халцедоновидного кварца совместно с флюоритом присутствуют редкие и мелкие кристаллы вольфрамита [Сизых, 1963].

Таким образом, как видно из краткого обзора «других» эпитеpmальных рудопроявлений Западного Забайкалья, все они представлены в настоящее время крайне незначительными эндогенными образованиями; некоторые из них следует отнести в разряд «признаков минерализации». Тем не менее, несмотря на небольшие размеры данных рудопроявлений, их существование уже само по себе свидетельствует о проявлении в Западном Забайкалье разнотипной эпитеpmальной минерализации, что позволяет говорить об этом регионе как об эпитеpmальной провинции, в которой наряду с месторождениями флюорита известны эпитеpmальные рудопроявления золота, сурьмы, мышьяка, вольфрама и ртути.

### **Характерные черты мезозойской эндогенной металлогении в активизированных байкальских и каледонских структурах (общие выводы)**

1. В байкальской и каледонской складчатых областях Западного Забайкалья широко проявились эндогенные месторождения, формирующиеся в процессе мезозойской активизации этих структур.

2. Процессы активизации древних консолидированных сооружений Западного Забайкалья представляют собой комплекс сложных геологических явлений, имеющих совершенно самостоятельное

значение и не связанных в своем развитии с разновозрастными геосинклиналями.

3. В общем сложном процессе мезозойской активизации древних складчатых областей устанавливается две стадии развития. Первая связана с образованием широких наложенных вулкано-генных прогибов; она охватывает интервал времени от перми (карбона?) до триаса (нижний юры?) включительно. Вторая стадия характеризуется формированием узких впадин, обрамленных зонами тектонических нарушений и выполненных терригенными угленосными отложениями средней юры — нижнего мела.

Особое значение для каждой стадии имеют разрывные нарушения, определяющие место заложения, время и, очевидно, масштабы наложенных структур.

4. Каждой из стадий присущ свой строго определенный комплекс интрузивных пород и эндогенных месторождений.

В первую стадию происходит становление малых трещинных интрузий гранитного состава, сопровождаемых молибденовым и вольфрамовым оруденением.

Для второй стадии типичны эпитермальные месторождения флюорита, ассоциирующие со щелочными основными интрузиями.

Месторождения первой группы сформировались в интервале времени между триасом и нижним мелом; месторождения второй группы имеют посленижнемеловой возраст.

5. Среди мезозойских эндогенных рудных образований Западного Забайкалья, формирующихся в процессе активизации байкальской и каледонской складчатых областей, выделяются следующие месторождения.

Месторождения первой стадии активизации (домеловые):

а) молибдено-вольфрамовые, генетически связанные с трещинными гранитоидами гуджирского комплекса (месторождения джидинского типа);

б) молибденовые, генетически связанные с трещинными гранитоидами нырокского комплекса (месторождения витимского типа);

в) молибденовые в генетической связи с аляскитовыми гранитами дополнительных фаз щелочных интрузий куналейского комплекса (месторождения ходжертуй-шалотского типа).

Месторождения второй стадии активизации (посленижнемеловые):

а) флюоритовые эпитермального типа в парагенетической связи с основными щелочными интрузиями;

б) золоторудные месторождения (рудопроявления) балейского типа;

в) небольшие рудопроявления сурьмы, ртути, вольфрама, мышьяка, бария эпитермального типа.

Для рудных образований последних двух групп их связь с интрузивными породами устанавливается нечетко.

6. Для домеловых эндогенных месторождений характерно наличие признаков их генетической связи с интрузиями. Устанавливается приуроченность последних к четким зонам разломов, вдоль которых интрузии образуют характерные цепочки.

Редкометалльные месторождения, связанные с интрузиями гуджирского и нырокского комплексов, формируются в несколько стадий минерализации, что является для них характерной особенностью. При этом в месторождениях джидинского типа молибденовая минерализация проявляется раньше основного вольфрамового оруденения, а в месторождениях витимского типа имеют место обратные взаимоотношения. Все это в сочетании с особенностями развития трещинной тектоники обуславливает возникновение вокруг рудоносных массивов специфической горизонтальной зональности, когда в первом случае в далеком экзоконтакте локализуются более позднее и более низкотемпературные вольфрамовые, а во втором — молибденовые руды.

7. Послемеловые месторождения в отличие от домеловых связаны с интрузивными породами только парагенетически; при этом наиболее отчетливо это устанавливается для месторождений флюорита.

Для посленижнемеловых эпитеpmальных месторождений также характерно образование в несколько стадий минерализации.

8. Основную роль в размещении мезозойских эндогенных месторождений в активизированных складчатых областях играют разрывные магмо- и рудоконтролирующие нарушения.

Для локализации домеловых редкометалльных месторождений наибольшее значение имеют магмоконтролирующие разломы северо-западного и широтного простираний; для посленижнемеловых эпитеpmальных месторождений основное контролирующее значение приобретают северо-восточные разломы, обрамляющие наложенные угленосные депрессии. Эти разломы являются, по-видимому, рудоподводящими. Имеются основания полагать, что специфические особенности таких разломов и прежде всего глубина их заложения определяют характер рудоносных магм и самих месторождений. Мезозойские месторождения локализуются в пределах четко выраженных рудных зон, контролируемых разрывными нарушениями и интрузиями соответствующего возраста и в некоторых случаях наложенными прогибами, выполненными вулканогенными и угленосными континентальными образованиями.

## О ЯВЛЕНИЯХ ЭНДОГЕННОЙ РУДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

По своим масштабам эндогенная рудная зональность может быть подразделена на три крупные группы [С. С. Смирнов, 1937; В. И. Смирнов, 1957, 1963]:

- 1) зональность рудных тел (локальная зональность);
- 2) зональность рудных полей и месторождений;
- 3) зональность рудных зон и поясов (региональная зональность).

Зональность первых двух масштабов (категорий) обусловлена или пульсационным поступлением гидротермальных растворов (стадийная, пульсационная, или полиасцендентная, зональность), или связана с особенностями отложения минеральных веществ при их выпадении из одной порции (стадии) гидротерм (зональность отложения, моноасцендентная, или фациальная, зональность).

В Западном Забайкалье устанавливается эндогенная рудная зональность всех трех масштабов, а в пределах рудных полей и месторождений зональность отмеченных выше двух генетических типов.

### Зональность рудных тел (локальная зональность)

Локальная зональность в пределах отдельных рудных тел проявляется на многих месторождениях Западного Забайкалья.

*Пульсационная зональность* намечается в рудных жилах Джигдинского месторождения, где устанавливается некоторое увеличение сульфидов с глубиной, что связано с большим развитием на нижних горизонтах руд кварцево-вольфрамито-сульфидной стадии минерализации. В данном случае пульсационная зональность является обратной, так как руды более высокотемпературных и более ранних стадий локализуются преимущественно на верхних

горизонтах, тогда как более низкотемпературные сульфидные руды имеют большее развитие на глубине.

Пульсационная вертикальная зональность устанавливается в отдельных флюоритовых месторождениях, в которых более ранний и безрудный кварц слагает верхние части жил, а собственно флюоритовые руды располагаются ниже последнего. В свою очередь, флюорит рассеян многими прожилками позднего халцедоновидного кварца, который преобладает на нижних горизонтах рудных тел. Таким образом, флюоритовые руды продуктивной стадии оказываются как бы окруженными сверху и снизу безрудным кварцем ранней и поздней стадий. В таких рудных телах намечается установление обратной вертикальной зональности, обусловленной локализацией низкотемпературного халцедоновидного кварца на нижних горизонтах жил [Щеглов, 1963].

Пульсационная горизонтальная зональность по мощности рудных тел проявлена нешироко, но всегда достаточно отчетливо. Она наблюдается в некоторых жилах Джидинского месторождения, когда минеральные продукты различных стадий образуют ряд параллельных зон (полос); это особенно характерно для позднего халцедоновидного кварца, который почти всегда приурочен к зальбандам рудных тел. В пределах жил такие полосы (зоны) имеют различную, часто непостоянную мощность (от 50 до 10—15 см и менее). Важно подчеркнуть, что такая зональность не выдержана как по падению, так и по простиранию рудных тел и поэтому встречается только на отдельных участках жил, лишь в некоторых их сечениях.

Пульсационная горизонтальная зональность проявлена также в ряде флюоритовых месторождений, где во многих случаях в разных частях рудных тел наблюдаются чередующиеся полосы флюорита и кварца разных стадий минерализации. Такая зональность крайне невыдержанна, и ее возникновение, очевидно, обусловлено локальными особенностями тектонического раскрытия рудовмещающих полостей.

*Зональность отложения.* Этого рода зональность проявляется во многих месторождениях. В частности, она намечается в добатолитовых золоторудных месторождениях Зачикойской горной страны, где устанавливается, что золото локализуется на верхних, а шеелит встречается главным образом на нижних горизонтах рудных тел. Следует отметить, что аналогичная зональность: золото (верхние горизонты) — шеелит (нижние горизонты) наблюдается на добатолитовых золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья (месторождения Казаковское, Пешковское).

В некоторых герцинских оловянно-вольфрамовых месторождениях (Чикоконское, Асаканское) в рудных телах, сформированных в одну стадию минерализации, увеличивается содержание вольфрамита в верхних частях рудных тел и уменьшается с

глубиной при одновременном повышении концентрации касситерита на нижних горизонтах жил. Совместно с касситеритом в жилах появляется арсенопирит.

Интересная зональность отложения наблюдается на Куналейском вольфрамовом месторождении, где устанавливается локализация вольфрамита на верхних, а шеелита на нижних горизонтах рудных тел. Причем оба минерала образуются в одну стадию минерализации. В данном случае на образовании шеелита не сказывается влияние осадочных пород, так как последние на всем протяжении рудных тел представлены сильно метаморфизованными песчаниками и сланцами сходного химического состава. В отличие от этого месторождения, на Булуктайском месторождении шеелит встречается в большем количестве в центральных частях рудного поля в пределах трубообразного тела брекчий, где наблюдаются обломки известковистых песчаников кембрия, тогда как в гранитах в прожилках и жилах той же самой стадии минерализации присутствует только гюбнерит. Такая смена шеелитового оруденения гюбнеритовым, по-видимому, обусловлена влиянием вмещающих пород на состав гидротермальных растворов и может быть по классификации В. И. Смирнова [1957] отнесена к типу «зональности состава пород».

Наиболее широко зональность отложения проявляется в эпitherмальных посленижнемеловых флюоритовых месторождениях, в которых это явление устанавливается как по простиранию, так и по падению и мощности рудных тел. В некоторых месторождениях существенно флюоритовые руды переходят по простиранию рудных тел в чисто кварцевые, причем детальные наблюдения показывают, что рудные тела такого строения образуются в одну стадию минерализации (месторождения Третьяковское, Харасунское, Ново-Павловское и др.). В других месторождениях установлена четкая приуроченность флюоритовых руд к висячему боку рудных тел, где плавиковый шпат располагается в виде полос или линз, тогда как лежащий бок сложен только мономинеральным молочно-белым кварцем (Чикойское месторождение).

В рудах Харасунского месторождения устанавливается микронзональное строение, когда маломощные полосы флюорита (1—1,5 см) чередуются с такими же по мощности зонами халцедоноидного кварца (рис. 24). Такая зональность наиболее отчетливо проявлена по мощности рудного тела и не выдержана по его падению. В месторождениях флюорита явления вертикальной зональности отложения выражены в развитии кварца с подчиненным содержанием флюорита на верхних горизонтах рудных тел и увеличении содержания флюорита с глубиной (рис. 25). При этом характерной является приуроченность гребчатого кварца, образующего кокарды вокруг обломков вмещающих пород, к верхним горизонтам рудных тел (месторождения Ново-Ивановское, Первомайское и др.; рис. 26, 27).

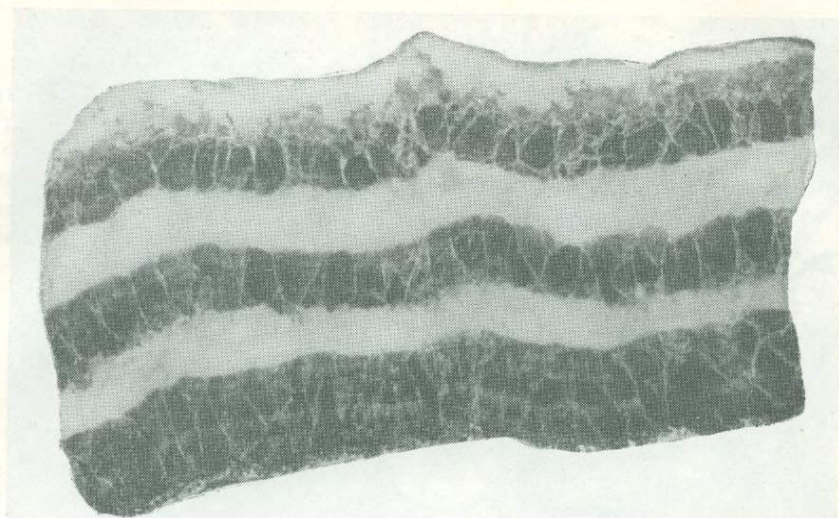


Рис. 24. Зонально-полосчатое строение флюоритовой руды. Полосы мономинерального флюорита (темное) чередуются с полосами халцедоновидного кварца. Полированный штуф. Naturalная величина.

Рис. 25. Зональное строение кварцево-флюоритовых жил.

I — зона каолинизированных пород с редкими прожилками халцедоновидного кварца; II — зона халцедоновидного кварца; III — флюоритовая зона: А — подзона неинтенсивного флюоритового оруденения (кварц с флюоритом); Б — подзона более интенсивного флюоритового оруденения (главным образом флюорит); IV — гребенчатый кварц. Расстояние от жилы до поверхности Земли показано вне масштаба.

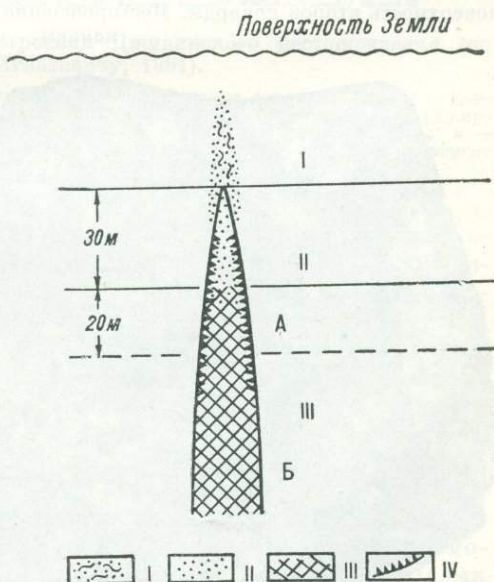




Рис. 26. Крупная галькоподобная кокарда гребчатого кварца вокруг обломка вмещающих пород в кварц-флюоритовой жиле. Слева внизу видна поверхность второй кокарды. Месторождение Первомайское. Фотография два канавы.

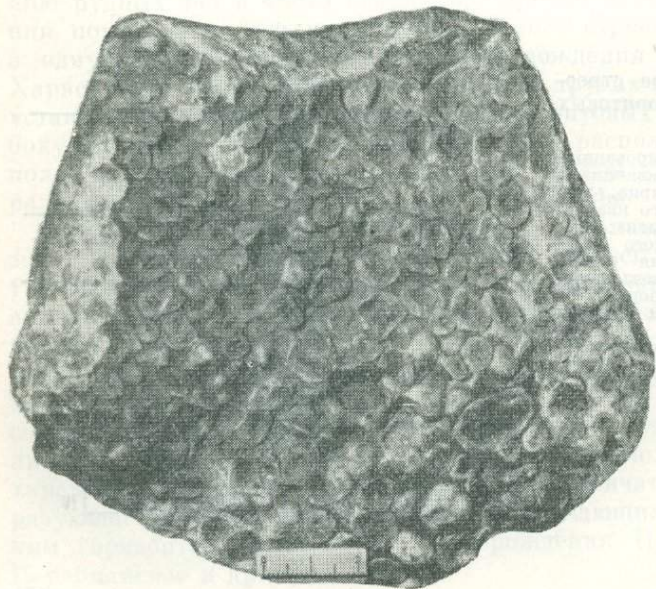


Рис. 27. Кокардовая текстура кварц-флюоритовой руды. Мелкие обломки сиенита окружены кокардами гребчатого кварца, которые располагаются в мелкозернистом халцедоновидном кварце с флюоритом. Штуф.

## Зональность рудных полей

Зональность такого рода встречается среди рудных месторождений Западного Забайкалья редко. По существу, наиболее контрастно она представлена только в двух месторождениях. Эта зональность обусловлена пульсационным (стадийным) характером поступления различных по составу порций гидротермальных растворов в рудные полости, которые последовательно раскрываются вокруг материнского интрузива.

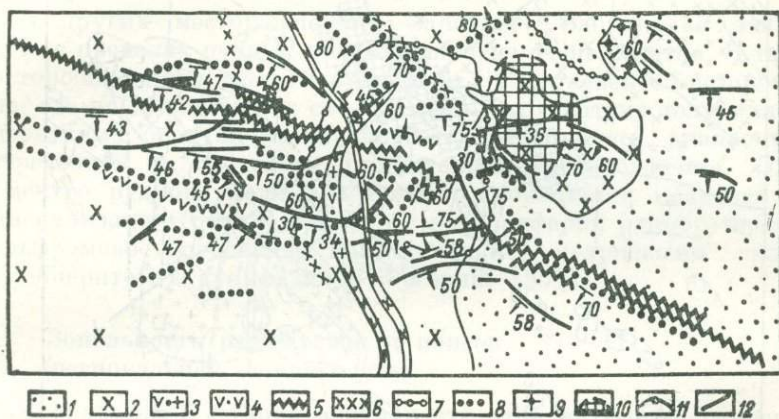


Рис. 28. Схема геологического строения Джидинского месторождения (по В. И. Игнатовичу, 1961).

1 — породы осадочно-эффузивной свиты (Сп); 2 — кварцевые диориты (Pz<sub>1</sub>); 3 — плагιοграниты; 4 — микродиориты и диоритовые порфиры; 5 — бостониты; 6 — гуджирские гранит-порфиры; 7 — микрогранит-порфиры; 8 — сиениты и сиенит-порфиры; 9 — горкинские гранит-порфиры; 10 — молибденный штокверк; 11 — контур штокверного вольфрамового оруденения; 12 — кварц-гюбнеритовые жилы.

Как отмечалось выше, горизонтальная пульсационная зональность на Джидинском месторождении выражена в том, что наиболее ранние и высокотемпературные молибденовые руды, представленные кварцевыми прожилками и жилами с молибденитом, полевым шпатом и флюоритом, локализуются в пределах рудоносного штока гранит-порфиров, тогда как минеральные образования более поздней стадии минерализации, слагающие кварц-гюбнеритовые жилы с сульфидами, а также жилы халцедоновидного кварца, располагаются в удалении на 700—1000 м от материнской интрузии (рис. 28).

На другом месторождении горизонтальная зональность имеет обратный характер: более высокотемпературные руды вольфрамовой стадии минерализации, представленные кварцевыми жилами и прожилками серого крупнокристаллического кварца с вольфрамитом, висмутином, крупночешуйчатым молибденитом и флюоритом

локализуются главным образом вблизи и в пределах рудоносных гранит-порфиров, в то время как поздние кварц-молибденовые руды размещаются в одном километре от последних (рис. 29).

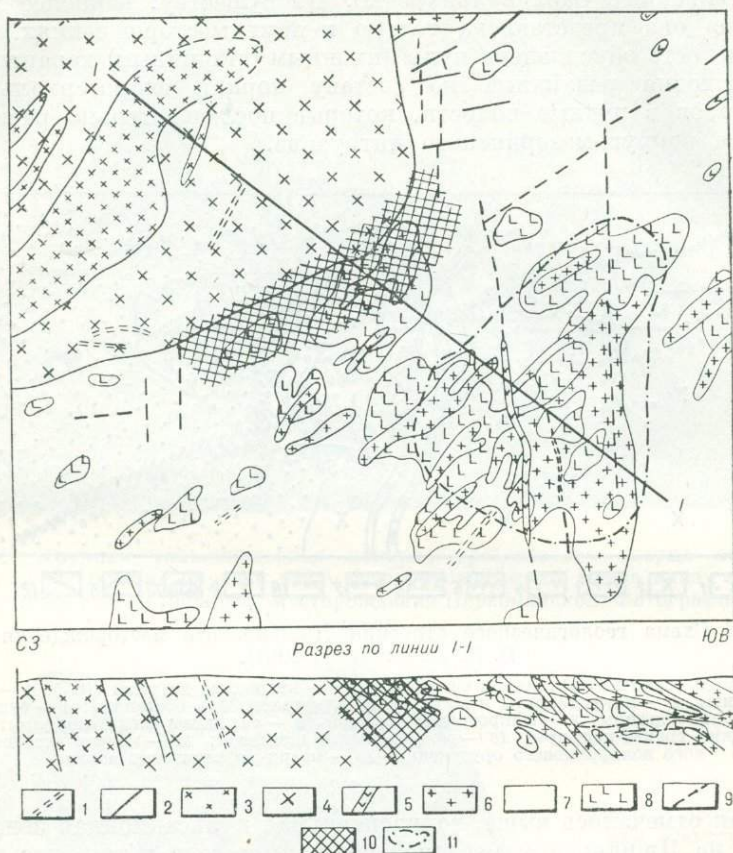


Рис. 29. Схема геологического строения вольфрамо-молибденового месторождения витимского типа (по А. Р. Зилову и В. Т. Покалову, 1962).

Мезозойский комплекс: 1 — дайки лампрофиров; 2 — дайки послерудных (?) гранит-порфиров; 3 — дорудные гранит-порфиры; 4 — порфировидные граниты с дымчатым кварцем. Палеозойский комплекс: 5 — дайки фельзитов; 6 — лейкократовые мелкозернистые граниты; 7 — крупно-и среднезернистые биотитовые граниты; 8 — кварцевые диориты; 9 — разломы.

Минерализация: 10 — зона молибденито-вольфрамито-кварцевых прожилков ранних стадий минерализации; 11 — зона молибденито-кварцевых прожилков поздних стадий.

Таким образом, в этих сходных по минеральному составу месторождениях молибденовая и вольфрамовая стадии минерализации проявляются в различной последовательности, что, наряду с особенностями развития рудовмещающих полостей при стадийном поступлении в них специализированных порций гидротерм,

приводит к образованию горизонтальной пульсационной зональности, которая тождественна по своему типу (генезису), но различна по характеру пространственного размещения молибденовой и вольфрамовых стадий минерализации, отличающихся на этих месторождениях друг от друга по температуре и времени проявления. Необходимо отметить, что на втором месторождении мощные кварц-вольфрамовые жилы были подсечены на глубине 450 м под зоной молибденовых руд, что свидетельствует о намечающейся в пределах рудного поля вертикальной пульсационной зональности.

В других месторождениях Западного Забайкалья зональность в пределах рудных полей проявлена очень нечетко. К таким месторождениям может быть отнесено Булуктаевское месторождение, где по отношению к своеобразному трубчатому телу минерализованных брекчий устанавливается зональность, аналогичная встреченной в пределах Джидинского месторождения. Здесь в центре рудного поля интенсивнее проявляется молибденовая минерализация (ранние стадии), а на периферии рудного поля — вольфрамовое оруденение, представленное кварцевыми жилами с гюбнеритом и сульфидами [Туговик, 1961б].

### **Зональность рудных зон и поясов (региональная зональность)**

К эндогенной рудной зональности этой категории относятся зональность рудных поясов и зональность рудных зон, устанавливаемая в пределах первых.

#### **Зональность рудных зон**

Зональность рудных зон проявлена в Западном Забайкалье весьма разнообразно. Здесь выделяются зоны нескольких типов, которые по своему положению в общем ходе развития складчатых областей могут быть подразделены на следующие группы:

- 1) рудные зоны стадии общего геосинклинального прогибания;
- 2) рудные зоны стадии общих восходящих движений и главных фаз складчатости;
- 3) рудные зоны стадии консолидации складчатых структур.

Кроме того, в каледонской складчатой области устанавливаются зоны фундамента, обычно представляющие собой реликтовые зоны, связанные со структурами протерозойского основания (фундамента). В особую группу выделяются рудные зоны, формирующиеся в связи с процессами мезозойской активизации байкальской и каледонской складчатых областей.

Рудные зоны стадии общего геосинклинального прогибания имеют незначительное развитие. Они представлены в Джидинском районе узкими зонами хромитовой минерализации, вытянутыми вдоль глубинных внутригеосинклинальных разломов.

Рудные зоны стадии главных фаз складчатости развиты наиболее широко. К ним, по-видимому, относятся протерозойские зоны с пегматитовой минерализацией (являющиеся в каледонской складчатой области реликтовыми), а также зоны золотых добатолитовых месторождений и зоны с редкометальной минерализацией герцинского возраста. Зоны двух последних типов отчетливо вытянуты в северо-восточном направлении согласно основным складчатым структурам герцинид; золоторудные зоны приурочены к синклинальным, а оловянно-вольфрамовые — к антиклинальным структурам. Эта особенность их размещения создает своеобразную «перемежаемость» рудных зон при подчеркнутом линейно вытянутом их положении.

Рудные зоны, связанные со стадией консолидации складчатых структур, крайне немногочисленны. Такая зона известна в Куналейском районе Зачинойской горной страны, где она имеет широтное простирание и располагается под углом к северо-восточным зонам предыдущей стадии развития герцинской складчатой области. Ее положение контролируется молодыми разломами, к которым приурочены трещинные рудоносные интрузии.

В пределах каледонской и байкальской складчатых областей широко распространены мезозойские рудные зоны, возникшие в связи с процессами активизации этих древних сооружений. Среди них выделяются зоны молибдено-вольфрамовых месторождений джидинского типа, контролируемые крупными разломами и раннемезозойскими интрузиями гуджирского комплекса, и зоны эпитермальной флюоритовой минерализации, приуроченные к мезозойским угленосным депрессиям. Последние, являясь самыми молодыми, накладываются на рудные зоны всех предыдущих типов.

В расположении зон наблюдается крайне сложный рисунок, обусловленный наложением одних зон на другие, а также появлением в образованиях фундамента реликтов более древних рудоносных структур.

При таком «переплетении» рудных зон разных типов их положение строго контролируется только свойственными данной зоне факторами. Например, в Джидинском районе наблюдается сочетание рудных зон трех типов. Наиболее древними здесь являются зоны хромитовых месторождений, контролируемые положением гипербазитовых интрузий и зонами глубинных разломов; эти зоны имеют отчетливо выраженное северо-западное простирание. Такое же направление характерно для зон редкометальных месторождений джидинского типа, приуроченных к трещинным интрузиям гуджирского комплекса и локализующихся в мезозойских разрывах. На эти рудные зоны отчетливо «накладываются» зоны эпитермальной минерализации, контролируемые наиболее молодыми позднемезозойскими разломами и впадинами, выполненными терригенными отложениями гусиноозерской серии ( $J_2$ — $Cr_1$ ).

Сонахождение таких зон в одном районе позволяет выявить взаимоотношения зон между собой и увидеть, что положение каждой предыдущей по возрасту рудоносной структуры (зоны) не влияет на положение соответственно более молодой зоны; каждая из них формируется самостоятельно, и ее положение контролируется присущим только данному типу зон комплексом факторов.

В Западном Забайкалье выделяется десять типов рудных зон, характеризующихся определенными факторами контроля и специфическим, присущим только данному типу зон оруденением (табл. 5).

Таблица 5

**Типы рудных зон Западного Забайкалья и характеристика факторов, контролирующих их положение**

Зоны	Факторы, контролирующие их положение	Возраст зон; стадии развития складчатых областей и областей активизации
1. Эпитермальной минерализации (флюорит, Au, Sb, Hg)	Наложённые мезозойские впадины и обрамляющие их разломы. В байкальской зоне — молодые разломы	Позднемезозойские. Период активизации древних консолидированных структур (стадия «терригенных наложенных впадин»)
2. Редкометалльных месторождений джидинского типа (W, Mo)	Молодые разломы и трещинные интрузии гуджирского комплекса	Раннемезозойские. Период активизации древних консолидированных структур (стадия «вулканогенных наложенных прогибов»)
3. Редкометалльных (вольфрамовых и молибденовых) месторождений (W, Mo)	Разломы и рудоносные трещинные интрузии биотитовых гранит-порфиров	Позднегерцинские. Стадия консолидации складчатых структур

Типы рудных зон	Факторы, контролирующие их положение	Возраст зон; стадии развития складчатых областей и областей активизации
4. Оловянно-вольфрамовых и молибденовых месторождений (Sn, W, Mo)	Кислые и ультракислые граниты даурекского и асаканшумиловского комплексов в центральных частях антиклинальных структур среднепалеозойских толщ	Среднегерцинские. Стадия главных фаз складчатости
5. Золото-серебряных месторождений (Au, Sb, W)	Добатолитовые интрузии диоритового состава. Приуроченность к синклинальным структурам среднепалеозойских толщ	Раннегерцинские. Стадия главных фаз складчатости
6. Титаномagneитовых месторождений (Ti, Fe)	Основные интрузии монотойского комплекса, приуроченные к зонам сочленения внутригеосинклинальных поднятий с кембрийскими прогибами	Каледонские. Первые стадии главных фаз складчатости (?)
7. Хромитовых месторождений (Cr, Ni, Asb)	Ультраосновные интрузии цакирского комплекса и зоны глубинных разломов во внутригеосинклинальных вулканогенных прогибах и на сочленении начальных поднятий и жестких структур фундамента	Раннекаледонские. Стадия геосинклинального прогибания
8. С колчеданной минерализацией (Zn, Pb, Cu) (предполагаемые)	Осадочно-вулканогенные геосинклинальные комплексы на их сочленении с внутригеосинклинальными поднятиями, сложенными породами докембрия	То же
9. Пегматитовых месторождений (Mus, Ta, Nb)	Кислые граниты туранского комплекса. В каледонской области — внутригеосинклинальные поднятия	Протерозойские. Стадия главных фаз складчатости

Расположение однотипных зон в пространстве позволяет выявить более крупные рудоносные структуры — рудные пояса, характеристика которых приводится ниже.

#### О рудных поясах Западного Забайкалья (зональность рудных поясов)

В размещении эндогенных месторождений Западного Забайкалья очень отчетливо проявляется региональная зональность, обусловленная строгой приуроченностью месторождений определенного возраста и генетического типа к выдержанным крупным рудоносным структурам или рудным поясам.

По особенностям своего геологического положения и возрасту они подразделяются на две группы: домезозойские и мезозойские рудные пояса.

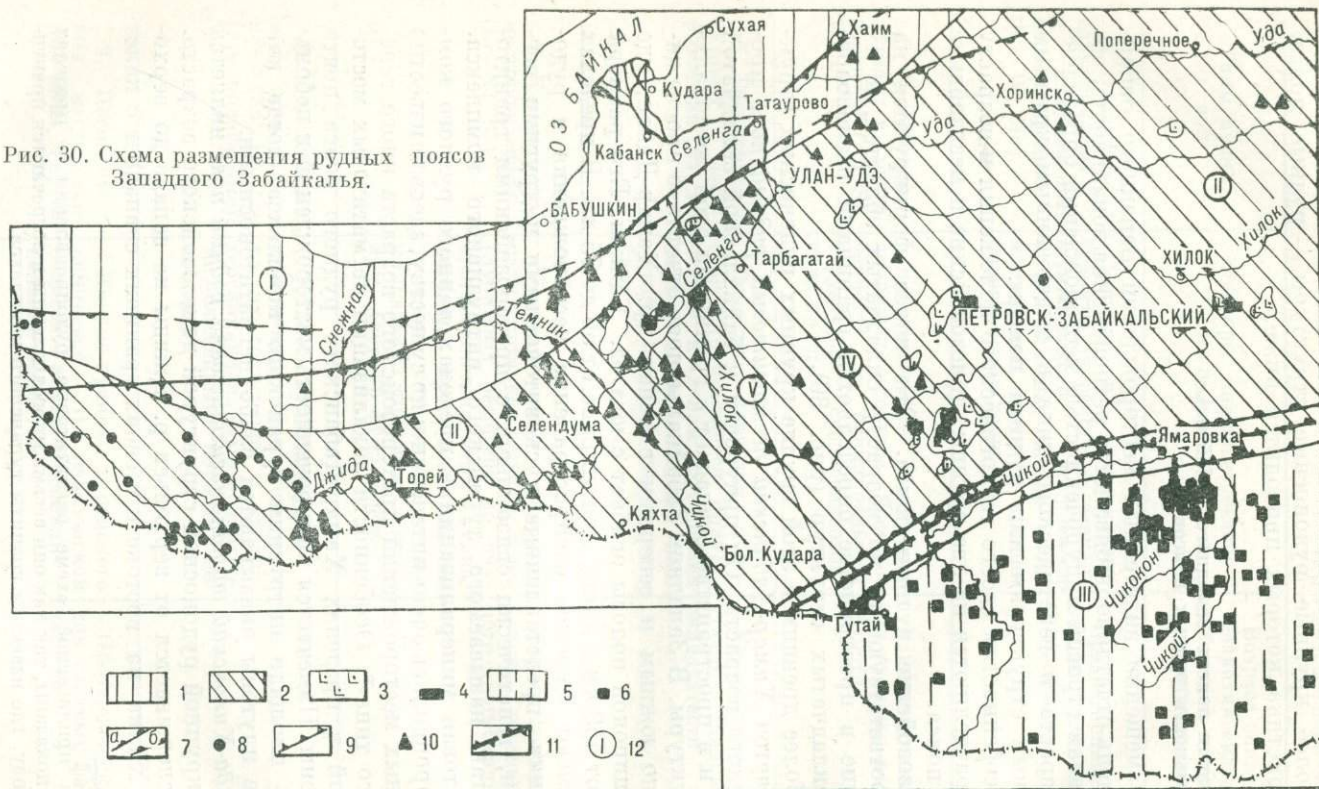
**Домезозойские рудные пояса.** Эти пояса формируются на месте соответствующих по возрасту складчатых областей, и их положение в пространстве определяется границами разновозрастных складчатых структур (рис. 30).

Наиболее древним в этой группе крупных рудоносных структур является *Хамар-Дабанский пегматитовый рудный пояс* протерозойского возраста. Он приурочен к байкальской складчатой области и в пространстве совпадает с границами этой региональной структуры. В Западном Забайкалье пояс отчетливо прослеживается по южным и северным склонам хр. Хамар-Дабан, где в виде широкой полосы огибает с юга оз. Байкал. Его размеры достигают 450 км в длину при ширине от 50 до 75 км. В пределах пояса имеют широкое распространение месторождения и рудопроявления, представленные мусковитоносными и другими пегматитами, генетически связанными с протерозойскими гранитоидами так называемого туранского интрузивного комплекса. Пегматитовая минерализация в пределах данного рудного комплекса проявилась очень интенсивно; по существу, здесь не известно эндогенных месторождений протерозойского возраста иного генетического типа \*. Особенности локализации пегматитовых месторождений в пределах Хамар-Дабанского рудного пояса почти не изучены. Намечается приуроченность месторождений к небольшим по площади интрузиям туранского комплекса, тогда как крупные плутоны оказываются слабо пегматитоносными.

*Джида-Хилокский титаномагнетитовый рудный пояс* является второй крупной рудоносной структурой домезозойского возраста. Он прослеживается от верховьев р. Джиды на западе до верховьев р. Хилка на востоке и в своих границах совпадает с кале-

\* На прилагаемой схеме пегматитовые рудопроявления в пределах пояса не показаны, так как они весьма многочисленны и встречаются практически всюду, где известны граниты туранского комплекса.

Рис. 30. Схема размещения рудных поясов Западного Забайкалья.



1 — Хамар-Дабанский пегматитовый протерозойский рудный пояс (I); 2 — Джидза-Хилокский титаномангнетитовый каледонский рудный пояс (II); 3 — основные интрузии моностойского комплекса; 4 — титаномангнетитовые месторождения и рудопроявления; 5 — Зачикийский оловянно-вольфрамовый герциновый рудный пояс (III); 6 — оловянно-вольфрамовые месторождения; 7 — границы Джидзинского молибдено-вольфрамового раннемезозойского рудного пояса (IV); а — южная граница; б — предполагаемая северная граница; 8 — молибденовые и вольфрамовые месторождения джидзинского типа; 9 — границы Селенгинского флюоритового послепалеозойского рудного пояса (V); 10 — флюоритовые месторождения; 11 — Чикойский глубинный разлом; 12 — номера поясов.

донской складчатой областью. В пределах этого рудного пояса имеют развитие небольшие интрузии габбро, габбро-диоритов, габбро-сиенитов и анортозитов (монотойский интрузивный комплекс), с которыми генетически связаны титаномagnetитовые месторождения и рудопроявления. На самом западе этого рудного пояса в верховьях р. Джиды с ультраосновными породами ассоциируют небольшие рудопроявления хрома \*. По своим размерам Джидо-Хилокский рудный пояс является наиболее крупным среди докембрийских рудоносных региональных структур. Он прослеживается более чем на 700 км при ширине в центральной своей части до 200 км. В пределах пояса особенности локализации рудоносных массивов основных пород окончательно не выяснены. Как отмечалось выше, намечается приуроченность массивов рудоносных габбро к участкам сочленения внутригеосинклинальных поднятий, сложенных протерозойскими породами, с кембрийскими прогибами.

Третий докембрийский рудный пояс Западного Забайкалья — *Зачикойский оловянно-вольфрамовый* — располагается на юго-востоке рассматриваемой территории. Он является только небольшим фрагментом крупнейшей для всего Забайкалья рудоносной структуры, контролирующей размещение редкометалльных месторождений и протягивающейся на многие сотни километров от Зачикойской горной страны до верховьев Амура. Эта структура была выделена впервые С. С. Смирновым и названа им оловянно-вольфрамовым рудным поясом Забайкалья. Известно, что в пределах этого рудного пояса локализуются редкометалльные месторождения различного возраста, причем значительная часть месторождений его юго-западного фланга имеет палеозойский (герцинский) возраст. Оловянные, оловянно-вольфрамовые и молибденовые месторождения, связанные с палеозойскими гранитами,

---

\* Здесь следует отметить, что Б. А. Иванов в 1949 г., рассматривая тектонические особенности Восточной Сибири, отмечал поясовое расположение ультраосновных интрузий в Западном Забайкалье и подчеркивал их перспективность в отношении выявления месторождений платины, никеля и других полезных ископаемых, связанных с ультраосновной магмой. Б. А. Иванов писал: «Через всю каледонскую складчатую зону, имея широтное и северо-восточное простирание, протягивается пояс ультраосновных интрузий. Он четко прослеживается в Восточном Саяне и в бассейне р. Джиды и по отдельным телам серпентинитов прослеживается через Западное Забайкалье (Малханский хребет и Цаган-Хуртей) и намечается далее, очевидно, доходя до района устья р. Нюкжи; имея чрезвычайно важное теоретическое значение для выделения каледонской складчатой зоны (каледонский возраст ультраосновных интрузий Восточного Саяна может считаться общепризнанным), этот пояс заслуживает и самого внимательного практического изучения». По современным данным ультраосновные интрузии развиты только в пределах Джидинской геосинклинальной зоны и практически не известны на остальной территории Западного Забайкалья. В связи с этим в настоящее время нет оснований для выделения каледонского пояса ультраосновных интрузий, протягивающегося из верховьев р. Джиды на юго-западе до верховьев р. Нюкжи на северо-востоке.

расположены в Западном Забайкалье в пределах герцинской складчатой области, занимающей площадь Зачикойской горной страны. Здесь, южнее Чикойского разлома, широко развиты редкометальные пегматитовые и высокотемпературные гидротермальные месторождения. Обычно это комплексные гидротермальные касситерито-вольфрамитовые с незначительным содержанием молибденита и реже собственно касситеритовые и молибденитовые месторождения. Выше было показано, что эти месторождения генетически связаны с кислыми гранитоидами так называемых даурского и асакан-шумиловского интрузивных комплексов, причем с первым ассоциируют главным образом пегматитовые, а со вторым — гидротермальные месторождения.

Северная граница Зачикойского оловянно-вольфрамового рудного пояса проходит по Чикойскому разлому, являющемуся границей между каледонской и герцинской складчатыми областями. Южная граница пояса расположена за пределами Советского Союза.

Общей особенностью мезозойских рудных поясов Западного Забайкалья является их строгая приуроченность к определенным складчатым областям, с развитием которых связано образование соответствующих им по возрасту эндогенных месторождений, определяющих металлогенический «профиль» каждой из них. Для таких рудных поясов характерно совпадение их границ с контурами разновозрастных складчатых областей. В некоторых случаях месторождения, типичные для одного рудного пояса, могут быть встречены в пределах другого. Для мезозойских рудных месторождений установлено, что месторождения, типичные для более молодых по возрасту рудных поясов, как правило, не встречаются в пределах более древних поясов и наоборот — месторождения, характерные для более древних рудных поясов, могут присутствовать на территории более молодых рудоносных структур\*.

Так, например, в пределах Джида-Хилокского титаномангнетитового рудного пояса известны протерозойские пегматитовые месторождения, приуроченные к блокам докембрийских пород (месторождения Талбагинское, Леоновское и др.), а в Зачикойском оловянно-вольфрамовом рудном поясе встречаются рудопроявления хрома, связанные с небольшими массивами — останцами раннепалеозойских основных и ультраосновных интрузий (Ингодинский массив).

**Мезозойские рудные пояса.** Эти пояса формируются среди более древних складчатых областей, и их положение в пространстве

---

\* Исключение представляют Байбинское вольфрамное месторождение и оловоносные пегматиты в падах Тореатый и Малая Байба в бассейне р. Джиды, которые условно нами относятся к палеозойским рудным образованиям.

строго не зависит от границы последних (наложенные рудные пояса). К этому типу региональных рудоносных структур относятся два рудных пояса.

*Джидинский молибдено-вольфрамовый рудный пояс* протягивается от верховьев р. Джиды на юго-западе до верховьев р. Хилка. Он занимает площадь каледонской и частично байкальской складчатых областей. Южная граница пояса проходит по Чикойскому разлому и совпадает с геологической границей между каледонской и герцинской складчатыми областями. Северная граница пояса в пределах байкальской складчатой области определяется условно; здесь следует подчеркнуть, что в настоящее время нет достаточных данных для определения точного положения северной границы молибдено-вольфрамового пояса, так как вопросы локализации интрузий гуджирского комплекса и связанных с ними месторождений в байкальской складчатой области, а также на востоке области каледонской складчатости практически не изучены. Не исключено, что раннемезозойские рудоносные интрузии, контролирующие молибдено-вольфрамовое оруденение, могут иметь очень широкий диапазон «разброса» в древних складчатых областях; в этом случае линейный, поясовый, характер размещения оруденения может быть и нарушен.

Редкометалльные месторождения, характерные для данной рудоносной структуры, локализируются главным образом в каледонской складчатой области, однако они известны и в области байкальской складчатости. В Джидинском рудном поясе наиболее широко развиты молибденовые и вольфрамовые, часто комплексные — молибдено-вольфрамовые — месторождения, связанные с трещинными приповерхностными интрузиями гранит-порфиров и лейкократовых гранитов гуджирского комплекса. Ранее отмечалось, что в отличие от редкометалльных месторождений Зачикойского рудного пояса для них характерен пульсационный характер образования, с широким участием средне- и низкотемпературных стадий минерализации, представленных сульфидными рудами и поздним кварцем с карбонатами и флюоритом. Рудоносные интрузии, как известно, имеют раннемезозойский возраст: они прорывают охарактеризованные флорой вулканогенные отложения нижнего триаса, а их галька встречается в базальных конгломератах средней юры. Наиболее насыщена месторождениями юго-западная часть Джидинского рудного пояса. В последнее время месторождения вольфрама выявлены на северо-востоке этой рудоносной структуры в среднем течении р. Хилка, что позволяет говорить о вольфрамоносности всей площади данного рудного пояса.

Второй мезозойский рудный пояс — *Селенгинский флюоритовый* — тоже располагается на территории каледонской и байкальской складчатых областей. В этом рудном поясе, охватывающем весь бассейн одноименной реки, широко распространены посленижнемеловые низкотемпературные месторождения и рудопрояв-

ления плавикового шпата, представленные жилами халцедоно-видного кварца с флюоритом. Напомним, что эти месторождения локализуются в зонах разломов, обрамляющих мезозойские наложенные депрессии, выполненные угленосными отложениями гусиноозерской серии ( $J_2$  —  $C_1$ ). Данный рудный пояс значительно по своим размерам: он протягивается широкой полосой севернее герцинской складчатой области более чем на 700 км и достигает ширины 200 км. Северная граница пояса проходит по крупным разломам, прослеживающимся в долине р. Темника и далее на северо-восток по западному берегу оз. Гусино в верховьях р. Ангира (правый приток р. Селенги), где в последнее время выявлены рудопроявления плавикового шпата; южная граница совпадает с Чикойским региональным нарушением.

Для мезозойских рудоносных региональных структур Западного Забайкалья характерной является их локализация среди более древних складчатых областей, представлявших собой к мезозою консолидированные жесткие сооружения платформенного типа. Мезозойские рудные пояса формируются на площади каледонской и байкальской складчатых областей, причем их положение не зависит от границы между последними. Южные границы таких рудных поясов располагаются на сочленении герцинских и каледонских структур и проходят по Чикойскому глубинному разлому. Мезозойские рудные пояса имеют наложенный характер и возникают в связи с процессами мезозойской активизации древних складчатых областей. Важно отметить, что в таких наложенных региональных рудоносных структурах (рудных поясах), непосредственно не связанных с геосинклинальным развитием складчатых областей, в пределах которых они локализуются, заключены крупные месторождения, имеющие большое практическое значение.

На прилагаемой схеме размещения рудных поясов отчетливо видны особенности поясового распределения эндогенных месторождений разного возраста и типа в пространстве. Особенно наглядно это устанавливается для пегматитовых и высокотемпературных гидротермальных месторождений олова и вольфрама, связанных с гранитоидами даурского и асакан-шумиловского интрузивных комплексов, и позднемезозойских эпитермальных флюоритовых месторождений.

Охарактеризованные рудные пояса продолжают в районы Восточного Забайкалья. Это устанавливается для оловянно-вольфрамового рудного пояса. Намечается продолжение в районы Восточного Забайкалья титаномагнетитового рудного пояса, прослеживающегося севернее рек Ингоды и Шилки, а также сочленение Джидинского молибдено-вольфрамового пояса с золото-молибденовым поясом Восточного Забайкалья. Имеются основания предполагать о существовании общего для всего Забайкалья крупного пояса флюоритовой минерализации, располагающегося

севернее Монголо-Охотского глубинного разлома и протягивающегося от верховьев р. Джиды на юго-западе до верховьев Амура на северо-востоке.

\* \*  
\* \*

Из вышеизложенного следует, что в Западном Забайкалье достаточно отчетливо проявилась эндогенная рудная зональность. Ее масштабы и формы различны: от зональности рудных поясов и рудных зон до зональности рудных тел. Самыми крупными элементами зональности являются рудные пояса, которые имеют разный возраст и металлогеническое содержание; рудные пояса отражают самые главные особенности металлогении рассматриваемой территории и являются наиболее контрастными региональными рудоносными структурами. В их пределах выделяются региональные структуры второго порядка — рудные зоны, среди которых устанавливается десять типов (см. табл. 5). Каждому периоду развития складчатых областей и области мезозойской активизации соответствует свой тип таких рудоносных структур.

Зональность рудных полей (месторождений) проявлена в Западном Забайкалье весьма контрастно, но в ограниченном типе месторождений. Локальная зональность (зональность рудных тел) развита более широко, причем зональность отложения преобладает над пульсационной зональностью. Характерно, что формирование эндогенных месторождений с различной зональностью происходит в разные периоды геологического развития региона. Так, пульсационная зональность, приводящая к образованию зональности в пределах рудных полей, а также отдельных тел, наиболее широко проявилась в мезозойское время в первый период активизации древних складчатых областей в месторождениях, связанных с трещинными интрузиями небольших глубин. В приповерхностных флюоритовых месторождениях пульсационная зональность выражена неконтрастно при четком проявлении на этих месторождениях стадий минерализации, сближенных во времени и крайне сходных по минеральному составу.

Зональность отложения наиболее часто встречается в герцинских оловянно-вольфрамовых месторождениях, формирующихся на значительных глубинах, или в позднемезозойских флюоритовых, образующихся в приповерхностных условиях на небольшой глубине. В обоих случаях внешнее давление в процессе рудоотложения, по-видимому, все время оставалось постоянным, что обуславливало спокойную тектоническую обстановку, в которой и происходила физико-химическая эволюция одной порции гидротерм.

В. И. Смирнов [1960, 1963] совершенно справедливо считает, что «по мере перехода от региональной зональности складчатых систем через зональность рудных узлов к зональности рудных тел меняется источник зональности, уменьшается глубина возникно-

Порядок и типы эндогенной рудной зональности в разновозрастных месторождениях Западного Забайкалья

Порядок и типы зональности	Протерозойские (пегматитовые)	Каледонские (хромитовые и титаномагнетитовые)	Гердинские (золото-шешитовые и оловяно-вольфрамовые)	Мезозойские	
				раннемезозойские (молибденовые и вольфрамовые)	позднемезозойские (флюоритовые)
Региональная зональность: 1. Зональность рудных поясов 2. Зональность рудных зон	Отчетливая »	Отчетливая (для титаномагнетитовых месторождений) Отчетливая (особенно для хромитовых месторождений)	Отчетливая »	Отчетливая »	Отчетливая »
Зональность рудных полей (месторождений): 1. Пульсационная а) горизонтальная б) вертикальная 2. Отложения	— — —	— — —	— — —	Отчетливая Проявлена не отчетливо —	— — —
Зональность рудных тел: 1. Пульсационная а) горизонтальная (по мощности) б) вертикальная прямая обратная 2. Отложения а) горизонтальная (по мощности и простиранию) б) вертикальная	— — — — —	— — — — —	— — — — —	Отчетливая Неотчетливая » » —	Недостаточно отчетливая Неотчетливая Отчетливая Недостаточно отчетливая

вення его — от сверхглубокого уровня земной коры и подкоревой оболочки до поверхностной части земли» [Смирнов, 1963, стр. 67].

В самом деле, причины региональной зональности рудных поясов и рудных зон заложены в особенностях развития разновозрастных складчатых областей и областей активизации и неразрывно связаны с глубинным строением земной коры и процессами дифференциации последней. Зональность рудных полей (месторождений) обусловлена металлогеническими особенностями материнских интрузивов и главным образом пульсационным характером развития рудоносного очага.

Зональность рудных тел, в которых зональность отложения доминирует, возникает при дифференциации рудоносных гидротерм, обычно в верхних частях земной коры, а иногда и в приповерхностных условиях.

Порядок и типы эндогенной рудной зональности, характерные для разновозрастных месторождений Западного Забайкалья, приведены в табл. 6.

## ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Рассмотренные выше особенности проявления разнообразной минерализации позволяют осветить некоторые черты металлогении отдельных элементов и наметить в самом общем виде сложную картину их концентрации в связи с развитием геологических структур Западного Забайкалья.

Для этого региона характерно, что некоторые элементы входят в состав разновозрастных рудных образований, где встречаются в различных, а порой и сходных минеральных ассоциациях в виде рудопроявлений или месторождений, возникающих в разных геологических обстановках.

Как правило, одни элементы оказываются характерными для одних крупных геологических структур, другие — для других; при этом некоторые из элементов образуют значительные концентрации неоднократно, тогда как большая часть из них дает концентрации только в небольших рудопроявлениях. Интенсивность и частота встречи (экстенсивность) проявления той или иной минерализации в Западном Забайкалье резко неодинаковы и зависят в общем случае от времени проявления оруденения.

Рассмотрим «поведение» некоторых элементов в общем ходе геологического развития Западного Забайкалья, при этом основное внимание уделим эндогенным минеральным образованиям, времени, масштабам и характеру их проявления.

**Железо.** Выше отмечалось, что железо является элементом, характерным для эндогенных рудных образований раннего палеозоя. Однако его значительные концентрации в виде рудопроявлений железистых кварцитов, а также небольших магнетитовых осадочно-метаморфических месторождений известны в протерозойских комплексах Хамар-Дабана (Мысовская группа месторождений). Кроме того, железорудная минерализация связана с протерозойскими пегматитами (месторождения: Коротковское, Леоновское и др.). Такие рудопроявления немногочисленны и невелики

по масштабам; среди них основное значение имеют осадочно-метаморфические образования при резко подчиненной роли пегматитовых.

С развитием каледонской складчатой области связано формирование крупных концентраций железных руд. Прежде всего следует отметить проявления и месторождения осадочно-метаморфического генезиса, приуроченные к осадочно-вулканогенным толщам нижнего кембрия. К ним мы относим Балягинское месторождение, рудопроявления Сарыбагырское и Киркунское. Последнему, с теми же образованиями ассоциируют выявленные в последние годы железорудные месторождения Еравнинского района.

Помимо такого типа рудных образований железо в значительных количествах концентрируется в магматических титаномагнетитовых месторождениях, связанных с основными интрузиями моностойского комплекса (месторождения Моностойского и Малханского хребтов и др.).

С раннепалеозойскими (каледонскими) гранитоидами джидинского комплекса ассоциируют небольшие магнетитовые месторождения скарнового типа, а также кварцевые жилы с гематитом и своеобразные трубчатые тела кварца, также сопровождаемые гематитом иногда в ассоциации с пиритом и золотом. Примечательно, что магнетит встречается в некоторых каледонских свинцово-цинковых месторождениях, где наблюдается в рудах в заметных количествах (месторождения Мангутское, Ульзутувское).

В связи с развитием гердинского складчатого пояса собственно железорудные месторождения не известны; нет признаков интенсивного проявления железорудной минерализации и в разновозрастных месторождениях. В мезозойских месторождениях, проявляющихся в активизированных каледонских и байкальских структурах, железорудная минерализация не имеет самостоятельного значения. Присутствие магнетита в некоторых вольфрамовых и молибденовых месторождениях, как правило, обусловлено влиянием состава вмещающих пород; масштабы этой минерализации крайне незначительны.

Наконец, гематит встречается иногда в заметных количествах в эпитермальных жилах халцедоновидного кварца, с которыми связана флюоритовая минерализация (например, район Ново-Никольского месторождения). Такие рудопроявления имеют ограниченное развитие и представляют только генетический интерес.

Из изложенного выше следует, что железорудная минерализация является наиболее характерной для раннепалеозойской эндогенной металлогении. В это время она проявилась наиболее интенсивно, причем в месторождениях различных генетических типов. Не исключено, что присутствие железорудной минерализации в геосинклинальных толщах нижнего кембрия предопределило во многом и широкое развитие незначительных по масштабам

разновозрастных и разнотипных эндогенных рудопроявлений железа. Возможно, здесь мы имеем пример частичной регенерации железорудных образований в процессе становления разновозрастных каледонских интрузивных комплексов, ассимилировавших кембрийские железоносные осадки. Во всяком случае для раннепалеозойских эндогенных рудных образований крайне характерна общая повышенная «железистость» руд. Это, по-видимому, в первую очередь обусловлено высокими содержаниями этого элемента в раннепалеозойских интрузиях.

В табл. 7 отражены характерные особенности проявления железорудной минерализации в Западном Забайкалье.

**Свинец и цинк.** Небольшие полиметаллические, галенито-сфалеритовые рудопроявления известны в раннем палеозое в связи с умереннокислыми гранитоидами джидинского интрузивного комплекса. Они представлены рудопроявлениями скарнового и гидротермального типов. Для герцинских рудных образований рассматриваемые элементы не характерны.

Значительные концентрации свинца и цинка устанавливаются в некоторых месторождениях джидинского типа, где в ряде случаев полиметаллическая минерализация накладывается на вольфрамовую, которую она сопровождает. Для каледонских рудных образований полиметаллическая минерализация является весьма типичной, так как ее экстенсивность (частота встречи) значительно выше, чем мезозойских свинцово-цинковых проявлений. В целом полиметаллическая минерализация в рудных образованиях рассматриваемой территории проявилась не интенсивно. Для нее характерна ассоциация с железорудной минерализацией в каледонских месторождениях и связь с вольфрамовым оруденением в месторождениях джидинского типа.

**Медь.** Сколько-нибудь значительных концентраций этого элемента не известно. Рассеянная вкрапленность халькопирита установлена в раннепалеозойских габбро Малханского хребта; кроме того небольшие количества этого минерала устанавливаются в титаномагнетитовых и свинцово-цинковых месторождениях раннепалеозойского возраста. Обращает на себя внимание появление халькопирита в кварцевых жилах в связи с каледонскими гранитами. Наконец, в покровах андезитовых порфиритов, возраст которых датируется в широком диапазоне (от перми до средней юры), встречается самородная медь. Последняя наблюдается или самостоятельно в небольших миндалинах (иногда с карбонатом), или в небольших карбонатных прожилках, секущих эффузивы (Маргинтуй). Много халькопирита в рудах Джидинского вольфрамового месторождения, где этот минерал тесно ассоциирует с другими сульфидами.

Обычно медная минерализация не имеет самостоятельного значения и почти всегда встречается совместно со свинцово-цинковой; масштабы ее проявления крайне незначительны.

**Олово.** Этот элемент характерен только для герцинских эндогенных образований. Он встречается как в рудоносных гранитах даурского и асакан-шумиловского комплексов, входя в состав акцессорного касситерита и слюд, так и в постмагматических продуктах их деятельности, где касситерит образует значительные концентрации в негматитовых и пегматоидных кварцево-полевошпатовых жилах, грейзенах и высокотемпературных гидротермальных кварцевых образованиях. Касситерит тесно ассоциирует с вольфрамитом, арсенопиритом, значительно реже — с молибденитом, а из нерудных минералов — с флюоритом и топазом.

Экстенсивность проявления оловянной минерализации на территории Зачикойской горной страны весьма велика. Здесь известно более 100 месторождений и рудопроявлений олова различного типа; практически касситерит встречается почти в каждой кварцевой жиле, связанной с герцинскими гранитами и на каждом участке грейзенизированных пород. Однако интенсивность проявления оловянной минерализации в отдельно взятых рудных образованиях, как правило, незначительна, хотя среди них и известны самостоятельные месторождения (например, Шумиловское).

Олово находится в тесном парагенезисе с вольфрамом, о чем свидетельствует наличие комплексных касситерито-вольфрамитовых месторождений. Связь олова с молибденом выражена неотчетливо, хотя молибденит иногда присутствует в кварц-касситеритовых жилах. Как правило, для самостоятельных молибденовых месторождений оловянная минерализация нехарактерна.

**Вольфрам.** Металлогения вольфрама во многом сходна с металлогенией олова, но имеются и принципиальные отличия. Прежде всего это обусловлено тем, что вольфрамовая минерализация в процессе геологического развития Западного Забайкалья проявляется неоднократно: она известна в каледонских, герцинских и мезозойских рудных образованиях. Наибольшей интенсивности она достигает в мезозое, когда в связи с процессами активизации каледонских структур возникают крупные концентрации вольфрамовых руд. Для вольфрамовой минерализации отчетливо устанавливается постепенное наращивание интенсивности оруденения от более древних геологических эпох к более молодым.

Так, каледонские рудопроявления вольфрама единичны; они представлены небольшими скарновыми телами с редкой вкрапленностью шеелита, возникшими на контакте умереннокислых гранитов джидинского комплекса с карбонатными породами (рудопроявление Безымянное). В связи с развитием герцинской складчатой области возникают многочисленные мелкие и реже среднего масштаба месторождения вольфрама; обычно это высокотемпературные гидротермальные образования, в которых вольфрамит часто встречается в ассоциации с касситеритом. Именно в этих месторождениях, которые генетически связаны с лейкократовыми

### Характерные особенности проявления желез

Характерные особенности	Докембрийские (протерозойские)		
	А	Б	В
Тип проявлений, характерные минеральные ассоциации	Пластовые тела железистых кварцитов и магнетитовых руд среди карбонатных толщ	Вкрапленность магнетита в пегматитах	Залежи магнетита скарнового типа на контакте пегматитовых даек и известняков. Магнетит + халькопирит
Геологические условия формирования	Геосинклинальный период развития протерозойской подвижной области	Период главной складчатости (?) протерозойской подвижной области	Период главной складчатости
Связь с интрузивными породами	—	Генетическая связь с гранитоидами туранского комплекса	Генетическая связь с протерозойскими дайками пегматитов и парагенетическая связь с туранскими гранитами
Обоснование возраста	Приуроченность к протерозойским толщам	Гранитоиды туранского комплекса прорывают отложения хангарульской свиты (Pt), а их галька встречается в базальных конгломератах кембрия	

## рудной минерализации в Западном Забайкалье

Раннепалеозойские (каледонские)					Позднемезозойские (послелижне-меловые)
А	Б	В	Г	Д	А
Пластовые тела железистых кварцитов и магнетитовых руд среди осадочно-вулканогенных толщ нижнего кембрия	Титаномагнетитовые месторождения	Скарны с магнетитом	Кварцевые жилы и тела с гематитом	Магнетит в галенито-сфалеритовых рудах	Кварц-гематитовые жилы
Геосинклинальный период развития каледонской подвижной области	Первые фазы главной складчатости	Период главной складчатости каледонской подвижной области			Период активизации каледонских стабилизированных структур
	Генетическая связь с основными интрузиями монотойского комплекса	Генетическая связь с раннепалеозойскими умереннокислыми гранитоидами джидинского интрузивного комплекса			По-видимому, парагенетическая связь с послемеловыми основными щелочными интрузиями
Приуроченность к осадочно-вулканогенным, фаунистически охарактеризованным толщам нижнего кембрия	Интрузии монотойского комплекса прорывают нижний кембрий и, в свою очередь, пересекаются гранитоидами джидинского комплекса (Pt <sub>1</sub> )	Раннепалеозойский возраст доказывается на основании связи с джидинскими гранитами			Залегание жил среди отложений гусиноозерской серии (J <sub>2</sub> —Ct <sub>1</sub> )

Характерные особенности	Докембрийские (протерозойские)		
	А	Б	В
Главные особенности локализации месторождений в пространстве	Локализация в пределах байкальского складчатого пояса	Локализация в пределах байкальской складчатой области и в блоках пород докембрия в каледонских структурах	
Промышленные перспективы выделенных групп	По-видимому, ограниченные	Нет	Нет
Примеры месторождений	Хасуртинское, Моностойское	Леоновское	Коротковское

гранитами асакан-шумиловского комплекса, вольфрамовая и оловянная минерализации переплетаются наиболее тесно, образуя месторождения касситерито-вольфрамито-кварцевой формации. На последующих периодах геологического развития Западного Забайкалья вольфрамовая минерализация резко обособляется от оловянной и образует значительные концентрации без признаков последней. Это отчетливо видно на примерах раннемезозойских вольфрамовых месторождений, в которых оловянная минерализация не проявляется.

Возникновение наиболее крупных вольфрамовых месторождений связано с процессами мезозойской активизации консолидированных каледонских структур. Для них характерна тесная связь (в пределах одного процесса рудообразования) вольфрамовой минерализации с молибденовой, причем первая проявляется позд-

Раннепалеозойские (каледонские)					Позднемезозойские (послеинженмеловые)
А	Б	В	Г	Д	А
Локализация в пределах каледонской складчатой области и в блоках раннего палеозоя среди герцинских структур	Локализация в каледонской складчатой области. Приуроченность к металлогеническим зонам, расположенным на границе кембрийских внутригеосинклинальных поднятий	Локализация только в пределах каледонской складчатой области			Байкальская и главным образом каледонская складчатые области. Приуроченность месторождений к долгоживущим разломам, обрамляющим наложенные впадины
Окончательно не выяснены. Возможно значительные	Ограниченные	Ограниченные	Нет	Нет	Нет
Балягинское, Еравнинское	Азаргинское, Арсентьевское	Мало-Кондурьевское, Мойсовское	Зурунское, Зунсулхаринское	Ульзутуевское	Ново-Никольское, Хурайское

нее молибденового оруденения, но в ряде случаев значительно интенсивнее его. Для некоторых месторождений типична ассоциация вольфрамового оруденения с полиметаллической минерализацией, которая проявляется совместно с ним, а в ряде случаев накладывается на вольфрамовые руды. В этом типе месторождений вольфрамовая минерализация в поздние стадии сопровождается халцедоновидным кварцем с флюоритом. Следует отметить специфическую особенность вольфрамовых месторождений Джидинского района, в которых вольфрам находится в тесной геохимической связи с марганцем, что выражается в образовании гюбнерита и его сонахождения в рудах с родохрозитом. По последним данным В. И. Сизых, вольфрамит встречается в послениженмеловых жилах флюоритоносного кварца в Хилокской депрессии.

Таким образом, диапазон проявления вольфрамовой минерализации во времени достаточно широк: от раннего палеозоя до позднего мезозоя. В этом интервале вольфрамовая минерализация проявлялась неоднократно, причем наиболее интенсивно в раннем мезозое, когда возникли крупные концентрации вольфрамовых руд.

**Молибден.** Особенности проявления молибденовой минерализации во времени во многом совпадают с проявлением вольфрамового оруденения. Оба типа минерализации развиваются как бы параллельно, образуя рудопроявления и месторождения одного возраста и даже сходных генетических типов; в то же время каждое оруденение имеет свои индивидуальные черты, которые отражаются в генетических особенностях месторождений, условиях их локализации и связи с другими типами минерализации. Наиболее древними молибденовыми рудопроявлениями являются раннепалеозойские скарновые и гидротермальные рудные образования, возникшие в связи с умереннокислыми интрузиями джидинского комплекса. Это незначительные и крайне редко встречающиеся рудопроявления. Гораздо шире молибденовая минерализация проявляется в связи с развитием герцинской складчатой области, когда формируются генетически связанные с лейкократовыми гранитами асакан-шумиловского комплекса месторождения кварцево-молибденитовой формации (Гутай, Грехнево, Монголка и др.).

В герцинских редкометальных месторождениях устанавливается геохимическая связь молибдена с вольфрамом и оловом, что подтверждается совместным нахождением молибденита, вольфрамита (или шеелита) и реже — касситерита в рудах высокотемпературных гидротермальных месторождений в ассоциации с топазом и флюоритом.

Наиболее значительные проявления молибденовой минерализации известны в связи с мезозойскими гранитными интрузиями, возникшими в период активизации каледонских консолидированных структур. Как было показано выше, в это время возникают молибденовые месторождения нескольких типов. Характерно, что в месторождениях джидинского типа наблюдается более раннее проявление молибденовой минерализации по отношению к основному вольфрамовому оруденению, тогда как в месторождениях витимского типа фиксируются обратные взаимоотношения.

В общем ходе геологического развития Западного Забайкалья устанавливается постепенное увеличение интенсивности молибденовой минерализации от раннепалеозойских к раннемезозойским рудным образованиям. При этом отмечается, что молибденовая минерализация почти всегда обнаруживает постоянную связь с вольфрамовым оруденением, однако формы этой связи и последовательность проявления первой различны в разных типах месторождений.

**Золото.** Эндогенные месторождения золота немногочисленны. В каледонской складчатой области они представлены небольшими образованиями кварцевого типа, для которых характерна ассоциация золота с гематитом. Наиболее интенсивно золотая минерализация проявилась в среднем палеозое в связи с развитием герцинских структур. В это время возникают многочисленные небольшие доботолитовые золото-кварцевые месторождения иногда с редкими сульфидами и турмалином. В некоторых из них золото тесно связано с вольфрамом (шеелитом) и сурьмой (антимонитом).

Незначительная золотая минерализация известна в некоторых раннемезозойских редкометалльных месторождениях джидинского типа, где появление золота в одних случаях связано с молибденовыми, а в других с полиметаллическими рудами. В последнее время установлены признаки золотого оруденения в посленижнемеловых жилах халцедоновидного кварца; однако интенсивность его проявления незначительна. Таким образом, золотая минерализация имеет в Западном Забайкалье ограниченное развитие; она наиболее характерна для герцинской металлогении и не свойственна каледонским и мезозойским рудным образованиям.

**Сурьма и ртуть.** Металлогения этих элементов практически не изучена. Это связано прежде всего с тем, что рудопроявления этих металлов единичны. Сурьмяная минерализация в крайне ограниченных масштабах проявляется в среднепалеозойских золотых месторождениях Зачуйской горной страны. В них она ассоциирует с золотом и вольфрамом (шеелитом), причем антимонит с шеелитом образует в рудах тесные сростания (Нижне-Сергинское месторождение). Кроме этого, признаки сурьмяной минерализации устанавливаются в редкометалльных месторождениях Джидинского района, где сурьма входит в состав блеклых руд (Джида), а антимонит в виде редких единичных включений встречается в халцедоновидном кварце поздних стадий рудообразования (месторождение Долон-Модон). Наличие сурьмяной минерализации устанавливается в связи с послемеловыми жилами халцедоновидного кварца и зонами молодых разломов, обрамляющих наложенные мезозойские депрессии. Так, например, резко повышенные содержания сурьмы фиксируются в водах речек, дренирующих зоны разломов в северном борту Тугнуйской впадины. Ртутная минерализация в виде киновари фиксируется в позднем халцедоновидном кварце в некоторых редкометалльных месторождениях джидинского типа [Туговик, Телега, 1960], а также в связи с зонами молодых разломов, где в пространственной связи с жилами халцедоновидного кварца наблюдается повышенное содержание киновари в рыхлых отложениях.

**Фтор.** Пожалуй, наиболее отчетливо в Западном Забайкалье удается проследить особенности развития фторовой (флюоритовой) минерализации, которая проявляется неоднократно от докембрия до мезозоя.

Таблица характерных особенностей проявлений

Характерные особенности	Докембрийские (протерозойские)	Среднепалеозойские (герцинские)
Тип проявлений, характерные минеральные ассоциации	Редкая вкрапленность одиночных зерен флюорита в пегматитах	Флюорит в оловоносных и вольфрамоносных пегматитах; флюорит-мусковитовые грейзены; флюорит в высокотемпературных месторождениях олова и вольфрама. Ассоциация флюорита с касситеритом и вольфрамитом, реже молибденитом
Геологические условия формирования	По-видимому, главная складчатость протерозойской подвижной (геосинклинальной) области	Главная складчатость среднепалеозойской (герцинской) подвижной (геосинклинальной) области
Связь с интрузивными породами	Предполагается генетическая связь с гранитоидами туранского интрузивного комплекса	Генетическая связь с кислыми и ультракислыми гранитами даурского и асакан-шумиловского комплексов
Обоснование возраста	Гранитоиды туранского комплекса прорывают отложения хангарульской свиты (Pt), а их галька находится в базальных конгломератах кембрия	Гранитоиды вышеназванных комплексов прорывают отложения среднего палеозоя, а их гальки встречаются в конгломератах перми (гутайской свиты)

## флюоритовой минерализации в Западном Забайкалье

Раннемезозойские (досреднеюрские)		Позднемезозойские (послеянгимеловые)
А	Б	
Гидротермальные редкометалльные месторождения (W + Mo), сформированные в несколько стадий минерализации. Проявление флюорита в ранние стадии с молибденитом, вольфрамитом и полевым шпатом, в поздние стадии с халцедоновидным кварцем и карбонатами	Аксессуарный флюорит в щелочных породах. Мономинеральные флюоритовые прожилки	Кварц-флюоритовые и флюоритовые жилы. Характерна ассоциация флюорита с халцедоновидным кварцем
Активизация стабилизированных каледонской и байкальской складчатых областей (I этап — до образования наложенных впадин)	Активизация стабилизированной каледонской складчатой области (I этап — до образования наложенных впадин)	Активизация стабилизированных складчатых областей (II этап — формирование наложенных терригенных впадин и обрамляющих их разломов)
Генетическая связь с приповерхностными кислыми интрузиями гуджирского интрузивного комплекса	Генетическая связь с щелочными интрузиями куналейского интрузивного комплекса	Парагенетическая связь с дайками щелочных пород — дифференциатами основных магм
Гранитоиды комплекса прорывают вулканогенные толщи пермо-триаса, а их галька встречается в отложениях гусиноозерской серии (J <sub>2</sub> — Cr <sub>1</sub> )	Интрузии комплекса прорывают вулканогенные толщи триаса, а их галька встречается в отложениях гусиноозерской серии (J <sub>2</sub> — Cr <sub>1</sub> )	Залегание кварц-флюоритовых рудных тел в отложениях нижнего мела (Иволгинская, Тугнуйская, Убукунская и другие депрессии)

Характерные особенности	Докембрийские (протерозойские)	Среднепалеозойские (герцинские)
<p>Главные особенности локализации месторождений в пространстве</p> <p>а) региональные</p> <p>б) локальные</p>	<p>а. В пределах байкальской складчатой области и в блоках пород докембрия в каледонских структурах</p>	<p>а. Встречаются преимущественно в пределах герцинской складчатой области.</p> <p>б. Приурочены главным образом к ядрам антиклинальных структур</p>
<p>Промышленные перспективы выделенных групп проявлений</p>	<p>Нет</p>	<p>Нет</p>
<p>Примеры месторождений</p>	<p>Некоторые пегматиты Заганского хребта и Хамар-Дабана</p>	<p>Пегматиты Еловки, грейзены Шумиловского и Молодежного редкометалльных (Sn + W) месторождений</p>

Эта минерализация широко развита в Западном Забайкалье, и ее наиболее значительные концентрации известны в поздне-мезозойских месторождениях. Однако было бы неверно думать, что концентрации флюорита свойственны эндогенным рудным образованиям только этого возраста. Нет, в этом регионе известны рудопроявления и даже значительные месторождения флюорита, сформировавшиеся в иное время. Они возникают в различной геологической обстановке и связаны с разными комплексами интрузивных пород (см. табл. 8).

Важно отметить, что характер связи флюоритовой минерализации с интрузиями и ее генетические особенности менялись во

Раннемезозойские (досреднеюрские)		Позднемезозойские (последнижнемеловые)
А	Б	
<p>а. Главным образом в пределах каледонской складчатой области.</p> <p>б. Зоны разломов северо-западного простирания (Джидинский район)</p>	<p>а. Только в пределах каледонской складчатой области.</p> <p>б. Намечается приуроченность к долгоживущим разломам</p>	<p>а. Байкальская и главным образом каледонская складчатые области. Приуроченность месторождений к долгоживущим зонам разломов, обрамляющим наложенные впадины.</p> <p>б. Локализация месторождений в трещинах скосла, оперяющих региональные разломы</p>
<p>Крайне ограниченные для мелких месторождений поздних стадий (халцедоновидный кварц + флюорит). Возможно крупные в кварц-вольфрамитовых штоках типа Инкура</p>	<p>Окончательно не выяснены; по-видимому, ограничены</p>	<p>Значительные; возможно выявление крупных промышленных месторождений</p>
<p>Джида, Булуктай и др.</p>	<p>Мало-Куналейский массив; Боргойское проявление</p>	<p>Первомайское, Бурун-Ульское, Харасунское, Хурайское и др.</p>

времени. Так, среднепалеозойские рудопроявления флюорита генетически связаны с кислыми и ультракислыми гранитами, причем флюоритовая минерализация в этих рудопроявлениях проявляется настолько тесно с редкометальной (W, Sn), что практически не может рассматриваться независимо от последней. В раннемезозойских редкометальных месторождениях, ассоциирующих с трещинными интрузиями гуджирского комплекса, самостоятельная флюоритовая минерализация уже в значительной мере обособлена от редкометальной, так как ее максимальное проявление приурочено к поздней стадии минерализации, представленной жилами халцедоновидного кварца. В то же время

в этих месторождениях значительная часть флюорита образуется совместно с молибденитом на ранних стадиях рудного процесса.

Для посленижнемеловых проявлений флюоритовой минерализации устанавливается парагенетическая связь с интрузивными породами, дифференциатами основной магмы.

Из приведенной таблицы следует, что флюоритовая минерализация проявляется в различные периоды геологического развития региона, но наибольшей своей интенсивности достигает только в месторождениях, формирующихся в связи с мезозойской активизацией древних (каледонских и байкальских) складчатых структур.

Многочисленное проявление флюоритовой минерализации во времени и связь с различными по составу и особенностям формирования интрузивными породами позволяют считать ее крайне характерной для данного региона и рассматривать как одну из специфических особенностей послемагматических эндогенных процессов на территории Западного Забайкалья.

---

Настоящий краткий обзор металлогении некоторых элементов имел своей главной целью показать особенности эволюции проявления одного и того же элемента в общем ходе геологического развития Западного Забайкалья. Как следует из вышеизложенного, различные элементы образуют концентрации в виде минеральных образований в разные периоды геологического развития, причем масштабы проявления оруденения (интенсивность) и частота их встречаемости (экстенсивность) являются резко неодинаковыми. Одни элементы характерны для многих геологических эпох, связаны с различными интрузивными породами и формируются в разной структурной обстановке, другие — свойственны только определенным стадиям развития какой-либо одной складчатой области. Анализ проявления отдельных элементов во времени позволяет установить наиболее характерные из них для определенных крупных геологических структур или, иными словами, раскрыть металлогенический облик различных площадей рассматриваемой территории. При таком анализе, например, отчетливо устанавливается, что железо является наиболее характерным элементом рудных образований каледонской складчатой области, а олово, вольфрам, молибден и золото типичны для районов герцинской складчатости. При этом выявляется, что в герцинских месторождениях первые три элемента образуют тесную парагенетическую ассоциацию, тогда как в мезозойских месторождениях, формирующихся в активизированных древних структурах, наблюдается тенденция к «сепарации» в рудном процессе молибдена от вольфрама, а олово вообще не проявлено в рудных образованиях этого времени.

Для молибденовой и вольфрамовой минерализаций, которые характеризуются наиболее постоянным и тесным «содружеством», типично нарастание интенсивности оруденения от более древних эпох к более молодым. В раннепалеозойское время эти типы минерализации представлены незначительными по масштабам рудопроявлениями, тогда как в среднем палеозое роль молибденовой и вольфрамовой минерализаций существенно возрастает. Для этого периода характерна значительная экстенсивность проявления рассматриваемого оруденения с образованием отдельных средних и мелких по масштабам месторождений. Наиболее крупные концентрации (месторождения) молибденовых и вольфрамовых руд возникают в мезозое в связи с процессами активизации; для этого периода характерна относительно небольшая экстенсивность при отчетливо возросшей интенсивности оруденения.

Золото наиболее характерно для герцинской эпохи; рудопроявления иного времени практически имеют минералогический интерес.

Особенностью некоторых элементов (Mo, W, F), образующих крупные месторождения в связи с процессами мезозойской активизации древних консолидированных структур, является увеличение интенсивности их проявления по мере омоложения возраста рудопроявлений и понижение частоты встречаемости последних (экстенсивности оруденения). Такая зависимость, по-видимому, не является случайной; она, очевидно, обусловлена повышенной рудоносностью мезозойских интрузий, их четко выраженным специализированным металлогеническим обликом. Наконец, нельзя не отметить, что анализ металлогении отдельных элементов позволяет проследить «надежные» связи одних элементов с другими, которые не нарушаются в течение нескольких эпох минералообразования. Такими наиболее устойчивыми ассоциациями элементов для Западного Забайкалья являются молибден и вольфрам; к ним тесно примыкает фтор.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В настоящей главе рассмотрены вопросы генезиса месторождений, которые имеют общее значение. К ним относятся: характер связи месторождений с интрузивными породами, стадийное образование месторождений, роль давления при их формировании, соображения о температуре и характере гидротермальных растворов. Эти вопросы, тесно связанные между собой, рассматриваются не с «чисто» физико-химической точки зрения, а главным образом с позиции геологических условий образования месторождений.

### О характере связи эндогенных месторождений с интрузивными породами

Как было показано выше, почти все эндогенные месторождения Западного Забайкалья связаны с интрузивными породами; однако характер этой связи существенно различен. Установление последнего представляет не только теоретический, но и практический интерес, так как форма связи эндогенной минерализации с магматическими породами в ряде случаев определяет направление поисковых работ.

Вопросам связи оруденения с интрузиями посвящены многочисленные публикации, среди которых следует отметить работы С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, Х. М. Абдуллаева, Г. Д. Афанасьева, Ф. И. Вольфсона, В. С. Коптева-Дворникова, И. Ф. Григорьева и Е. И. Долмановой, М. Г. Руб, Ф. Н. Шахова и многих других. Нет необходимости останавливаться на выводах этих исследователей, так как они опубликованы и широко известны. Необходимо только подчеркнуть, что связь оруденения с интрузиями обычно устанавливается на основании следующих факторов (критериев): структурно-геологических, минералого-петрографических, петрохимических и геохимических [Билибин, 1947;

Коптев-Дворников и др., 1960; Руб, 1956; Заболотная и др., 1962 и др.). Как правило, они оцениваются в совокупности.

В настоящее время с учетом данных по Западному Забайкалью можно говорить о трех формах связи эндогенной минерализации с магматическими породами: 1) генетической, 2) парагенетической и 3) структурной.

Генетическая форма связи оруденения с интрузиями подразумевает «материнскую» связь минерализации с каким-либо магматическим телом, когда по совокупности ряда факторов можно утверждать, что именно данные интрузии явились непосредственно источником эндогенного оруденения.

Парагенетическая форма связи оруденения с интрузиями отражает взаимоотношения минерализации и интрузивных тел в тех случаях, когда эти образования являются производными одного и того же магматического очага и находятся между собой как бы в «братских» связях по отношению к материнской рудо-генерирующей интрузии.

Структурная форма связи оруденения с интрузиями является только чисто пространственной, когда в силу целого ряда благоприятных обстоятельств, обычно тектонического характера, разновозрастные оруденение и интрузии совмещены территориально, но не связаны между собой генетическими или парагенетическими взаимоотношениями.

Для эндогенных месторождений Западного Забайкалья устанавливаются все три формы связи с интрузиями, при этом характер связи оруденения во многом зависит от времени и геологических условий проявления той или иной минерализации. Рассмотрим примеры этой связи.

**Генетическая связь оруденения с интрузиями.** Эта форма связи эндогенной минерализации с интрузивными телами проявлена в Западном Забайкалье достаточно отчетливо и широко.

В качестве примера такой связи прежде всего следует привести магматические хромитовые и титаномagnetитовые месторождения, приуроченные соответственно к ультраосновным и основным породам. В данном случае генетический характер связи магматических месторождений с интрузиями доказывается вполне однозначно. Об этом свидетельствует не только постоянная приуроченность оруденения к интрузиям, но и сам характер распределения оруденения в массивах, свидетельствующий о наличии практически неразрывного, единого процесса в образовании рудных и петрогенных составляющих.

Для пегматитовых месторождений, среди которых устанавливаются протерозойские, раннепалеозойские и среднепалеозойские образования, генетическая связь с интрузиями доказывается по совокупности признаков. Прежде всего сюда относится выдержанная приуроченность пегматитовых месторождений определенного типа к соответствующим комплексам интрузивных пород,

с которыми оруденение имеет одинаковый возраст, а также локализация месторождений и интрузивных пород в одних и тех же структурных зонах.

Так, например, протерозойские слюдоносные пегматиты почти всегда в пространстве связаны с разновозрастными гранитоидами туранского комплекса и совместно с ними локализуются или в пределах байкальской складчатой области, или в крупных блоках протерозоя среди каледонских сооружений.

Оловоносные пегматиты Зачикойской горной страны в пространстве всегда ассоциируют с интрузиями даурского комплекса, которые в ряде случаев имеют пегматоидное строение и содержат акцессорный касситерит. Оловоносные пегматиты и даурские граниты развиты в одних и тех же структурных зонах. Пегматитовые месторождения и гранитоиды характеризуются сравнимой глубиной формирования, о чем свидетельствует абиссальный облик гранитов и соответствующий ему пегматитовый тип оруденения. Это обстоятельство имеет немаловажное значение, так как некоторые исследователи полагают, что пегматитовые месторождения Зачикойской горной страны (Мензинского района) связаны с трещинными мезозойскими интрузиями; в этом случае мы имеем резкое несоответствие между глубиной формирования мезозойских гипабиссальных массивов и характером оруденения, последнее обычно проявляется на значительном расстоянии от поверхности (около 3—4 км).

По-видимому, можно считать обоснованной генетическую связь раннепалеозойских скарновых месторождений и рудопроявлений, которые повсеместно возникают на контакте каледонских гранитов с карбонатными породами.

Для доказательств связи гидротермальных месторождений с интрузивными породами необходимо значительно большее число критериев. В этом отношении представляют определенный интерес высокотемпературные комплексные оловянно-вольфрамовые гидротермальные месторождения Зачикойской горной страны, для которых доказывалась генетическая связь со среднепалеозойскими гранитами. Напомним, что признаками такой связи служат следующие: тесная и повсеместная пространственная связь месторождений с лейкократовыми, часто пегматоидными гранитами асакан-шумиловского комплекса; локализация месторождений и интрузий в одних и тех же рудоносных зонах, приуроченных к центральным частям антиклиналей; расположение месторождений в пределах интрузий, реже в зонах экзоконтакта; приуроченность рудных тел к первичным трещинам прототектоники; наличие в миароловых пустотах касситерита и вольфрамита, а в неизмененных гранитах акцессорного вольфрамита, касситерита, молибденита, флюорита, топаза (как известно, эти минералы входят в состав рудных тел); присутствие олова в слюдах рудоносных гранитоидов [Григорьев, 1957].

Совокупность этих признаков, по нашему мнению, с уверенностью позволяет говорить о генетическом характере связи редкометального, оловянно-вольфрамового оруденения Зачиной горной страны с герцинскими гранитоидами асакан-шумиловского интрузивного комплекса.

Несколько сложнее доказать генетическую связь молибденовых и вольфрамовых месторождений с раннемезозойскими интрузиями. Напомним, что в последнее время Е. Н. Смолянский [1960] и Г. И. Туговик и Ю. Т. Телега [1960] высказывают соображения о парагенетическом характере связи этих месторождений с трещинными интрузиями гуджирского комплекса. Признаками таких взаимоотношений, по их мнению, служат небольшой размер интрузий, их в некоторых случаях сужающаяся книзу форма и отчетливо трещинный характер.

Нами при определении связи молибденового и вольфрамового оруденения с трещинными интрузиями учитываются следующие факты: 1) тесная пространственная связь оруденения и интрузий; 2) их локализация в одних и тех же структурных зонах (разных порядков); 3) одинаковый возраст рудных образований и интрузий; 4) сходные глубины образования интрузивов и оруденения. Для интрузий, как это было показано выше, характерны незначительные глубины формирования, о чем свидетельствует их гранит-порфировый облик и переходы в зонах экзоконтакта гранит-порфиров во флюидальные кварцевые порфиры и гранит-порфиры эффузивного облика. Таким особенностям интрузий соответствует многостадийный характер связанного с ними оруденения. Кроме того устанавливается температурная зональность минерализации вокруг массивов, обусловленная пульсационным характером поступления различных по температуре и составу порций растворов в одновременно раскрывающиеся трещины, что также, по нашему мнению, свидетельствует о генетической связи гидротерм с интрузиями и может служить надежным признаком связи минерализации с последними.

Анализируя указанные выше признаки в совокупности, мы приходим к выводу, что редкометальные, молибденовые и вольфрамовые месторождения, которые возникают в раннем мезозое в активизированных в мезозое байкальских и каледонских структурах, генетически связаны с одновозрастными трещинными приповерхностными интрузиями гранитов и гранит-порфиров. По тем же самым признакам предполагается генетическая связь и молибденовых рудопроявлений, ассоциирующих с аляскитами поздних фаз куналейского комплекса щелочных интрузий.

Таким образом, для многих эндогенных месторождений Западного Забайкалья устанавливается их генетическая связь с определенными комплексами интрузивных пород. Эта связь наиболее просто доказывается для магматических и пегматитовых месторождений, тогда как для гидротермальных, в особенности

раннемезозойских месторождений, образующихся многостадийно, необходима совокупность признаков, подтверждающих наличие таких взаимоотношений.

**Парагенетическая связь оруденения с интрузиями.** Этот тип связи эндогенной минерализации с интрузивными породами не широко распространен в Западном Забайкалье, если его рассматривать только для месторождений, не имеющих иных форм связи с интрузиями. Совершенно очевидно, что наличие генетических связей того или иного оруденения с интрузиями допускает существование парагенетической связи минерализации с магматическими дифференциатами последней. В то же время парагенетическая связь может быть единственной формой взаимоотношений минеральных образований с магматическими породами. Такие случаи немногочисленны и могут быть проиллюстрированы на примере золото-шеелитовых месторождений Зачикийской горной страны и эпитермальных флюоритовых месторождений. Первые в пространстве повсеместно связаны с небольшими телами диоритов и аналогичными по составу дайками.

Признаков, позволяющих говорить о генетическом родстве золотой минерализации с диоритовыми магмами, установить не удалось. Однако совершенно несомненна пространственная и временная связь этих образований, что и позволяет высказать предположение о парагенетической связи золотого оруденения и малых доботолитовых интрузий диоритов. При этом подразумевается, что месторождения золота и диоритовые интрузии являются дифференциатами одного и того же скрытого на глубине магматического очага.

Другой пример относится к эпитермальным флюоритовым месторождениям, которые, как это было показано выше, парагенетически связаны с посленижнемеловым комплексом основных щелочных пород.

Эти два примера иллюстрируют характер парагенетической связи оруденения с интрузиями, когда для минерализации не устанавливаются генетические взаимоотношения с материнскими породами.

Необходимо отметить, что парагенетическая связь оруденения с интрузивными породами доказывается во многих случаях для месторождений, характеризующихся генетическими взаимоотношениями с материнскими интрузиями. Для таких месторождений их связь с магматическими дифференциатами рудоносных интрузивов будет парагенетической.

**Структурная связь оруденения с интрузиями.** Под структурной связью оруденения с интрузиями нами понимаются такие взаимоотношения этих образований, когда они, являясь существенно разновозрастными, локализируются в пределах одних и тех же структур, в ряде случаев создавая впечатление генетической или парагенетической связи.

Примером такой структурной связи в Западном Забайкалье являются взаимоотношения посленижнемеловых флюоритовых месторождений с домеловыми щелочными интрузиями куналейского интрузивного комплекса, которые так же, как и первые локализируются в зонах долгоживущих нарушений, приуроченных к бортам наложенных мезозойских впадин. В этом отношении показательны месторождения плавикового шпата Бурун-Ула и Манжа, где наблюдается локализация кварц-флюоритовых тел в пределах граносиенитов и сиенитов куналейского комплекса. Это обстоятельство позволило некоторым исследователям генетически связывать флюоритовые месторождения со щелочными породами. Более того, в сиенитах Манжинского месторождения встречается акцессорный флюорит, что явилось дополнительным веским доказательством генетической связи флюоритовой минерализации с сиенитами. В то же время, геологические данные свидетельствуют об иных взаимоотношениях оруденения с интрузиями: на этих месторождениях было установлено непосредственное наложение отложений гусиноозерской серии на размытую поверхность сиенитов и граносиенитов; в то же время прожилки и жилы кварца с флюоритом отчетливо рассекали конгломераты и песчаники этой серии. Причем в базальных конгломератах были встречены гальки сиенита, в которых в свежих сколах можно было видеть небольшие зерна флюорита в миароловых пустотках. Эти примеры показывают, что кварц-флюоритовые жилы и интрузии сиенитов связаны общей структурной приуроченностью к тектоническим зонам, обрамляющим депрессии, но имеют различный возраст и поэтому не могут рассматриваться как образования, находящиеся в генетическом родстве.

Следует отметить, что примеры, подтверждающие разновозрастность флюоритовой минерализации и сиенитов, не единичны; так, например, подобные взаимоотношения наблюдались на Шаралдайском месторождении, где флюоритовые прожилки локализируются в меловых конгломератах, содержащих обильную гальку сиенитов куналейского комплекса.

\* \* \*

Таким образом, на примере эндогенных месторождений Западного Забайкалья устанавливается существование трех форм связи оруденения с интрузиями: генетической, парагенетической и структурной. Интересно отметить, что возраст месторождений и характер их связи с интрузивными породами имеет определенную зависимость. Так, более древние месторождения (протерозойские пегматиты и каледонские магматические и скарновые месторождения) характеризуются главным образом генетическими взаимоотношениями с интрузиями; это типично и для герцинских месторождений; однако среди них уже проявлены и парагенетические формы связи (добатолитовые золоторудные месторождения).

Для раннемезозойских редкометальных месторождений, хотя и связанных генетически с трещинными интрузиями гранитов, парагенетические взаимоотношения с дайковым комплексом, который сопровождает последние, выражены очень четко. В свою очередь, наиболее молодые посленижнемеловые эпитермальные месторождения плавикового шпата характеризуются только парагенетической связью с одновозрастными дайками и структурной связью с домеловыми сиенитами куналейского комплекса.

Такая эволюция форм связи оруденения с интрузиями отражает геологические особенности образования месторождений, в том числе и глубину их становления. В самом деле, имеются все основания полагать, что генетическая связь характерна для месторождений значительных глубин, парагенетическая — средних и малых глубин, а структурная — главным образом для приповерхностных эпитермальных месторождений.

Для наиболее хорошо изученных эндогенных месторождений послепротерозойского возраста устанавливается характерная эволюция состава пород, с которыми они связаны. Так, раннекаледонские и каледонские месторождения ассоциируют с ультраосновными, основными и умереннокислыми породами; магматические месторождения хрома неразрывно связаны с массивами ультраосновных пород, титаномагнетитовые месторождения — с габбро, а скарновые и гидротермальные — с гранодиоритами и биотитово-роговообманковыми гранитами.

Для герцинских редкометальных месторождений устанавливается связь с кислыми и ультракислыми гранитами. С аляскитами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами ассоциируют раннемезозойские месторождения вольфрама и молибдена. Послемеловые флюоритовые месторождения парагенетически связаны с основными щелочными интрузиями, дифференциатами основных магм.

Таким образом, наблюдается четкая эволюция в составе интрузий, генетически (или парагенетически) связанных с послепротерозойскими рудными месторождениями Западного Забайкалья. Это изменение состава пород идет в общем виде: от ультраосновных к ультракислым и вновь к основным. При этом характерно, что с основными магмами связаны месторождения, четко приуроченные к зонам глубинных долгоживущих разломов; такими месторождениями являются наиболее древние раннепалеозойские хромитовые и наиболее молодые посленижнемеловые флюоритовые месторождения.

Сочетания форм связи определенного оруденения с интрузивными породами могут быть различными. Возможны случаи, когда одно и то же оруденение оказывается связанным с одной группой пород генетически, с другой — парагенетически и с третьей — только структурно. Так, например, молибдено-вольфрамовые месторождения джидинского типа генетически связаны с лейкокра-

товыми гранитами и гранит-порфирами; парагенетические отношения они имеют с дайковым комплексом этих интрузий; в некоторых случаях месторождения и рудные тела приурочены к полям развития палеозойских даек, с которыми оказываются связанными только структурно.

В процессе развития складчатых областей форма связи той или иной минерализации с интрузивными породами может меняться. Это отчетливо устанавливается на примере изучения флюоритовой минерализации, для которой устанавливаются все три формы связи с интрузивными породами.

Таким образом, эндогенные месторождения Западного Забайкалья характеризуются тремя формами связи с интрузиями: генетической, парагенетической и структурной. Характер связи определенной минерализации с интрузиями может быть различным и меняться во времени (табл. 9). Выявление характера связи оруденения с интрузиями имеет практическое значение. Оно позволяет в ряде случаев по-новому оценивать перспективы целых районов; в частности, за генетическую или парагенетическую связь в ряде случаев принимается структурная, что приводит к неправильной оценке территорий.

### **О температурах образования месторождений**

Эндогенные месторождения Западного Забайкалья образуются в широком диапазоне температур: от наиболее высокотемпературных магматических месторождений хрома и титаномагнетита до эпитермальных флюоритовых месторождений.

Точное определение температур образования месторождений представляет сложную проблему и не всегда возможно. Нами под температурой образования месторождения понимается температура главной стадии рудообразования (стадия минерализации), хотя в некоторых случаях месторождение могло быть сформировано в широком интервале температур.

Магматические раннепалеозойские месторождения являются наиболее высокотемпературными; они в соответствии с имеющимися данными формируются в интервале  $700-1500^{\circ}\text{C}$ . Каледонские контактово-метасоматические месторождения, по-видимому, образуются в интервале  $500-800^{\circ}\text{C}$ ; в них не устанавливается стадийности процесса и имеются основания предполагать, что силикаты и рудные минералы скарнов образовывались при близких температурах.

Для пегматитовых месторождений Зачикойской горной страны, представляющих собой типичные пегматиты гранитной линии, температуры образования были, очевидно, в пределах  $400-700^{\circ}\text{C}$ .

## Характеристика связи эндогенного оруденения Западного Забайкалья с интрузивными породами

Структурные области	Типы месторождений	Характер связи оруденения с интрузиями
Протерозойская складчатая область	Пегматитовые месторождения (слюда, тантал, ниобий)	Генетическая связь с кислыми гранитами туранского интрузивного комплекса
Каледонская складчатая область	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Магматические хромитовые рудопоявления</li> <li>2. Магматические титаномагнетитовые месторождения</li> <li>3. Скарновые рудопоявления железа, молибдена, вольфрама</li> <li>4. Гидротермальные рудопоявления железа, молибдена, меди, свинца, цинка, золота</li> </ol>	<p>Генетическая связь с ультраосновными породами цакирского интрузивного комплекса</p> <p>Генетическая связь с основными породами монстойского интрузивного комплекса</p> <p>Генетическая связь с диоритами и гранодиоритами джидинского интрузивного комплекса</p> <p>Генетическая (?) связь с умереннокислыми (биотитроговообманковыми) гранитами джидинского интрузивного комплекса</p>
Герцинская складчатая область	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Гидротермальные золоторудные (с шеелитом, реже с антимонитом и турмалином) месторождения (добатолитовые)</li> <li>2. Оловоносные и вольфрамоносные пегматиты</li> <li>3. Оловоносные и вольфрамоносные грейзены</li> <li>4. Оловоносные и вольфрамоносные грейзены</li> <li>5. Гидротермальные высокотемпературные комплексные молибденит-касситерит-вольфрамовые месторождения</li> </ol>	<p>Парагенетическая связь с малыми интрузиями диоритов и гранодиоритов воскресенского интрузивного комплекса</p> <p>Генетическая связь с кислыми гранитами даурского интрузивного комплекса</p> <p>Генетическая связь с кислыми и ультракислыми гранитами асакан-шумиловского, интрузивного комплекса</p>

Структурные области	Типы месторождений	Характер связи оруденения с интрузиями
Герцинская складчатая область	Гидротермальные среднетемпературные месторождения и рудопроявления вольфрама и молибдена (ранне-мезозойские)	Генетическая связь с кислыми и ультракислыми гранитами и гранит-порфирами (трещинными интрузиями) и парагенетическая связь с их жильными производными: дайками кварцевых порфиров и жильных микрогранит-порфиров
Область мезозойской активизации консолидированных байкальских и каледонских структур	<p>1. Гидротермальные среднетемпературные молибдено-вольфрамовые месторождения джидинского типа</p> <p>2. Гидротермальные среднетемпературные молибденовые месторождения витимского типа</p> <p>3. Гидротермальные высокотемпературные рудопроявления молибдена ходжертуй-шалотского типа</p>	<p>Генетическая связь с ультракислыми гранитами и гранит-порфирами гуджирского интрузивного комплекса. Парагенетическая связь с жильными производными этого комплекса: аплит-порфирами, жильными гранит-порфирами; бостонитами и керсантами. Структурная — предполагается с полями даек порфиров палеозойского возраста (?)</p> <p>Генетическая связь с кислыми гранитами и гранит-порфирами. Парагенетическая — с жильными производными этих гранитов (кварцевыми порфирами и гранит-порфирами).</p> <p>Генетическая связь с поздними дополнительными фазами щелочных интрузий куналейского комплекса (аляскитами ходжертуй-шалотского под-комплекса)</p>
	Эпитермальные месторождения флюорита	Парагенетическая связь с дайками натриевых сиенитов, сиенит-порфиров, диорито-порфиров, крайних поздних членов единого комплекса субщелочных основных пород. Структурная связь с щелочными интрузиями куналейского комплекса

Комплексные оловянно-вольфрамовые и молибденовые гидротермальные месторождения герцинского возраста, для которых характерна ассоциация рудных минералов (касситерита, вольфрамита, молибденита) с флюоритом, топазом, турмалином и грейзенизированными породами, являются высокотемпературными образованиями, возникающими в условиях больших давлений при температурах от 400 до 500° С. Как было показано выше, эти месторождения формируются практически в одну стадию минерализации; весь процесс рудоотложения в них крайне сближен во времени, и есть основания думать, что он происходит в одном узком интервале температур.

В отличие от них раннемезозойские молибденовые и вольфрамовые месторождения, формирующиеся в несколько стадий минерализации, образуются в широком диапазоне температур. Ранние стадии могут быть отнесены к высокотемпературным, а стадии, завершающие рудный процесс, к низкотемпературным образованиям.

Наиболее широко на этих месторождениях проявились среднетемпературные стадии минерализации, представленные кварц-гюбнеритовыми с сульфидами, сульфидными и кварц-молибденовыми рудами. В этих рудах в месторождениях джидинского типа устанавливаются структуры распада твердых растворов: борнита в халькопирите, что имеет место при температуре 270° С. Таким образом, руды главной стадии минерализации на этих месторождениях возникают при температуре 270° С, тогда как весь процесс рудообразования протекает в широком диапазоне температур: по-видимому, от 400—500 для руд первых стадий до 100, возможно, 50° С для стадий, завершающих рудный процесс.

Посленижнемеловые флюоритовые месторождения являются низкотемпературными образованиями. По данным В. М. Гусельникова [1963], температуры их формирования (по результатам определения гомогенизации газовой-жидких включений во флюоритах) не превышают 250° С, причем большинство определений свидетельствует об образовании флюоритов в интервале 100—150° С.

Сделанные нами сопоставления температур кристаллизации флюоритов по их окраске показывают, что температура флюоритоносных гидротерм в процессе образования месторождений колебалась от 250 в начале процесса (темно-коричневые, темно-фиолетовые и темно-зеленые флюориты) до 120—90° С в конце процесса рудоотложения (светло-зеленые, малиновые, серые и бесцветные флюориты). Присутствие гипогенного каолинита во флюоритовых месторождениях свидетельствует о температурах, не превышающих 105° С [Грушкин, 1958].

Таким образом, послепротерозойские эндогенные месторождения Западного Забайкалья образуются в широком интервале температур, однако при этом намечается строгая зависимость темпе-

ратур образования месторождений от их возраста, а следовательно, и геологических условий формирования.

В самом деле, наиболее древние раннепалеозойские месторождения, представленные магматическими образованиями хрома и титана, являются и наиболее высокотемпературными. Среднепалеозойские редкометальные месторождения Зачинойской горной страны являются типичными высокотемпературными гидротермальными образованиями, в формировании которых широкое участие принимают летучие компоненты.

Следующие по возрасту раннемезозойские молибденовые и вольфрамовые месторождения формируются в широком диапазоне температур, от высоких до низких, но руды главной стадии минералообразования возникают из среднетемпературных гидротермальных растворов.

Наконец, посленижнемеловые месторождения являются типичными низкотемпературными образованиями, когда процесс отложения минералов протекает в интервале от 90 до 200° С.

Иными словами, в послепротерозойских эндогенных месторождениях Западного Забайкалья устанавливается определенная зависимость: чем моложе по возрасту месторождения, тем температуры образования их меньше и наоборот.

### **О роли давления в образовании месторождений**

Установление роли давления в образовании месторождений тесно связано с определением глубины возникновения месторождений по отношению к земной поверхности. Мы полагаем, что главное значение при формировании месторождений имеет внешнее давление, тогда как давление самих растворов не имеет существенного значения для образования руд, а если и имеет, то в настоящее время мы не располагаем критериями для определения его значения.

Глубина образования рудных месторождений устанавливается главным образом по характеру интрузивных пород, с которыми связаны рудопроявления, а также по геологической обстановке возникновения последних.

В условиях значительных давлений (глубин) формируются магматические, наиболее высокотемпературные в Западном Забайкалье хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. Глубина их образования, очевидно, превышает 4 км.

На значительных глубинах, порядка 3—4 км, возникают пегматитовые и гидротермальные высокотемпературные оловянно-вольфрамовые месторождения Зачинойской горной страны. Как известно, эти месторождения тесно связаны с крупными гранитными батолитами и их поздними фазами. Становление таких складчатых и позднекладчатых плутонов происходит, очевидно,

на глубине не менее 3 км; во всяком случае, мощность среднепалеозойских отложений, являющихся вмещающими для гранитов породами, по последним данным составляет 7000 м [Канищев, 1961], что позволяет допускать формирование интрузий, часто согласных с этими толщами, на глубине не менее половины мощности всего разреза.

Характер гранитов, их пегматоидный облик, отсутствие четко выраженных приконтактовых зон иного строения, чем сам массив, широкое развитие в ряде случаев на контакте с вмещающими породами зон гранитизации и мигматитов — все это говорит о значительных глубинах формирования интрузий и связанных с ними месторождений в условиях высокого внешнего давления, определяемого значительной мощностью перекрывающих пород.

Редкометалльные месторождения джидинского и витимского типов связаны с интрузиями небольших глубин. Характеру интрузий соответствует и характер оруденения, проявляющийся прежде всего в многостадийном образовании руд. Вычислить точные глубины становления интрузий весьма сложно, но они, по-видимому, были крайне незначительны: от нескольких сот метров, а возможно и меньше, до километра. Об этом свидетельствует прорывание трещинными мезозойскими интрузиями верхних свит континентальной вулканогенной толщи триаса, а также сам облик трещинных интрузий. Последний говорит о том, что интрузии формировались в приповерхностных условиях под незначительной покрывкой вмещающих пород. В этом отношении характерен Первомайский шток рудоносных гранит-порфиров в пределах Джидинского рудного поля. Здесь гранит-порфиры на контакте с вмещающими сланцами переходят в флюидальные почти скрытокристаллические кварцевые порфиры эффузивного облика, что говорит о незначительных глубинах их формирования, очевидно, в условиях практически холодных вмещающих пород.

Щелочные интрузии куналейского комплекса не обнаруживают столь четко проявленных признаков приповерхностного образования, хотя для них повсеместно характерны зоны закалки на контактах с вмещающими породами.

Наблюдения над характером строения раннемезозойских рудоносных интрузий позволяют предполагать, что они, также как и связанное с ними оруденение, образовались в условиях незначительных глубин, а следовательно, и небольших давлений.

Наконец, для самых молодых эндогенных образований региона — флюоритовых месторождений — мы вправе предполагать еще меньшие глубины образования, вплоть до формирования руд в полостях, имевших выход на поверхность. Известно, что некоторые месторождения залегают в меловых отложениях, практически не имея над собой сколь-либо мощной покрывки. Другие месторождения локализуются в бортах впадин, которые уже на-

чиная со среднеюрского времени являлись областями сноса, а к верхнемеловому времени представляли собой четко выраженные в рельефе междепрессийные поднятия, геологическое строение которых во многом соответствовало современному [Флоренсов, 1960]. Поэтому, по-видимому, имеются все основания полагать, что флюоритовые месторождения образовались в условиях незначительного внешнего давления, которое во многих случаях, очевидно, соответствовало атмосферному.

Для послепротерозойских месторождений Западного Забайкалья намечается также некоторая зависимость между возрастом месторождений и предполагаемой величиной давления, при которой они образуются. Месторождения больших глубин (давлений) имеют в общем случае более древний возраст и, наоборот, месторождения, сформировавшиеся в приповерхностных условиях, являются наиболее молодыми.

Несомненно, что внешнее давление, при котором образуются эндогенные месторождения Западного Забайкалья, так же как и температура рудообразующих процессов, в значительной степени предопределены геологическими особенностями развития той структуры, с которой эти месторождения связаны. Поэтому в общем случае можно полагать, что температура и давление, при которых образуются месторождения, являются функцией геологических условий их возникновения.

### О характере гидротермальных растворов

Данных о характере гидротермальных растворов, из которых возникают эндогенные месторождения Западного Забайкалья, немного. Однако изучение минеральных парагенезисов позволяет сделать некоторые выводы о составе растворов, а текстурно-структурные особенности руд — об их состоянии.

Наиболее полно вопрос о форме переноса полезных компонентов и характере гидротермальных растворов исследован И. Ф. Григорьевым [1957] для высокотемпературных оловянно-вольфрамовых месторождений Зачикойской горной страны. Как отмечалось выше, образование этих месторождений происходит при широком участии летучих компонентов, о чем свидетельствует присутствие в рудах таких минералов, как топаз, флюорит и турмалин.

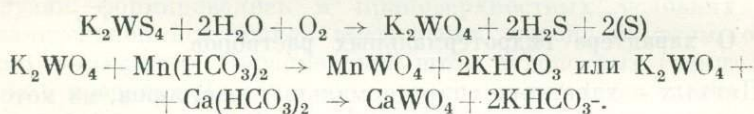
Растворы при отщеплении от магмы, по-видимому, обладали кислой реакцией, но по мере расширения контакта с вмещающими породами, вступая с ними во взаимоотношения, они ко времени выпадения из них касситерита и тесно связанного с ним вольфрамитом становились щелочными.

Можно полагать, что в кислых растворах, вызывающих грейзенизацию и интенсивное окварцевание вмещающих пород, олово и вольфрам первоначально переносились в характерных галлоидных соединениях типа  $\text{SnF}_4$  или  $\text{WF}_4$ , а затем по мере изменения

кислотности растворов, когда они постепенно становились щелочными, форма переноса рудных элементов становилась иной. Так, И. Ф. Григорьев [1957] полагает, что отложение касситерита в высокотемпературных оловянно-вольфрамовых месторождениях происходит из сложных комплексов типа  $K_2Sn(OH, F)_6$  и  $Na_2Sn(OH, F)_6$  при их гидролизе в нейтральной или слабо щелочной среде, после того как щелочи уже вошли в состав образовавшихся минералов: микроклина, мусковита, циннвальдита и др.

Особенно сложная эволюция гидротермальных растворов происходит в редкометалльных месторождениях джидинского и витимского типов. В этих месторождениях рудный процесс начинается с образования высокотемпературных прожилков и жил из растворов, по своему характеру крайне близких тем, из которых формируются руды рассмотренных выше герцинских редкометалльных месторождений. Об этом свидетельствуют сходный характер околорудных изменений (грейзенизация) и минеральный состав руд.

Основная стадия минерализации, проявившаяся на месторождениях, характеризуется средними температурами гидротерм. Для Джидинского месторождения необычайно типична ассоциация вольфрамовых минералов с сульфидами, которые тесно переплетаются в рудном процессе. Не исключено, что перенос вольфрама мог здесь осуществляться в форме устойчивых соединений типа  $K_2WS_4$ , а весь процесс протекать по следующей схеме:



Установлено, что соединения типа  $K_2WS_4$  при большой щелочности растворов разлагаются по вышеприведенным схемам. Характерно, что повышенное содержание свободного кислорода как раз возможно в условиях малых глубин, при которых и образуются месторождения джидинского типа.

Имеются все основания считать, что в месторождениях вольфрама, обогащенных сульфидами и связанных с трещинными интрузиями малых глубин, так же, как это отмечал С. С. Смирнов [1937] для сульфидно-касситеритовых месторождений, вольфрам в условиях обогащенного серой рудоносного очага покидает его в более поздние стадии, чем в высокотемпературных месторождениях, при этом он переходит в раствор в весьма устойчивых соединениях, а его геохимия в этих случаях близка к геохимии меди, свинца и цинка [Смирнов, 1937; Бетехтин, 1953]. В последние годы А. Г. Бетехтин [1953] подчеркнул возможную большую роль сульфидных соединений вольфрама и их значительную устойчивость. Именно такая устойчивость и значительная подвижность сернистых соединений вольфрама позволяют им проникать на значительные расстояния от материнской интрузии и в удалении

от последней образовывать крупные рудные концентрации. По-видимому, именно этими особенностями мы можем объяснить появление поздних собственно вольфрамоносных стадий на Джидинском месторождении и локализацию вольфрамо-сульфидных руд на значительном расстоянии от материнской интрузии.

На месторождениях этого же типа проявляются поздние, завершающие рудный процесс стадии минерализации, представленные халцедоновидным кварцем с флюоритом; эти образования, по-видимому, возникают из кислых растворов, находящихся в коллоидном состоянии.

В месторождениях молибдена витимского типа, кроме молибденита, практически очень мало других сульфидов. Как отмечалось, здесь основная масса руд представлена кварц-молибденитовыми прожилками с редким пиритом в ассоциации с интенсивно измененными серицитизированными породами. В таких месторождениях отложение молибденита может происходить по следующей схеме:



В результате этого процесса и возникает в рудах ассоциация молибденит + пирит; щелочи выносятся во вмещающие породы, а существующий в растворах некоторый избыток серы, вступая во взаимодействие с железом, освобождающимся при серицитизации вмещающих пород, обуславливает в последних образование пирита.

Гидротермы, из которых образовались кварц-молибденовые руды, по-видимому, представляли собой истинные щелочные растворы.

Флюоритовые позднемезозойские месторождения возникают, очевидно, из кислых гидротерм. Выше отмечалось, что об этом свидетельствуют минеральный состав месторождений (главным образом кварц и флюорит), а также околорудные изменения, выраженные в каолинизации вмещающих пород. На слабокислый или кислый характер флюоритоносных гидротерм указывает присутствие в рудах гипогенного каолинита и накрита, образующихся только в условиях такой среды [Грушкин, 1958]. Перенос кремния в гидротермальных растворах осуществлялся, вероятно, в виде соединения  $\text{SiF}_4$ , реакция которого с водой приводила к образованию кремнезема. Эта реакция могла протекать по формуле



В дальнейшем для образования флюорита был необходим кальций, который, очевидно, мог присутствовать в растворах в различных соединениях, например, в виде  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Не исключено, что часть кальция для образования флюорита заимствовалась из вмещающих пород. Однако наблюдения над известняками, в которых залегают кварц-флюоритовые жилы, показывают, что карбонатные

породы на контакте с ними практически не изменены. В связи с этим трудно предполагать миграцию кальция из вмещающих пород в жилы в количествах, необходимых для образования всего флюорита.

Сложный вопрос об источнике кальция во флюоритоносных гидротермальных растворах и формах его переноса в настоящее время не изучен, однако независимо от этого можно говорить, по-видимому, о кислом характере рудоносных гидротерм.

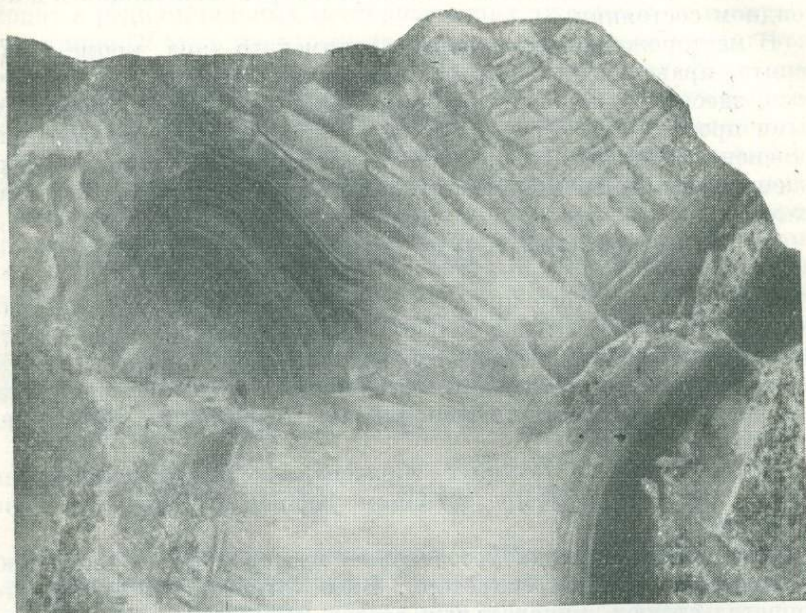


Рис. 31. Реликты коллоидного строения в гребенчатом кварце. Увеличение 2. Полированный штуф.

Флюоритоносные гидротермальные растворы в процессе образования руд меняли свое состояние, переходя из истинных растворов в коллоидные. Так, ранний гребенчатый кварц, нарастающий на стенки трещин и угловатые обломки пород, по-видимому, кристаллизовался из истинных растворов, тогда как более поздние, наружные зоны кокард и центральные части жил, сложенные халцедоновидным кварцем с флюоритом, формировались из растворов, находившихся в коллоидном состоянии. На коллоидный характер растворов, из которых образовался халцедоновидный кварц с флюоритом, указывают реликты коллоидных структур, отчетливо наблюдаемые в кварце (рис. 31), а также своеобразные начальные формы последнего.

Взаимоотношения гребенчатого кварца и халцедоновидного кварца с колломорфными структурами свидетельствуют о том, что гидротермальные рудные растворы перешли в коллоидное состояние после выполнения ими рудных полостей в процессе рудообразования.

Рассмотренные далеко неполные данные о характере гидротермальных растворов, из которых образуются некоторые эндогенные месторождения Западного Забайкалья, позволяют сделать несколько общих выводов.

1. Гидротермальные растворы в процессе своей эволюции переходят из кислых растворов в щелочные. Это устанавливается на оловянно-вольфрамовых месторождениях в процессе формирования руд из растворов одной стадии и в более общем виде на молибденовых и вольфрамовых месторождениях джидинского и витимского типов, где руды первых высокотемпературных стадий образуются частично из кислых, а руды последующих — основных — стадий минерализации из щелочных растворов. В конце процесса рудообразования на этих месторождениях формируются прожилки халцедоновидного кварца с флюоритом или чистого флюорита, которые возникают, видимо, из кислых растворов. Таким образом, на месторождениях, формирующихся в несколько стадий минерализации, намечается в масштабах всего процесса эволюция растворов от кислых к щелочным и опять к кислым.

2. В некоторых месторождениях устанавливается, что гидротермальные растворы изменяют свое состояние после выполнения ими рудоносных полостей, переходя из истинных растворов в коллоидные. Это особенно характерно для приповерхностных флюоритовых эпитермальных месторождений и завершающих стадий минерализации на месторождениях джидинского типа.

3. В последних месторождениях устанавливается тесная геохимическая связь вольфрама с серой, вольфрамовых минералов с сульфидными. Это сближает их с образованиями сульфидно-касситеритовой формации, что нами было подчеркнуто ранее [Щеглов, 1956а].

4. Обращает на себя внимание, что месторождения больших и малых глубин (оловянно-вольфрамовые и флюоритовые) характеризуются более простым составом гидротерм при отсутствии в них сложных комплексных серных соединений, тогда как месторождения средних (по отношению к ним) глубин джидинского типа формируются из растворов сложного состава, содержащих комплексные полисульфидные соединения.

### Стадии минерализации

На примере некоторых эндогенных месторождений Западного Забайкалья отчетливо устанавливается их формирование в несколько стадий минерализации. Выявление числа стадий, их

последовательности и масштабов проявления, места и характера локализации минеральных продуктов каждой из них как в пределах рудного поля, так и в отдельных рудных телах помогает выяснить некоторые очень важные особенности генезиса месторождений (принадлежность к генетическому типу, зональность, наиболее характерные черты рудного процесса и т. д.) и в ряде случаев наиболее простым путем подойти к правильной промышленной их оценке.

Напомним, что принадлежность руд к разным стадиям минерализации нами определяется по пересечению рудных жил и прожилков различного минерального состава, а также по наличию руд с брекчиевой текстурой, в которых обломки ранее отложенных минеральных ассоциаций сцементированы агрегатами минералов, образовавшимися позднее. При выделении стадий учитываются особенности пространственного размещения различных минеральных ассоциаций в рудах каждой из них, так как это позволяет устанавливать изменения в минеральном составе стадий в зависимости от характера вмещающих пород. Важным признаком принадлежности руд к разным стадиям минерализации служат различные околорудные изменения вмещающих пород, сопровождающие образование руд.

В то же время изучение месторождений показывает, что обломки иногда возникают в процессе образования руд одной стадии минерализации и, следовательно, не всегда могут служить критерием стадийного характера образования месторождений. Примером сказанному являются некоторые флюоритовые месторождения, где в рудах одной стадии встречаются обломки флюорита, образовавшиеся при выделении минералов из одной порции гидротерм. В связи с этим при изучении месторождений и выявлении стадий необходимо тщательно анализировать всю совокупность фактов, позволяющих делать выводы о наличии или отсутствии на месторождении признаков стадийного образования, имея в виду, что наличие только одних обломков не всегда является достаточным доказательством стадийного характера формирования месторождения.

Стадии минерализации проявляются не во всех месторождениях. Анализ причин этого приводит к интересным выводам. Прежде всего, следует отметить, что наблюдается определенная зависимость между временем формирования месторождений и стадийным характером их образования. Для протерозойских и каледонских месторождений эти процессы нехарактерны. Месторождения этого возраста практически формируются в одну стадию минерализации; во всяком случае, каких-либо крупных тектонических интравудных подвижек, сопровождаемых поступлением новых порций раствора, в этих месторождениях не устанавливается. Даже в полиметаллических раннепалеозойских месторождениях стадийность минералообразования не фиксируется.

В герцинских месторождениях Зачикойской горной страны стадии минерализации проявляются недостаточно отчетливо. В до-батолитовых золоторудных месторождениях, по-видимому, можно предполагать наличие двух самостоятельных стадий: более ранней — собственно золоторудной, представленной кварцем с самородным золотом, часто с сульфидами и турмалином, и более поздней кварц-антимонитовой стадии с шеелитом. Ю. П. Деньгин отмечает, что на золоторудных месторождениях Бальджинского района наблюдалось пересечение более раннего золотоносного кварца прожилком антимонита. В то же время на Нижне-Сергинском месторождении в кварце совместно с золотом встречается шеелит, который образует тесные сростания с антимонитом.

В среднепалеозойских оловоносных пегматитовых месторождениях стадии минерализации также фиксируются неотчетливо. Обращают на себя внимание особенности проявления «сахарного» альбита в оловоносных пегматитах Мензинского района, где этот поздний минерал, сопровождаемый касситеритом, цементирует обломки более раннего крупнокристаллического кварца, что позволяет говорить о наложении альбит-касситеритовой стадии минерализации на ранее сформированные руды (крупнокристаллический пегматит с топазом); наложение связано с проявлением тектонических подвижек.

В высокотемпературных гидротермальных, обычно комплексных оловянно-вольфрамовых и молибденовых месторождениях Зачикойской горной страны стадии минерализации проявлены слабо (месторождения Шумиловское, Гутайское, Молодежное, Баджираевское и др.). В лучшем случае можно говорить о двух стадиях минерализации, когда более поздняя стадия представлена тонкими прожилками безрудного кварца, иногда с флюоритом, секущими редкометалльные руды. В большинстве же месторождений мы встречаемся с проявлением единого процесса, когда образование сложных руд происходит из одной порции гидротермальных растворов, значительно обогащенных летучими. Несомненно, что в этом процессе выделяются определенные стадии его развития; однако последние не имеют ничего общего со «стадиями минерализации», так как представляют собой только определенные периоды минералообразования в пределах одной сложной по составу порции гидротерм.

В позднегерцинских редкометалльных месторождениях стадийный характер образования руд выражен весьма отчетливо; здесь наряду с пересечением разновозрастных прожилков различного минерального состава наблюдаются обломки ранее сформированных руд в более поздних. В то же время для этих месторождений характерно неинтенсивное («эмбриональное») развитие отдельных стадий, когда они выражены хотя и четко, но очень ограниченно по своему площадному распространению и масштабам.

Наиболее контрастно, с весьма интенсивным проявлением каждой из стадий процесс стадийного образования представлен в мезозойских месторождениях области активизированных байкальских и каледонских структур. В молибдено-вольфрамовых месторождениях джидинского типа устанавливается до девяти стадий, причем каждая из них фиксируется по пересечению прожилков и жил различного минерального состава.

Стадии минерализации проявлены во многих эпитермальных флюоритовых месторождениях, причем такое их формирование является важной и характерной особенностью последних.

Таким образом, для эндогенных месторождений Западного Забайкалья устанавливается вполне определенная зависимость: чем месторождения моложе, тем отчетливее проявляется стадийный характер их образования со всеми признаками, определяющими эти процессы. Эта закономерность может быть отражена следующим образом:

Месторождения	Стадии минерализации
Протерозойские и раннепалеозойские	Не установлены
Герцинские	Фиксируются нечетливо. Весьма редко устанавливаются две-три стадии минерализации (не более!)
Мезозойские области активизации древних структур	Проявляются отчетливо; являются характерными для месторождений

В мезозойских месторождениях Западного Забайкалья интенсивность проявления различных стадий минерализации неодинакова. Обычно одни стадии проявляются более интенсивно, другие имеют ограниченное развитие. С одними стадиями связано проявление промышленной минерализации, другие являются практически безрудными или сопровождаются убогим оруденением. Все это в совокупности с морфологическим характером проявления данной стадии (штокверки, прожилковые зоны, жилы и т. д.) определяет промышленное значение каждой из них. Так например, в редкометалльных месторождениях джидинского типа наиболее интенсивно проявились вольфрамовые стадии минерализации, во время которых были сформированы главные жилы. Руды этих стадий имеют наибольшее промышленное значение; в то же время в некоторых месторождениях широко представлены руды молибденовой стадии, которые при заметно меньших общих мас-

штабах оруденения иногда также представляют промышленный интерес. Проявляясь обособленно от вольфрамового оруденения или при небольшом развитии последнего, руды этой ранней стадии образуют самостоятельные некрупные месторождения, несравнимо меньшие, чем месторождения собственно вольфрамовых руд.

Установление последовательности формирования стадий позволяет определить место промышленных стадий, предполагать возможность их проявления в сочетании с другими непромышленными стадиями, если руды таковых уже выявлены.

Кроме того, крайне важно знать характеристику руд каждой из промышленных стадий, так как, имея их признаки, можно уже на первых этапах разведочных работ оценить генетические особенности, а следовательно, и возможное промышленное значение того или иного месторождения. Так, например, в герцинских вольфрамовых месторождениях вольфрамит часто ассоциирует с касситеритом, что является одним из признаков, как правило, незначительных по масштабам месторождений. Этот минеральный парагенезис не типичен для руд мезозойских вольфрамовых месторождений, для продуктивных стадий которых характерна ассоциация: вольфрамит + сульфиды (галенит + сфалерит + блеклые руды). Для молибденовых месторождений герцинского возраста, помимо одностадийного характера образования, типично присутствие в кварце крупных розетковидных кристаллов молибденита (рис. 32), образующих обычно в зальбандах жил выдержанные оторочки (месторождения Гутай, Грехнево, Монголка и др.). Совсем другое строение имеют руды продуктивных молибденовых стадий на месторождениях витимского типа, для которых типично полосчатое расположение в кварце крайне мелкозернистого молибденита (рис. 33). Эти особенности молибденовых руд различных стадий в месторождениях разных типов позволяют уже на первых этапах изучения вновь осваиваемых рудопроявлений оценивать их возможные промышленные перспективы.

Причины стадийного образования мезозойских месторождений Западного Забайкалья в настоящее время могут быть объяснены с позиций пульсационного поступления качественно различных порций гидротермальных растворов в рудные полости, которые раскрывались не постепенно и плавно, а периодически, в виде проявления отдельных импульсов трещинообразования. Такое «скачкообразное» приоткрытие трещин и поступление новых порций гидротерм происходит строго синхронно.

В связи с тем, что формирование месторождений в несколько стадий минерализации наблюдается в наиболее четком своем проявлении только в месторождениях, формирующихся на незначительных глубинах, можно предположить, что образование месторождений в несколько стадий минерализации, по-видимому, прежде всего обусловлено периодическими изменениями внешнего

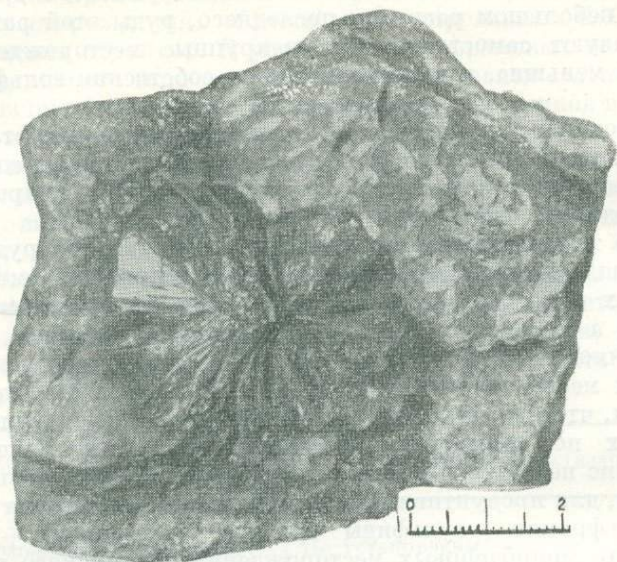


Рис. 32. Розетки молибденита в кварце. Naturalная величина. Гутайское месторождение.

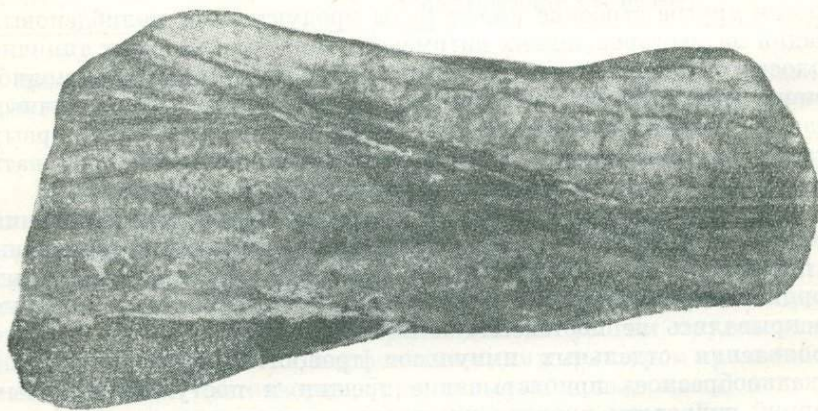


Рис. 33. Полосчатое строение кварцево-молибденитовых прожилков. На снимке видны тонкие серые полоски молибденита, располагающиеся параллельно залыбандам прожилка. Кварцевый прожилок с молибденитом пересекается тонким карбонатным прожилком (белое), вызывающим смещение молибденитовых полосок. Полированный штуф. Naturalная величина.

давления (напряжения), происходящими в породах, вмещающих материнский рудоносный интрузив. Изменение давления, что связано в свою очередь с нарушением стабильности участка земной коры в районе конкретного месторождения, приводит не только к возобновлению процессов трещинообразования, но и способствует отделению от рудоносного очага различных по составу и состоянию гидротермальных растворов. Очевидно, что число и характер стадий минерализации зависят от количества тектонических подвижек и времени, через которые они проявляются. При частых подвижках в небольшом интервале времени, совпадающих с каким-либо одним этапом эволюции рудоносного очага, мы, очевидно, будем иметь месторождения, сформированные рудами нескольких стадий минерализации, сходных по минеральному составу и температурам образования.

Если тектонические подвижки охватывают более значительный промежуток времени, проявляясь на разных этапах эволюции рудоносных постмагматических камер, то стадии минерализации будут, очевидно, проявлены в наиболее полном своем развитии: от высокотемпературных до низкотемпературных и будут существенно отличаться между собой по минеральному составу.

В общем случае проявление стадий минерализации отражает всегда направленную эволюцию рудоносного очага от более высокотемпературных процессов к низкотемпературным.

В каждой группе месторождений удается выделить наиболее контрастно проявившиеся стадии минерализации, соответствующие этой эволюции. Так, для молибдено-вольфрамовых месторождений джидинского типа наиболее характерны следующие стадии:

- 1) молибденито-кварцевая с флюоритом;
- 2) вольфрамит(гюбнерито)-кварцевая с сульфидами;
- 3) сульфидная (кварц + галенит + сфалерит + блеклые руды);
- 4) стадия халцедоновидного кварца с флюоритом, вольфрамитом (гюбнеритом), антимонитом и киноварью;
- 5) стадия поздних карбонатных прожилков.

Для молибденовых месторождений витимского типа такой ряд контрастных и типичных стадий может быть представлен в следующем виде:

- 1) вольфрамито-кварцевая стадия с флюоритом и крупночешуйчатым розетковидным молибденитом;
- 2) молибденито-кварцевая;
- 3) кварцевая (безрудная);
- 4) кварцево-флюоритовая;
- 5) стадия поздних карбонатных прожилков;

Для флюоритовых месторождений:

- 1) кварцевая (ранняя с редким флюоритом);
- 2) собственно флюоритовая или кварцево-флюоритовая;

3) кварцевая (поздняя, безрудная ?).

Из сравнения контрастных стадий в месторождениях джидинского и витимского типов наглядно видна общая линия развития рудоносного очага; основное различие заключается в том, что первые две стадии имеют на этих месторождениях обратные взаимоотношения. Причины последнего в настоящее время объяснить трудно, но, по-видимому, такая особенность проявления стадий обязана геохимическим факторам, обусловившим появление в рудных очагах на разных этапах его развития различных соединений, транспортирующих полезные элементы.

В месторождениях обоих типов рудный процесс заканчивается образованием флюоритовых и карбонатных прожилков.

Во флюоритовых месторождениях обращает на себя внимание появление кварцевых стадий в начале и в конце рудного процесса, при «среднем» положении собственно флюоритовой минерализации. В некоторых случаях кварцевые стадии проявляются весьма интенсивно при резко подчиненном значении флюоритового оруденения.

Таким образом, формирование месторождений в несколько стадий минерализации является характерной особенностью мезозойских месторождений Западного Забайкалья. Последние, формируясь в активизированных в мезозое каледонских и байкальских структурах, возникают в условиях небольших глубин при сравнительно частом изменении режима внешнего давления; это приводит к неоднократному приоткрыванию рудовмещающих полостей, синхронно заполняющихся качественно отличными порциями гидротермальных растворов. Последовательность проявления наиболее контрастных по минеральному составу стадий отражает общий ход эволюции рудных процессов и характеризует определенные типы месторождений.

В тех случаях, когда рудные образования сформированы в одну стадию минерализации, изучение руд и минеральных парагенезисов совместно с данными по составу измененных боковых пород и геохимическими критериями [Бадалов, 1963] позволяет всесторонне охарактеризовать эти образования и выявить или их положение в общем ряду стадий минерализации, проявляющихся в определенных типах месторождений, или полагать, что для них типично образование только в одну стадию минерализации. Последнее свойственно месторождениям герцинского и каледонского возрастов, которые образуются в связи с интрузиями значительных глубин.

## О КЛАССИФИКАЦИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ГЕНЕТИЧЕСКИМ ТИПАМ И РУДНЫМ КОМПЛЕКСАМ

Из данной в предыдущих главах краткой характеристики эндогенных месторождений Западного Забайкалья следует, что в пределах этой территории встречаются представители многих генетических типов.

В настоящее время всеми признанной классификации эндогенных месторождений нет; это, безусловно, затрудняет задачу создания генетической классификации минеральных образований отдельно взятого региона, так как связано с определением таких классификационных параметров, как глубина и температура образования месторождений, в установлении которых могут быть допущены ошибки. Тем не менее мы полагаем, что создание генетических классификаций месторождений для крупных рудных регионов необходимо, хотя они будут построены в отдельных своих частях на основе предположений.

В последнее время в геологической литературе уделяется много внимания вопросам классификации главным образом постмагматических месторождений полезных ископаемых. Принципы, на основе которых созданы эти классификации, различны; причем классификации, построенные по генетическому признаку, единичны. К последним, в частности, принадлежат наиболее удачные классификации П. М. Татарина [1955] и С. А. Вахромеева [1961].

Классификации, составленные с учетом тектоно-магматических факторов, определяющих общую геологическую обстановку образования эндогенных месторождений, опубликованы Ф. И. Вольфсоном [1962], И. Г. Магакьяном [1952], Г. А. Твалчрелидзе [1958], Х. М. Абдуллаевым [1954] и другими и отражают в той или иной степени желание авторов создать классификацию месторождений полезных ископаемых на основе принципов, предложенных С. С. Смирновым [1947]. Напомним, что последний неоднократно подчеркивал необходимость создания классификации рудных месторождений, в основу которой должны быть положены группы

месторождений, связанные с определенными комплексами пород (тектоно-магматическими комплексами).

В работах по созданию общих классификаций рудных месторождений в настоящее время отчетливо выражено два направления: первое идет по пути совершенствования общей классификации месторождений полезных ископаемых по генетическим типам; второе — путем создания классификации с широким охватом многих факторов и в первую очередь тектоно-магматических условий образования месторождений, которые должны служить основой классификации.

Мы полагаем, что эти направления не исключают друг друга, а наоборот, должны развиваться совместно и дополнять общие представления о классификации минеральных образований.

Такие классификации следует создавать одновременно, отражая как генетические, так и геологические (тектоно-магматические) условия образования месторождений. Поэтому нами для эндогенных месторождений Западного Забайкалья предлагается две классификации: первая — на генетической основе (по генетическим типам); вторая — по тектоно-магматическим условиям образования месторождений (по рудным комплексам). Эти классификации составлены с учетом всех имеющихся данных о характере месторождений региона и ранее созданных классификаций [Смирнов, 1947; Татаринов, 1955; Гвалчрелидзе, 1958 и др.].

### **Классификация месторождений по генетическим признакам (генетическим типам)**

Такая классификация эндогенных месторождений Западного Забайкалья может быть создана на основе подразделения месторождений на следующие генетические типы:

#### **I. Собственно магматические**

1. Раннемагматические
2. Позднемагматические

#### **II. Пегматитовые**

#### **III. Постмагматические**

1. Скарновые
2. Пневматолито-гидротермальные
3. Гидротермальные

- а) высокотемпературные значительных глубин \*
- б) высокотемпературные малых глубин
- в) среднетемпературные малых глубин
- г) низкотемпературные приповерхностные (эпitherмальные)

\* Установление глубины формирования месторождений является сложным и во многих случаях спорным вопросом. Возникновение месторождений на разных глубинах от поверхности зависит прежде всего от общих тектонических условий, существовавших в момент их образования, и не связано прямой зависимостью с температурой рудоносных гидротерм.

Кратко рассмотрим каждую генетическую группу месторождений и дадим обоснование ее выделения в общей классификации.

**Собственно магматические месторождения.** В эту генетическую группу включены хромитовые и титаномагнетитовые месторождения и рудопроявления. К раннемагматическим нами относятся рудопроявления хрома в верховьях р. Джиды, где хромит образует редкую вкрапленность в дунитах. По-видимому, более крупные его обособления в виде шпиров, устанавливаемых на Нудском рудопроявлении, могут быть отнесены к позднемагматическим образованиям, однако это окончательно не доказано.

Титаномагнетитовые месторождения и рудопроявления Западного Забайкалья являются позднемагматическими (Арсентьевское, Убукунское и др.). По данным С. М. Смирнова и А. И. Перельгиной [1959], основная масса руды на этих месторождениях образовалась, несомненно, при кристаллизации остаточного расплава, причем внедрение и застывание последнего происходило не одновременно, а отдельными частями, что обусловило большое разнообразие в составе и строении руд.

К позднемагматическим рудопроявлениям, по-видимому, следует отнести вкрапленность халькопирита и пирротина в габбро Малханского хребта и некоторые проявления самородной меди в основных эффузивах.

**Пегматитовые месторождения.** Эти месторождения выделены нами в самостоятельную группу, в соответствии с широко известными классификациями последних лет [Татаринов, 1955; Вахрамеев, 1961 и др.].

Некоторые пегматиты в своем образовании неразрывно связаны с кристаллизацией остывающего магматического расплава; на это, например, указывают пегматитовые шпирсы иногда с касситеритом в даурских гранитах Зачигойской горной страны. В то же время основная масса пегматитовых образований возникает из остаточного, более позднего, чем материнская порода, расплава и, следовательно, по отношению к ней они являются послемагматическими.

Поэтому не исключено, что пегматитовые месторождения следует относить именно в эту группу, тем более что в их образовании играют большую роль гидротермально-метасоматические процессы, с которыми связано возникновение многих важнейших минералов.

Однако в связи с тем, что пегматиты имеют ряд специфических особенностей, отличающих их от типичных постмагматических гидротермальных месторождений и, прежде всего, потому, что они по минеральному составу сходны с материнскими породами, они отнесены к самостоятельной группе эндогенных минеральных образований [Татаринов, 1955].

Среди пегматитовых месторождений Западного Забайкалья выделяется несколько типов (см. табл. 10).

Пегматиты первых четырех типов имеют преимущественно протерозойский возраст, а последних двух — среднепалеозойский. Древние пегматиты характеризуются зональным строением, иногда с хорошо проявленной кварцевой осью. В них отчетливо не выражены наложенные метасоматические процессы. Последние весьма характерны для оловоносных пегматитов, где с явлениями поздней грейзенизации и албитизации связано появление касситерита и тантало-ниобатов. Характерно, что такие метасоматически измененные пегматиты проявляются главным образом в пределах вмещающих пород в кровле материнских интрузивов, тогда как в пегматитах, которые размещаются в гранитах, эти процессы развиты менее интенсивно (Мензинский район Зачигойской горной страны).

**Постмагматические месторождения.** В состав этой группы входят месторождения нескольких генетических типов: скарновые, пневматолито-гидротермальные и собственно гидротермальные месторождения, представленные образованиями разных температур и глубин. Эндогенные образования этой группы развиты в Западном Забайкалье наиболее широко.

1. Скарновые рудопроявления с магнетитом, шеелитом и молибденитом, реже другими сульфидами известны в Западном Забайкалье, главным образом в бассейне р. Джиды. Здесь они образуются на контакте палеозойских и мезозойских гранитов с карбонатными породами. В формировании скарнов обычно намечается два периода минералообразования: первый связан с возникновением собственно скарновых силикатных минералов, второй — с образованием рудных минералов, часто с кварцем, дающим отчетливые прожилки среди силикатного скарна. А. П. Шмотов [1961], детально изучавший скарны Западного Забайкалья, подразделяет их на пять типов: молибденитовые, шеелитовые, молибденит-шеелитовые, полиметаллические и железорудные.

Метасоматической зональности в строении скарновых зон не устанавливается. На своеобразном Коротковском магнетитовом месторождении возникающие на контакте даек пегматита с известняками железные руды приурочены только к висячему боку пегматитового тела, при этом магнетит залегает в виде линз в экзоконтакте скарновых залежей.

2. Пневматолито-гидротермальные месторождения немногочисленны. К ним мы относим небольшие рудопроявления олова, вольфрама и молибдена в Зачигойской горной стране, представленные рудоносными грейзенами.

3. Гидротермальные месторождения развиты в Западном Забайкалье наиболее широко. По температурам и глубинам образования эти месторождения разбиваются на следующие весьма контрастные группы.

*Высокотемпературные месторождения значительных глубин.* Эта группа охватывает большой круг месторождений различных

полезных ископаемых, которые образуются в широком диапазоне температур (от 500 до 300° С) и на значительных глубинах (от 4000 до 2000 м). Все эти месторождения связаны с гранитоидами, формирующимися в период главных фаз складчатости.

Для герцинских редкометалльных месторождений Зачикойской горной страны, которые относятся к этой группе, характерно присутствие в рудах флюорита, топаза, турмалина, а из рудных минералов — их высокотемпературных представителей: магнетита, касситерита, вольфрамита, шеелита, молибденита и арсенопирита. Околорудные изменения в этих месторождениях представлены грейзенами разных типов [Григорьев, 1957].

В этой группе по минеральному составу выделяются 14 типов месторождений.

Отнесение трех последних типов (см. табл. 10) к высокотемпературным месторождениям недостаточно обоснованно, но в связи с тем, что мы предполагаем связь этих рудопроявлений с глубинными плутонами джидинских гранитов, они условно включены в состав группы высокотемпературных образований больших глубин.

*Высокотемпературные малых глубин.* В состав этой группы месторождений нами включены высокотемпературные молибденоносные грейзены и кварцевые жилы, связанные с трещинными интрузиями аляскистов и сиенитов ходжертуй-шалотского интрузивного подкомплекса (рудопроявления Надеино, Ходжеруй, Шалотый, Хамба). Широкое развитие процессов грейзенизации, сопровождающих образование молибденито-кварцевых жил, свидетельствует о значительных температурах гидротерм, которые проявляются в условиях крайне небольших глубин, колеблющихся, вероятно, от 2 км до 500 м. Сюда же следует отнести молибденовые месторождения, связанные с трещинными интрузиями гуджирского комплекса, которые представляют собой первые высокотемпературные стадии единого рудного процесса, приводящего к образованию месторождений джидинского типа. К таким образованиям относятся в первую очередь Первомайский молибденовый штокверк и Чемуртайское месторождение. В эту группу входят и небольшие вольфрамито-кварцевые месторождения с флюоритом в связи с приповерхностными интрузиями гранит-порфиров (Нырокское месторождение).

*Среднетемпературные месторождения малых глубин.* К этой группе относятся месторождения джидинского и витимского типов, а также вольфрамовые позднегерцинские месторождения. Как указывалось выше, эти месторождения формируются в несколько стадий минерализации: от высокотемпературных до низкотемпературных; при этом температура главной стадии рудообразования определяется в 200—300° С. Связь месторождений с трещинными интрузиями и некоторые другие особенности, отмечавшиеся выше, позволяют считать, что они формируются в условиях малых глубин (от 2000 до 500 м (?)).

Среди месторождений этой группы могут быть выделены следующие типы рудных образований:

а) вольфрамито-кварцевый (Куналейское, Бам-Горхонское и др.);

б) гюбнерито-сульфидно-кварцевый (Джида, Булуктай);

в) серицито-молибденито-кварцевый (Витим).

*Низкотемпературные приповерхностные (эпитермальные).*

В эту группу включены посленижнемеловые кварц-флюоритовые месторождения, а также рудопроявления барита, сурьмы, «балейского» золота и самородного мышьяка. Характеристики этих образований и условий их формирования были приведены выше.

По генетическим особенностям к ним близки жилы халцедоно-видного кварца с флюоритом, образующиеся в заключительные стадии рудного процесса на месторождениях джидинского типа.

\* \* \*

Все изложенное позволяет дать следующую генетическую классификацию эндогенных месторождений Западного Забайкалья (табл. 10). Из таблицы ясно видно, что в пределах данного региона, как это уже отмечалось выше, устанавливается четкая зависимость между временем и температурой образования месторождений. Для древних (домезозойских) месторождений характерны собственно магматические, пегматитовые и высокотемпературные гидротермальные месторождения, тогда как для мезозойских — типичны средне- и низкотемпературные рудные образования, возникновение которых связано с процессами активизации древних консолидированных сооружений.

Таблица 10

Генетическая классификация главнейших эндогенных месторождений Западного Забайкалья

Генетические классы, подклассы и типы эндогенных месторождений	Складчатые области			Область мезозойской активизации байкальских и каледонских структур
	Байкальская	Каледонская	Герцинская	
1	2	3	4	5
<b>I. Собственно магматические</b>				
<i>1. Раннемагматические</i>				
Хромитовые	—	Характерны	—	—

Генетические классы, подклассы и типы эндогенных месторождений	Складчатые области			Область мезо- зойской акти- визации бай- кальских и каледонских структур
	Байкаль- ская	Каледон- ская	Герцин- ская	
1	2	3	4	5
<i>2. Позднемагмати- ческие</i>				
Хромитовые Титаномагнетито- вые	—	Характерны	—	—
Самородная медь в основных эффузи- вах	—	»	—	—
				Единичные рудопроявле- ния в наземных эффузивах
<b>II. Пегматитовые</b>				
Мусковитоносные пегматиты	Характерны	—	—	—
Магнетитосные пегматиты	»	—	—	—
Оловоносные пег- матиты (с танталитом и колумбитом)	—	—	Харак- терны	—
Вольфрамоносные пегматиты	—	—	Харак- терны (но редки)	—
<b>III. Постмагмати- ческие</b>				
<i>1. Скарновые</i>				
Молибденитовые	—	Единичные рудопро- явления	—	Единичные рудопроявле- ния в Джи- динском районе
Шеелитовые	—	То же	—	в условиях карбонатной вмещающей среды; орудене- ние всегда четко наложе- но на скарны
Молибденит-шее- литовые	—	—	—	
Полиметаллические	—	—	—	
Железорудные (ге- матитовые, магнети- товые)	Единичные рудопро- явления	Характерны	—	

Генетические классы, подклассы и типы эндогенных месторождений	Складчатые области			Область мезозойской активизации байкальских и каледонских структур
	Байкальская	Каледонская	Герцинская	
1	2	3	4	5
<i>2. Пневматолито-гидротермальные</i>				
Касситеритовые грейзены	—	—	Характерны	—
Шеелитовые грейзены	—	—	»	—
Молибденитовые грейзены	—	—	»	—
<i>3. Гидротермальные</i>				
<i>Высокотемпературные значительных глубин</i>				
Касситерито-полевошпато-кварцевые	Не проявлены	—		Не характерны
Вольфрамито-полевошпато-кварцевые	—	—	Характерны	—
Молибденито-полевошпато-кварцевые	—	—	»	—
Касситерито-кварцевые	—	—	»	—
Касситерито-вольфрамито-кварцевые	—	—	»	—
Вольфрамито-кварцевые	—	—	»	—
Молибденито-кварцевые	—	Единичные рудопроявления	»	—
Золото-турмалино-кварцевые	—	—	»	—
Шеелито-золото-кварцевые	—	—	»	—
Золото-кварцевые	—	Единичные рудопроявления	»	—
Золото-арсенопирито-кварцевые	—	—	—	—
Халькопирито-кварцевые	—	Характерны	—	—
Гематито-кварцевые	—	»	—	—
Галенито-сфалеритовые (с магнетитом)	—	Единичные рудопроявления (характерны)	—	—

Генетические классы, подклассы и типы эндогенных месторождений	Складчатые области			Область мезо- зойской акти- визации бай- кальских и каледонских структур
	Байкаль- ская	Каледон- ская	Герцин- ская	
1	2	3	4	5
<i>Высокотемператур- ные малых глубин</i>				
Молибденоносные грейзены	—	—	—	Характерны
Молибденито-квар- цевый	—	—	—	Характерны (экстенсивное оруденение)
Вольфрамито-квар- цевый (с флюоритом)	—	—	—	Единичные ру- допроявления
<i>Среднетемператур- ные малых глубин</i>				
Вольфрамито-квар- цевые	—	—	Единичные проявления	Характерны
Гюбнерито-суль- фидно-кварцевые	—	—	—	
Серицитомолибде- нито-кварцевые	—	—	—	»
Сфалерито-галени- товые	—	—	—	»
<i>Низкотемператур- ные приповерхност- ные (эпитермальные)</i>				
Флюоритовые	—	—	—	»
Баритовые	—	—	—	
Золотые «балея- ского типа»	—	—	—	Единичные проявления (по харак- терны)
Антимонитовые	—	—	—	
Киноварные	—	—	—	
Вольфрамитовые (ферберитовые?)	—	—	—	
Мышьяковые	—	—	—	

### Классификация месторождений по тектоно-магматическим условиям образования (рудным комплексам)

При создании классификации на такой основе в первую очередь необходимо учитывать геологические условия проявления месторождений и их связь с магматизмом. Близкие по этим признакам месторождения могут быть объединены в определенные группы

или рудные комплексы, под которыми нами понимаются естественные сообщества сходных эндогенных месторождений полезных ископаемых, занимающих определенное положение в процессе развития тех или иных геологических структур и связанных общностью родоначального магматического очага и близостью времени образования [Билибин, 1947].

По этому признаку среди эндогенных месторождений Западного Байкаля можно в настоящее время выделить 12 характерных рудных комплексов, сведя их в нижеследующую таблицу, представляющую классификацию эндогенных месторождений Западного Байкаля на тектоно-магматической основе (по рудным комплексам) (табл. 11).

Из таблицы следует, что из 12 рудных комплексов один связан с развитием байкальской, три — с развитием каледонской и четыре — с формированием герцинской складчатых областей. Четыре рудных комплекса возникают в связи с процессами мезозойской активизации байкальских и каледонских консолидированных структур. В связи с тем, что эндогенные образования, входящие в состав выделенных рудных комплексов, а также геологические условия их проявления были подробно освещены выше, мы остановимся только на краткой общей характеристике каждого рудного комплекса.

Цакирский хромитовый рудный комплекс объединяет в своем составе раннепалеозойские магматические рудопроявления хрома, которые встречаются в ультраосновных породах одноименного интрузивного комплекса; последние развиты только в пределах линейно вытянутой Джидинской синклинальной зоны.

В Моноостойский титаномагнетитовый рудный комплекс, как и показывает само название, включены магматические титаномагнетитовые месторождения, связанные с раннепалеозойскими основными породами. Эти месторождения известны главным образом в Селенга-Хилокской геосинклинальной зоне мозаично-блокового строения.

Как отмечалось выше, первый комплекс относится к стадии геосинклинального прогибания и в своем развитии тесно связан с первичными вулканогенными прогибами и сопряженными с ними зонами разломов. Второй комплекс нами условно отнесен к стадии восходящих движений и главных фаз складчатости.

С началом восходящих движений в герцинской складчатой области связано формирование золото-шеелитовых «догранитных» месторождений, которые объединяются в самостоятельный воскрезенский золото-шеелитовый рудный комплекс.

Со стадией главных фаз складчатости во всех трех областях: байкальской, каледонской и герцинской в связи со становлением крупных гранитных плутонов происходит формирование генетически связанных с ними рудных комплексов. В байкальской области — это туранский рудный комплекс, в состав которого

**Классификация эндогенных месторождений  
Западного Забайкалья по рудным комплексам**

Рудные комплексы	Складчатые области			Область мезозойской активизации байкальских и каледонских структур
	Байкальская	Каледонская	Герцинская	
1	2	3	4	5
<p><b>А. Связанные с развитием складчатых областей</b></p> <p><b>I. Стадия геосинклинального прогибания</b></p> <p>1. Комплекс хромитовых месторождений в связи с ультраосновными интрузиями в зонах разломов в начальных вулканогенных прогибах</p>	—	Цакирский хромитовый рудный комплекс	—	—
<p><b>II. Стадия восходящих движений и главных фаз складчатости</b></p> <p><i>Начала восходящих движений</i></p> <p>2. Комплекс титаномагнетитовых месторождений в связи с интрузиями основных пород, иногда в зонах сочленения внутригеосинклинальных поднятий с прогибами</p>	—	Моностойский титаномагнетитовый рудный комплекс	—	—
<p>3. Комплекс золото-кварцевых месторождений (с шеелитом, реже с антимонитом) в связи с доплатоновыми интрузиями диоритов</p>	—	—	Воскресенский золото-шеелитовый комплекс	—

Рудные комплексы	Складчатые области			Область мезозойской активизации байкальских и каледонских структур
	Байкальская	Каледонская	Герцинская	
1	2	3	4	5
<i>Главных фаз складчатости</i>				
4. Комплекс мусковитовых пегматитовых месторождений в связи с кислыми гранитами	Туранский пегматитовый комплекс	—	—	—
5. Комплекс скариновых и гидротермальных месторождений (Fe, Pb, Zn, Mo, W, Au, Cu) в связи со складчатыми (?) интрузиями умереннокислых гранитов	—	Джидинский многокомпонентный рудный комплекс	—	—
6. Комплекс редкометалльных пегматитовых месторождений (Sn, W, Ta, Nb) в связи со складчатыми плутонами кислых гранитов	—	—	Даурский редкометалльный пегматитовый рудный комплекс	—
7. Комплекс редкометалльных пневматоли-то-гидротермальных и высокотемпературных гидротермальных месторождений (Sn, W, Mo) в связи с кислыми и ультракислыми позднескладчатыми интрузиями	—	—	Асакан-Шумиловский редкометалльный рудный комплекс	—
III. Стадия консолидации складчатых структур				
8. Комплекс вольфрамокварцевых месторождений в связи с послескладчатыми трещинными интрузиями гранит-порфиров	—	—	Куналейский вольфрамовый рудный комплекс	—

Рудные комплексы	Складчатые области			Область мезозойской активизации байкальских и каледонских структур
	Байкальская	Каледонская	Герцинская	
1	2	3	4	5
<p><b>Б. Связанные с процессами мезозойской активизации байкальских и каледонских складчатых структур</b></p> <p>9. Комплекс молибденовых рудопроявлений грейзенового и гидротермального типов в связи с аляскитами поздних фаз щелочных интрузий</p> <p>10. Комплекс молибдено-вольфрамовых месторождений (часто обогащенных сульфидами свинца и цинка) в связи с трещинными интрузиями гранитоидов малых глубин</p> <p>11. Комплекс серицито-молибденито-кварцевых месторождений в связи с кислыми трещинными интрузиями малых глубин</p> <p>12. Комплекс флюоритовых месторождений (в ассоциации с другими рудопроявлениями эпитепирмального типа: Au, Sb, Hg, As) в связи с зонами молодых разломов и дайками сиенитов</p>	—	—	—	<p>Ходжертуй-шалотский молибденовый рудный комплекс</p> <p>Гуджирский молибдено-вольфрамовый рудный комплекс</p> <p>Витимский молибденовый рудный комплекс</p> <p>Селенга-Хилокский флюоритовый (эпитепирмальный) рудный комплекс</p>

входят слюдоносные пегматиты, ассоциирующие с кислыми гранитоидами.

В каледонской области в период главной складчатости возникают крупные плутоны умереннокислых гранитов, которые сопровождаются незначительными рудопроявлениями железа, свинца, цинка, меди, золота, молибдена и вольфрама скарнового и гидротермального типа. Эти рудопроявления образуют джидинский многокомпонентный комплекс, названный так по наименованию комплекса рудоносных гранитов. В тот же период развития в герцинской складчатой области в связи с крупными плутонами кислых гранитов образуются редкометалльные пегматиты с оловом и вольфрамом. Эти месторождения объединяются в составе даурского редкометалльного пегматитового комплекса.

С позднескладчатыми интрузиями кислых и ультракислых гранитов в герцинской складчатой области ассоциирует комплекс редкометалльных высокотемпературных гидротермальных и пневматолито-гидротермальных месторождений олова, вольфрама и молибдена. Их характеристика и генетические типы приведены в предыдущих главах. Все эти разнообразные по минеральному составу рудные образования объединены в асакан-шумиловском редкометалльном рудном комплексе.

В период консолидации герцинских складчатых структур происходит формирование вольфрамито-кварцевых месторождений, которые связаны в Куналейском районе Зачикойской горной страны с трещинными интрузиями гранит-порфиров. Эти месторождения образуют куналейский вольфрамовый рудный комплекс.

Особая группа рудных комплексов связана с процессами мезозойской активизации древних консолидированных структур.

Первый ходжертуй-шалотский молибденовый комплекс включает в свой состав небольшие рудопроявления молибденита грейзенового и гидротермального типов, генетически связанные с интрузиями аляскитов, являющимися дополнительными фазами значительных по размерам трещинных плутонов щелочных пород. Второй, более молодой комплекс, получивший наименование гуджирского молибдено-вольфрамового рудного комплекса, объединяет месторождения и рудопроявления джидинского типа. Последние, как это было показано выше, связаны с трещинными интрузиями кислых гранитов малых глубин.

Третий — витимский — молибденовый рудный комплекс не характерен для рассматриваемой территории, но его месторождения могут быть выявлены в пределах Западного Забайкалья. Как следует из названия комплекса, в его состав входят месторождения витимского типа, представленные образованиями серицитомолибденито-кварцевой формации (по Н. А. Хрущову).

Наконец, последний рудный (минеральный) комплекс, который типичен для процессов мезозойской активизации, представлен образованиями эпитепмального типа; он объединяет прежде всего

флюоритовые месторождения, а также небольшие рудопроявления золота, сурьмы, ртути, мышьяка. Это — позднемезозойские образования, приуроченные к зонам молодых разломов и парагенетически связанные с дайками сиенитов. Этот комплекс назван селенга-хилокским флюоритовым. Первые три комплекса этой группы возникают в раннем мезозое в стадию формирования вулканогенных прогибов, тогда как флюоритовый (эпитермальный) рудный комплекс связан со стадией «наложенных континентальных впадин».

В табл. 11 рудные комплексы расклассифицированы по типам в зависимости от геологических условий их проявления; каждому из них для удобства обозначения конкретного комплекса присвоено собственное название, обычно соответствующее наименованию интрузивного комплекса, с которым связано оруденение.

Формирование большего числа рудных комплексов происходит в связи с развитием складчатых областей, когда возникает 8 самостоятельных рудных комплексов. Из них шесть связано с периодом восходящих движений и главных фаз складчатости.

Примечательно, что для рудных комплексов, возникающих в связи с геосинклинальным развитием складчатых областей, не характерно интенсивное проявление оруденения; в то время как для рудных комплексов периода мезозойской активизации свойственно образование крупных по масштабам месторождений.

## О ГЛАВНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ И ЕГО СВЯЗЯХ С СОСЕДНИМИ РЕГИОНАМИ

Среди огромной территории, расположенной между оз. Байкал на западе и р. Амуром на востоке, Западное Забайкалье в геологическом и металлогеническом отношениях занимает особое место. Это обусловлено тем, что в пределах данного региона устанавливаются три разновозрастные складчатые области, а также как совершенно самостоятельная структурная единица область мезозойской активизации, характеризующаяся возникновением автономных тектонических форм. С развитием каждой из этих крупных структур связано образование определенных эндогенных месторождений, особенности проявления которых изложены в предыдущих главах.

Как было показано, разновозрастные геосинклинальные прогибы Западного Забайкалья закладываются на раздробленных структурах предыдущих по возрасту складчатых областей. Это говорит о том, что территория каждой складчатой области проходила полициклическое развитие, когда на ее месте сначала развивалась более древняя, а затем более молодая геосинклиналь. Имеются основания полагать, что размеры байкальского и каледонского геосинклинальных прогибов были весьма значительными; так, например, несомненно, что байкальская геосинклиналь занимала в прошлом территорию ныне каледонской складчатой области, а последняя охватывала в раннем палеозое Зачикуйскую горную страну и более восточные районы.

Таким образом, мы вправе говорить о направленном (от геосинклинального прогиба к складчатой области) и полициклическом развитии территории Западного Забайкалья (см. табл. 12). Складчатые области в этом регионе развиваются, не наследуя структурного плана своего основания; только для Джидинской зоны каледонского пояса характерно некоторое совпадение байкальских (протерозойских) и раннепалеозойских структур, позволяющее предполагать, что они развивались по единому плану.

Характерные особенности разновозрастных складчатых областей Западного Забайкалья

Характерные особенности	Байкальская складчатая область	Каледонская складчатая область		Герцинская складчатая область
		Джидинская зона	Селенга-Хилокская зона	
I. Характер строения фундамента геосинклинали, условия ее заложения	Раздробленные архейские структуры	Не ясно. Не исключено унаследованное развитие на верхнепротерозойских структурах при широком участии глубинных разломов	Отчетливо разбитые на блоки протерозойские структуры	Раздробленные каледонские структуры
II. Форма геосинклинальных прогибов	Линейно-вытянутая	Линейно-вытянутая	Мозаично-блоковая	Линейно-вытянутая
III. Степень проявления разных стадий развития складчатых областей и их время: а) стадия общего геосинклинального прогибания	Проявлена отчетливо ( $Pt_{1+2}$ )	Проявлена отчетливо ( $Sm_{1+2}$ )	Проявлена недостаточно отчетливо ( $Sm_{1+2}$ )	Проявлена отчетливо ( $D + C_1$ )

Характерные особенности	Байкальская складчатая область	Каледонская складчатая область		Гердинская складчатая область
		Джидинская зона	Селенга-Хилокская зона	
б) стадия общих восходящих движений и главных фаз складчатости	Проявлена отчетливо ( $Pt_3$ )	Проявлена отчетливо ( $Sm_3 - O ?$ )	Проявлена отчетливо ( $Sm_3 - O ?$ )	Проявлена отчетливо ( $C_2 + C_3 ?$ )
в) стадия консолидации складчатых структур	Не проявлена	Практически не проявлена	Проявлена весьма слабо ( $C ?$ )	Проявлена хорошо ( $P + T$ )
IV. Осадочные формации и интрузивные породы:				
а) в стадию общего геосинклинального прогибания	Терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные. Редкие интрузии основных пород	Осадочно-вулканогенные, карбонатная, песчанико-сланцевая-карбонатная. Ультраосновные интрузии	Терригенно-карбонатная, реже карбонатная и осадочно-вулканогенная с железистыми кварцитами; интрузии габбро	Терригенные: флишевая и флишеидная, прибрежная песчаниково-сланцевая. Редкие согласные тела диабазов
б) в стадию общих восходящих движений и главных фаз складчатости	Осадочно-вулканогенные. Крупные тела гранитов кислого состава	Терригенная; крупные тела гранитов умеренно-кислого состава	Интрузии умеренно-кислых гранитов	Сложный комплекс кислых и ультракислых гранитов. Мелкие доботолитовые тела диоритов
в) в стадию консолидации складчатых структур	—	—	Осадочно-вулканогенные и вулканогенные континентальные	Молаассовая, прибрежно-песчаниково-сланцевая. Трепционные приповерхностные интрузии гранитоидов

Характерные особенности	Байкальская складчатая область	Каледонская складчатая область		Герцинская складчатая область
		Джидинская зона	Селенга-Хилокская зона	
V. Условия превращения геосинклинали в складчатую область (характер инверсии)	Полная инверсия (?)	Частичная инверсия (?)	По-видимому, без инверсии	Полная инверсия
VI. Характерные черты металлогении: 1. Интенсивность проявления эндогенного оруденения:				
а) стадия общего геосинклинального прогибания	Не проявлено	Не интенсивное, но очень характерное	Интенсивное	Не проявлено
б) стадия общих восходящих движений и главных фаз складчатости	Интенсивное	Не интенсивное	Не интенсивное, но очень характерное	Интенсивное
в) стадия консолидации складчатых структур	Не проявлено	Не проявлено	Не проявлено	Интенсивное
2. Типоморфные металлы (полезные ископаемые)	Мусковит, тантал, внибий	Хром, никель	Железо, титан, медь Второстепенные: молибден, вольфрам, золото, свинец, цинк	Олово, вольфрам, молибден

Характерные особенности	Байкальская складчатая область	Каледонская складчатая область		Герцинская складчатая область
		Джидинская зона	Селенга-Хилокская зона	
3. Главнейшие генетические типы месторождений	Пегматитовые	Магматические	Магматические, скарновые, гидротермальные	Пегматитовые, высокотемпературные гидротермальные. Среднетемпературные гидротермальные (многостадийные)
4. Рудные зоны	<p>Зоны развития пегматитовых месторождений в связи с интрузиями туранского комплекса:</p> <p>а. Зоны, приуроченные к кембрийским внутригеосинклинальным поднятиям</p> <p>б. Реликтовые зоны в пределах Малханского краевого поднятия</p>	<p>Зоны хромитовых месторождений в связи с интрузиями ультраосновных пород:</p> <p>а. На сочленении кембрийского геосинклинального прогиба с жесткими платформенными структурами байкалид</p> <p>б. Во внутренних начальных прогибах (геосинклинальных рвах) в зонах развития вулканогенных комплексов</p>	<p>Зоны с колчеданной минерализацией в связи с нижнекембрийскими вулканогенными комплексами (предполагаемые)</p> <p>Зоны титаномагнетитовых месторождений в связи с основными интрузиями</p>	<p>Зоны золотых доба-толитовых месторождений в синклинальных структурах.</p> <p>Зоны редкометалльных (Sn, W, Mo) месторождений в антиклинальных структурах, в связи с гранитоидами главных фаз складчатости.</p> <p>Зоны редкометалльных месторождений (W, Mo) в связи с послескладчатыми трещинными интрузиями в зонах разломов.</p>

Характерные особенности	Байкальская складчатая область	Каледонская складчатая область		Герцинская складчатая область
		Джидинская зона	Селенга-Хилокская зона	
VII. Области магматического питания	Сиалический слой	Базальтовый слой с переходом в сиалический (?)	Переходный слой на границе базальтового и сиалического слоев	Сиалический слой
VIII. Мощность земной коры по геофизическим данным	Западные районы — более 50 км	Более 50 км	37—60 км	Более 50 км
IX. Металлогеннический профиль развития областей и их геохимический (металлогеннический) «облик»	Сиалический Мусковито-редкометалльный	Фемический Хромитовый	Фемическо-сиалический Титано-железорудный	Сиалический Олово-вольфрамово-молибденовый (редкометалльный)

Важно подчеркнуть, что морфология складчатых областей различна; в одних случаях они характеризуются линейно-вытянутым (Джидинская зона каледонской области и герцинская область), в других — мозаично-блоковым строением (раннепалеозойская Селенга-Хилокская зона).

Разновозрастные складчатые области Западного Забайкалья отличаются по металлогеническим особенностям. Для байкальской складчатой области характерно пегматитовое оруденение с мусковитовой и редкометальной минерализациями. Для каледонской — железорудная минерализация является ведущей; кроме того, для нее характерно хромитовое, титановое и полиметаллическое оруденение; золотая и молибдено-вольфрамовая минерализации имеют резко подчиненное значение.

С развитием герцинской складчатой области связано возникновение многочисленных и разновозрастных месторождений олова, вольфрама, молибдена и золота, формирующихся в разной тектономагматической обстановке.

Такие различия в металлогении складчатых областей обусловлены геологическими особенностями развития каждой из них. По совокупности признаков среди складчатых областей и их отдельных крупных тектонических элементов можно выделить три самостоятельных металлогенических типа.

К первому типу относится Джидинская зона каледонской складчатой области, характеризующаяся четко выраженным «фемическим» профилем развития. По своим особенностям эта зона сопоставима с уральским типом металлогенических провинций (геосинклинали типа А, по В. И. Смирнову, 1962).

Ко второму типу относится Селенга-Хилокская зона мозаично-блокового строения, характеризующаяся смешанным «фемическо-сиалическим» профилем. Этот тип зон во многом сходен с Казахстано-Алтае-Саянским типом металлогенических провинций (по А. И. Семенову, 1963). Наконец, третий тип структур характеризуется «сиалическим» профилем; к нему относятся герцинская складчатая область Зачикийской горной страны и, по-видимому, область байкальской складчатости. Эти регионы по своим металлогеническим особенностям могут быть отнесены к геосинклиналям типа С (по В. И. Смирнову [1962]) или металлогеническим зонам Дальневосточного типа (по Ю. А. Билибину [1948] и А. И. Семенову [1963]).

Совершенно особое место в металлогении Западного Забайкалья занимают процессы мезозойской активизации древних складчатых областей. Для металлогении этого периода характерно интенсивное проявление молибденовой и вольфрамовой минерализаций, а также эпитермального оруденения (F, Au, Hg, W). Характерные особенности области мезозойской активизации Западного Забайкалья отражены в табл. 13.

Характерные особенности области мезозойской активизации байкальских и каледонских структур

Характерные особенности	Стадия «вулканогенных наложенных прогибов»	Стадия «терригенных наложенных впадин»
Характер субстрата, на котором развиваются процессы активизации	Консолидированные байкальские и каледонские структуры, взломанные крупными разломами	Консолидированные байкальские и каледонские структуры с наложенными вулканогенными прогибами первой стадии активизации
Время развития стадий активизации	Пермь — нижняя юра	Средняя юра — мел
Форма наложенных структур	Пологие, широкие прогибы с интенсивной «приразломной складчатостью». Разломы	Узкие, вытянутые впадины, разделенные поперечными поднятиями и оконтуренные долгоживущими разломами
Характер осадочных и вулканогенных формаций	Наземные вулканогенные: андезитовые, андезито-дацитовые, дацитовые, дацито-липаритовые и липаритовые формации. Редко континентальные, пестроцветные, иногда молассовые	Угленосные, пестроцветные, весьма редко наземные вулканогенные формации базальтового типа. Молассы

Характерные особенности	Стадия «вулканогенных наложенных прогибов»	Стадия «терригенных наложенных впадин»
Магматизм	Трещинные интрузии нестроого состава. Ведущие комплексы: а) лейкократовые граниты и гранит-порфиры; б) щелочные интрузии (нефелиновые сиениты, щелочные сиениты; поздние фазы — аляскиты)	Основные щелочные интрузии (лимбургиты, тешениты, сиениты). Пластовые тела и дайки
Металлогения	Вольфрамовые и молибденовые, часто комплексные месторождения с характерным многостадийным процессом образования, повышенной сульфидностью вольфрамовых руд и поздними стадиями халцедоновидного кварца и карбонатных прожилков, часто с гюбнеритом и флюоритом, в связи с трещинными приповерхностными интрузиями гранит-порфиров и реже лейкократовых гранитов	Эпитермальные месторождения и рудопроявления флюорита, золота, сурьмы и ртути в парагенетической связи с посленижнемеловыми основными щелочными интрузиями
Рудные зоны	Редкометалльные зоны (вольфрамо-молибденовые) в связи с зонами молодых разломов и приуроченных к ним трещинными интрузиями гранит-порфиров. Предполагаемые зоны редкоземельной минерализации в связи с щелочными интрузиями	Зоны эпитермальной минерализации, контролируемые молодыми разломами и наложенными впадинами
Мощность земной коры	Для области мезозойской активизации древних структур (байкальских и каледонских) характерна резко пониженная мощность земной коры: 37—60 км.	

Говоря о главных особенностях металлогенического развития Западного Забайкалья, нельзя не обратить внимания на эволюцию состава рудоносных интрузивных пород во времени. Так, для каледонской складчатой области характерно проявление ультраосновных и основных интрузий в связи с зонами разломов, что позволяет говорить об очагах магмообразования этого периода, находящиеся в пределах симатического слоя. Магмы, породившие раннепалеозойские умереннокислые интрузии, очевидно, возникли в нижних частях сиалического слоя на границе с базальтовым. Для интрузий герцинской складчатой области характерен четко выраженный кислый и ультракислый состав, позволяющий предполагать, что областью магматического питания в это время является сиалическая оболочка.

В период мезозойской активизации древних складчатых структур в первую стадию формируются ультракислые и щелочные интрузии, зарождение которых, по-видимому, происходило в сиалическом слое. Во вторую стадию активизации в связи с многочисленными расколами земной коры происходит образование основных щелочных пород, являющихся дифференциатами основных магм.

Таким образом, в Западном Забайкалье намечается в послепротерозойское время следующая эволюция в процессах магмообразования: сначала магматизм связан с развитием очагов в пределах симатического слоя или на границе с сиалическим (ранний палеозой), затем очаги магмообразования целиком перемещаются в сиалическую оболочку (средний палеозой — ранний триас, первая стадия мезозойской активизации) и, наконец, в позднем мезозое питающей областью вновь становится симатический слой (вторая стадия активизации).

Охарактеризованные выше главные особенности металлогенического и геологического развития Западного Забайкалья, по-видимому, во многом зависят от специфики строения земной коры. В этом отношении представляют большой интерес данные А. П. Булмасова [1960] о толщине земной коры Западного Забайкалья и Прибайкалья.

Оказывается, что наибольшую мощность имеют районы Западного Хамар-Дабана, в том числе районы раннекембрийской Джидинской геосинклинальной зоны линейно-вытянутого типа. Здесь мощность коры достигает в среднем 80 км. Такая же повышенная мощность земной коры характерна для герцинской складчатой области Зачиикойской горной страны. В то же время районы проявления процессов мезозойской активизации, охватывающие Восточный Хамар-Дабан и почти всю территорию каледонской складчатой области, характеризуются резко пониженной мощностью. В районе Улан-Уде она достигает 37—40 км, а на восточных отрогах Хамар-Дабана, в долине р. Темника, — 49—52 км. По мнению А. П. Булмасова [1960], такой характер изменения мощности земной коры в Западном Забайкалье свидетельствует о том, что

переработка консолидированных каледонских и байкальских структур в процессе их мезозойской активизации носит не поверхностный, а глубинный характер, охватывая не только всю толщу коры, но, вероятно, какую-то значительную часть подкорового вещества.

Эти же данные, по нашему мнению, подтверждают положение о том, что процессы мезозойской активизации в Западном Забайкалье имеют *автономное значение* и их необходимо рассматривать как совершенно самостоятельный комплекс геологических явлений, равнозначный по своим масштабам и особенностям проявления процессам формирования складчатых областей.

**О связях Западного Забайкалья с другими регионами.** Складчатые области Западного Забайкалья, с развитием которых связаны разнообразные эндогенные месторождения, представляют собой только фрагменты, хотя и значительные по площади, более крупных складчатых сооружений. Поэтому было бы неправильно рассматривать особенности металлогенического развития Западного Забайкалья без их сопоставления с окружающими территориями. Такой анализ позволяет вскрыть взаимосвязи в развитии данного региона с формированием смежных структур и в то же время наиболее полно выявить присущие только ему характерные металлогенические особенности.

Байкалиды Западного Забайкалья являются небольшой составной частью более крупной и сложной по своему строению области байкальской складчатости, обрамляющей в виде широкого пояса с юга и юго-востока Сибирскую платформу. М. М. Одинцов, Н. А. Флоренсов и П. М. Хренов [1958] включают рассматриваемую нами протерозойскую область Хамар-Дабана в состав крупного Саяно-Байкальского рудного пояса, наиболее характерной металлогенической особенностью которого является широкое развитие редкометальных пегматитов.

На западе байкальские структуры Хамар-Дабана смыкаются с Иркутско-Дербинской структурно-металлогенической зоной Алтае-Саянской складчатой области (по А. Л. Додину [1961]). Эта зона охватывает структуры протерозойского обрамления платформы и вытянута более чем на 360 км от Иркутка до Енисея. В ее пределах развиты гнейсы, метаморфические сланцы и карбонатные породы нижнего протерозоя, а также карбонатные и терригенные отложения верхнего протерозоя. Среди последних широко распространены эффузивы и туфы; для интрузивных образований характерны граниты саянского комплекса. В пределах зоны известны разнообразные осадочно-метаморфические и эндогенные месторождения, среди которых следует отметить месторождения графита, железных руд, асбеста и слюдоносных пегматитов [Додин, 1961].

Непосредственно на границе с Монголией байкальские структуры Хамар-Дабана примыкают к Дзабхын-Хубсугульской зоне ранней консолидации, которая прошла стадию геосинклиналичного развития в протерозое и синии [Амантов, Матросов, 1961]. В пре-

делах этой зоны «суперкрустальные толщи, возникшие в результате метаморфизма терригенных формаций, слагают наиболее глубокие зоны метаморфизма в разрезах докембрия. Они образованы разнообразными гнейсами и силлиманито-кварцевыми сланцами, особенно характерными для южной окраины Сангеленского нагорья и Западного Прикосоголья. Вещественный состав верхних структурных этажей допалеозоя оказывается уже существенно иным; здесь преобладают кварцито-карбонатные формации или формации основных вулканогенных пород, сложенных амфиболитами» [Амантов, Матросов, 1961, стр. 137]. На северо-востоке байкальские структуры Хамар-Дабана прослеживаются в пределы Икатского и Южно-Муйских хребтов, где в последнее время были детально описаны Л. И. Салопом [1964], М. М. Одинцовым, Н. А. Флоренсовым и П. М. Хреновым [1958], В. Г. Беличенко и др. [1962].

Из изложенного следует, что байкальская складчатая область Западного Забайкалья представляет собой только небольшой фрагмент структур этого возраста, который хорошо «вписывается» в общий план байкальских сооружений смежных территорий. При этом протерозойские комплексы окружающих областей имеют сходные разрезы и характеризуются одинаковым магматизмом и сходной металлогенией, среди которой ведущее место занимает пегматитовая минерализация.

Каледонская складчатая область Западного Забайкалья является юго-западной частью некогда более крупной раннепалеозойской геосинклинали, занимавшей огромные пространства Забайкалья от р. Джиды на западе до Приаргунья и Газимура на востоке и верховьев Витима на севере. В настоящее время собственно каледонские структуры представлены в очень сокращенном виде, так как они в значительной степени переработаны более молодыми подвижными областями. Степень развития каледонских структур на север от Западного Забайкалья неясна; во всяком случае в последние годы работами В. Г. Беличенко, Ю. В. Комарова и П. М. Хренова [Беличенко и др., 1962] доказано значительно более широкое развитие раннепалеозойских геосинклинальных образований на юге Байкальской горной области, чем это предполагалось ранее.

В северо-восточном направлении каледонские структуры прослеживаются севернее Чикое-Ингодинского краевого шва и далее севернее р. Шилки вплоть до Верхнего Приамурья, где приходят в соприкосновение с протерозойскими сооружениями Становика и Джугджура. Такое положение каледонской складчатой области соответствует и расположению рудных поясов. Так, пояс раннепалеозойских титаномагнетитовых месторождений из районов Западного Забайкалья отчетливо протягивается по левобережью Шилки, где в его пределах известны многочисленные мелкие массивы габбро, сопровождаемые в ряде случаев титаномагнетитовыми рудопроявлениями. Б. А. Иванов был совершенно прав, когда отмечал,

что расположение раннепалеозойских основных интрузий, образующих в Забайкалье крупный пояс, подчеркивает положение каледонских структур и их наличие может служить одним из признаков выделения последних.

Продолжение каледонских сооружений на запад в смежные районы Монголии устанавливается достаточно отчетливо. Н. А. Маринов [1955] и А. Х. Иванов и др. [1959] в сопредельной Монголии проводят границу между каледонской и герцинской складчатыми областями по Хангайскому глубинному разлому, который, по последним данным, несколько южнее места впадения р. Орхон в р. Селенгу меняет свое северо-восточное простирание на широтное и прослеживается до государственной границы СССР. В пределах Советского Союза Хангайский разлом переходит по простиранию в Чикое-Ингодинский краевой шов. Таким образом, границы между каледонской и герцинской складчатыми областями в пределах СССР и Монголии совпадают по простиранию.

В отличие от этой точки зрения, В. А. Амантов и П. С. Матросов [1961] полагают, что Хангайский разлом не отражает сколько-нибудь заметного изменения формационного состава осадочных магматических образований, развитых с одной стороны севернее, а с другой южнее Хангайского разлома. По их мнению, истинная граница каледонских и герцинских структур в Западной Монголии намечается южнее, в Монгольском Алтае. В настоящее время эта точка зрения не разделяется большинством исследователей, которые видят существенные различия в геологическом строении территорий, расположенных по обе стороны Хангайского разлома. Последнее полностью согласуется с фактическим материалом на территории СССР.

Как уже отмечалось выше, раннепалеозойские Джидинская и Селенга-Хилокская зоны каледонской складчатой области имеют четко выраженный торцовый характер сочленения по крупным зонам разломов. Это особенно ясно выражено на территории Монголии, где структуры этих зон приходят в соприкосновение под прямыми углами. Следует отметить, что Бутулин-Нурское поднятие в Монголии представляет юго-западное продолжение Заганского блока на территории СССР. В пределах Бутулин-Нурского поднятия проявляется обычная для таких структур пегматитовая мигматизация протерозойского возраста.

Джидинская зона находит свое продолжение на западе на территории МНР, где, по данным В. А. Амантова и П. С. Матросова [1961], развивается раннепалеозойский узкий линейно-вытянутый приразломный прогиб одноименного названия. Он выполнен вулканогенными формациями нижнего кембрия, ассоциирующими с фацией рифоидных известняков и, по мнению этих авторов, представляет собой «шовный» прогиб, приуроченный к расколам жестких платформенных сооружений. В пределах этого прогиба, так же, как и на территории СССР, проявились ги-

пербазитовые интрузии. Связи Джидинской зоны с раннепалеозойскими структурами Алтае-Саянской складчатой области недостаточно ясны, так как они разобщены крупными блоками докембрийских структур. В то же время намечается достаточно большое сходство в тектонических и металлогенических особенностях этих регионов, в частности Западного Саяна и Джидинской зоны, где, например, развиты сходные гипербазитовые интрузии с прилегающим им комплексом полезных ископаемых.

Герцинская складчатая область Зачикийской горной страны является незначительной частью Центрально-Азиатской или Монголо-Охотской геосинклинальной области, которая охватывает районы вплоть до Охотского моря на востоке и почти всю территорию Центральной и Восточной Монголии. Герцинские структуры Зачикийской страны были отнесены еще в 1926 г. А. Е. Ферсманом к Монголо-Охотскому металлогеническому поясу, характеризующемуся, как известно, определенным набором рудных элементов. В дальнейшем принадлежность этой территории к среднепалеозойским складчатым структурам Монголо-Охотской (или Центрально-Азиатской) области и ее связи с разновозрастными структурами Монголии и Восточного Забайкалья были показаны Ю. П. Денгиным [1960б], Н. А. Мариновым [1957], Н. В. Шталь и многими другими.

Среднепалеозойские структуры Зачикийской горной страны протягиваются на северо-восток в северные районы Даурского хребта и отчленяются от Агинской зоны системами долгоживущих глубинных разломов.

Герцинская область Зачикийской горной страны по своей структурной позиции во многом сходна с краевой Унда-Аргунской зоной Восточного Забайкалья, так как занимает внешнее (краевое) по отношению к Агинской зоне положение. Однако в Унда-Аргунской зоне преобладают терригенно-карбонатные формации и широко проявляющиеся массивы умереннокислых (газимурский комплекс) и нормальных гранитов (верхнеундинский комплекс). Эндогенное оруденение в связи с этими интрузиями представлено главным образом железорудными магнетитовыми скарнами, небольшими скарновыми телами с шеелитом и молибденитом и реже незначительными гидротермальными рудопроявлениями вольфрама (шеелита), молибдена и золота. Эндогенная минерализация этого времени в Унда-Аргунской зоне резко отличается от герцинского оруденения Зачикийской горной страны. Первая во многом сходна с рудными образованиями Селенга-Хилокской зоны каледонской складчатой области.

Такие различия в металлогении герцинских структур Западного и Восточного Забайкалья прежде всего обусловлены их неодинаковым развитием, выразившимся в образовании в синхронно развивающихся прогибах качественно различных осадочных формаций и интрузивных комплексов. Так, если для герцинид

Восточного Забайкалья характерны терригенно-карбонатные и карбонатные формации и умереннокислые гранитоиды, то для структур того же возраста Западного Забайкалья типичны существенно терригенные толщи и кислые и ультракислые граниты.

Из Зачиковской горной страны герцинские структуры отчетливо прослеживаются на юго-запад в районы Монголии, где переходят в структуры Хангай-Хэнтейской среднепалеозойской геосинклинальной зоны, с которой, по существу, образуют единую, развивающуюся по одному плану, область [Маринов, 1957; Хасин, 1947; Амантов, Матросов, 1961; Деньгин, 1960б]. Для Хангай-Хэнтейской зоны Монголии так же, как и для Зачиковской горной страны Западного Забайкалья, характерно заложение геосинклинального прогиба в среднем палеозое. В это время в пределах данной зоны формируются терригенные флишоподные формации, которые послетурнейской фазой складчатости собраны в сложные складки, а затем прорваны комплексами кислых и ультракислых гранитов. В результате этой складчатости на месте геосинклинального прогиба возникло стабильное Хэнтейское поднятие, которое вместе с послесреднепалеозойским антиклинальным поднятием Зачиковской горной страны и Даурского хребта образует единую более крупную структуру — Хэнтее-Даурский антиклинорий. Металлогения Хэнтейского поднятия аналогична герцинским структурам Зачиковской горной страны; здесь известны небольшие золоторудные месторождения с шеелитом, связанные с диоритами и приуроченные к толщам осадочных пород. В генетической связи с лейкократовыми пегматоидными гранитами встречаются высокотемпературные оловянно-вольфрамовые образования гидротермального типа.

В. А. Бобров [1962] и А. Д. Каленов [1961] считают, что в пределах смежной территории Монголии редкометальная (оловянно-вольфрамовая) минерализация проявилась в два этапа; к более ранним доюрским месторождениям относятся комплексные высокотемпературные гидротермальные оловянно-вольфрамовые месторождения, оловоносные грейзены и пегматиты. Эти месторождения связаны с лейкократовыми, часто пегматоидными гранитами. Вторая группа постюрских месторождений представлена существенно кварц-вольфрамитовыми образованиями, ассоциирующими с гранит-порфирами.

Таким образом, на территории Монголии проявились те же группы редкометальных месторождений, что и в Западном Забайкалье, и, по-видимому, эти месторождения имеют одинаковый возраст. Во всяком случае, последнее допустимо для оловянно-вольфрамовых месторождений Хэнтейского поднятия и Зачиковской горной страны, локализующихся в одних и тех же рудоносных структурах. Нельзя не обратить внимания на то обстоятельство, что оловянно-вольфрамовые рудные зоны «переходят» границу СССР и Монголии, полностью сохраняя свое направление и размеры.

Характерной металлогенической особенностью герцинид Западного Забайкалья и смежных разновозрастных структур Монголии, в отличие от других территорий среднепалеозойской Монголо-Охотской складчатой области, является интенсивное проявление редкометальной минерализации (Sn, W, Mo) в связи с четко выраженным сиалическим профилем этих структур. Другие синхронно развивавшиеся зоны этой огромной складчатой области характеризуются фемическим и фемическо-сиалическим развитием, обусловившим проявление главным образом железорудных месторождений и мелких скарновых рудопроявлений молибдена и вольфрама.

В мезозойское время область герцинских структур Западного Забайкалья представляла собой консолидированное сооружение с крупными наложенными прогибами континентального типа, которые, очевидно, являлись заливами мезозойского моря.

Геосинклинальный прогиб этого времени развивался только на территории Восточного Забайкалья и был тесно структурно связан с Тихоокеанским подвижным поясом. Несмотря на это, в развитии мезозойских структур Восточного Забайкалья много сходства с герцинидами Западного Забайкалья; здесь также в узкой зоне главного геосинклинального прогиба происходит накопление мощных терригенных флишеидных толщ, которые в результате среднеюрской складчатости оказываются собранными в узкие складки северо-восточного простирания. К периоду главной складчатости относится внедрение кислых интрузивных комплексов, из которых первый представлен крупными плутонами, а второй позднескладчатыми интрузиями средних и малых размеров. Эти комплексы — цаган-огуевский и кукульбейский — соответственно сходны с даурским и асакан-шумиловским интрузивными комплексами и сопровождаются однотипной редкометальной минерализацией.

В пределах мезозойской складчатой области Восточного Забайкалья известны малые добатолитовые интрузии умереннокислого состава, сопровождаемые золото-шеелитовым оруденением [Щеглов, 1956а]. Эти месторождения (Козаково, Пешково и др.) во многом аналогичны золоторудным месторождениям Зачикойской горной страны [Щеглов, 1956в]. Кроме того, как известно, на территории Восточного Забайкалья устанавливаются комплексы рудоносных послеверхнеюрских трещинных интрузий. Среди них нами [Щеглов, 1956б] выделяется комплекс приповерхностных биотитовых гранитов и гранит-порфиров, сопровождаемый вольфрамито-сульфидным оруденением (месторождения Букука, Белуха и др.). Эта группа месторождений во многом сходна с раннемезозойскими вольфрамовыми месторождениями Зачикойской горной страны.

Не останавливаясь на сопоставлении некоторых интрузивных и рудных комплексов Восточного Забайкалья и Зачикойской страны, так как это было сделано ранее в других работах [Щеглов,

1956а, 1956б, 1956в], отметим, что для них устанавливается почти полное сходство как в особенностях проявления и состава интрузий, так и в типах месторождений, сопровождающих последние (табл. 14).

Иными словами, в Восточном и Западном Забайкалье проявляются в разное время очень сходные интрузивные и рудные комплексы, причем примечательно, что эти комплексы повсеместно сохраняют одну и ту же относительную возрастную последовательность своего формирования. Однако возраст комплексов существенно различен для того и другого районов Забайкалья. Так, добатолитовые умереннокислые интрузии, с которыми связана золото-шеелитовая минерализация в пределах Зачикийской горной страны, имеют допермский, а однотипные образования в области Шилка-Аргунского междуречья — послесреднеюрский возраст. Соответствующий возраст в этих районах имеют интрузии лейкократовых и биотитовых гранитов, с которыми пространственно и генетически связаны оловянно-вольфрамовые месторождения пегматитового и кварцевого типов.

Причины такой миграции в пространстве и во времени однотипных процессов, приведших к образованию сходных интрузивных и рудных комплексов в пределах разновозрастных складчатых областей, очевидно, связаны с одинаковыми особенностями развития геосинклинального режима в последних.

В пределах герцинской складчатой области Зачикийской горной страны и Даурского хребта геосинклинальное развитие, сопровождавшееся накоплением флишеидных толщ, закончилось в среднем палеозое, а на востоке, в области Шилка-Аргунского междуречья, происходило в юрское время. Этим и обусловлена миграция во времени и пространстве сходных геологических процессов, что характерно не только для образования флишеидных толщ, но и для интрузивных, вулканогенных и рудных комплексов, в связи с чем сходные эндогенные месторождения в Западном и Восточном Забайкалье имеют разный возраст.

Мезозойские рудоносные структуры Восточного Забайкалья и герцинские Западного Забайкалья образуют единый пояс редкометальных месторождений, который широкой полосой протягивается в северо-восточном направлении через все Забайкалье и был впервые выделен еще в 1932 г. С. С. Смирновым. В последующие годы А. Д. Каленов [1947а] показал, что этот пояс протягивается на территорию Монголии, где приурочен к герцинским структурам Хангай-Хэнтейской зоны. В настоящее время можно утверждать, что в пределах этого единого рудного пояса, который в общих чертах совпадает с Монголо-Охотским металлогеническим поясом А. Е. Ферсмана, развиты сходные по генетическим типам, но разновозрастные месторождения. Именно на это указывал еще в 1926 г. А. Е. Ферсман, который в работе о Монголо-Охотском рудном поясе писал: «... вопрос о хронологии отдельных поясов сложнее,

Сопоставление особенностей развития герцинской складчатой области Западного Забайкалья и мезозойской складчатой области Восточного Забайкалья

Стадии развития областей	Рудные месторождения и горные породы	Герцинская складчатая область	Мезозойская складчатая область
	Рудные месторождения	Вольфрамитовые месторождения со слабо проявленной сульфидной стадией (Куналей)	Сложный комплекс молибденовых, вольфрамовых, оловянных, полметаллических и золотых месторождений; редкометальные — обогащены сульфидами; характерна многостадийность образования (Букука, Белуха, Хапчеранга)
Консолидации складчатых структур	Интрузивные породы	Трещинные интрузии гранит-порфиров и реже диоритов	Сложный комплекс трещинных интрузий от диоритов (Шахтама) до гранит-порфиров (Хапчеранга)
	Осадочные формации	Молассовая, прибрежно-песчаниково-сланцевая (пермь)	Осадочно-вулканогенные, континентальные. Пестроцветная континентальная (верхняя юра)

Стадия развития областей	Рудные месторождения и горные породы	Герцинская складчатая область	Мезозойская складчатая область
Восходящих движений и главных фаз складчатости	Рудные месторождения	<p>Высокотемпературные гидротермальные месторождения олова, вольфрама, молибдена (Шумиловка, Молодежное, Гутай)</p> <p>Оловоносные и вольфрамоносные пегматиты и грейзены</p> <p>Золото-шеелитовые и золотые месторождения (Воскресенка, Сергино)</p>	<p>Аналогичные группе 3 месторождения: Соктуй (W), Шерловая гора (Sn, W), Студенческое (Mo)</p> <p>Оловоносные и вольфрамоносные пегматиты и грейзены (Соктуй, Борщевка)</p> <p>Золотые и золото-шеелитовые месторождения (Пешково, Казаково)</p>
	Интрузивные породы	<p>Позднескладчатые интрузии лейкократовых, часто пегматоидных гранитов средних и малых размеров асакапшумиловского комплекса</p> <p>Крупные интрузии кислых гранитов даурского комплекса</p> <p>Добатолитовые тела гранодиоритов</p>	<p>Аналогичные интрузиям асакапшумиловского комплекса массивы кукульбейских гранитов</p> <p>Крупные интрузии кислых гранитов цаган-олуевского комплекса</p> <p>Добатолитовые интрузии гранодиоритового состава</p>
Общего геосинклинального прогибания	Интрузивные породы Осадочные формации	<p>Редкие согласные тела диабазов</p> <p>Флишевая и флишеидная, прибрежная песчаниково-сланцевая (девон — нижний карбон)</p>	<p>Флишевая и флишеидная. В периферических зонах прогиба — молассовая (триас — средняя юра)</p>

чем принято думать. Наложение тектонических движений разных возрастов вызывает наложение, повторение и перегрушировку и химических образований, и нередко единый в своем геохимическом построении пояс может оказаться хронологически и тектонически много сложнее» [Ферман, 1926].

Наконец, в заключение следует сказать несколько слов о положении области мезозойской активизации; она охватывает практически всю каледонскую складчатую область Забайкалья и из районов Западного Забайкалья прослеживается в северо-восточном направлении до Станового хребта, а к северу до рек Муи и Чары. Наиболее отчетливо процессы мезозойской активизации, где возможно произвести их расчленение на две охарактеризованные выше стадии, проявились в области каледонской складчатости между Монголо-Охотским краевым швом на юге и зонами разломов, прослеживающимися по долинам рек Темника, Уды, Витима и Калара на севере. Металлогения этой территории за пределами Западного Забайкалья изучена еще недостаточно, но имеет много общего с последним регионом. Здесь так же отчетливо выделяются две группы месторождений: первые связаны с трещинными интрузиями и представлены главным образом молибденовыми месторождениями, а вторая группа объединяет посленижнемеловые месторождения эпitherмального типа, среди которых флюоритовые месторождения преобладают (месторождения Усугли, Шишковка и др.).

Вопросы взаимоотношения рудных поясов Западного и Восточного Забайкалья были рассмотрены нами ранее, когда было показано, что региональные рудоносные структуры Западного Забайкалья представляют собой часть более крупных, характерных для всего Забайкалья рудных поясов. Наряду с этим выше отмечалась и специфика этих рудных поясов на территории Западного Забайкалья. Здесь следует указать, что Селенгинский флюоритовый пояс, выделяемый в Западном Забайкалье, отчетливо прослеживается на территории Монголии, где севернее Хангайского краевого шва в разломах, обрамляющих Бутулин-Нурское поднятие, могут быть выявлены месторождения плавикового шпата. Сюда же на территорию каледонских структур Монголии протягивается пояс вольфрамово-молибденовых раннемезозойских месторождений.

Таким образом, в своем развитии Западное Забайкалье тесно связано со смежными территориями и представляет собой только часть более крупных тектонических элементов, которые выявлены на территории Забайкалья, Монголии и Восточных Саян. В то же время, металлогения Западного Забайкалья характеризуется рядом специфических особенностей, присущих только данной территории. Эти особенности неразрывно связаны со сложной историей геологического развития региона, которые и обуславливают все разнообразие известных здесь эндогенных месторождений.

Наличие в Западном Забайкалье трех разновозрастных складчатых областей, которые, последовательно развиваясь, причленяются одна к другой, а также интенсивное проявление процессов мезозойской активизации древних (байкальских и каледонских) консолидированных сооружений придают изучению этого региона особый интерес, так как на его примере выявляются особенности металлогении разновозрастных складчатых областей, влияние каждой из них на характер оруденения другой, а также специфика металлогенических процессов в областях мезозойской активизации.

Ни в одном из смежных районов Монголии и Забайкалья мы не встречаемся с таким сочетанием геологических структур; последнее позволяет выявить в Западном Забайкалье характерные специфические особенности металлогении каждой из разновозрастных складчатых областей, так как они проявляются здесь более отчетливо, чем в других регионах, не будучи «затушеванными» столь сильно более молодыми геологическими процессами. Это обстоятельство имеет большое значение для познания металлогении соседних территорий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе был с различных сторон рассмотрен фактический материал по эндогенным месторождениям Западного Забайкалья, охарактеризованы типы месторождений и закономерности их размещения в пространстве и во времени; сделаны выводы и некоторые обобщения. Было показано, что Западное Забайкалье является сложно построенным регионом полициклического развития, в котором выделяются три разновозрастные складчатые области: байкальская (протерозойская), каледонская и герцинская, характеризующиеся специфическими особенностями металлогении. Последние оказываются неразрывно связанными с конкретными тектоническими условиями, процессами осадконакопления и магматизма. В совершенно автономную группу месторождений были выделены эндогенные рудные образования, возникающие в период мезозойской активизации байкальских и каледонских структур.

Систематизация и анализ обширного фактического материала по эндогенным месторождениям Западного Забайкалья, произведенные с учетом истории геологического развития территории, позволили прийти к выводам, имеющим практическое значение, и обусловили широкую возможность использования выявленных закономерностей размещения эндогенных месторождений для целей обоснованных прогнозов, выбора направления поисковых работ и определения наиболее перспективных площадей.

Совершенно очевидно, что не все рассмотренные в данной работе вопросы изучены с одинаковой полнотой; многие из них еще ждут своего дальнейшего всестороннего изучения. К ним, в частности, относится еще мало изученный для Забайкалья вопрос о характере и масштабах проявления эндогенного оруденения в консолидированных структурах рамы более молодых геосинклинальных прогибов.

К числу наиболее важных общих вопросов, требующих дальнейшей всесторонней разработки, с которыми связано решение практических задач, следует отнести:

1. Изучение особенностей проявления эндогенного оруденения при процессах мезозойской активизации древних консолидированных структур Забайкалья; выявление типов и закономерностей размещения месторождений, характерных для различных стадий этого процесса.

2. Всесторонние исследования и классификация тектонических нарушений, в особенности в областях мезозойской активизации,

где разломы, по-видимому, определяют место, а иногда и характер проявления эндогенных месторождений.

3. Разработка надежных критериев рудоносных интрузий различных комплексов и установление более достоверных признаков связи оруденения с магматическими породами.

4. Выявление более локальных рудоконтролирующих структур, с учетом которых возможна детализация прогнозов.

5. Разработка методики составления детальных прогнозных карт с учетом специфики Западного Забайкалья.

Практика геологических работ последних лет подтверждает некоторые рекомендации и практические выводы, изложенные в предыдущих главах. Однако не следует думать, что данная работа имеет целью подвести какой-то окончательный итог изучению эндогенных месторождений Западного Забайкалья. Эти исследования для некоторых месторождений только начинаются, и автор будет удовлетворен, если настоящая работа сможет дать только некоторую общую основу ведущимся исследованиям и будет способствовать более рациональному направлению поисковых и разведочных работ.

В заключении суммируем основные выводы данной работы:

1. В Западном Забайкалье выделяются три разновозрастные складчатые области и область мезозойской активизации консолидированных протерозойских и раннепалеозойских структур. Процессы мезозойской активизации представляют особую группу автономных явлений. Для Западного Забайкалья характерно направленное (от геосинклинального прогиба к складчатой области) и полициклическое развитие, что находит свое отражение в металлогенических особенностях региона.

2. Каждая из складчатых областей характеризуется определенным комплексом эндогенных месторождений. Совершенно особую роль в металлогении Западного Забайкалья играют процессы мезозойской активизации, в связи с которыми возникают наиболее крупные концентрации полезных ископаемых.

3. Протерозойские эндогенные рудные образования представлены только пегматитовыми месторождениями, среди которых преобладают слюдоносные пегматиты. С развитием раннепалеозойской складчатой области связано проявление магматических месторождений хрома, титана и железа, скарновых и гидротермальных рудопроявлений меди, железа и реже полиметаллов. В связи с формированием среднепалеозойской складчатой области происходит образование добатолитовых месторождений золота и пегматитовых, грейзеновых и высокотемпературных месторождений олова, вольфрама и молибдена. С процессами мезозойской активизации протерозойских и раннепалеозойских консолидированных структур связано возникновение месторождений молибдена и вольфрама и эпitherмальных месторождений и рудопроявлений флюорита, золота, барита, ртути и сурьмы.

4. Различные группы эндогенных месторождений Западного Забайкалья проявляются в разных, но характерных для каждой группы геологических обстановках, и их размещение контролируется присущими только данной группе факторами, определяющими основные закономерности локализации месторождений в пространстве и во времени.

5. Эндогенные месторождения Западного Забайкалья характеризуются большим разнообразием генетических типов. Устанавливается определенная зависимость между возрастом месторождений и их генетическими особенностями (температурой, глубиной образования, характером связи с интрузивными породами, стадийностью формирования и т. д.).

6. В Западном Забайкалье широко проявляется эндогенная рудная зональность разных масштабов, причем наиболее контрастно выражена зональность рудных зон и поясов. Формирование эндогенных месторождений с различной зональностью происходит в разные периоды геологического развития региона. Пульсационная зональность характерна для месторождений, связанных с трещинными мезозойскими интрузиями небольших глубин; зональность отложения чаще встречается в месторождениях, образующихся на больших глубинах или в приповерхностных условиях. Для практических целей важно установление различной горизонтальной зональности в мезозойских редкометалльных месторождениях и вертикальной зональности в строении кварц-флюоритовых жил. Рудные зоны представлены несколькими типами, причем наиболее широко развиты зоны стадии главных фаз складчатости и наложенные рудные зоны, образующиеся в процессе мезозойской активизации. Среди рудных поясов выделяются до-мезозойские рудные пояса, формирующиеся на месте соответствующих по возрасту складчатых областей, и мезозойские рудные пояса, возникающие среди более древних складчатых областей (наложенные рудные пояса).

7. Западное Забайкалье представляет собой перспективную рудную провинцию, в пределах которой возможно открытие месторождений уже известных, а также новых генетических типов.

Изучение мезозойских рудных месторождений в активизированных древних областях Западного Забайкалья и установление общих закономерностей их проявления позволяют по-иному подойти к оценке перспектив байкальской и каледонской складчатых областей в отношении выявления в их пределах новых эндогенных месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
- Адамс С. Ф. Микроскопическое изучение жильного кварца. В сб. Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов. Горно-геол.-нефт. изд-во, 1934.
- Азаров А. А. К вопросу о возрасте угленосных отложений в Западном Забайкалье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.
- Амантов В. А. Стратиграфия и история геологического развития Агинской структурной зоны Забайкалья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 81, 1963.
- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. Тр. ВСЕГЕИ, т. 58, 1961.
- Арсеньев А. А. Проблема изучения щелочных гранитоидов Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1946.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Краткий очерк вулканизма Удинско-Хидокского междуречья (Западное Забайкалье). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 128, геол. сер., 1951.
- Арсеньев А. А. и др. Геологическое строение Читинской области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Артемов Б. Н. Краткий отчет о результатах работ Джидинской поисково-геологической партии в 1923 г. Изв. Сиб. отд. Геолкома, вып. 5, Томск, 1924а.
- Артемов Б. Н. Работы Джидинской геологопоисковой партии. Изв. Геолкома, № 2, 1924б.
- Артемов Б. Н. Геологопоисковые работы в районе верхнего и среднего течения р. Джиды. Изв. Геолкома, 1925.
- Афанасьев Л. М. Новые данные о гранитоидах бассейна реки Джиды. ДАН СССР, т. 58, № 7, 1946.
- Афанасьев Л. М. Об основах геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций Западного Забайкалья. В кн. Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Северного Кавказа, Казахстана, Забайкалья и Приморья. Госгеолиздат, 1960.
- Бадалов С. Т. Минералого-геохимические критерии стадийности эндогенного оруденения. Тр. Конференции по проблемам постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

- Барсанов Г. П. О структурах кварца золотоносных жил Миасского района на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1945.
- Беличенко В. Г. и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья. Тр. ВСГИ АН СССР, вып. 8, 1962.
- Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. В кн. Активизированные зоны земной коры. М., Наука, 1964.
- Бесова М. В. Признаки хромоникелевого оруденения на Джи́де. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 13, 1937.
- Бесова М. В. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. В кн. Месторождения ред. метал. СССР, т. 1, 1939.
- Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. В сб. Основные проблемы в учении о рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
- Билибин Ю. А. О возрасте некоторых золоторудных месторождений Колымского района. Сов. геол., № 5—6, 1940.
- Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.
- Бобров В. А. О возрасте вольфрамового и молибденового оруденения района Югодзыр. Геология рудных месторождений, № 3, 1962.
- Булмасов А. П. Магнитное и гравитационное поле Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. Бюлл. Совета по сейсмологии, № 10, 1960.
- Булнаев К. Б. Закономерности размещения флюоритовых месторождений Юго-Западного Забайкалья. Тр. БКНИИ СО АН СССР, № 9, 1962.
- Булнаев К. Б., Очиров Ц. О. Эндогенная минерализация и магматизм зон мезозойских разломов Западного Забайкалья. Зап. ВМО, вып. 6, 1964.
- Васильев В. Г. и др. Геологическое строение МНР. Госгеолтехиздат, 1959.
- Вахрамеев С. А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. Госгеолтехиздат, 1961.
- Вертушков Г. Н. Метаморфизм жильного кварца. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 22, 1955.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд-во АН СССР, 1962.
- Гаврусевич Б. А. Материалы по петрографии и геохимии Юго-Восточного Прибайкалья. Тр. СОПС АН СССР, 1935.
- Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом. ДАН СССР, т. 137, № 5, 1961.
- Григорьев И. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. БМОИП, отд. геол., т. XXVIII, 1953.
- Григорьев И. Ф. Геология, минералогия и генезис оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. Автореферат диссертации. М., 1957.
- Григорьев И. Ф., Долманова Е. И. Мезозойские гранитоиды Забайкалья и связь с ними редкометалльного оруденения. Вопросы геологии Азии. Изд-во АН СССР, т. II, 1955.
- Григорьев И. Ф., Долманова Е. И. О возрасте и структурном положении гранитных интрузий и связанных с ними оловянно-вольфрамовых месторождений в Центральном Забайкалье. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1956а.
- Григорьев И. Ф., Долманова Е. И. Особенности развития оловянной минерализации в различных районах Забайкалья и геолого-структурные критерии их поисков. Мат-лы совещ. геологов Вост. Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъемочных работ. Чита, 1956б.
- Грушкин Г. Г. Об изменении физико-химических факторов равновесия при минералообразовании на флюоритовом месторождении Аурахмат. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 2, 1958.

Гусельников В. Н. Некоторые закономерности размещения флюоритовых проявлений Западного Забайкалья. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1961.

Гусельников В. Н. Некоторые генетические особенности флюоритовой минерализации Западного Забайкалья. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 2, 1962.

Гусельников В. Н. Геолого-структурные особенности и закономерности размещения флюоритовой минерализации Западного Забайкалья. Автореферат диссертации, М., 1963.

Деньгин Ю. П. Геологические исследования в бассейне среднего течения р. Чикой. Мат-лы общ. прикл. геол., вып. 131, 1929.

Деньгин Ю. П. Геология западной части варисского подвижного пояса Юго-Восточного Забайкалья. Сб. научно-технич. информации МГ и ОН, № 3, 1956.

Деньгин Ю. П. Средне- и верхнепалеозойский магматизм Забайкалья. Геологическое строение СССР, т. III, 1958.

Деньгин Ю. П. О метаморфизме в породах Зачикойского осадочного комплекса. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 38, 1960а.

Деньгин Ю. П. К истории геологического развития Забайкалья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25, 1960б.

Дмитриев Г. А. Новые находки динозавров в Бурятии. Палеонт. журн. АН СССР, № 1, 1960.

Додин А. Л. Основные черты геологического строения и металлогении восточной части Алтае-Саянской складчатой области. В кн. Природные условия Красноярского края. Изд-во АН СССР, 1961.

Заболотная Н. П. и др. Вольфрам-молибден-берилловые месторождения и условия их образования. Геология месторождений редких элементов, вып. 18, 1962.

Замараев С. М. Геология Боргойской впадины (Западное Забайкалье). Автореферат канд. диссертации. Изд. Иркутск. ун-та, Иркутск, 1960.

Зилов А. Р., Покалов В. Т. О молибденовом орудуении в Удинско-Витимской тектонической зоне. Мин. сырье, вып. 5, 1962.

Зубарев Б. М., Силаков В. Н. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы Бурятской АССР. Мат-лы Бурятского регионального совещ. по развитию произв. сил Восточной Сибири. Улан-Удэ, 1959.

Иванов А. Х. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, 1959.

Игнатович В. И. Дайки и молибденово-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии мезозойских гранит-порфиров. Сб. геолого-производств. информации БГУ, № 3, 1959.

Игнатович В. И. О структуре Джидинского рудного поля. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Бур. АССР, вып. VII, 1961.

Каленов А. Д. К вопросу о западной границе Тихоокеанского складчатого пояса в пределах МНР. Сов. геол., сб. 24, 1947а.

Каленов А. Д. Новые данные о гранитоидах северо-восточной Монголии. ДАН СССР, № 5, т. 58, 1947б.

Каленов А. Д. О некоторых особенностях дифференциации мезозойских интрузий сев.-вост. части Центр. Азии. ДАН СССР, № 2, 1948.

Каленов А. Д. Мезозойские интрузии Восточной Монголии. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 2, 1961.

Канищев А. Д. Стратиграфия и формационная принадлежность зачикойской песчано-сланцевой серии в бассейне рек Аса и Маргень. Бюлл. ИТИ ЧГУ, № 6, 1961.

Канищев А. Д. О геологической обоснованности возраста каменноугольных интрузий Центрального и Вост. Забайкалья. Зап. Заб. отдела Географ. об-ва СССР, вып. XIX, 1963а.

К а н и щ е в А. Д. Характеристика гутайской свиты и перекрываемых ею пород в районе р. Мергень (Зап. Забайкалье). Зап. Заб. отдела Географ. об-ва СССР, вып. XXI, 1963б.

К а р а б у л ь к и н А. П. О перспективах Боргойской впадины на золото байлейского типа. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Бур. АССР, вып. V, 1960.

К и б а н о в Г. А. К тектонике территории БАССР. В кн. Тектоника Сибири, т. I. Изд-во СО АН СССР, 1962.

К о б е л ь а ц к и й И. А. Геологический очерк верхнего течения реки Урки и Оюта. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 20, 1947.

К о з е р е н к о В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. Изд-во АН СССР, 1960.

К о з у б о в а Л. А. Гранитоиды Малханского хребта и принципы их расчленения. Мат-лы совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960.

К о з у б о в а Л. А. О мезозойском интрузивном магматизме в западной части Малханского хребта. Мат-лы по петрологии гранитоидов Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.

К о л е с н и к о в Ч. М. Стратиграфия мезозойских угленосных отложений Тугнуйской депрессии. Сб. статей научн. сотруд. Лен. геол. учрежд. АН СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

К о л е с н и к о в Ч. М. Стратиграфия и фауна мезозойских континентальных отложений Забайкалья. Автореферат диссертации. ЛГУ, 1963.

К о л е с н и к о в Ч. М. Стратиграфия континентального мезозоя Забайкалья. Тр. Лимнолог. ин-та, т. IV, 1964.

К о м а р о в Ю. В. О мезозойском возрасте и связи полиметаллического оруденения р. Уды с малыми интрузиями. В кн. Тр. I Совещ. по металлогении Зап. Забайкалья, 1958.

К о м а р о в Ю. В. Схема нижнемезозойского магматизма Западно-Забайкальской подвижной зоны. Геология и геофизика, № 11, 1960а.

К о м а р о в Ю. В. Полиметаллическое оруденение бассейна р. Уды в Западном Забайкалье. Тр. ВСЕГЕИ АН СССР, вып. 1, 1960б.

К о м а р о в Ю. В. и Х р е н о в П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. (Тезисы докладов совещ. по пробл. тектоники). М., Наука, 1962.

К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Тр. 2 Всесоюз. петрограф. совещания, 1960.

К о р м и л и ц ы н В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. Сов. геол., № 11, 1959.

К р а с н ы й Л. И. (редактор). Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., Недра, 1966.

К у ш н а р е в И. П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Геология и горное дело, № 6, 1947.

Л е в и ц к и й О. Д. Генетическая классификация оловорудных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 82, 1947а.

Л е в и ц к и й О. Д. Пространственное расположение оловорудных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 82, 1947б.

Л е с н я к Р. В., С е м е н о в В. Н. Материалы по абсолютному возрасту горных пород Читинской области. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Читинской области, вып. I. Госгеолтехиздат, 1963.

Л у ч и ц к и й И. В. Габбровая интрузия Малханского хребта. Вестн. МГУ, № 5, 1947.

Л у ч и ц к и й И. В., Н а г и б и н а М. С. Гранитная интрузия Малханского хребта. Вестн. МГУ, № 5, 1947.

Магакьян И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 31, вып. 2, 1952.

Малиновский Е. П. Растворение и переотложение молбденита в процессе микроклиннизации на Первомайском месторождении. Геология рудных месторождений, № 3, 1960.

Малиновский Е. П. Роль структурного фактора в образовании различных типов кварц-вольфрамовых месторождений. Геология рудных месторождений, № 3, 1961.

Малиновский Е. П., Игнатович В. И. Структура Ингурского вольфрамового штокверка. Геология рудных месторождений, № 2, 1962.

Маринов Н. А. О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 г. в Западной Монголии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1955.

Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. Изв. АН СССР, 1957.

Маринов Н. А. О времени формирования месторождений флюорита в Восточной Монголии. Сов. геол., № 9, 1958.

Маринов Н. А. Закономерности размещения магматогенных месторождений полезных ископаемых Монголии. Мат-лы по геологии МНР. Гос-топтехиздат, 1963.

Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. Изд-во АН СССР, 1961.

Масайтис В. Л. и Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии. Тр. ВСЕГЕИ, т. 85, 1963.

Михно Н. П. Мезозойский магматизм южной части Зап. Забайкалья. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Бур. АССР, вып. VII, 1961.

Нагибина М. С. Новые данные по тектонике «Монголо-Охотского пояса». БМОИП, отд. геол., т. XXXIII, 1958.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 79, 1963.

Нагибина М. С., Лучицкий И. В. О структурном расчленении Забайкалья. Изв. АН, сер. геол., № 4, 1948.

Налетов П. И. Молодые рудоносные интрузии Западного Забайкалья. Мат-лы по геол. и полезн. ископаемым Восточной Сибири, вып. 1 (XXII). Иркутск. Ирк. кн. изд-во, 1957.

Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1961а.

Налетов П. И. Ультраосновные породы юго-западного Забайкалья. Мат-лы по геол. и полезн. иск. Бурятской АССР, вып. VI. Улан-Удэ. Бурят. кн. изд-во, 1961б.

Налетов П. И. Изверженные горные породы центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1962.

Налетов П. И. Геологическое строение центральной части Бурятской АССР. Автореферат докторской диссертации. Иркутск, 1963.

Налетов П. И., Бессолицын Е. П. Геологический очерк района среднего течения р. Чикой. Тр. ВСГУ, вып. 31, 1947.

Налетов П. И., Шалаев К. А., Деуля Т. Т. Геология Джидинского рудного района. Тр. ВСГУ, вып. 27, 1941.

Носков А. Ф., Туговик Г. И. Некоторые закономерности размещения редкометалльных месторождений юга Бурятии и их генетические типы. Тр. БКНИИ СО АН СССР, № 9, 1962.

Обручев В. А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Отчет об исследованиях (1895—1898 гг.), ч. 1. Геол. исслед. Сиб. жел. дор., вып. 22, ч. 1, 1914.

Обручев В. А. Металлогенические эпохи и области Сибири. Тр. Ин-та прикл. мин., вып. 26, 1926.

- Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Изв. Троицко-Савского отд. Гос. географ. об-ва, 1929.
- Обручев В. А. Геологическое строение Бурят-Монгольской АССР как база для развития горной промышленности. Пробл. Бур.-Монг. АССР. СОПС, 1935.
- Обручев В. А. Роль и значение молодых глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов. Юбил. сб., посв. 30-летию Великой Окт. соц. револ. Изд-во АН СССР, 1947.
- Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфия Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1942.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. Докл. АН СССР, т. 68, № 5, 1949.
- Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов П. М. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири. Тр. Вост.-Сиб. филиала. Сибирск. отд. АН СССР, сер. геол., вып. 14, 1958.
- Очиров Ц. О., Туговик Г. И. Основные черты разрывной тектоники и ее роль в локализации мезозойских интрузий и минерализации в пределах Джидинского рудного узла. Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 9, 1962.
- Падалка Г. Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.
- Падалка Г. Л. Некоторые вопросы тектоники, магматизма и металлогении Забайкалья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 41, 1960.
- Перельгина А. И., Смирнов С. М. Ильменит-магнетитовые руды Арсентьевского месторождения и некоторые особенности процесса минералообразования в них. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 4, 1960.
- Петрович Ю. Я. Стратиграфическое положение осадочно-эффузивных образований Селенгинского прогиба в Северной Монголии и некоторые особенности их формирования. Матер. по геологии МНР. Гостоптехиздат, 1963.
- Повилайтис М. М. Соотношения оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями на примере Джидинского месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Тр. ИГЕМ, вып. 24, 1960.
- Полевая Н. И., Тихомиров Н. И. Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным. Мат-лы по петрологии гранитоидов Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.
- Розинов М. И. Посленижнемеловой субвулканический комплекс Западного Забайкалья и связь с ним эпitherмального флюоритового оруденения. Автореферат на соискание ученой степени кандидата геол.-минер. наук. Л., ВСЕГЕИ, 1964.
- Руб М. Г. О петрохимических критериях связи оруденения с интрузиями. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1956.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-минер. наук. Л., ВСЕГЕИ, 1964.
- Семенов А. И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР. Геология рудных месторождений, № 8, 1963.
- Сизых В. И. Новое проявление флюорита в западной части Читинской области. Зап. Заб. отд. Географ. об-ва, вып. XIX, 1963.
- Скобло В. М. К вопросу о возрасте и стратиграфическом расчленении мезозойских отложений Гуеиноозерской и других впадин

- Гусино-Удинской долины. Сб. геолого-производств. информ. Бурятского геол. упр., № 3. Улан-Удэ, 1959.
- Скобло В. М., Лямина Н. А. Новые данные к решению вопроса о возрасте и стратиграфическом положении петропавловской свиты. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР, вып. VII, 1962.
- Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1957.
- Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. В сб. Генетич. проблемы руд, проблема 16. Межд. геол. конгресс, XXI сессия, 1960.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V, 1962.
- Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности. Тр. Конференции по проблемам постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
- Смирнов С. М., Перельгина А. И. О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Моностой (Бурятская АССР). Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 6, 1959.
- Смирнов С. С. К металлогении Восточного Забайкалья. Первый Восточно-Сибирский краевой съезд, вып. I, геол. секция, 1932.
- Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. Пробл. сов. геол., № 10, 1936.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1937.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1944.
- Смирнов С. С. Рецензия на книгу П. Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений». Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
- Смолянскй Е. Н. К металлогении Джидинского рудного района. Тезисы I Совец. по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1956.
- Смолянскй Е. Н. Об основных закономерностях в пространственном размещении молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сиб. отд. АН СССР, № 1, 1960.
- Смолянскй Е. Н. О последовательности формирования интрузивных комплексов Джидинского района. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Бур. АССР, вып. VI, 1961.
- Смолянскй Е. Н. Основные черты тектоники Джидинского района. Тр. ВСГИ, вып. 13, 1963.
- Старик Е. И. Свищовый метод определения возраста пород. Пробл. сов. геологии, № 7, 1937.
- Старченко В. В. Геолого-тектонический очерк Центрального Забайкалья. Тектоника Сибири, т. I. Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Старченко В. В. Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Читинской области, вып. I. Госгеолтехиздат, 1963.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.
- Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.
- Тихомиров Н. И. Пермские отложения междуречья Кыры-Онона. ДАН СССР, т. 114, № 5, 1957.
- Тихомиров Н. И. Интрузивные комплексы Забайкалья и тектонические условия их образования. Тр. ВСЕГЕИ, т. 85, 1963.
- Туговик Г. И. О составе и происхождении трубчатого тела Булуктаевского молибдено-вольфрамового месторождения (Зап. Забайкалье). Изв. высш. учебн. зав., Геология и разведка, № 11, 1959.

Туговик Г. И. О некоторых особенностях химизма гранитоидов Булуктаевского месторождения. Мат. по геологии и полезн. ископ. Бур. АССР, вып. VI, 1961а.

Туговик Г. И. К генезису трубчатого тела Булуктайского месторождения. Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 7, 1961б.

Туговик Г. И. Стадии гидротермальной минерализации и генезис молибдено-вольфрамовых месторождений Джидинского рудного узла. Геология и геофизика, № 2, 1964.

Туговик Г. И., Скрипников О. Т. Некоторые итоги изучения абсолютного возраста гранитоидов Джидинского рудного узла калиаргоновым методом. Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 12, 1963.

Туговик Г. И., Телега Ю. Т. Особенности геологического строения Долод-Модонского месторождения. Геология рудных месторождений, № 5, 1960.

Ферсман А. Е. Монголо-Охотский пояс. Поверхность и недра, № 3, 1926.

Флоренсов Н. А. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 1, 1954а.

Флоренсов Н. А. Геологическое строение Бурят-Монголии. Матер. по изучению производительных сил. Б.-М. АССР, вып. 1. Улан-Удэ, 1954б.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.

Хасин Р. А. Киммерийские граниты Восточной Монголии. Сов. геология, № 24, 1947.

Хренов П. М. Краткий очерк геологии и редкометального оруденения центральной части Икатского хребта (Северо-Западное Забайкалье). Тр. ВСГИ АН СССР, вып. 1, 1960.

Хренов П. М., Рафиевко Н. И. Некоторые вопросы металлогении редких металлов Сев.-Вост. Забайкалья. Совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Иркутск, 1956.

Хренов П. М., Рафиевко Н. И. К металлогении Северо-Западного Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 1, 1960.

Хулугуров М. Н. Геология Джидинского рудного поля. Тезисы докладов I Совещания по металлогении Зап. Забайкалья, 1956.

Шаталов Е. Т. О металлогеническом районировании и применяемой терминологии. Геология рудных месторождений, № 3, 1959.

Шатский Н. С. и др. Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 5 000 000, 1957.

Шинулин Ф. К. Основные черты геологического строения Монголии. Сов. геол., сб. 24, 1947.

Шмотов А. П. Контактный метаморфизм киммерийских интрузий в Джидинском районе. Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 7, 1961.

Щеглов А. Д. Основные геологические закономерности размещения вольфрамовых месторождений в Юго-Восточном Забайкалье. Матер. совещ. геологов Вост. Сибири и Дальнего Востока. Чита, 1956а.

Щеглов А. Д. О некоторых особенностях геологического развития Юго-Западного Забайкалья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1956б.

Щеглов А. Д. О возрасте золотых месторождений Зачинойской горной страны. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956в.

Щеглов А. Д. О флюоритовых месторождениях Западного Забайкалья. Разведка и охрана недр, № 7, 1959а.

Щеглов А. Д. О геологических особенностях размещения рудных месторождений Западного Забайкалья. Геология рудных месторождений, № 4, 1959б.

Щеглов А. Д. Некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья. Сов. геол., № 6, 1960а.

Щеглов А. Д. О границе каледонской и герцинской складчатых зон в Западном Забайкалье. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960б.

Щеглов А. Д. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья. Геология рудных месторождений, № 3, 1961.

Щеглов А. Д. Некоторые вопросы вертикальной зональности флюоритовых месторождений Забайкалья и поисков скрытых рудных тел. В кн. Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Якжин А. А. Минеральные богатства Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, Бурят-Монг. гос. изд-во, 1945.

Якжин А. А. Геолого-структурное положение металлогенических провинций Забайкалья и южной части Дальнего Востока. Тр. МГРИ, т. XXVIII, 1955.

Яковлев Л. И., Ковалева О. И., Шер С. Д. Об одном случае изменения минералов кварцевой жилы под влиянием интрузии. Зап. Вест. минер. об-ва, вып. 1, 1955.

Georgi J. Bemerkungen einer Reise im Russischen Reich im Jahre 1772. S. Peterburg, Bd 2, 1775.

Georgi J. Geographisch-physikalische und naturhistorische Beschreibung des Russischen Reiches zur Vebersicht bisheriger Kenntnisse von demselben. Königsberg 1797.

Gmelin D. Reise durch Sibirien von dem Jahr 1733 bis 1743. Göttingen, 1751.

Suess E. D. Das Antlitz der Erde. Bd 1, 1901.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	7
Глава 1. Очерк тектонического районирования Западного Забайкалья . . . . .	13
Глава 2. Геологические особенности размещения и типы эндогенных месторождений складчатых областей Западного Забайкалья . . . . .	34
Протерозойские месторождения фундамента каледонской складчатой области . . . . .	—
Месторождения каледонской складчатой области . . . . .	41
Характерные черты каледонской эндогенной металлогении (общие выводы) . . . . .	59
Месторождения герцинской складчатой области . . . . .	63
Раннегерцинские месторождения золота . . . . .	64
Среднегерцинские месторождения олова, вольфрама и молибдена . . . . .	75
Позднегерцинские месторождения и рудопоявления вольфрама и молибдена . . . . .	97
Характерные черты герцинской эндогенной металлогении (общие выводы) . . . . .	102
Глава 3. Геологические особенности размещения и типы мезозойских эндогенных месторождений в активизированных байкальских и каледонских структурах Западного Забайкалья . . . . .	104
Раннемезозойские месторождения молибдена и вольфрама . . . . .	105
Месторождения джидинского типа . . . . .	106
Месторождения ходжертуй-шалотского типа . . . . .	126
Месторождения витимского типа . . . . .	131
Краткая сравнительная характеристика мезозойских редкометалльных месторождений, проявившихся в активизированных каледонских структурах . . . . .	133
Позднемезозойские эпитермальные месторождения . . . . .	138
Месторождения флюорита . . . . .	138
Другие эпитермальные месторождения . . . . .	164
Характерные черты мезозойской эндогенной металлогении в активизированных байкальских и каледонских структурах (общие выводы) . . . . .	165

Глава 4. О явлениях эндогенной рудной зональности в Западном Забайкалье . . . . .	168
Зональность рудных тел (локальная зональность) . . . . .	—
Зональность рудных полей . . . . .	173
Зональность рудных зон и поясов (региональная зональность) . . . . .	175
Глава 5. Главные особенности металлогении некоторых элементов	188
Глава 6. Некоторые общие вопросы генезиса эндогенных месторождений Западного Забайкалья . . . . .	204
О характере связи эндогенных месторождений с интрузивными породами . . . . .	—
О температурах образования месторождений . . . . .	211
О роли давления в образовании месторождений . . . . .	215
О характере гидротермальных растворов . . . . .	217
Стадии минерализации . . . . .	221
Глава 7. О классификации эндогенных месторождений Западного Забайкалья по генетическим типам и рудным комплексам	229
Классификация месторождений по генетическим признакам (генетическим типам) . . . . .	230
Классификация месторождений по тектоно-магматическим условиям образования (рудным комплексам)	237
Глава 8. О главных особенностях металлогенического развития Западного Забайкалья и его связях с соседними регионами . . . . .	244
Заключение . . . . .	265
Литература . . . . .	268



Сдано в набор 3 июня 1966 г.  
Подписано к печати 23 июля 1966 г.  
Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1.  
Печ. л. 17<sup>1</sup>/<sub>2</sub>. Усл. л. 17,25. Уч.-изд. л. 18,08.  
Тираж 1000 экз. Индекс 3-4-1-Л. М-09349. Цена 1 р. 47 к.  
Заказ 647/966.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.  
Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.  
Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник»  
Главполиграфпрома Комитета по печати  
при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.

1915

МЕРКА 1906