

Е.Е. БАТУРИНА, Г.С. РИПП

МОЛИБДЕНОВЫЕ
И ВОЛЬФРАМОВЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЗАПАДНОГО
ЗАБАЙКАЛЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Геологический институт Бурятского филиала

Е.Е. БАТУРИНА, Г.С. РИПП
МОЛИБДЕНОВЫЕ
И ВОЛЬФРАМОВЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ
(основные черты
металлогении и геохимии)

4183
Ответственный редактор

доктор геол.-минерал. наук
профессор В.В. ПОЛИКАРПОЧКИН



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1984



Батурина Е.Е., Рипп Г.С. Молибденовые и вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья (основные черты металлогении и геохимии). М.: Наука, 1984.

Молибденовое и вольфрамовое оруденение связано с этапами орогенного развития байкальской и каледонской складчатости, средне-позднепалеозойской и раннемезозойской тектоно-магматической активизации внегеосинклинального типа. В региональном плане оно контролируется разломами глубинного заложения, выраженными линейными элементами геофизических полей, поясами базит-гипербазитовых и других интрузий, тектоническими блоками. Локальные рудоконтролирующие структуры — узлы установлены на пересечении разнонаправленных разломов, в мелких тектонических блоках, в очагово-купольных структурах, а также в сложных тектонических формах, образующихся при наложении молодых разломов на древнюю складчатость.

Месторождения различного возраста и формационной принадлежности отличаются геохимическими особенностями руд, метасоматитов, минералов. Особенно контрастно это проявляется в содержании висмута, индия, теллура, мышьяка в сульфиде и редких щелочей в слюдах, полевых шпатах. Анализ геологической обстановки, изотопные исследования свидетельствуют о подкоровом источнике части компонентов (фтор, сера) месторождений этапа тектоно-магматической активизации. Для докембрийских руд значительная часть вещества является продуктом преобразования коры.

Табл. 46. Ил. 33. Библиогр. 124, назв.

Рецензенты:

В.Д. Козлов, Э.А. Максимова, Д. Жалсабон

Евгения Евгеньевна Батурина
Герман Самуилович Рипп

**МОЛИБДЕНОВЫЕ И ВОЛЬФРАМОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**
(основные черты металлогении и геохимии)

Утверждено к печати Геологическим институтом Бурятского филиала СО АН СССР

Редактор *И.В. Гинзбург*
Редактор издательства *Л.М. Бекасова*
Художник *М.Р. Ибрагимов*. Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технические редакторы *Н.А. Торгашова, М.К. Сергина*
Корректор *Н.И. Харламова*

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27237

Подписано к печати 28.02.84. Т — 00274. Формат 60 X 90 1/16
Бумага офсетная № 2. Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 9,5 + 1,0 вкл. Усл.кр.-отт. 10,8. Уч.-изд.л. 14,3
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1164. Цена 2р. 20 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Западное Забайкалье, входящее в состав южного складчатого обрамления Сибирской платформы, — сложная гетерогенная структура. Ее длительное геологическое развитие с неоднократными циклами седиментогенеза, тектоно-магматической и вулканической активности сопровождалось формированием разнообразного комплекса полезных ископаемых, среди которых значительная роль принадлежит молибдену и вольфраму. Проявления этих металлов формировались в докембрии, палеозое и мезозое, а их промышленные концентрации установлены в наиболее молодых средне-верхнепалеозойских и мезозойских этапах, связываемых с тектоно-магматической активизацией консолидированных байкальских и каледонских структур. Характерные черты металлогении молибдена и вольфрама — это нарастание интенсивности и экстенсивности оруденения от древних эпох к молодым, усложнение минерального и геохимического облика руд.

Общее число проявлений молибдена и вольфрама на рассматриваемой территории весьма значительно, причем крупные объекты, пригодные к промышленному освоению, составляют 1%, средние по запасам — около 2,5, мелкие месторождения — порядка 5, а 91,5% — мелкие рудопроявления. По количеству ежегодно выявляемых рудопроявлений молибден занимал в последнем десятилетии одно из первых мест среди других полезных ископаемых центральной и восточной частей Западного Забайкалья. Для перспективной оценки известных и вновь выявляемых проявлений необходимы надежные критерии, основанные на полном и глубоком знании геологических, минеральных, геохимических и структурных особенностей промышленно ценных типов месторождений и их структурно-тектонической позиции. На этих же критериях базируется прогноз новых месторождений, приобретающих особое значение для Юго-Западного Забайкалья.

Изучением молибденовых и вольфрамовых месторождений Западного Забайкалья, их генезиса и металлогении занимались Н.А. Хрущов, В.Т. Покалов, М.М. Повилайтис, А.Д. Щеглов, Е.Н. Смолянский, И.П. Кушнарев, Г.И. Туговик, В.И. Игнатович, Е.П. Малиновский, А.А. Крулский, В.Ф. Рукавец, геохимические исследования проводили Д.О. Онтюев, Я.А. Косалс, С.Г. Петровская, Е.М. Шеремет и др.

Потребность для практики геологоразведочных работ в обобщении данных по геохимическим и геологоструктурным особенностям месторождений и по закономерностям их размещения в регионе обусловили издание настоящей работы. Авторы в течение 20 лет изучали геологию, геохимию, генетические и структурные особенности, а также закономерности размещения молибденовых и вольфрамовых месторождений Бурятии. В совокупности с материалами других геологов эти исследования послужили основой для данной работы. В ней обобщены данные по основным закономерностям пространственного и временного распределения молибденового и вольфрамового оруденения, геохимическим особенно-

стям магматических пород и руд, по составу и содержанию элементов-примесей в минералах рудных тел и окolorудных пород. Приведено большое число различных определений изотопного состава рудного свинца. Впервые представлены результаты оригинальных анализов изотопного состава серы сульфидных минералов.

Содержание элементов в пробах определено количественными методами анализов. Полуколичественные спектральные анализы особо оговорены в тексте и таблицах. Средние содержания элементов в геологических образованиях представлены в таблицах с учетом закона их распределения. Состав серы определен в отделе изотопных исследований лаборатории ядерной физики Тбилисского государственного университета (руководитель М.Ш. Кавиладзе). Анализы проведены на масс-спектрометре МИ-1305 по методике В.И. Устинова и В.А. Гриненко [112]. Результаты анализов воспроизводились с точностью $\pm 0,02\%$. Содержания ^{34}S пересчитаны по отношению к троилитовой фазе метеорита Сихотэ-Алинь с отношением $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ равным 22,22. Состав рудного свинца анализировался в изотопных лабораториях Института Земной Коры и СибГЕОХИ СО АН СССР, а также ВСЕГЕИ. Анализы мономинеральных фракций проведены в лабораториях СибГЕОХИ, Геологического института БФ СО АН СССР, Ирриредмета, в Центральной лаборатории ПГО "Бурятгеология".

В работе охарактеризованы вольфрамовые и молибденовые рудопроявления Западного Забайкалья, а также значительная часть объектов за его пределами, но находящихся на территории Бурятии.

Месторождения, рудные районы и зоны с молибденовой и вольфрамовой минерализацией Забайкалья в литературе в течение длительного времени обозначались как редкометальные. Чтобы не нарушать сложившейся традиции, авторы не изменили это название, что, строго говоря, не соответствует последним геохимическим классификациям.

Степень участия авторов в написании разделов монографии указана в оглавлении.

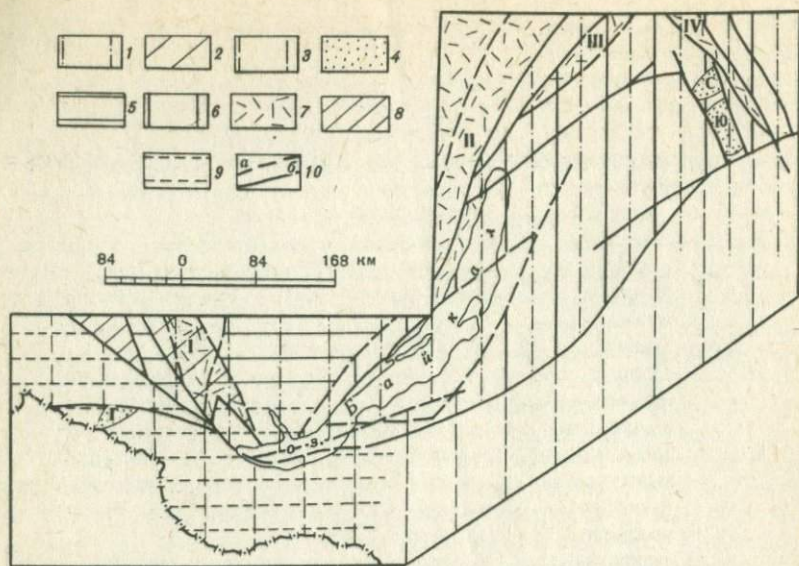
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Особенности геологического строения и металлогении Западного Забайкалья обусловлены своеобразием его структурно-тектонической позиции. Территория его обрамляет Ангарский выступ Сибирской платформы и охватывает геологически неоднородную длительно развивающуюся подвижную область, расположенную на стыке Алтае-Саянской и Забайкальской складчатых систем, в которой наряду с геосинклинальной и орогенной стадиями эволюции земной коры широко проявились наложенные процессы автономной тектоно-магматической активизации. Здесь распространены геологические образования от архея до кайнозоя. Чрезвычайно широко развиты магматические породы, среди которых преобладают гранитоиды. Осадочно-метаморфические комплексы слагают среди них отдельные поля (рис. 1 см. вкл.).

В геологической истории региона устанавливаются архейский, раннепротерозойский, среднепротерозойский, позднепротерозойский, раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский геотектонические циклы и соответствующие им металлогенические эпохи. Главные структурные элементы представлены областям раннекарельской, байкальской и каледонской складчатости, а также областям средне-верхнепалеозойской и мезозойской внегеосинклинальной тектоно-магматической активизации, верхнекайнозойскими впадинами байкальского типа. Перечисленные структурные элементы включают в себя несколько структурно-формационных зон, из которых полностью или фрагментарно распространены на территории Западного Забайкалья выделенные В.П. Арсентьевым Становая геосинклинальная зона ранних карелид, Байкало-Витимская геосинклинальная и Верхне-Витимская геосинклинальная зоны байкалид, Баргузино-Муйская, Саяно-Хамар-Дабанская краевые геосинклинальные и Джидинская, Удино-Витимская геосинклинальные зоны ранних каледонид. В отличие от В.П. Арсентьева [5], выделяющего на юге, востоке и в центре Бурятии краевую геантиклинальную зону герцинид, мы эту территорию рассматриваем как средне-позднепалеозойскую зону тектоно-магматической активизации. Мезозойские структуры представлены Западно-Забайкальским внутренним вулcano-плутоническим поясом и внешним поясом глыбовых поднятий, сформировавшимися в процессе тектоно-магматической активизации раннекаледонских, частично байкальских и раннекарельских структур.

На всех этапах геологического развития региона значительная роль принадлежала глубинным разломам, контролирующим распределение магматических образований различного состава и возраста, разделяющим структурно-формационные зоны и создающим блоковую структуру складчатых поясов.

Структурно-формационные элементы архейского и раннепротерозойского этапов (рис. 2) восстанавливаются с большим трудом. Предполагается, что в позднеархейское время вдоль южной окраины Восточно-



Р и с. 2. Схема ранне- и среднепротерозойских структурно-формационных элементов (по [5])

Раннепротерозойские: 1 — Муйская геосинклинальная зона ранних карелид; 2 — Онотская шовная геосинклинальная зона ранних карелид; 3 — архейские и раннекаледонские складчатые зоны нерасчлененные; 4 — срединные массивы, сложенные архейскими образованиями: Г — Гарганский, С — Северо-Муйский, Ю — Южно-Муйский; 5 — эпипрархейская платформа; Среднепротерозойские: 6 — консолидированные зоны архейской и раннекарельской складчатости, 7 — эпигеосинклинальные вулканоплутонические зоны (I — Онотская, II — Аkitканская, III — Абчадская, IV — Падринская); 8 — Присяянская геосинклинальная зона поздних карелид; 9 — геосинклинальная зона раннего этапа байкалитид; 10 — главные разломы: а — предполагаемые, б — достоверные

Сибирского центра раннеархейской консолидации была заложена геосинклинальная система, превратившаяся затем в складчатый пояс.

В раннепротерозойский этап в области позднеархейской протогеосинклинали заложилась геосинклинальная прогибы. Реликтами таких древних структур являются нерасчлененные архейские нижнепротерозойские образования Витимо-Ципинского междуречья, рассматриваемые В.П. Арсентьевым в составе Становой геосинклинальной зоны ранних карелид, архейские и нижнепротерозойские образования жестких глыб, слагающих фундамент байкалитид в Тункино-Хамардабанской антиклинальной зоне, в Байкальской глыбе, Икатском хребте и на Витимском плоскогорье, а также породы выступа фундамента в пределах ранних каледонид. Байкальская, Амалатская, Хамардабанская и другие глыбы сложены высокометаморфизованными гнейсовыми и карбонатно-гнейсовыми толщами с широко развитой гранитной мигматитовой формацией. Складчатые образования Витимо-Ципинского междуречья образуют клинообразный жесткий выступ среди байкальских и раннекаледонских структур, ограниченный (по В.П. Арсентьеву) мощными зонами глубинных разломов — Бамбульской на севере и Витимо-Каренгской на юге.

В Тункино-Хамардабанской антиклинальной зоне древние образования представлены преимущественно слюдянской серией, в составе которой мраморы, амфиболиты, пироксеновые, амфиболовые, биотитовые и

гранат-биотитовые гнейсы. Подчиненное значение имеют кварциты и кварц-диопсидовые породы.

В пределах Тункинских гольцов и в хр. Хамар-Дабан кристаллические породы образуют антиклинорий, протягивающийся в широтном направлении от Мондинской впадины до среднего течения р. Темник [4, 58].

В Байкальской глыбе [92] архейские образования представлены амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми гнейсами, пара- и ортоамфиболитами, мраморами, кальцифирами, реже кварцитами. Породы смяты в сложные складки преимущественно северо-восточного простирания. В качестве структур первого порядка Л.И. Салопом [93] здесь выделены Святоносский и Максимихинский синклинории, Гремячинский и Катковский антиклинории.

Архейско-нижнепротерозойские толщи вмещают пластовые и линзовидные тела гранитоидов, поля мигматитов, объединяемых в мигматитовую формацию. На восточном побережье Байкала и в Средне-Витимской горной стране они представлены биотитовыми, биотит-роговообманковыми и лейкократовыми гранито-гнейсами и плагиогранито-гнейсами. По данным Е.В. Павловского и А.С. Ескина [76] можно полагать, что им присущи черты доорогенных и раннеорогенных образований.

Среднепротерозойские структурно-формационные элементы (рис. 2) представлены межгорными грабен-синклиналями в Присяянье, Средне-Витимской горной стране и Северо-Байкальском нагорье. На юге Бурятии они вошли в состав структурного комплекса основания ранних каледонид, перекрыты палеозойскими и мезозойскими толщами или уничтожены гранитоидными интрузиями.

Позднепротерозойские структурно-формационные элементы (рис. 3). Развитие геосинклинальных прогибов в различных участках Саяно-Байкальского складчатого пояса протекало неодинаково. В Восточном Саяне байкальская геосинклиналь заложилась в среднем протерозое и замкнулась на рубеже протерозоя и палеозоя. В Западном Забайкалье геосинклинальные толщи байкалид датированы лишь как позднепротерозойские.

В Верхне-Витимской зоне отложения фундамента перекрыты породами верхнего субкомплекса байкалид, представленного терригенно-вулканическими, карбонатными и флишидными образованиями; последние имеют сравнительно ограниченное развитие. Ритмичность регрессивного типа в них указывает на начало инверсии во время образования этой формации.

Позднепротерозойские интрузивные образования в геосинклинальных зонах байкалид разделяются на габбровую и батолитовую гранитоидную формации. Габброиды представлены слабо дифференцированными интрузиями икатского комплекса, гранитоиды в Верхне-Витимской зоне — баргузинским комплексом, слагающим крупный батолит вдоль границы зоны с Байкальской и Амалатской глыбами [22]. Датировка гранитов здесь проведена в значительной мере условно.

Гранитные батолиты Верхне-Витимской зоны байкалид, по данным Л.И. Салопа, — синорогенные и позднеорогенные образования.

Для геосинклинального комплекса байкалид в Саяно-Байкальском поясе в настоящее время достаточно определено исследователи устанавливают лишь северную границу, по которой он соприкасается с добайкальским фундаментом. На юге Бурятии геосинклинальные средне- и позднепротерозойские образования вошли в состав структурного комплекса основания ранних каледонид и большей частью перекрыты палеозойскими и мезозойскими толщами или уничтожены гранитоидными интрузиями.

Пояс байкалид представлял собой систему прогибов, разделенных

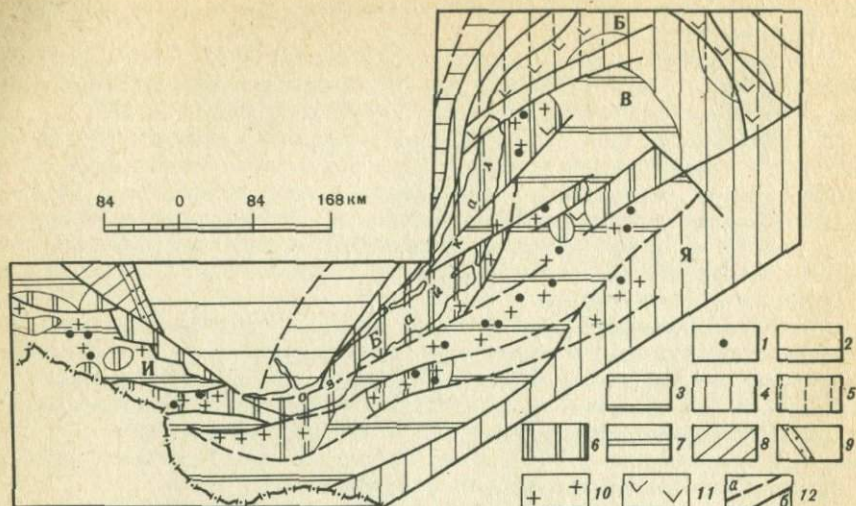


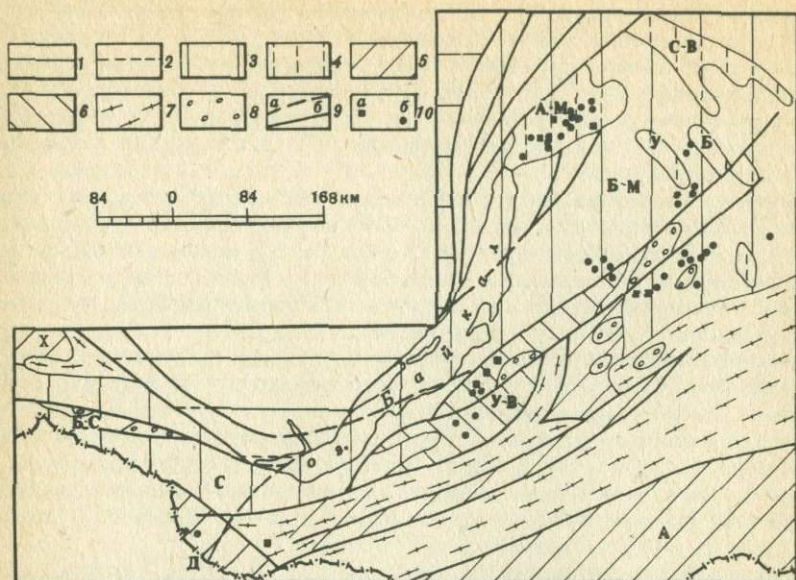
Рис. 3. Схема позднепротерозойских структурно-формационных элементов (по [5]) и размещения синхронного молибденового и вольфрамового оруденения (по Е.Е. Батуриной)

1 — молибденовые и вольфрамовые рудопроявления; 2 — Сибирская платформа; 3 — Прибайкальская миогеосинклиальная зона; 4, 5 — геосинклиальные зоны; Б — Байкало-Витимская, Я — Яблоново-Становая; 4 — поднятия; 5 — внутригеосинклиальные прогибы; 6, 7 — геосинклиальные зоны; И — Иркутско-Окинская, В — Верхне-Витимская; 6 — выступы добайкальского фундамента, 7 — геосинклиальные прогибы; 8, 9 — Присаянская эпигеосинклиальная орогенная зона; 8 — поднятия, 9 — межгорный молассовый прогиб; 10 — гранитоиды; 11 — базиты и гипербазиты; 12 — главные разломы: а — предполагаемые, б — достоверные

внутренними поднятиями. В верхне-Витимской зоне развитие прогибов, вероятно, было ограничено поздним протерозоем. Широкое распространение здесь палеозойских гранитоидов не позволяет оконтурить эти прогибы и разделяющие их поднятия. В.П. Арсентьев [5] предполагает, что прогибам соответствуют реликты синклинорий — Котерского, Витимканского, Багдаринского и др. Их оси ориентированы в северо-восточном направлении и примыкают под острым углом к Байкальской глыбе. Прогибы были сложены терригенно-вулканогенной, карбонатной и флишоидной формациями. Эффузивная деятельность была здесь слабее, чем в нижнепротерозойском "зеленокаменном" поясе. Позднепротерозойские вулканогенные породы, среди которых преобладают кислые эффузивы, тяготеют к периферии прогибов и почти не встречаются в их центральных частях [71]. Для периферии геосинклиальной зоны характерны поля гранитных батолитов при незначительном развитии габброидных массивов.

Некоторым своеобразием отличается развитие восточной части Верхне-Витимской зоны (Багдаринский прогиб). Здесь на терригенно-вулканогенных толщах залегает доломитовая формация, которую вверх по разрезу сменяют флиш и моласса. А.Н. Булгатов полагает, что верхнепротерозойские молассы (точерская свита) характеризуют эпигеосинклиальную орогенную стадию развития байкалиды.

В результате позднепротерозойских складкообразовательных процессов сформировались сложные сильно сжатые и глубокие синклинории, иногда близкие по типу к веерообразным [75].



Р и с. 4. Схема раннепалеозойских структурно-формационных элементов (по [5]) и размещения раннепалеозойского молибденового и вольфрамового оруденения (по Е.Е. Батуриной)

Сибирская платформа: 1 — Ангаро-Ленский краевой прогиб, 2 — краевое поднятие. Раннекаледонский подвижный пояс: 3, 4 — Саяно-Хамар-Дабанская — (С) и Байкало-Муйская — (БМ) краевые геосинклинальные зоны: 3 — поднятия, 4 — внутрисинклинальные прогибы: Б-С — Боксон-Сархойский, А-М — Ангаро-Мамский, С-В — Средне-Витимский, У — Уакитский, Б — Бамбуйский; 5 — геосинклинальные зоны: Х — Хамсаринская, Д — Джидинская (с Верхне-Джидинской и Средне-Джидинской подзонами), У-В — Удино-Витимская, А — Агинская; 6 — внешняя Курбино-Туркинская подзона Удино-Витимской зоны; 7 — внутрисинклинальные поднятия (выступы допалеозойского фундамента); 8 — эпигеосинклинальные молассовые прогибы; 9 — главные разломы: а — предполагаемые, б — достоверные; 10 — рудопроявления: а — вольфрамовые, б — молибденовые

Синклинии (Итанцинский, Котерский, Уакитский и др.) и антиклинории (Ципиканский, Баргузино-Муйский и др.) образуют дугообразную складчатую систему. Простирание осей складок в Верхне-Витимской зоне иногда подчинено контурам жестких глыб из пород раннего докембрия [93]. Антиклинории этой зоны обычно сложены гранитными батолитами, внедрение которых оказывало большое влияние на формирование складчатых и разрывных структур [75, 93].

Разрывные нарушения позднепротерозойского возраста в геосинклинальных зонах байкалиды изучены недостаточно. Вероятно, в позднем докембрии функционировали глубинные разломы, вдоль которых расположены интрузии габброидов и гранитоидов.

Раннепалеозойские структурно-формационные элементы (рис. 4). В нижнем палеозое большая часть Саяно-Байкальского нагорья сохраняет режим подвижного пояса. В его пределах в начале палеозоя обособились краевая геосинклинальная и внутренняя геосинклинальная зоны. Первая охватывает хребт Хамар-Дабан, Прибайкалье, бассейны рек Баргузина, Муи, Верхней Ангары. В Западной Забайкалье ее южная граница проходит по Туркино-Бамбуйскому шву. В пределах краевой геосинкли-

клинальной зоны каледонид В.П. Арсентьев [5] выделяет Баргузино-Муйскую и Саяно-Хамар-Дабанскую зоны. Они характеризуются парагенетическим сочетанием терригенной (или терригенно-вулканогенной), карбонатной и молассовой формаций, локализованных в грабен-синклинальных структурах, сформированных на консолидированном докембрийском основании. Интрузивные формации — гипербазитовая, габбро-диабазовая и гранитоидная.

В комплекс внутригеосинклинальных прогибов входят вендские, нижне-среднекембрийские терригенные и карбонатные формации, слагающие Уакитский и Бамбуйский прогибы. В среднем или позднем кембрии внутригеосинклинальные прогибы, заложенные на ранней стадии развития краевых геоантиклиналей, в результате глыбово-складчатых движений были преобразованы в грабен-синклинии.

Структура краевых геоантиклинальных зон определяется преобладанием поднятий, в которых проявились преимущественно разрывные дислокации. Негативные элементы — грабен-синклинии — вытянуты до 100 км вдоль зон долгоживущих глубинных разломов.

Складчатые структуры раннего палеозоя довольно своеобразны. Они независимы от докембрийских структур фундамента и подчинены глыбово-надвиговым формам тектогенеза, которые главным образом и определяют характер нижнепалеозойской тектоники.

Нижнепалеозойская эвгеосинклинальная зона в Западном Забайкалье расположена к югу от Туркино-Бамбуйского структурного шва. В ее пределах выделяются Удино-Витимская и Джидинская геосинклинальные зоны, соответствующие одноименным синклинориям, возникшим на месте первичных геосинклинальных прогибов. Фундамент их сложен метаморфическими толщами и изверженными породами докембрия. Последние слагают изолированные блоки в глыбах и антиклинориях или ксенолиты среди гранитов (Кяхтинский, Заганский, Улан-Бургасинский, Малханский, Купчинский, Улекчинский выступы). Внутренние структуры выступов характеризуются брахиформностью куполов, сложенных гнейсами и гранито-гнейсами. Древние выступы зачастую отделены от геосинклинальных образований разломами, обусловившими блоковое строение геосинклинальных зон.

Плутонические образования в фундаменте ранних каледонид представлены породами основного, среднего и кислого составов. Массивы основных пород фиксируют зоны глубинных разломов. Они сильно изменены и нередко превращены в ортоамфиболиты. Гранитоидные комплексы фундамента сложены конформными массивами гранит- и гранодиоритогнейсов.

В Джидинской геосинклинальной зоне выделяются Верхне- и Средне-Джидинская подзоны, разделенные поперечным к складчатости Дархинтуйским разломом [11,13]. В первой из них геосинклинальный комплекс сложен флишоидной (терригенной и карбонатной), андезит-липаритовой и молассоидной формациями. В Средне-Джидинской подзоне развиты флишоидная, спилит-диабазовая формации, флишоидная граувакковая подформация и подформация сероцветных грубообломочных отложений молассоидной формации.

Учитывая резкую асимметричность строения [124] и значительную роль разломов в формировании Джидинской зоны [11] ее следует рассматривать как рифтоклинорную складчатую структуру.

Предполагаемая протяженность Удино-Витимского синклинория 400 км, ширина до 200 км. Синклинорий ограничен жесткими выступами докембрия — на северо-западе — Амалатским, на юго-востоке — Улан-Бургасинским. Зона разделена на Курбино-Туркинскую (внешнюю) и Еравнин-

скую (внутреннюю) подзоны. В первой М.М. Язмир выделяет терригенно-вулканогенную и карбонатную формации. Тектоно-магматические процессы здесь проявились интенсивнее, чем в Курбино-Туркинской. По М.М. Язмиру, нижнюю часть формационного ряда в ней слагает вулканогенно-карбонатная формация. В ее разрезе преобладают эффузивы от основного до кислого состава и их пирокластические производные. Осадочные породы представлены главным образом известняками. Вулканиты относятся к кварц-каретофировой группе. Верхняя часть формационного ряда Еравнинской подзоны сложена флишоидной формацией. Характер ее осадков свидетельствует о регрессии морского бассейна.

Плутонические горные породы геосинклинального комплекса Джидинской и Удино-Витимской зон относятся к гипербазитовой, габбро-перидотитовой и габбро-диорит-плагิโอгранитной формациям. Интрузии базитов в виде отдельных цепочек протягиваются по границе геосинклинальных и краевых геоантиклинальных зон вдоль Селенгино-Каларского структурного шва, а также по глубинным разломам в обрамлении внутренних геоантиклинальных массивов.

Развитие раннекаледонской геосинклинальной зоны в различных участках Саяно-Байкальского пояса протекало неодинаково, так как допалеозойский субстрат, на котором заложилась эта зона, был неоднородным.

Складчатые структуры нижнепалеозойских геосинклинальных зон осложнены многочисленными разрывными нарушениями, среди которых известны долгоживущие разломы различной глубины заложения, неоднократно служившие путями подъема магматических расплавов. На поверхности они выражены зонами дробления, проявлениями гидротермалитов, цепочками трещинных интрузий, дайковыми полями. Периферические разломы отделяют синклинии от обрамляющих их жестких массивов докембрия, внутренние — расположены среди антиклинорий, чаще всего на крыльях синклиналильных и антиклинальных складок второго порядка.

Глубинные разломы контролируют разнообразную эндогенную минерализацию (в частности, хромитовую, титаномагнетитовую). Большинство из них впоследствии контролировали мезозойский магматизм и оруденение.

Орогенные образования ранних каледонид установлены в Удино-Витимской зоне. Они представлены верхнекембрийской—нижнеордовикской молассовой формацией (багдаринская, ямбуйская, иташинская свиты), которую изучали П.В. Осокин, В.Н. Гусев, Д.В. Ветров, В.Г. Беличенко, М.М. Язмир и другие исследователи. Молассы отлагались в мульдообразных депрессиях северо-восточного и субширотного направления, заложенных после инверсии Удино-Витимского геосинклинального прогиба на границе его с краевой геоантиклиналью. Структура эпигеосинклинального комплекса ранних каледонид сформировалась в результате глыбово-складчатых движений. Складчатые дислокации имеют приразломный характер. После формирования эпигеосинклинальных структур зоны вошли в состав единого Саяно-Байкальского пояса завершённой складчатости.

По-видимому, в орогенный этап произошло внедрение гранитных батолитов (джидинский, витимканский комплексы), возраст которых до сих пор является предметом дискуссии. Для них типична многофазность увеличивающаяся к поздним фазам роль гранитоидов, петрографическое разнообразие пород. Батолиты слагают поля площадью до 3000 км². Их структурно-тектоническая позиция характеризуется приуроченностью к ослабленным зонам по границе нижнепалеозойского структурного яру-

са с жесткими срединными и краевыми массивами, дискордантным положением по отношению к складчатым структурам. С гранитоидами связаны проявления вольфрама и молибдена скарнового, грейзенового и кварцево-жильного типа.

Средне-верхнепалеозойские структурно-формационные элементы (рис. 5). По мнению большинства исследователей, геосинклинальный период развития Саяно-Байкальской горной области закончился в верхнем кембрии—ордовике формированием области завершённой складчатости. До начала девона на этой территории существовали условия консолидированного массива с геоантиклинальными тенденциями развития, с девона вновь резко активизировались тектоно-магматические процессы. Вопросы средне-позднепалеозойского магматизма изучены полнее, чем тектоника и освещены в работах Н.А. Виславных, И.В. Гордиенко, В.А. Дворкина-Самарского, А.Н. Дистановой, Б.А. Литвиновского, В.В. Скрипкиной и др. Отдельные проблемы тектоники исследованы Н.А. Виславных и И.В. Гордиенко, но в целом последняя проблема еще недостаточно изучена.

Существуют различные взгляды на природу этих процессов. А.А. Моссаковский, Г.В. Поляков и некоторые другие исследователи считают их проявлением орогенного этапа развития каледонид, Н.С. Зайцев и М.С. Нагибина связывают их с оживлением процессов магматизма за пределами рамы складчатости герцинской геосинклинали, а В.П. Арсентьев рассматривает Юго-Западное и Западное Забайкалье как краевую геосинклинальную зону герцинид. А.Л. Яншин, Ю.А. Кузнецов, П.М. Хренов указывают на внегеосинклинальную природу средне-верхнепалеозойского магматизма в Алтае-Саянской области в Северной Монголии.

С процессами тектонической активизации связано внедрение гранитов повышенной щелочности (засинский, соготинский, улесчинский комплексы) формации субвулканических гранитов малых и средних глубин. Засинский комплекс распространен в Центральной Бурятии [56], улесчинский выделен в Юго-Западном Забайкалье автором и соответствует заключительной фазе джидинского комплекса; с ним параллелизуется дабанский комплекс, выделенный А.Н. Дистановой в центральной части Джидинского рудного района. По радиологическим данным, возрастной интервал формирования засинского комплекса (по Б.А. Литвиновскому и А.Н. Занвелевич) составляет 240—350 млн. лет, улесчинского — 240—340 млн. лет (образцы из коллекции Е.Н. Смолянского и Е.Е. Батуриной).

Гранитоиды засинского комплекса распространены на юге Витимского плоскогорья, где слагают Курбинский, Засинский и Джидотойский плутоны. К северу от них в поле развития баргузинских гранитоидов известно еще более трех десятков массивов. Метаморфические, вулканогенно-осадочные породы и нижнепалеозойские гранитоиды разделяют плутоны на ряд сближенных массивов размерами от десятков до 2000 км².

Породы улесчинского комплекса располагаются главным образом в пределах северо-восточной и юго-западной частей Джидинской геосинклинальной зоны. Они приурочены к подвижной зоне регионального плана северо-восточного простирания, внутри которой у отдельных массивов обнаружены признаки связи с господствующими северо-западными структурами.

С гранитоидами пространственно ассоциируют проявления грейзенового, кварц-молибденитового, кварц-вольфрамитового и кварц-пирит-молибденитового типов.

В завершающую стадию формирования средне-верхнепалеозойских структур на юге Бурятии сформировалась трахиандезит-базальтовая условно верхнепермская формация (унгуркуйская свита). Она распространена

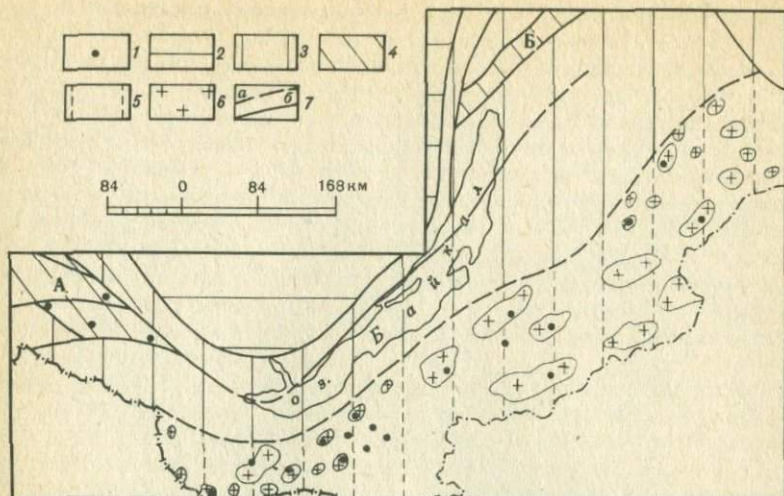


Рис. 5. Схема средне-позднепалеозойских структурно-формационных элементов и размещения синхронных молибденовых и вольфрамовых рудопроявлений (составила Е.Е. Батурина с использованием материалов В.П. Арсентьева, И.В. Гордиенко, А.Н. Дистановой, Б.А. Литвиновского)

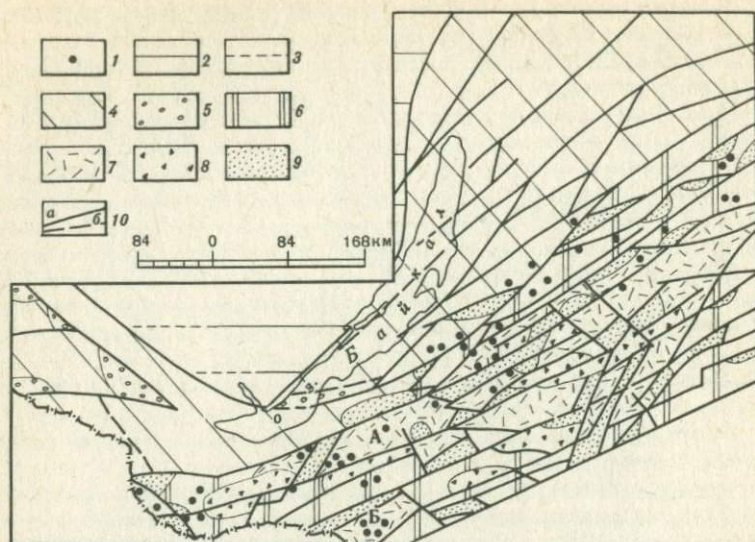
1 — молибденовые и вольфрамовые рудопроявления; 2 — Сибирская платформа; 3 — Саяно-Байкальская область завершённой складчатости. Зоны средне-позднепалеозойской тектоно-магматической активизации: 4 — Восточно-Саянская (А), Сыннырская (Б), 5 — Западно-Забайкальская; 6 — средне-позднепалеозойские гранитоиды зоны активизации; 7 — разломы: а — предполагаемые, б — достоверные

на западной оконечности Малханского хребта, правобережье Чикоя. Абсолютный возраст формации 230–240 млн. лет. Породы относятся к щелочноземельной серии лав базальтового семейства, связаны с трещинными излияниями. С ними ассоциируют дайки, пластовые тела и силлы субвулканических плагиопорфиров и долеритов, объединяемые В.А. Новиковым с эффузивами в унгуркуйскую вулканогенную ассоциацию.

Мезозойские структурно-формационные элементы (рис. 6). Мезозойская история геологического развития характеризуется проявлением процессов тектоно-магматической активизации внегеосинклинального типа, в результате которых образовались Западно-Забайкальский вулканоплутонический пояс и внешний пояс глыбовых поднятий. А.Д. Щеглов [121, 122] установил, что процессы активизации автономны и не зависят от формирования соседних геосинклиналей.

Для внешнего пояса глыбовых поднятий были характерны движения преимущественно положительного знака, что создавало условия, неблагоприятные для седиментации. Внутри пояса глыбовых поднятий площади осадконакопления ограничивались небольшими межгорными впадинами, залеженными преимущественно вдоль зон разломов. Выполняющие их мезозойские отложения относятся к континентальной молассоидной формации. Интрузивная деятельность была слабой и проявилась в формировании малых гранитоидных интрузий трещинного типа. К ним относятся гранитоиды битуджидинского комплекса в хребте Хамар-Дабан [61], сопровождающиеся редкометальной минерализацией.

Вулканоплутонический пояс характеризуется широким развитием различных по составу и возрасту вулканогенных образований, чередующихся



Р и с. 6. Схема мезозойских структурно-формационных элементов (по [5]) и размещения мезозойского молибденового и вольфрамового оруденения (по Е.Е. Батуриной)

1 — молибденовые и вольфрамовые рудопоявления, 2 — Сибирская платформа, 3 — Иркутский предгорный прогиб. Внешний Саяно-Байкальский пояс глыбовых поднятий: 4 — поднятия, 5 — юрские межгорные впадины. Внутренний Западно-Забайкальский вулканоплутонический пояс, структуры раннемезозойского этапа: 6 — поднятия, 7 — Селенгино-Витимская (а) и Тамирская (б) вулканогенные зоны. Структуры позднемезозойского этапа: 8 — ранне-среднеюрские межгорные впадины, 9 — позднеюрские меловые межгорные впадины, 10 — разломы: а — предполагаемые, б — достоверные

ся с озерными осадками, а также обилием гранитоидных интрузий. История его формирования довольно четко подразделяется на два этапа — раннемезозойский и позднемезозойский [121]. В раннем мезозое сформировался вулканоплутонический, а в позднем — вулканомолассовый комплексы. Первый наиболее детально изучен в Юго-Западном Забайкалье. В основании его залегают нижне-среднетриасовая липаритовая формация (тамирская свиты). По В.А. Новикову, ее формированию предшествовала пенепленизация рельефа с образованием коры выветривания каолинитового типа. Вулканическая деятельность началась выбросами туфов трахилипаритов, фельзитов, дацитов, затем кварцевых порфиров и дацитов. С заключительным периодом связаны трещинные излияния трахибазальтов. Эксплозии кислых пирокластов имелись в аппаратах центрального типа, приуроченных к трассам глубинных разломов.

Считается, что одновременно с вулканической деятельностью или с небольшим запозданием внедрялись субвулканические гранитоиды бичурского комплекса, распространенные в западной части Малханского хребта, на южных отрогах Малого Хамар-Дабана, в низовьях рек Джиды, Хилка, Чикоя. К этому комплексу условно отнесены также некоторые массивы на Чина-Амалатском междуречье, в бассейне Витима, Джидинском рудном районе. Комплекс отнесен к формации субщелочных гранитоидов [33]. Различные по размерам плутоны (наиболее крупные достигают 900 км²) пространственно ассоциируют с полями вулканитов тамирской

свиты. В комплексе выделены три фазы: 1) габбро, диориты, грано-диориты, 2) сиениты, граносиениты и граниты, 3) лейкократовые граниты и гранит-порфиры [33]. С некоторыми его массивами (Тамирским, Ара-Киретьевским) связываются молибденовые проявления.

Учитывая, что бичурские гранитоиды рвут ниже-среднетриасовую тамирскую свиту и перекрыты эффузивами верхнетриасового-нижнеюрского вулканогенного комплекса и породами ниже-среднеюрской ичетуйской свиты, возраст их должен быть среднетриасовым. Некоторые исследователи считают их триасово-юрскими, [33]. Абсолютный возраст гранитоидов варьирует от 180—185 до 215—225 млн. лет [62]. В.В. Скрипкина, Ю.М. Холод, В.А. Новиков объединяли бичурский комплекс и тамирскую свиту в единую бичурскую вулкано-плутоническую ассоциацию. В последние годы В.В. Скрипкина склоняется в пользу позднепалеозойского возраста этой ассоциации.

Образование вулканитов, субинтрузий и гранитоидов свидетельствуют о господстве в ниже-среднетриасовое время восходящих движений. Магматизм этого периода связан с внутрикоровыми очагами плавления в гранито-метаморфическом слое на глубине 15—20 км [62].

Верхнетриасовый—нижнеюрский этап ознаменовался формированием трахиандезит-липаритовой формации (боргойская, чернояровская, тусанихинская свиты). В составе ее присутствуют базальты, андезито-базальты, трахи-андезито-базальты, конгломераты, песчаники, туффиты, туфы, сланцы, туфосланцы.

В Джидинской горной стране, Селенгинской Даурии, бассейне р. Уды, на Витимском плоскогорье и Чина-Амалатском междуречье широко распространены цаган-хунтейская свита верхнетриасового—нижнеюрского возраста. Свита сложена трахитами, липаритами, трахилипаритовыми порфиридами, андезитами, андезито-базальтами, их туфолавами и туфами, туффитами, туфопесчаниками и вулканогенными конгломератами с прослоями алевролитов. Характерно наличие эффузивов щелочного ряда (ортофиоров, бескварцевых порфиоров, сиенит-порфиоров, кератофиоров). Последовательность накопления вулканитов различная в разных структурно-формационных зонах, но всегда к низам разреза приурочены трахибазальтовые лавы.

Формирование свиты связано с деятельностью вулканов центрального типа. В ней широко представлены дайки и штоки субинтрузий и экструзий трахилипаритовых порфиоров, сиенит-порфиоров. По радиоизотопным данным возраст свиты 185—200 млн. лет. Породы ее смяты в складки и разбиты разломами. В бассейне р. Куйтунки крупная синклинальная складка прослежена в северо-восточном направлении на 40 км при средней ширине 10—15 км [60].

В позднетриасовое—раннеюрское время сформировалась формация щелочных гранитоидов куналейского комплекса [33]. Она распространена в бассейне рек Джиды, Селенги, Уды, Курбы, Холоя, Витима. Подробная характеристика комплекса содержится в работах А.А. Арсеньева, П.Н. Налетова, Д.Д. Сагалуева, В.А. Новикова, Д. Жалсабона, Э.Н. Зеленого, В.И. Сизых, В.В. Скрипкиной, Н.С. Вартаковой, И.В. Завьяловой, Э.В. Щербактовой и других исследователей. Массивы занимают площади до 600 км², нередко и мелкие тела в 2—3 км². В составе комплекса выделяются эгириновые, эгирин-арфведсонитовые и рибекитовые граниты, граносиениты и сиениты, а также щелочные лейкократовые сиениты. В пространственном размещении массивов намечается линейность, обусловленная их приуроченностью к северо-восточным разломам глубинного заложения. Куналейские щелочные гранитоиды, эффузивные и субвулканические образо-

вания цаган-хунтейской свиты принадлежат единому цаган-дабанскому вулcano-плутоническому комплексу [62].

Среди раннемезозойских плутонических образований большое значение имеют малые интрузии гуджирского комплекса. Породы его представлены лейкократовыми, аплитовидными гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами и сиенит-порфирами, микрогранитами, фельзит-порфирами и фельзитами. Наиболее детально он изучен в Юго-Западном Забайкалье П.И. Налетовым, Л.М. Афанасьевым, Е.Н. Смолянским, В.И. Игнатовичем, Г.И. Туговиком, Д. Жалсабоном, Я.А. Косалсом, Е.М. Шереметом и многими другими исследователями. Большинство из них отмечает многофазность становления комплекса. По Е.Н. Смолянскому и Е.Е. Батуриной, он представлен четырьмя интрузивными фазами. С гранитами генетически связывается большая группа молибденовых и вольфрамовых месторождений, рудопроявлений. Пространственное размещение гранитоидов контролируется зонами разломов. Часто устанавливается приуроченность их к тектоническим блокам и участкам пересечения разнонаправленных разломов.

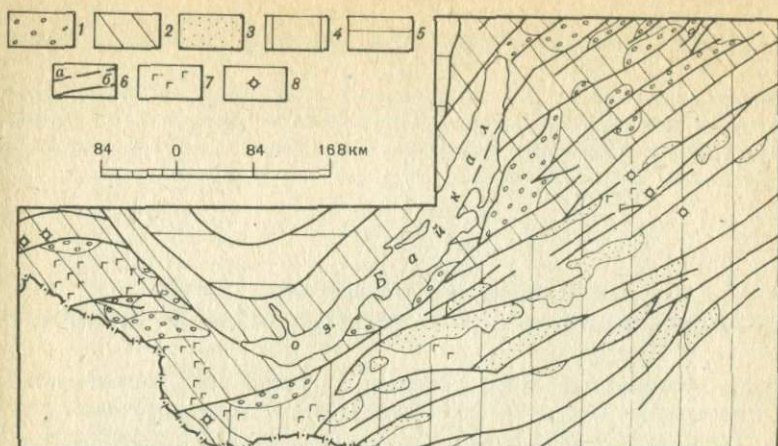
С юрского времени начинается новый этап в мезозойской активизации. В юре и мелу в отдельных прогибах формировался вулcano-молассовый комплекс. Раннемезозойские образования несогласно перекрыты ниже-среднеюрской трахибазальтовой, по В.П. Арсентьеву, трахит-трахиандезит-трахибазальтовой формацией, по Д. Жалсабону, Н.А. Ляминой (ичетуйская свита В.М. Скобло, Ю.В. Комарова). В состав ее входят трахиты, их туфы и туфолавы, кремнистые алевролиты и аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, конгломератобрекчии. Отложения обильно насыщены дайками, силлами и штоками субинтрузий плагиопорфиритов, долеритов, сиенит-порфиров и микросиенитов.

После завершения вулканической деятельности сформировались угленосные отложения — среднеюрская тугнуйская и верхнеюрская галгатайская свиты [95]. В.П. Арсентьев рассматривает их в составе единой угленосной формации, в которой в качестве субформаций выделяются собственно угленосная и песчаниково-конгломератовая.

Регрессивный характер разреза угленосной молассоидной формации свидетельствует о том, что в конце догерра и начале мальма Юго-Западное Забайкалье, как указывает В.П. Арсентьев [5], представляло область обширных поднятий, сменивших дифференцированные тектонические движения предшествующих стадий мезозойского тектогенеза.

Вдоль возникших в позднеюрское время ослабленных зон активизировалась тектоническая деятельность и заложилась система прогибов. В этот этап сформировался верхний субкомплекс позднемезозойского вулcano-молассового комплекса. В его основании залегают верхнеюрская нижнемеловая трахибазальтовая формация (хилокская свита), широко распространенная в центральной части Западного Забайкалья (Тугнуйская, Хилокская, Удинская и другие впадины). Она представлена многократным чередованием пачек осадочных, эффузивных и вулканокластических пород.

Нижнемеловые отложения угленосной молассоидной формации известны как гусиноозерская серия. Они распространены в Селенгинской Даурии, Курбино-Еравнинском районе, бассейне р. Джиды и на Витимском плоскогорье. В.М. Скобло и Н.А. Ляминой выделяются Гусино-Удинская и Заза-Витимская структурно-фациальные зоны. В стратотипическом разрезе Гусиноозерской впадины серия сложена конгломератами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами бурого угля.



Р и с. 7. Схема кайнозойских структурно-формационных элементов (по [5])

Область интенсивных дифференцированных неотектонических движений: 1 — впадины, 2 — поднятия. Область слабых дифференцированных неотектонических движений: 3 — участки кайнозойского погружения впадины Забайкальского типа; 4 — поднятия; 5 — зоны кайнозойского погружения Сибирской платформы; 6 — разломы: а — предполагаемые, б — достоверные; 7 — базальты; 8 — потухшие вулканы

В конце триасового начале юрского времени в вулканогенных зонах проявились складкообразовательные процессы, сформированные линейные и брахиформные складки. Позднемезозойскую структуру Н.А. Флоренсов [114] рассматривает как сложный комплекс сводов и прогибов, распределение которых подчинено закономерным линейно-групповым пластическим деформациям фундамента, осложненным разломами. Ранне-среднеюрские впадины вытянуты в субширотном направлении вдоль зон глубинных разломов.

Продукты посленижнемелового магматизма представлены штоками, лакколитами, силлами и дайками различного состава, которые П.И. Налетов [61] объединяет в алтачейский, хурай-байбинский и белозерский интрузивные комплексы. И.В. Белов [16] относит их к субвулканическим фациям гранитоидной субщелочной (сиенит-порфиры, гранит-порфиры, сельвсбергиты, грорудиты, нордмаркиты и др.) и трахибазальтовой (лимбургиты, эссекситы, трахидолериты, кринаниты и др.) формаций. Поля даек тяготеют к ослабленным линейным зонам по периферии мезозойских депрессий, где с ними ассоциируют кварцевые, кварцево-флюоритовые жилы и эпитермальные проявления балейского типа [114, 122].

Верхнемеловые породы достоверно установлены в Курбино-Еравнинском районе. Это молассоидная формация (харгинская свита), распространенная в пределах Еравнинской впадины, по долинам рек Уды, Домной, Индолы, Мохоя и Холоя. Она представлена рыхлыми или слабодиагенезированными несортированными терригенными породами, среди которых преобладают грубообломочные разности.

Кайнозойские структурно-формационные элементы (рис. 7). В кайнозое на рассматриваемой территории происходило образование наземной терригенной и трахибазальтовой формаций. В байкальской рифтовой системе и в области слабых дифференцированных движений (в пределах Селенгинской Даурии, Витимского плоскогорья) в неогене сформировалась терригенная (частью угленосная) формация [114], в составе которой

присутствуют глинистые осадки, конгломераты, брекчии, гравелиты и пески.

Кайнозойские базальты, относящиеся к трахибазальтовой формации, известны в хребте Хамар-Дабан, Селенгинской Даурии и на Витимском плоскогорье. Они детально изучались С.В. Обручевым, Н.А. Флоренсовым, И.В. Беловым, Н.А. Логачевым.

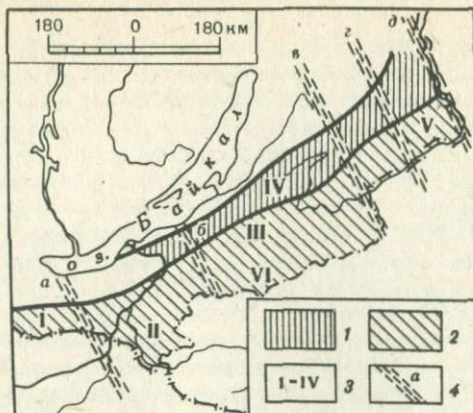
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ ПРОВИНЦИИ

Западно-Забайкальская редкометальная провинция, являющаяся крайним фрагментом Тихоокеанского планетарного металлогенического пояса [54], охватывает геологически весьма неоднородную территорию, насыщенную проявлениями молибдена, вольфрама и других редких металлов. Редкометальная минерализация в пределах ее формировалась в позднепротерозойскую, раннекаледонскую, средне-позднепалеозойскую и мезозойскую металлогенические эпохи. Решающее значение в формировании провинции имели процессы автономной мезозойской тектоно-магматической активизации [121, 122]. Они обусловили определенные изменения в фундаменте активизированной зоны, который представлен структурно-формационными комплексами байкалитид и ранних каледонид.

Современной концепции о закономерностях размещения редкометальных месторождений в геологической структуре Западного Забайкалья предшествовал длительный период различных видов исследований. Структурно-формационный и металлогенический анализ позволили выявить особую роль глубинных разломов в геологическом развитии региона и размещении оруденения на его территории. Глубинными разломами (интра-региональными, региональными и оперяющими их локальными) контролируются все типы металлогенической зональности.

Региональная зональность эндогенного оруденения проявилась в образовании двух редкометальных поясов (рис. 8), совпадающих с одноименными структурными швами — олово-вольфрам-молибден-редкометального Туркино-Бамбуйского (во внешней зоне) и флюорит-редкометально-молибден-вольфрамового Витимо-Джидинского во внутренней зоне области активизации [13, 53, 54, 121]. Структурные швы обладают всеми особенностями, присущими разломам глубинного заложения. Они характеризуются длительностью геологического развития, возникновение приразломных прогибов, протяженных линейных участков дробления и расланцевания, многочисленными структурными аномалиями в складчатых толщах, развитием интенсивнейшего разновозрастного магматизма, существенными изменениями физических полей [5, 13, 53].

Система сближенных продольных глубинных разломов, выделяемая И.Я. Кузьминым как Туркино-Бамбуйский долгоживущий структурный шов, протягивается в северо-восточном направлении от устья р. Селенги до низовьев р. Бамбуйки и достигает ширины 70–80 км. Исследованиями А.П. Булмасова, П.А. Попова и Ц.Ц. Цырендоржиева устанавливается заметный перепад мощности земной коры со значительным увеличением ее в северо-западном крыле шва и понижением — в юго-восточном. Магнитное поле в зоне шва характеризуется крайне невыдержанными закоперенными значениями. Для зоны характерно общее отчетливое повышение аэрогаммафона и отрицательные значения силы тяжести.



Р и с. 8. Схема металлогенетического районирования Западно-Забайкальской редкометальной провинции (составила Е.Е. Батурина, И.Я. Кузьмин)

Рудные пояса: 1 — Туркино-Бамбуйский, 2 — Витимо-Джидинский; 3 — рудные районы: I — Джидинский, II — Селенгинский, III — Курбино-Еравнинский, IV — Чина-Амалатский, V — Средне-Витимский, VI — Кижингино-Кудунский; 4 — зоны глубинных разломов, разграничивающие рудные районы: а — Торейская, б — Харалга-Хилокская, в — Центрально-Забайкальская, г — Келяно-Ирокидинская, д — Каралон-Талоинская

Туркино-Бамбуйский структурный шов является фрагментом трансрегиональной глубинной структуры Восточной Азии — Станового линейамента, протягивающегося из районов современной геосинклинали Тихого океана в Забайкалье [42, 53]. Судя по специфике магматизма он относится к коровым глубинным структурам (По [115]). Развитие его с момента зарождения в раннем докембрии проходило по пути уменьшения глубины проникновения отдельных разломов в толщу земной коры, что подчеркивается исключительным значением кислых магм на поздних этапах развития магмопроводящих разломов.

Для рассматриваемого типа зон глубинных разломов М.И. Ицксон отмечает специфичность олово-вольфрам-редкометальной металлогенетической специализации, связывая с ними олово-редкометальные пояса Восточного Забайкалья, Сихотэ-Алиня, Яно-Колымский, Амгуэмский и другие.

Сложная структурно-металлогенетическая характеристика Туркино-Бамбуйского рудного пояса связана со своеобразным положением на границе различных структурно-формационных элементов нижнего палеозоя и мезозоя, что отмечалось И.Я. Кузьминым, В.П. Арсентьевым и другими исследователями. Формирование разнообразной по генетическим особенностям и минеральному составу редкометальной минерализации обусловлено длительностью развития шва, разделявшего Удино-Витимскую геосинклинальную и Баргузино-Муйскую краевую геоантиклинальную зоны ранних каледонид, а позднее пояс глыбовых поднятий и Западно-Забайкальский вулканоплутонический пояс мезозойской активизации.

Витимо-Джидинский рудный пояс, сформировавшийся в зоне одноименного структурного шва, является, по А.Д. Щеглову [121], юго-западным продолжением золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья, выделенного С.С. Смирновым. Отдельные разломы, входящие в систему структурного шва, описаны в работах П.И. Налетова, Н.А. Флоренсова, В.Н. Даниловича, Ю.А. Чернова, В.Г. Беличенко, Ю.В. Комарова, П.М. Хренова, В.П. Арсентьева, Н.П. Михно, Д.Д. Сагалуева, В.А. Новикова, В.И. Си-

зых. Наиболее детально изучен этот структурный шов Ц.О. Очировым [73, 74].

В зоне разломов структурного шва, имеющей древнее заложение, располагались позднепротерозойская Селенгино-Икатская и раннепалеозойские Джидинская, Удино-Витимская геосинклинальные зоны, области интенсивного средне-позднепалеозойского магматизма и мезозойского тектоно-магматической активизации. Продольными разломами, входящими в систему структурного шва, контролировались магмопроявления перечисленных структурно-формационных элементов, раннемезозойские вулканогенные зоны, ранне-среднеюрские, позднеюрские — меловые межгорные впадины. Центральной части шва соответствует гравиметрическая ступень, протягивающаяся от р. Бамбуйки до бассейна р. Джиды.

В рудных поясах существуют и поперечные к их простираению структуры, обусловившие локализацию рудных районов — Чина-Амалатского, Джидинского, Селенгинского, Курбино-Еравнинского, Средне-Витимского и Кижингино-Кудунского (рис. 8). Эти районы четко разделены поперечными глубинными разломами северо-западной ориентировки: Джидинский и Селенгинский — Торейским, Селенгинский и Курбино-Еравнинский — Харалга—Хилокским. Курбино-Еравнинский рудный район на востоке ограничен Центрально-Забайкальской зоной глубинных разломов, а границами Средне-Витимского района являются Каралон-Талонский и Келяно-Ирокиндинский разломы. Структурно-формационный и металлогенический облик рудных районов в значительной мере определялся глубиной заложения магмогенерирующих и рудоконтролирующих разломов. В этом аспекте различия рудных районов Туркино-Бамбуцкого и Витимо-Джидинского поясов значительны. Для последнего характерны "фемические" типы магм на всех стадиях формирования, что свидетельствует о более глубинном заложении Витимо-Джидинского структурного шва. В связи с этим определяются источники рудного вещества коровые для Туркино-Бамбуцкого пояса, подкоровые и коровые для Витимо-Джидинского. Вероятно, это одна из причин различия металлогенической специализации рудных поясов, в частности значительна роль фтора в минерагии Витимо-Джидинского пояса.

Геологическая изученность рудных районов Западного Забайкалья неравнозначна. Большой объем работ проведен в Джидинском районе, менее изучены другие рудные районы. Вместе с тем ряд факторов свидетельствует, что перспективы Джидинского рудного района еще далеко не исчерпаны. Весьма интересен своим молибденовым оруденением Селенгинский рудный район, редкометальный профиль которого выявлен в последние годы. Основную ценность Курбино-Еравнинского рудного района пока представляют полиметаллические месторождения, но по нашему убеждению значительны его перспективы на молибден и вольфрам. Возможно открытие подобного оруденения в Чина-Амалатском и новых объектов в малоизученном Средне-Витимском рудных районах.

ДЖИДИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Джидинский рудный район занимает обширную территорию между водоразделами Хамар-Дабана и Джидинского хребта общей площадью более 10 000 км². Геологическое строение и полезные ископаемые его описаны в работах М.В. Бесовой [18], П.И. Налетова [61], Е.Н. Смолянского [98, 99], Л.М. Афанасьева [6, 7], М.М. Повилайтис [80, 81, 82], В.И. Игнатовича [36, 38, 39], Г.И. Туговика [107, 108, 109, 110, 111] и многих других геологов. Закономерности размещения месторождений изучали

М.В. Бесова, П.И. Налетов, Е.Н. Смолянский, А.Ф. Носков, Г.И. Туговик, Ц.О. Очиров, В.И. Игнатович, К.А. Марков, А.Д. Щеглов, Е.Е. Батурина.

Рудный район приурочен к крупному тектоническому блоку, который ограничен на севере Хамар-Дабанским структурным швом, на востоке — Торейским скрытым глубинным разломом. Его южная и западная границы находятся на территории МНР и также представлены глубинными разломами, отделяющими его на западе от Хубсугульской структуры, на юге — от Бутыльинского антиклинория. Своеобразие района обусловлено позицией его на стыке разнонаправленных складчатых структур нижнего палеозоя, наличием сложного пересечения структурных швов — Витимо-Джидинского со скрытыми разломами продолжения Саянского и Байкальского краевых швов и положением вблизи границы между восточной и западной (амагматичной) частями Центрально-Азиатского пояса. Границей этих частей пояса является, по-видимому, Трансазиатский линеймент, описанный В.И. Драгуновым и В.К. Маньковским, который пересекает территорию рудного района в субмеридиональном направлении. Он включает в себя систему разрывных нарушений типа скрытых разломов. Дархинтуйским глубинным разломом, являющимся продолжением Байкальского краевого шва в складчатое обрамление платформы [9, 10, 11, 12, 13], рудный район разделен на Восточный и Западный блоки, отличающиеся интенсивностью проявления мезозойского магматизма и редкометалльного оруденения. Около 130 гранитных штоков гуджирского комплекса расположено в Восточном блоке и не более 20 — в Западном. Последний блок разделен Джидинским глубинным разломом на Верхне-Джидинский и Купчинский блоки, Восточный — Булуктай-Хуртугинским на Центральный и Улекчинский. Характеристика блоковых структур района рассмотрена автором в более ранних работах [10, 11, 13].

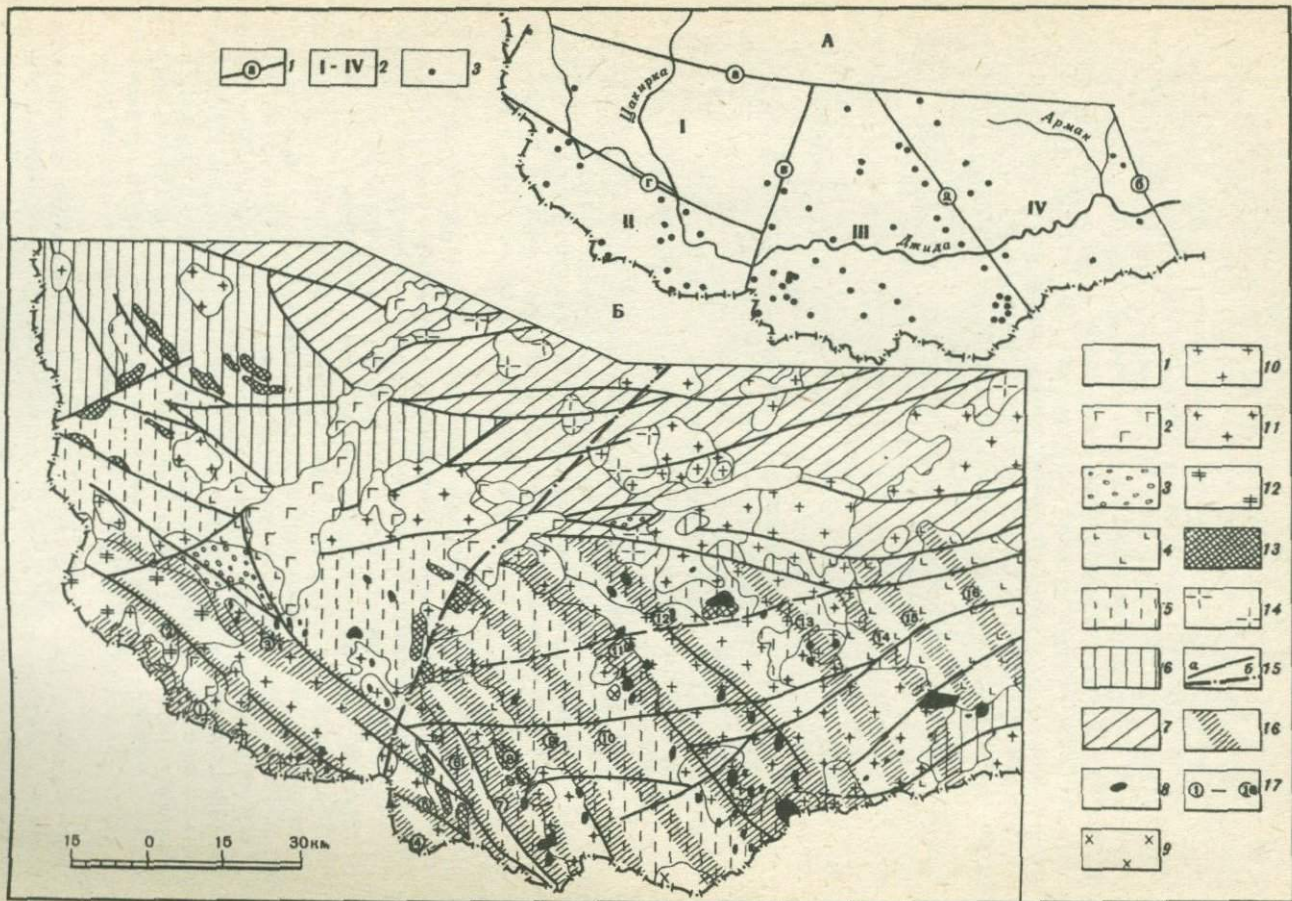
Территория рудного района сложена главным образом осадочно-вулкано-генными и интрузивными образованиями нижнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя (рис. 9). Широким развитием пользуются гранитоиды палеозойской батолитовой формации, а структурный комплекс мезозоя представлен наземными эффузивами, угленосно-молассовыми формациями и массивами гранитоидов.

Металлогения района определена раннепалеозойским геосинклинальным циклом, средне-позднепалеозойским, ранне- и позднемезозойским этапами тектоно-магматической активизации внегеосинклинального типа. Молибден-вольфрамовая специализация, по мнению большинства исследователей, связана с ранним мезозоем. Часть мелких проявлений молибдена и вольфрама ассоциирует со средне-позднепалеозойскими гранитами.

Пространственное распространение раннемезозойских гранитоидов и связанных с ними жильных, метаморфических, рудных образований, включая молибденовые и вольфрамовые, определили тектонические нарушения северо-западного простирания, нередко расположенные вблизи глубинных разломов раннепалеозойского и допалеозойского заложения (Джидотская, Шабартайско-Хайхотская, Шара-Азаргинская, Булуктай-Хуртугинская). Участки пересечения рассматриваемых зон с зонами других направлений относятся к наиболее продуктивным и контролируют рудные узлы и поля [9].

Распределение минерализации в пределах рудных полей, морфология и размеры месторождений, рудных тел определялись частными элементами разрывной тектоники, а также структурами верхнего этажа.

Верхне-Джидинский блок сложен преимущественно осадочно-вулкано-генными породами нижнего кембрия, прорванными палеозойскими и мезозойскими гранитоидами, ультраосновными породами. Мезозойские



образования представлены осадочно-вулканогенными породами юрского и мелового возраста. Единичные массивы рудоносного гуджирского комплекса тяготеют к оперяющим Дархинтуйский шов разломам.

Молибденовая и вольфрамовая минерализация для Верхне-Джидинского блока не характерна. Здесь известны единичные проявления молибденита и несколько литогеохимических аномалий.

Купчинский блок сложен, главным образом, палеозойскими гранитоидами (нашитуйский комплекс) с небольшими ксенолитами кембрийских осадочно-вулканогенных пород. Известны здесь также отложения слюдянской толщи докембрия (Купчинский выступ) и немногочисленные мезозойские интрузии. Значительную часть площади перекрывают кайнозойские базальты. По В.А. Бояркину и Д.Жалсабону, рассматриваемая территория с докембрия отличалась устойчивой тенденцией антиклинального развития, а П.И. Налетовым и Е.М. Багадаевым здесь выделены палеозойское подъятие (Хангайский антиклинарий) и Купчинский мезозойский свод.

Молибденное и вольфрамовое оруденение встречается в пределах Айнекской, Ходжертуской, Шара-Азаргинской рудных зон, выделяемых многими исследователями.

Айнекская рудная зона протягивается в северо-западном направлении через верховье р. Айнек и Большую Илингу. Она прослеживается по выходам массивов мезозойских гранитов и сиенитов, проявлениям рудной минерализации, дайковым телам. Магмо- и рудоконтролирующей структурой ее является крупная зона разломов, устанавливаемая геологическими и аэро-геофизическими данными. Здесь известны молибденовые и полиметаллические рудопоявления гидротермального и скарнового генезиса.

На правом берегу Большой Илинги нами и Е.Н. Смолянским выделено Тамагурское рудное поле. Молибденовая минерализация в его пределах приурочена к эндоконтактовым частям массива гранитов, отнесенного нами к улечинскому комплексу. По-видимому, и молибденовая минерализация пространственно ассоциирующая с массивом, имеет палеозойский возраст.

Р и с. 9. Металлогеническая карта гуджирской редкометалльной формации Джидинского рудного района (составила Е.Е. Батурина с использованием материалов Е.Н. Смолянского)

А — схема рудоконтролирующих тектонических блоков: *1* — разломы: *а* — Хамар-Дабанский, *б* — Торейский, *в* — Дархинтуйский, *г* — Джидинский, *д* — Булуктай-Хартугинский, *2* — рудоносные блоки: *I* — Верхне-Джидинский, *II* — Купчинский, *III* — Центральный, *IV* — Улечинский; *3* — молибденовые и вольфрамовые месторождения и рудопоявления

Б: *1* — кайнозойские терригенные образования, *2* — кайнозойские базальты, *3* — гусиноозерская и тугнуйская угленосные формации, *4* — ичетуйская, хилокская и цаган-хунтейская юрские вулканогенные формации, *5* — нижнепалеозойские терригенно-вулканогенные формации, *6* — нерасчлененные протерозойские породы, *7* — нижнепротерозойскоархейские гнейсо-карбонатные толщи, *8* — гуджирская формация трещинных гранитных интрузий, *9* — куналейская формация щелочных гранитов, *10* — улечинская гранит-граносиенитовая формация позднего палеозоя, *11* — джидинская формация гранитоидных батолитов "пестрого" состава, *12* — нашитуйская габбро-плагиогранитная формация, *13* — цакирская гипербазитовая формация, *14* — верхнепротерозойские гранитоиды, *15* — *а*-разломы, *б* — Дархинтуйский скрытый глубинный разлом. *17* — рудные зоны: *1* — Айнекская, *2* — Ходжертуйская, *3* — Шара-Азаргинская, *4* — Молохатинская, *5* — Улентино-Модонкульская, *6* — Джидинская, *7* — Шабартайско-Хайхотская, *8* — Джидотская, *9* — Чемурутавская, *10* — Хамнейско-Цежейская, *11* — Булуктай-Хуртугинская, *12* — Улечинская, *13* — Улятуйская, *14* — Армакская, *15* — Алцакская, *16* — Торейская

Оруденение представлено вкрапленностью молибденита в лейкократовых гранитах и кварцевых прожилках среди них, редко в экзоконтакте гранитного массива, в скарнированных породах слюдянской толщи.

Ходжертуйская рудная зона прослежена от верховьев р. Инкур (Западный) через среднее течение р. Айнек, верховье Большая Илинга и далее в северо-западном направлении. Она контролируется Кударинский системой глубинных разломов (ширина зоны 8–10 км), к которой приурочены средне-верхнепалеозойские и мезозойские интрузии гранитоидов и связанное с ними оруденение. На северо-западном фланге зона трассируется литогеохимическими ореолами молибдена и других элементов. Площадь зоны сложена существенно палеозойскими гранитоидами и единичными массивами мезозойских гранитов, достигающих значительных размеров (Кударинский массив более 40 км²). Она несет средне-позднепалеозойскую и мезозойскую редкометалльную минерализацию.

Молибденовые проявления зоны представлены "эпимагматическим", грейзеновым и гидротермальным типами. Е.Н. Смолянским и авторами здесь выделен Кударинский рудный узел, для которого характерны ряды рудопоявлений, приуроченных к массиву гранитов улукчинского комплекса (Нарынское, группа Кударинских). Положение его определяется пересечением Кударинской зоны разломов, контролирующей Ходжертуйскую рудоносную структуру, с северо-восточным и близмеридиональным разломами.

Молибденовая минерализация установлена в кварц-молибденитовых прожилках, грейзенизированных гранитах, дайках гранит-аплитов. В северо-западной части зоны (верховье Большой Илинги), сложенной джидинскими и мезозойскими гранитами, также известно несколько минерализованных точек с молибденитом.

К участку сопряжения Ходжертуйской зоны с Айнекской приурочено Ходжертуйское рудное поле (Ходжертуйское, Гинджигенское I и II рудопоявления). На Ходжертуйском проявлении в экзоконтакте мезозойской интрузии среди сиенитов улукчинского комплекса выделены широтные зоны грейзенизации. Грейзенизированные сиениты рассеяны маломощными кварц-молибденитовыми и молибденитовыми прожилками.

Эрозионный срез зоны, вероятно, достаточно большой, и наиболее перспективные на редкометальное оруденение апикальные части массивов уничтожены денудацией. Хотя для Айнекской и Ходжертуйской зон предполагается большой эрозионный срез, все же имеются участки, перспективные на молибденовое и вольфрамовое оруденение. В пределах их распространены мезозойские гранит-порфиры, жильные породы, участки окварцевания, мусковитизации, грейзенизации и флюоритизации. Здесь выявлены литогеохимические ореолы молибдена, вольфрама, свинца, цинка, фтора, а в шлихах встречены молибденит, шеелит, висмутовый минерал. Установлен также ряд минерализованных точек с молибденитом и несколько грейзеновых и гидротермальных рудопоявлений.

Шара-Азаргинская рудная зона находится на границе Купчинского и Верхнеджидинского блоков. Она охватывает низовья рек Унтат и Цакирки, протягивается в северо-западном направлении вдоль р. Джиды. Прослеживается зона выходами мезозойских интрузий, участками молибдено-вольфрамовых, медных и полиметаллических проявлений, геофизических аномалий, вторичных литогеохимических ореолов редких металлов, зонами грейзенизации, окварцевания, флюоритизации, пиритизации. Магмо- и рудоконтролирующей структурой является Джидинская зона долгоживущих разломов, к которой приурочены палеозойские ультраосновные и мезозойские гранитные интрузии, кварц-кератофировая кембрийская формация.

Юго-западная ветвь зоны сложена преимущественно палеозойскими гранитоидами, северо-восточная — осадочно-эффузивными образованиями кембрия. Рудоносные интрузии представлены небольшими телами гранитов первомайского и булуктайского типов. Часть зоны перекрыта эффузивами ичетуйской свиты, отложениями гусиноозерской серии и неогеновыми базальтами.

Шара-Азаргинская зона характеризуется преимущественным развитием молибдено-вольфрамовой минерализации, а также медным и полиметаллическим оруденением. В ее пределах находится Унтатское молибденовое рудопоявление и Шара-Азаргинское рудное поле.

Унтатское рудопоявление относится к кварц-пирит-молибденитовому минеральному типу. Оруденение, по данным Г.И. Храмова, представлено молибденитовыми и кварц-молибденитовыми прожилками в грейзенизированных мезозойских гранитах. Оконтурены две зоны грейзенизированных пород протяженностью 100—200 м и мощностью до 10—15 м, имеющие северо-западное простирание, совпадающее с ориентировкой самого массива. Оруденение крайне неравномерное и отмечается только в этих зонах.

На Шара-Азаргинском рудном поле фиксируется серия тектонических нарушений северо-западного простирания, рудопоявления молибдена, вольфрама и полиметаллов. Вольфрамоносные скарны и кварц-шеелитовые прожилки известны на участке Малая Шара-Азарга. В пределах рудопоявления Енгорбыйский Дабан с гидротермальной минерализацией галенит-сфалерит-блеклорудного типа в кварцевых прожилках отмечена молибденовая минерализация.

В пределах Нашитуйских проявлений кварц-молибденитовые прожилки приурочены к эпидот-пироксен-роговообманковым и эпидот-пироксеновым породам на контакте нашитуйского комплекса с породами осадочно-вулканогенной толщи нижнего кембрия и контролируются участком пересечения субширотных, северо-восточного и северо-западного разломов.

Различного типа разновозрастная минерализация, благоприятная геолого-структурная обстановка свидетельствуют о наличии в пределах Шара-Азаргинской зоны участков, перспективных на молибденовое и вольфрамовое оруденение.

Центральный рудоносный блок сложен кембрийскими вулканогенно-осадочными породами, окаймленными отдельными массивами палеозойских гранитоидов. В западной и юго-западной частях блока к зонам глубинных разломов (Модонкульской, Шабартайско-Хайхотской, Джидотской, Дархинтуйской) приурочены раннекаледонские гипербазиты, многочисленные массивы мезозойских гранитоидов и редкометальное оруденение. Здесь выделены Молохатинская, Модонкульско-Уленгинская, Джидинская, Шабартайско-Хайхотская, Джидотская, Чегинская рудные зоны, концентрирующие главную часть промышленного молибденового и вольфрамового оруденения.

Молохатинская рудная зона контролируется северо-западным разломом. Она прослеживается в верховье р. Модонкуля и пади Молохатый, северо-западный и юго-восточный фланги ее находятся на территории МНР. В зоне выделен Молохатинский рудный узел, приуроченный к узлу пересечения близширотного, северо-восточного и субмеридионального разломов. Здесь имеются массивы гранитов типа булуктайских, горкинских и первомайских, дайки гранит-порфиров. Вмещающие породы ороговикованы, скарнированы, окварцованы, мусковитизированы, грейзенизированы. На участке Пограничном установлены медно-молибденовая и полиметаллическая минерализация с небольшими количествами вольфрама, литогеохимические

ореолы молибдена, свинца, цинка. В шлиховых пробах встречаются молибденит, флюорит, киноварь, шеелит и гюбнерит.

Уленгинско-Модонкульская рудная зона протягивается в верховьях рек Уленги и Модонкуля. Она контролируется северо-западным разломом, к которому приурочен массив гипербазитов, щелочные породы куналейского комплекса, габброиды раннего палеозоя. В юго-восточной части разлом служит границей между кембрийскими эффузивами хохюртовской свиты и палеозойскими граносиенитами. Сложена зона в основном раннепалеозойскими гранитоидами. В ее пределах выделено несколько структурных узлов, наиболее перспективные из которых приурочены к участкам сочленения разнонаправленных разрывов и сопровождаются литогеохимическими ореолами свинца и цинка, шлиховыми — гюбнерита, шеелита и молибденита.

Джидинская рудная зона шириной 5—7 км и протяженностью 45—50 км охватывает бассейны рек Шабартай, Уленга, Модонкуль. Ее восточная ветвь через Мырген-Шено выходит на левобережье Джиды. Зона прослеживается по выходам гранитов гуджирского комплекса, редкометальным месторождениям и рудопроявлениям, вторичным литогеохимическим ореолам молибдена, вольфрама, фтора, свинца, цинка по аэрогеофизическим аномалиям, дайковым полям, участкам проявления гидротермально измененных пород.

Магмоконтролирующей структурой является серия глубинных долгоживущих разломов северо-западного простирания. Начиная с раннекаледонского времени и кончая кайнозоем, зон этих разломов отмечается проявление вулканической и интрузивной деятельности.

В геологическом строении площади принимают участие осадочные и эффузивные породы нижнего кембрия, палеозойские гранитоиды, раннекаледонские ультраосновные интрузии, мезозойские рудоносные граниты. Последние приурочены к местам пересечения зоны разломов северо-западного простирания с широтными, северо-восточными, меридиональными тектоническими нарушениями. Рудная зона характеризуется наличием промышленного оруденения молибдена, вольфрама, незначительной минерализации свинца, цинка, флюорита, киновари. В составе ее выделены Джидинский рудный узел, Долон-Модонкуль и Хасуртинское рудные поля.

Положение Джидинского рудного узла определяется пересечением региональной северо-западной зоны разломов, контролирующей Джидинскую зону повышенной магматической проницаемости, субмеридионального глубинного разлома, контролирующего Модонкульскую зону развития ультраосновных интрузий цакирского комплекса, и восток-северо-восточного Модонкуль-Байбинского разлома, контролирующего дайковые поля и флюоритовую минерализацию. На рудоконтролирующее значение северо-западных разломов в образовании Джидинского рудного узла указывал ранее В.И. Игнатович. В этом рудном узле расположено Джидинское молибден-вольфрамовое месторождение, а также ряд мелких проявлений молибдена и вольфрама.

Джидинское месторождение детально охарактеризовано в работах М.В. Бесовой, Т.В. Буткевича, С.С. Тентилова, М.Н. Хулугурова, Н.К. Нефедова, А.С. Филько, В.И. Игнатовича, Г.И. Вьяскова, М.М. Повилайтис, Д.О. Онтоева, И.П. Кушнарева, Е.П. Малиновского, В.Т. Покалова, Н.С. Хрущова, Я.А. Косалса и других исследователей. Рудное поле месторождения сложено основными эффузивами хохюртовской свиты нижнего кембрия, интрузивными телами ультраосновных пород цакирского комплекса и кварцевыми диоритами джидинского интрузивного комплекса (рис. 10). К контакту диоритов и кембрийских отложений приурочен Первомайский

массив мезозойских рудоносных гранитов и гранит-порфиров с размерами на поверхности 0,5 км², вытянутый в северо-западном направлении. Вблизи от него находится ориентированный в этом же направлении Горкинский массив гранит-порфиров. В пределах рудного поля широко развиты дайки каледонских лейкократовых гранитов, плагиогранитов, спессартитов, микродиоритов, диоритовых порфиров, мезозойских бостонитов, сиенитов, сиенит-порфиров, гранит-порфиров, аплитов, лейкократовых микрогранитов [38].

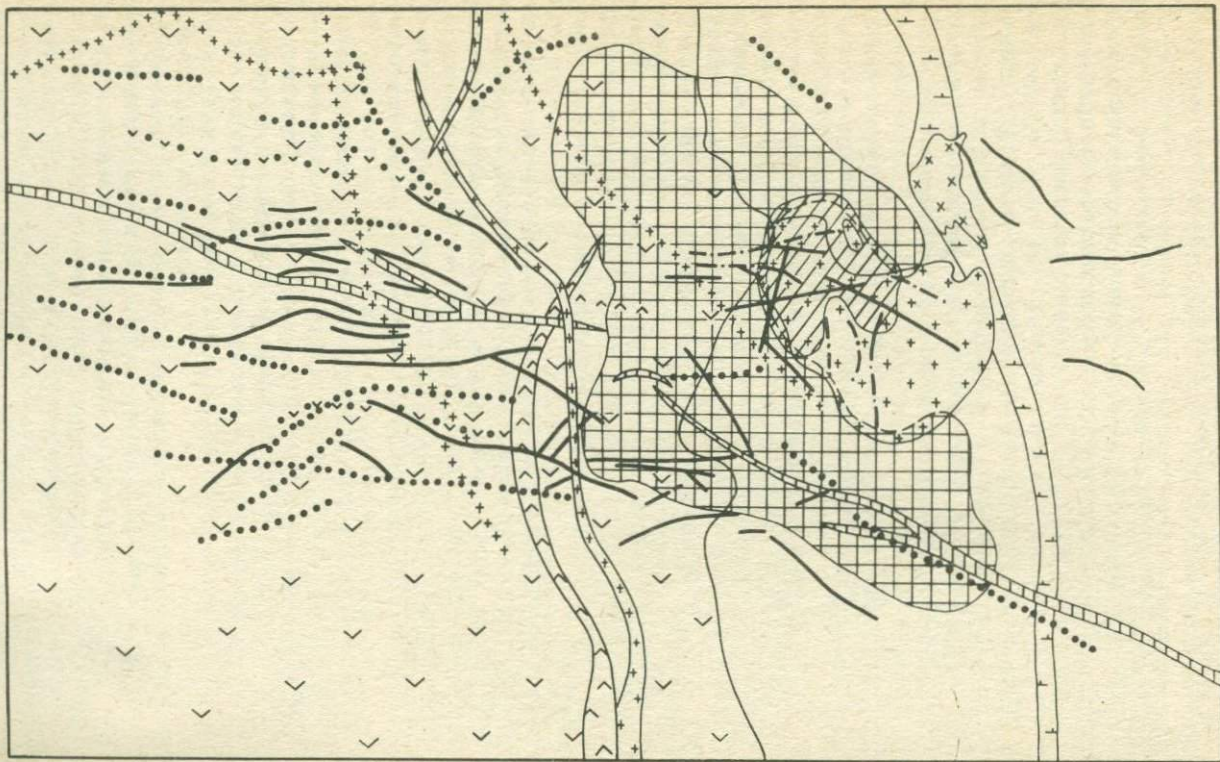
Молибденовое месторождение приурочено к штоку гранит-порфиров и гранитов (Первомайскому) и представлено штокверком кварц-молибденитовых прожилков. Холтосонское жильное вольфрамовое месторождение находится в 1 км к юго-западу от Первомайского массива. Рудные тела его, протяженные и мощные кварц-вольфрамитовые жилы, приурочены к трещинам скола. Жилы залегают преимущественно в кварцевых диоритах, меньше — в гранитпорфирах и метаморфических сланцах. Между Первомайским штокверком и Холтосонским месторождением расположен Инкурский штокверк кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков с гюбнеритом и шеллитом.

Последовательность формирования постмагматической минерализации Джидинского рудного поля рассматривалась многими исследователями. В.И. Игнатович [38] здесь выделяет 6 этапов и более 10 стадий минералообразования. По его данным, с дорудным этапом связаны стадия микроклинизации и альбитизации гранитов, гранит-порфиров и формирование кварцевых, кварц-микроклиновых прожилков с мусковитом, магнетитом, гематитом, редкой вкрапленностью флюорита и молибденита. Первый молибденовый этап сопровождается тремя стадиями: молибденитовых, кварц-молибденитовых и кварц-микроклин-молибденитовых прожилков (с пиритом и небольшими количествами других сульфидов). В следующий молибден-редкометалльный этап также возникли три стадии редкометалльных прожилков: кварц-пиритовые, кварц-молибденитовые и кварц-микроклин-молибденитовые.

К редкометалльно-вольфрамовому этапу отнесены альбит-микроклиновая стадия и кварц-редкометалльно-гюбнеритовая (с флюоритом, сульфидами железа, висмута, свинца, цинка, олова, меди). Со вторым вольфрамовым этапом связаны микроклиновая, кварц-сульфидно-гюбнеритовая и кварц-родохрозит-гюбнеритовая стадии и стадия "роговикового" кварца с флюоритом. В пострудный этап сформировались флюорит-кальцитовые прожилки.

Наиболее детально к настоящему времени изучено Первомайское штокверковое молибденовое месторождение, эксплуатация которого уже завершена. Штокверк имеет сложную форму, несколько напоминающую, как отмечают И.П. Кушнарев и В.И. Игнатович, деформированную шляпку гриба. Богатые руды располагаются в штокверке в виде сталбов гнезд и обособлений неправильной формы (рис. 11, 12,), бедные руды их окаймляют.

В Первомайском штокверке установлены прожилковый, жильный и вкрапленный типы оруденения. Е.Е. Батуриной, М.В. Жовтуном и В.И. Игнатовичем изучены элементы залегания, мощность, минеральный состав и взаимоотношения 4500 прожилков на участках, характеризующих штокверк в плане и по вертикали. Половину всех прожилков (49,5%) представляют молибденитосодержащие — "сухие" молибденитовые, молибденит-кварц-микроклиновые, кварц-молибденитовые и молибденит-кварцевые. Из них на долю первых приходится 5,5%, кварц-молибденитовых и молибденит-кварцевых соответственно 21,1 и 21,5%, а молибденит-кварц-микро-



- | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|

клиновых — 1,4%. На прожилки других минеральных парагенезисов приходится 50,5%, наиболее высок удельный вес кварц-пиритовых — 47,3%.

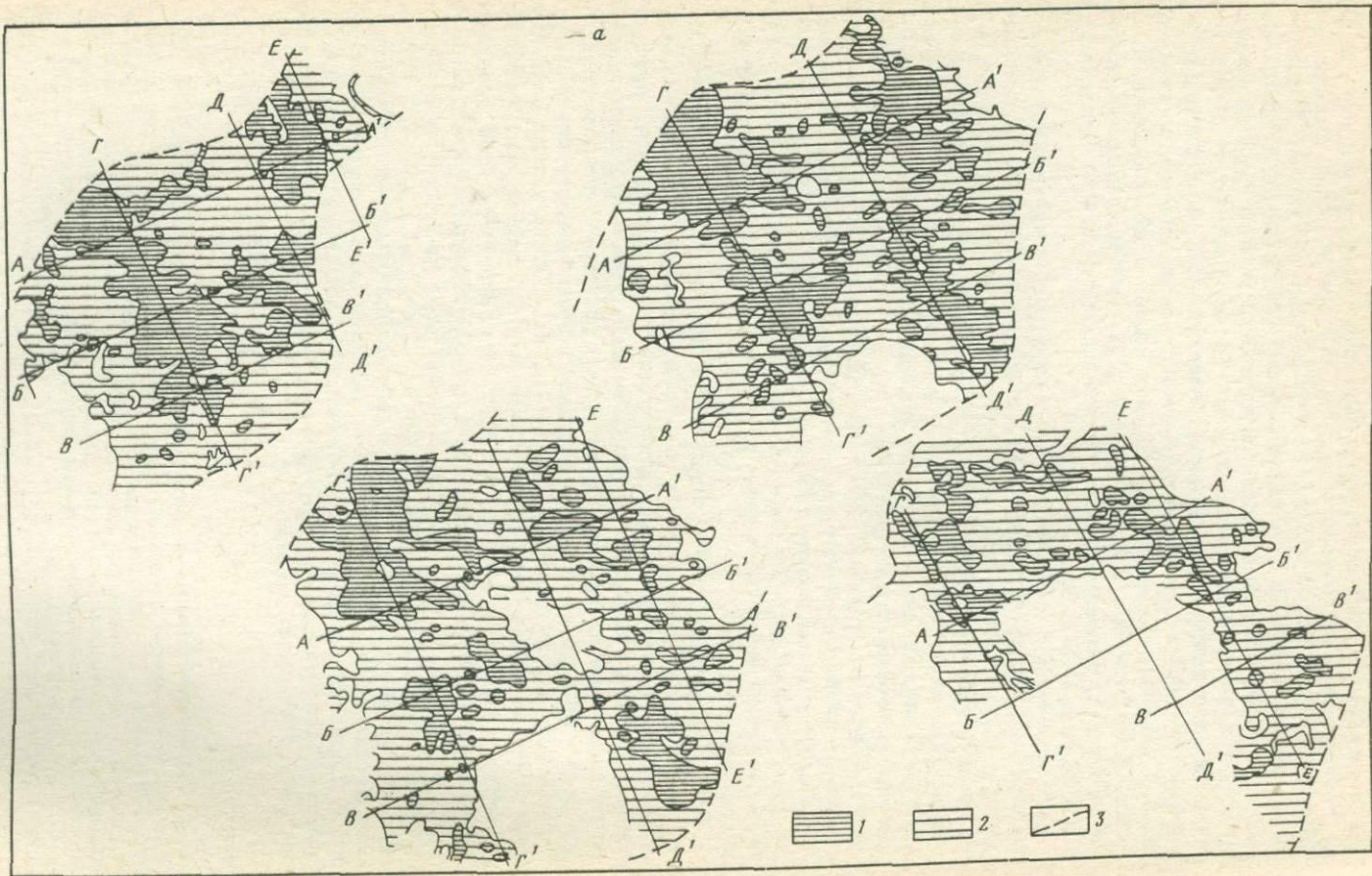
На круговых диаграммах (рис. 13, 14) при поясном расположении прожилков выделяются системы крутопадающих прожилков (близширотных с падением на юг и субмеридиональных, северо-западных и северо-восточных с преобладающим восточным падением), совпадающие по ориентировке с тектоническими зонами рудоконтролирующих структурных швов. Характер расположения прожилков свидетельствует, что формирование трещин было обусловлено радиальными и ориентированными тангенциальными усилиями. На участие радиальных усилий в формировании штокверка ранне указывал И.П. Кушнарв, роль тангенциальных напряжений установлена в результате исследований, проведенных В.И. Игнатовичем, Е.Е. Батуриной и М.В. Жовтуном.

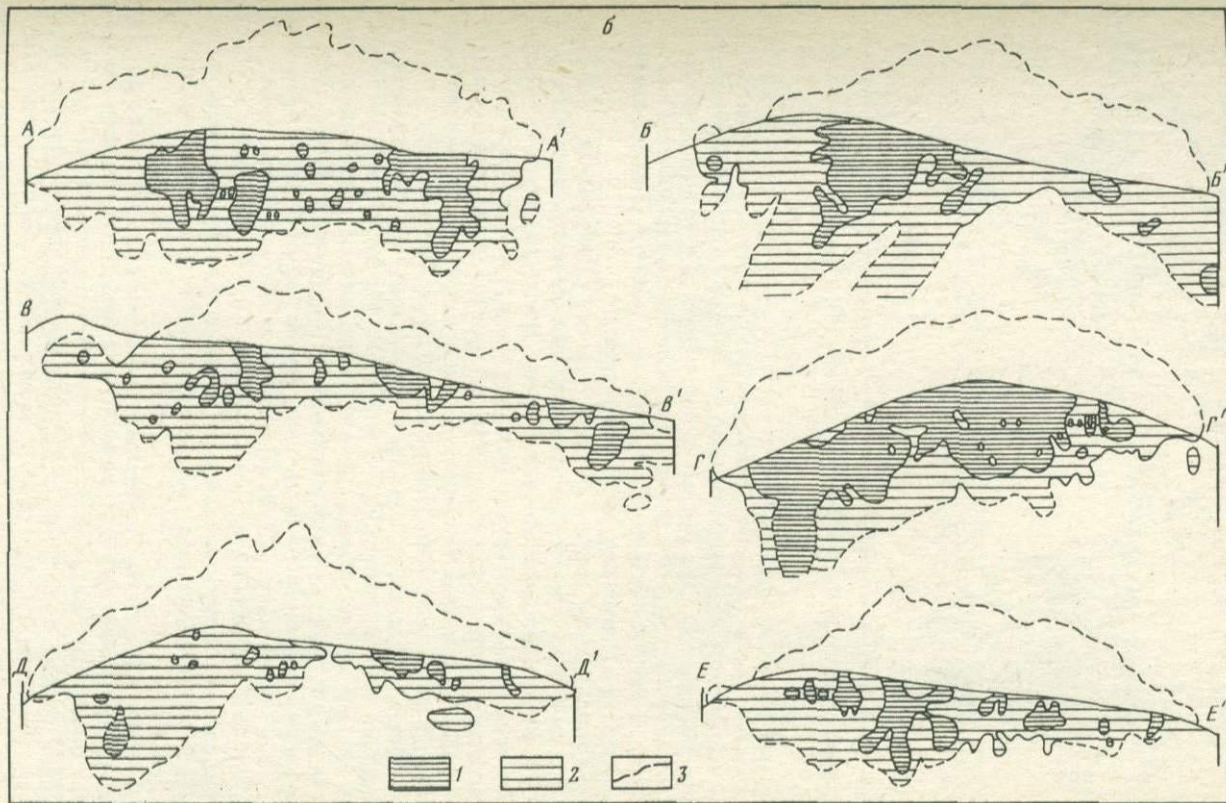
Проведенная Е.Е. Батуриной и Э.М. Кузнецовой статистическая обработка данных структурной съемки для выявления зависимости концентраций молибдена от состава и параметров прожилков (с помощью формул апостериорных вероятностей Бейеса) показала, что наиболее информативен состав прожилков. Забалансовые руды сложены главным образом молибденит-пиритовыми прожилками при подчиненной роли прожилков других составов. Для бедных руд характерны "сухие" молибденитовые прожилки. Рядовые руды представлены пирит-молибденитовыми, "сухими" молибденитовыми, молибденит-кварцевыми, молибденит-флюоритовыми прожилками. В богатых рудах, наряду со всеми перечисленными прожилками, широко развиты кварц-молибденитовые и молибденит-полевошпатовые. Таким образом, обогащение штокверка происходит в участках наложения всех стадий минерализации.

Долон-Модонское рудное поле (рис. 15) находится к юго-востоку от Джидинского рудного узла, оно приурочено к структурному узлу, образованному пересечением регионального северо-западного разлома, контролирующего Джидинскую зону, близмеридионального, являющегося опережающим к региональному Джидинскому разлому и контролирующего восточную ветвь Джидинской рудной зоны, и близширотного, проходящего по долине р. Долон-Модон [9]. По данным Ю.Т. Телеги, площадь рудного поля сложена туфопесчаниками, глинистыми и карбонатными сланцами нижнего кембрия. В центральной части месторождения они прорваны дайкообразной интрузией мезозойских гранит-порфиров. Приконтактные части интрузива и его апофизы сложены аплитовидными гранитами и гранит-аплитами. Длина массива достигает 1 км при ширине 10—150 м. Вмещающие массив породы оргоговикованы, эпидотизированы, серицитизированы, хлоритизированы. Мощность зон контактовых изменений колеблется в пределах от 50 до 200 м. Гранитоиды и зона контактово-измененных пород секутся дайками ортоклазовых габбро и диоритовых порфиритов северо-восточного простирания.

Р и с. 10. Схема геологического строения Джидинского рудного поля (по [38])

1 — нижнекембрийские осадочные и эффузивные породы; 2—5 — раннекаледонские: 2 — гипербазиты, 3 — кварцевые диориты и кварцевые гранодиориты, 4 — плагиограниты, 5 — микродиориты и диоритовые порфириты; 6—13 — мезозойские: 6 — бостониты, 7 — первомайские гранит-порфиры и граниты, 8 — кварц-молибденитовые жилы, 9 — Первомайский молибденовый штокверк, 10 — меланократовые сиениты и кварцевые сиенит-порфиры, 11 — горкинские гранит-порфиры, 12 — Инкурский вольфрамный штокверк, 13 — кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы Холтонского месторождения





Р и с. 11. Распределение богатых и рядовых руд в молибденовом штокверке:

а — планы эксплуатационных горизонтов Первомайского месторождения (составила Е.Е. Батурина), б — разрезы (составили Е.Е. Гореванов, В.И. Игнатович); 1 — богатые руды, 2 — рядовые руды, 3 — на планах — горизонталы, на разрезах — предполагаемый контур штокверка



Р и с. 12. Объемный макет Первомайского штокерка (составил В.Л. Напартович)

Рудная минерализация приурочена к зоне повышенной трещиноватости в экзоконтакте интрузива, параллельной простираению последнего. На дневную поверхность рудные тела либо не выходят, либо представлены бедной минерализацией. Они быстро выклиниваются как к поверхности, так и на глубину. Оруденение связано преимущественно с "сухими" молибденитовыми, кварц-молибденитовыми прожилками и вкрапленностью молибденита в гидротермально-измененных породах.

Хасуртинское рудное поле находится между Джидинским рудным узлом и Долон-Модонским месторождением, вблизи сопряжения западной и восточной ветвей Джидинской рудной зоны. Площадь его сложена породами хохюртовской свиты нижнего кембрия, прорванными ультраосновными интрузиями цакирского комплекса и мезозойскими гранитами. В пределах рудного поля известно несколько молибденовых рудопроявлений (Сухой ключ, Перевальное, Хасуртинское) и ртутное Хасуртинское.

Шабартайско-Хайхотская рудная зона выделенная Е.Н. Смолянским и Е.Е. Батуриной, прослеживается от верховьев Шабартай через Ойногор, Хасуртый до левобережья Джиды. Зона устанавливается по наличию мезозойских интрузий, участков гидротермально измененных пород, геофизическим аномалиям, вторичным литогеохимическим ореолам молибдена и цинка. Она приурочена к Шабартаевской антиклинальной структуре второго порядка в центральной части Джидинского синклинория и контролируется длительно развивавшейся системой разломов, к которой приурочены интрузивные тела пород цакирского комплекса и разновозрастных гранитоидов.

Джидотская рудная зона протягивается от верховья р. Шабартай до верховьев р. Дархинтуй. Она контролируется крупным разломом, к которому приурочены выходы мезозойских гранитов, рудопроявления молибдена, полиметаллов, вторичные литогеохимические ореолы молибдена, вольфрама, свинца, цинка, участки окварцованных, пиритизированных, серицитизированных пород, аэрогеофизические аномалии, дайковые образования.

Центральная часть Джидотской зоны сложена эффузивами хохюртовской

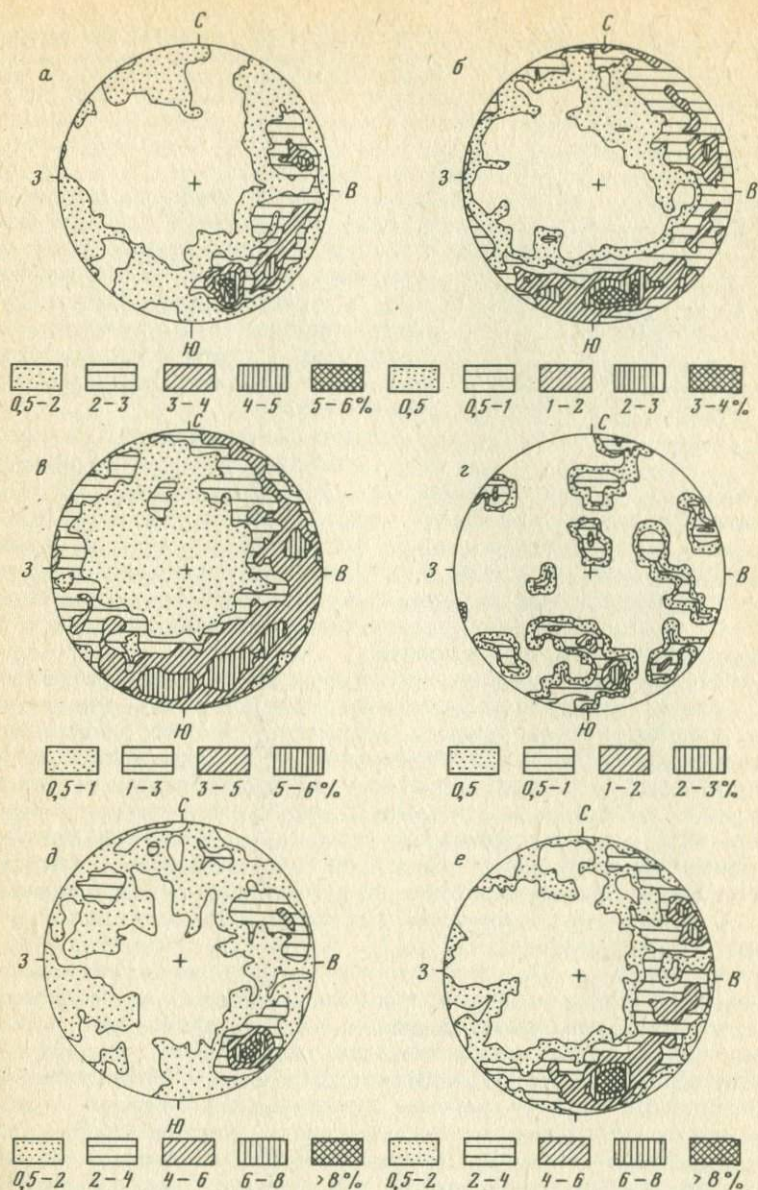
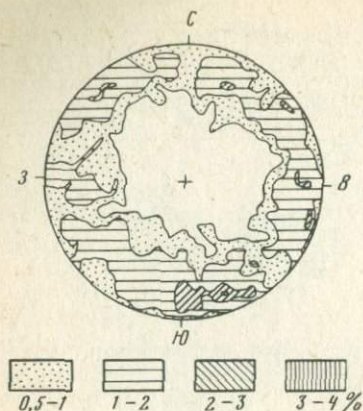


Рис. 13. Диаграммы ориентировки прожилков в карьере Первомайского месторождения (составили Е.Е. Батурина, М.В. Жовтун, В.И. Игнатович)

a — кварц-молибденитовые прожилки, 493 замера; *b* — кварц-пиритовые прожилки, 716 замеров; *в* — кварцевые прожилки, 490 замеров; *г* — редкометалльные прожилки, 41 замер; *д* — молибденитовые прожилки, 262 замера; *e* — кварц-пирит-молибденитовые прожилки, 522 замера

Р и с. 14. Круговая диаграмма элементов залегания плоскостей трещин с зеркалами скольжения в Первомайском штокерке (748 замеров)



свиты нижнего кембрия, залегающими в ядре Шабартайской антиклинальной структуры. Юго-восточный фланг зоны приурочен к тектонически ослабленной зоне в краевой части Шабартайского массива палеозойских гранитоидов, северо-западным — сложен осадочно-метаморфическими породами джидотской свиты нижнего кембрия.

Рудная минерализация Джидотской зоны представлена гидротермальными

молибдиновыми и полиметаллическими рудопоявлениями. На Джидотском рудопоявлении молибдена, площадь которого сложена дислоцированными осадочно-эффузивными породами нижнего кембрия, к тектонической зоне в осевой части антиклинали приурочены четыре небольших штокообразных тела гранит-порфиров гуджирского комплекса. Оруденение вкрапленно-прожилкового типа в гранитах, частично в скарнах и вмещающих карбонатных породах.

Мало-Ойногорское месторождение, по данным Г.Ф. Асташкова, В.С. Кузьмина, сложено осадочно-эффузивными образованиями хохюртовской свиты, прорванными интрузиями нижнепалеозойского, палеозойского и мезозойского возраста. Стратифицированные породы слагают антиклинальную складку, вдоль осевой плоскости которой проходит зона раннепалеозойского глубинного разлома, контролирующего интрузии гипербазитов. По этой же зоне внедрились граниты гуджирского комплекса, представленного в пределах рудного поля дайкообразным интрузивом гранит-порфиров. Размер интрузива по длинной оси 800 м, ширина — от 40 до 200 м. Жильные производные представлены дайками гранитов, микрогранитов, гранит-порфиров.

Разнонаправленные нарушения с системами параллельных и оперяющих зон дробления и трещиноватости определили основные морфологические черты участков штокеркового молибденового оруденения. Последнее располагается в полосе северо-западного направления и приурочено, в основном к северо-восточной экзоконтактовой зоне интрузива. Участками в гранит-порфирах развиты грейзены, а во вмещающих породах — скарны.

Оруденение представлено сетью различно ориентированных кварц-пирит-молибденитовых и "сухих" молибденитовых прожилков. Кроме того, распространены кварцевые с шелитовым, кварцево-пиритовые и кварц-кальцитовые прожилки. Густота рудных прожилков неравномерная. Юго-восточный фланг Джидотской рудоносной зоны характеризуется наличием массивов гранитов гуджирского комплекса, участков окварцованных пород, вторичных ореолов свинца, цинка и молибдена.

Широкое развитие мезозойских дайковых образований, небольшие размеры массивов, характер контактового метаморфизма, а также незначительная ширина Джидотской рудной зоны позволяют предположить, что эрозионный срез затронул лишь верхние части интрузивов. Многие массивы рудоносных гранитов, по-видимому, еще не вскрыты эрозией.

Чемуртаевская рудная зона охватывает среднее течение Шабартая, ни-

зовья рек Уленга, Хасуртый, падь Чемуртай, среднее и верхнее течение Цакирки, левобережье Дархинтуя. Она прослеживается по выходам мезозойских гранитов, молибденовым рудопроявлениям, зонам гидротермально измененных пород, вторичным ореолам молибдена, свинца, цинка, дайкам палеозойского и мезозойского возраста. В геологическом строении ее принимают участие преимущественно осадочно-метаморфические породы нижнего кембрия, меньше — палеозойские гранитоиды джидинского комплекса и малые интрузии мезозойских гранитов. Отдельные участки ее перекрыты кайнозойскими базальтами. Магмо- и рудоконтролирующей структурой является зона разлома северо-западной ориентировки. Гидротермальное молибденовое оруденение представлено кварц-молибденитовым (Шабартайское, Право-Шабартайское) и кварц-пирит-молибденитовым (Чемуртаевское, Бороктойское, Талактинское, Усть-Уленгинское проявления) минеральными типами.

По данным А.Ф. Носкова, Г.Ф. Асташкова, П.И. Зелинского, П.Н. Лукичева, площадь Чемуртаевского месторождения (рис. 16) сложена нижнекембрийскими известняками и сланцами, смятыми в симметричную антиклинальную складку северо-западного простирания. В ядре складки залегают известняки, прорванные штоками грейзенизированных средне- и мелкозернистых гранитов, вытянутыми в цепочку северо-западного направления. Размеры их не превышают 0,3 км². В контактах гранитов с известняками и в их ближайшем экзоконтакте по зонам дробления развиваются гранатовые и пироксеновые и пироксен-скаполитовые породы.

Оруденение в виде зоны прожилково-вкрапленной минерализации приурочено к грейзенизированным гранитам, скарновым породам. Прожилково-штокверковая зона северо-западного простирания прослеживается на расстояние 500 м при ширине 200 м в рудоносных гранитах и незначительно во вмещающих породах. Она образована "сухими" молибденитовыми, пирит-молибденитовыми, кварц-пирит-молибденитовыми, кварцевыми, кварцпиритовыми, кварц-кальцитовыми и кальцитовыми прожилками с небольшим количеством пирита, сфалерита, галенита, халькопирита. На глубину штокверковая зона прослежена до 100—150 м от поверхности. Среди молибденитосодержащих прожилков преобладают крутопадающие на северо-восток и юго-запад, простирающиеся на северо-запад (рис. 17). В грейзенизированных гранитах, кроме молибденита, редко отмечаются швеллит и гюбнерит.

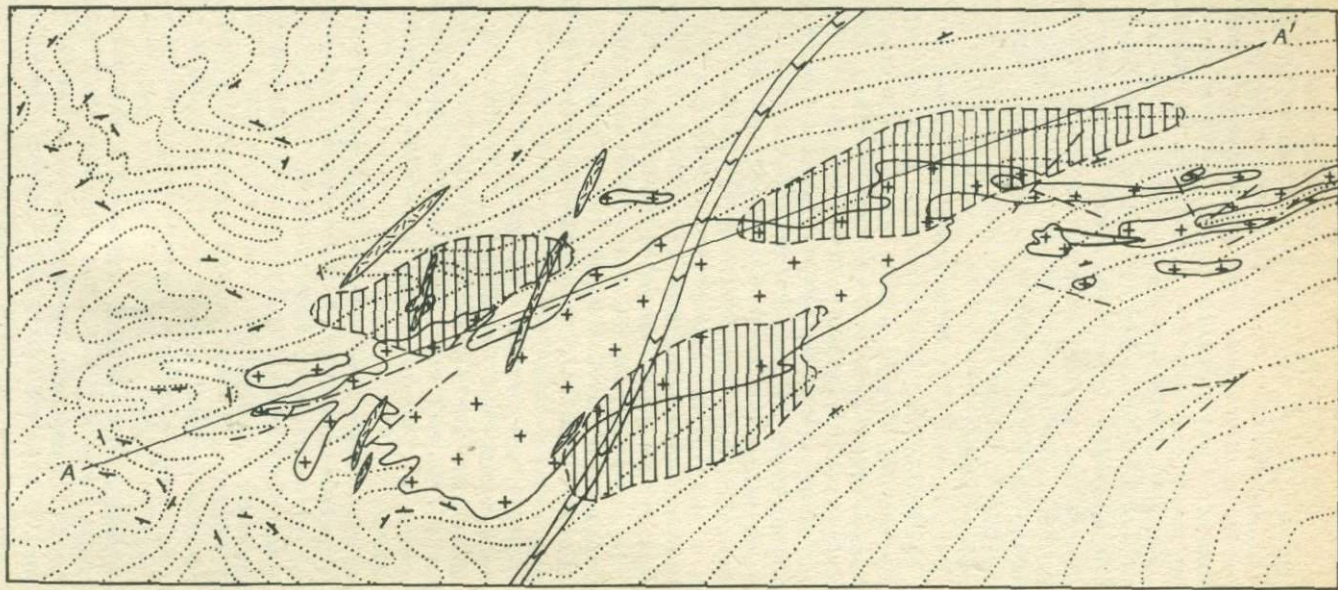
Изучение физико-механических свойств пород, проведенное Е.Е. Батуриной и М.В. Жовтуном, показало, что в связи с низкой пористостью скарны, сформированные на контакте массива гранитов, сыграли экранирующую роль в отношении рудообразующих растворов, обусловив концентрацию молибдена в пределах интрузива.

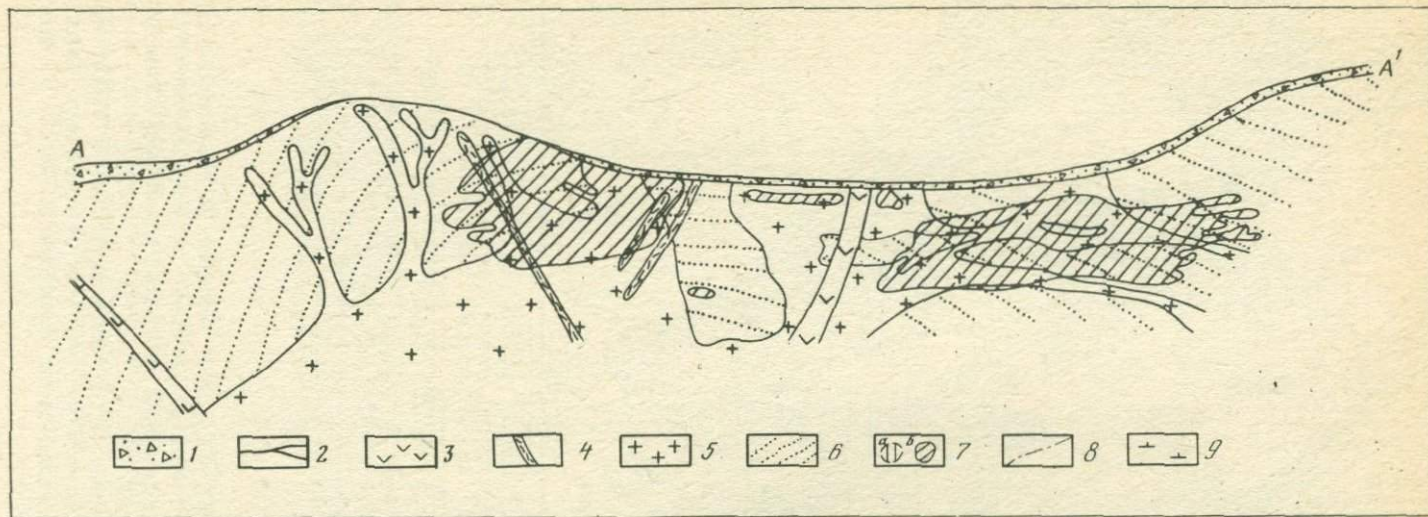
Оруденение Бороктойского проявления приурочено к штокам грейзенизированных гранитов и гранит-порфиоров, скарнированным породам нижнего кембрия. Кроме молибдена, в гранитах и скарнах содержатся свинец и вольфрам.

Хамнейско-Цежейская рудная зона выделена Е.Н. Смолянским и Е.Е. Батуриной. Она протягивается от верховьев р. Цеже к устью Шабартая. Наличие рудной зоны предполагается по выходам мезозойских гранитоидов, зонам гидротермально-измененных пород, дайковым образованиям, вторичным литогеохимическим ореолам молибдена, олова, вольфрама.

Цаган-Нугинская рудная зона прослеживается от верховьев р. Цеже через нижнее течение рек Амойки и Шамойки на левобережье р. Джиды. Ее северо-западный фланг скрыт под базальтами.

В геологическом строении зоны принимают участие породы хохюртов-





Р и с. 15. Геологическая карта Долон-Модонского месторождения и разрез к ней (по Ю.Т. Телеге с дополнениями Е.Е. Батуриной)

1 — четвертичные отложения, 2 — кварцевые жилы, 3 — роговообманковый габбро-диабаз, 4 — диоритовый порфирит, 5 — граниты, гранит-порфиры, 6 — туфопесчаники, кремнистые сланцы и роговики, 7 — разрывные нарушения, 8 — рудные тела: а — в плане, б — в разрезе, 9 — линия разреза, 10 — элементы залегания пород

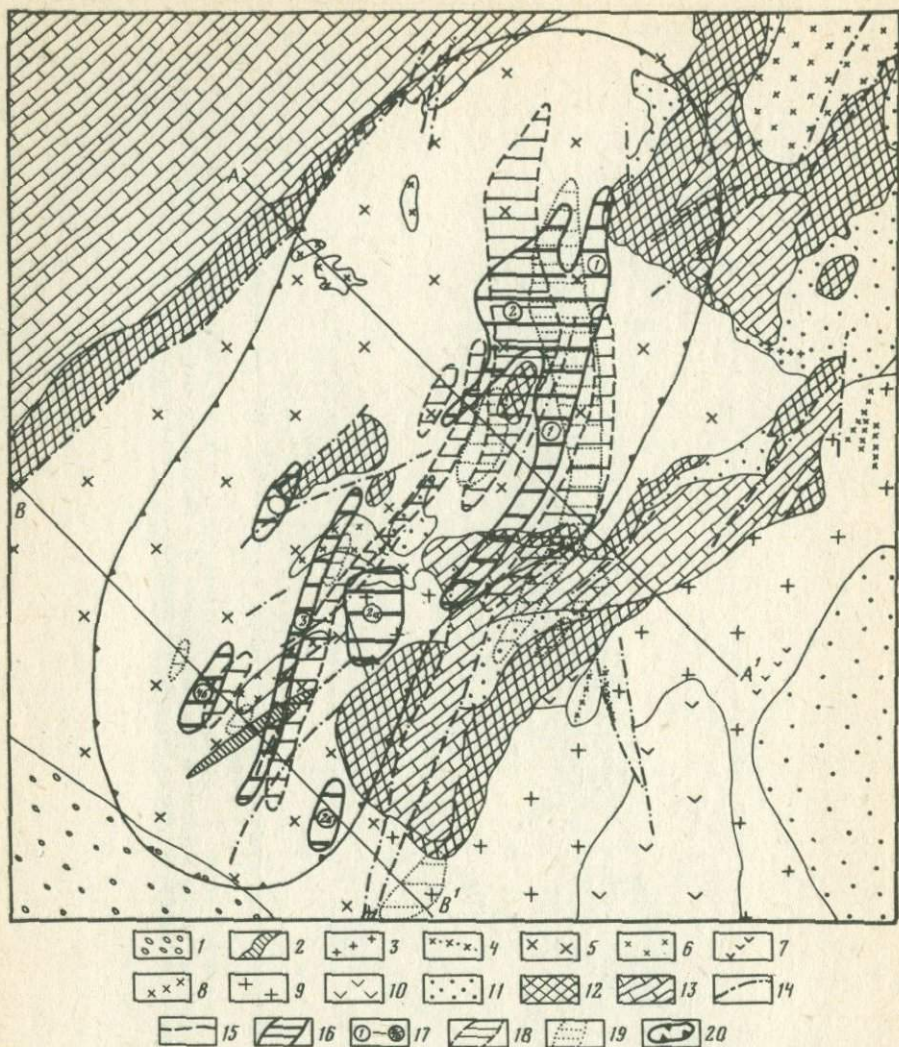
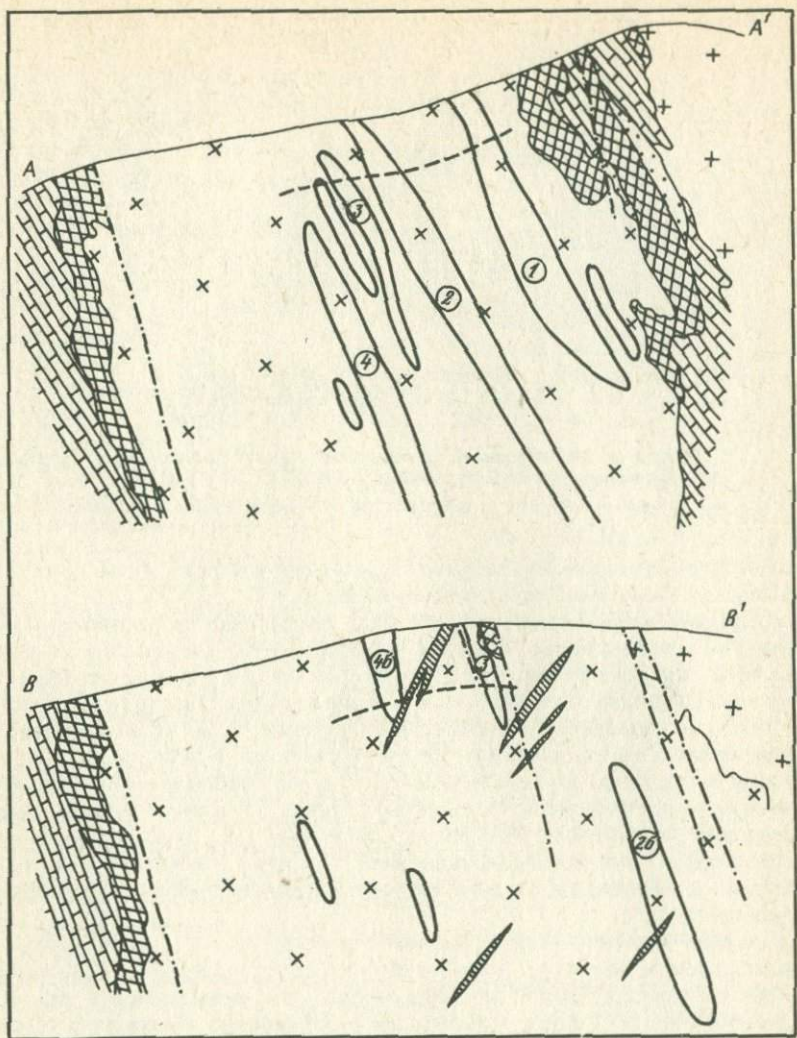


Рис. 16. Геологическая схема и разрезы Чумуртавского месторождения (по А.Ф. Носкову с дополнениями Г.Ф. Асташкова и Е.Е. Батуриной)

1 — четвертичные отложения, 2 — кальцитовые жилы, 3 — дайки аплитов, 4 — дайки гранит-порфиров; 5, 6 — граниты лейкократовые: 5 — крупно-среднезернистые, 6 — мелкозернистые; дайки: 7 — габбро-диоритов, 8 — бостонитов, 9 — биотитовые гра-

ской и джидинской свит, меньше — джидинские гранитоиды, щелочные породы куналейского комплекса, основные эффузивы ичетуйской свиты. Граниты гуджирского комплекса известны в юго-восточной части и на северо-западном фланге зоны.

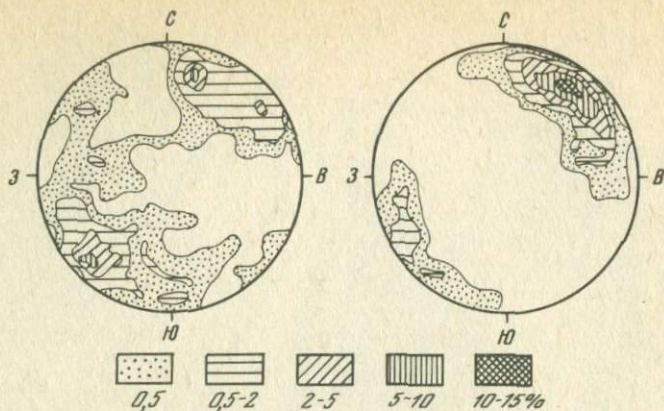
Рудная зона прослеживается по массивам гранитов гуджирского комплекса, геофизическим аномалиям, участкам окварцевания, грейзенизации, скарнирования, редкометальной и полиметаллической минерализации,



ниты и гранодиориты, 10 — диориты, кварцевые диориты, 11 — роговики, 12 — скарны гранат-пироксеновые, 13 — известняки скарнированные, ороговикованные, 14 — разрывные нарушения, 15 — границы окисленных руд, 16 — рудные тела на поверхности, 17 — номера рудных тел, 18 — рудные тела на горизонте 1050 м, 19 — рудные тела на горизонте 950 м, 20 — контур штокверка с поверхности, 21 — линии разрезов

литогеохимическим ореолам различных элементов. В центральной части зоны гранитоиды гуджирского комплекса не выявлены.

На северо-западном фланге зоны находится Цаган-Нугинское рудопроявление молибдена, Мойстовское — полиметаллов. В юго-западной части ее известно проявление полиметаллов в скарнах и флюоритовая минерализация. Рудная зона характеризуется незначительным эрозионным срезом. На это указывают малые размеры выходов мезозойских рудонос-



Р и с. 17. Круговые диаграммы ориентировки рудных прожилков Чемуртаевского месторождения (по Е.Е. Батуриной, М.В. Жовтуну, В.И. Игнатовичу)

А — по рассечке штольни № 1, 209 замеров, Б — по штольне, 109 замеров

ных интрузий, широкое развитие гранит-порфировых фаций и небольшие размеры выходов палеозойских гранитоидов.

Булуктай-Хуртугинская рудная зона протягивается от верховьев реки Булуктай до верховьев Хуртуги на расстояние 100 км при ширине до 10 км. В верховье р. Хуртуги она делится на две ветви. Зона приурочена к крупной системе разломов, контролирующей распределение мезозойских интрузий и связанного с ними редкометалльного и полиметаллического оруденения. Она прослеживается не только по рудоносным интрузиям и точкам с рудной минерализацией, но и по геофизическим аномалиям, участкам гидротермально-измененных пород, дайковым полям, ореолам расселения молибдена, вольфрама, полиметаллов. Зона сложена нижнекембрийскими осадочно-эффузивными породами, палеозойскими и мезозойскими гранитоидами, эффузивами ичетуйской свиты и кайнозойскими базальтами.

Разломы Булуктай-Хуртугинской ослабленной зоны приурочены главным образом к контакту нижнекембрийских толщ с гранитоидами джидинского комплекса. Вдоль нее внедрились нижнекембрийские эффузивы, палеозойские габброиды, гранитоиды гуджирского и куналейского комплексов и их жильные производные. Своеобразие структурного положения зоны заключается в локализации ее на границе Центрального и Улекчинского блоков.

Молибденовая и вольфрамовая минерализация Булуктай-Хуртугинской зоны связана с мезозойским этапом. Среди вольфрамовых проявлений выделены кварц-сульфидно-гюбнеритовый (с шеелитом) и кварц-вольфрамитовый минеральные типы (месторождение Булуктаевское, проявления Экин-Убур, Харгантуй, 31^й пикет, Безымянное, Манкисайское). Молибденовая минерализация представлена "эпимагматическим" (Зун-Гольское, Урт-Улентуйское) и гидротермальными кварц-молибденитовым (верховье Урт-Улентуя), кварц-пирит-молибденитовым с флюоритом (Булуктаевское), кварц-пирит-молибденитовым (Дунду-Тарбагатай) типами. В последние годы установлены шеелитоносные скарны (Булуктай-3, Михайловка, Бургултай, Барун-Хурай).

Для Булуктайского рудного узла характерно наличие ряда рудопроявлений молибдена и вольфрама, которые концентрируются в Булуктаев-

ском массиве мезозойских гранитов и в его экзоконтакте. Он приурочен к участку сопряжения Улекчинской и Булуктай-Хуртугинской зон разломов, которым соответствуют одноименные рудоносные зоны, с близкородственным разломом.

Булуктаевское молибден-вольфрамовое месторождение (рис. 18) по своим генетическим особенностям во многом сходно с Джидинским месторождением. Оно характеризуется многостадийностью формирования руд, последовательной сменой молибденовой минерализации вольфрамовой, более поздним по отношению к редкометалльной выделением сульфидно-полиметаллических парагенезисов.

Отличительной особенностью месторождения является приуроченность значительной части рудного материала к полимиктовой брекчии, слагающей трубообразное тело. Изучением месторождения занимались А.В. Винидовская, Н.Г. Ключанский, С.А. Власов, С.А. Вахромеев, А.И. Сиротин, М.Е. Замашиков, Е.Н. Смоленский, Г.И. Туговик, Г.С. Рипп, В.И. Игнатович, Е.Е. Батурина, Я.А. Косалс.

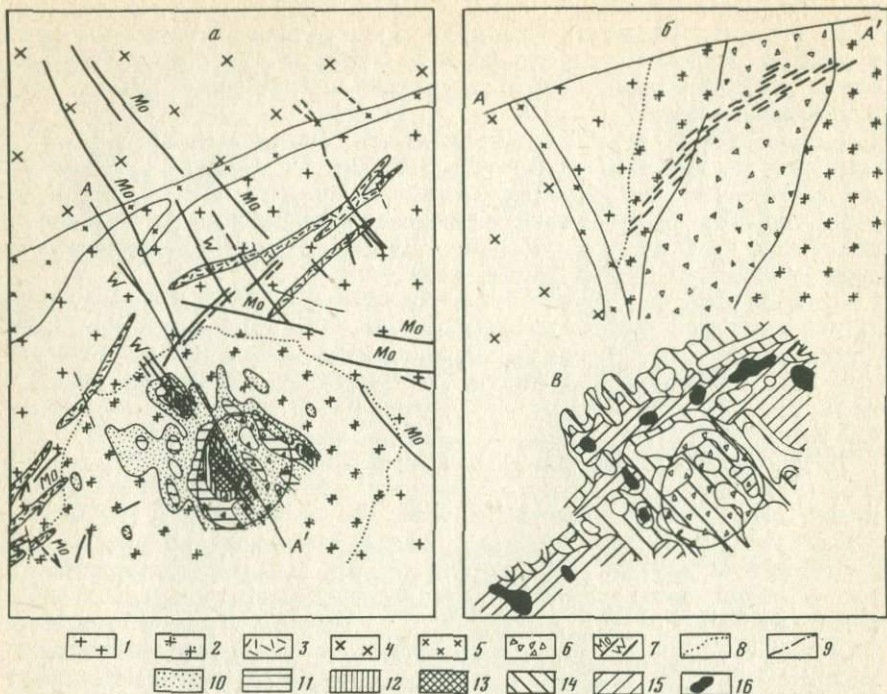
Рудное поле сложено палеозойскими граносиенитами и аляскитовыми гранитами II фазы гуджирского комплекса, дайками одинит-спессартитов, сиенито-диоритовых пофиритов, аплитов, гранит-порфиров и трубообразным телом полимиктовой брекчии. В пределах последнего и в прилегающих к нему брекчированных гранитах локализовано штокверковое молибденовое и вольфрамовое оруденение, кварц-молибденитовые и кварц-гюбнеритовые жилы. На контакте граносиенитов и аляскитовых гранитов залегают аплитовидные граниты, считающиеся одними исследователями зоной закала аляскитовых гранитов [107], а другими — самостоятельным дайкообразным телом, внедрившимся по контакту двух массивов.

Трубочатое тело овальной в плане формы с размерами 107 и 120 м прослежено на глубину более 300 м, имеет четкие контакты. Обломки брекчии сложены меланократовыми дайковыми и метаморфическими породами и гранитоидами с сцементированы гидротермальным кварцем с рудными минералами и перетертым материалом пород, слагающих обломки. В цементе, кроме кварца, присутствуют флюорит, мусковит, шеелит, сфалерит, пирит, гюбнерит, кальцит и другие минералы. Рудные прожилки максимально развиты в трубочатом теле. По мере удаления от него количество прожилков уменьшается.

Схема последовательности стадий минералообразования представляется следующей [85]: 1) пегматоидная; 2) ранняя эпитагматическая молибденитовая; 3) молибденитовая гидротермальная (а — молибденитовая, б — кварц-молибденитовая); 4) внедрение даек аплитов; 5) полевошпатовая и кварц-полевошпатовая; 6) кварце-гюбнерит-шеелитовая (а — кварц-гюбнерит-шеелитовая, б — кварц-флюорит-шеелитовая); 7) стадия сульфидно-гюбнеритовых жил; 8) стадия низкотемпературного флюорита, гребенчатого и халцедоновидного кварца.

Кварц-молибденитовые и кварц-гюбнеритовые жилы имеют, в основном, северо-западное простирание (330°). Молибденовый штокверк локализован в полосе ослабленной зоны северо-восточного простирания. В узле пересечения северо-западного и северо-восточного разломов находится трубочатое тело оруденелой брекчии, явившееся основной рудоподводящей и рудовмещающей структурой месторождения.

Улекчинский рудный блок образован преимущественно палеозойскими гранитоидами джидинского и улекчинского комплексов, меньше распространены кембрийские осадочно-вулканогенные и верхнепротерозойские метаморфические породы. Мезозойские гранитоиды здесь представлены гуджирским и куналейским комплексами.



Р и с. 18. Геологическая карта (а), разрез (б) и распределение оруденения в штокверке (в) Булуктаевского месторождения (по Н.Г. Ключанскому и Г.И. Туговику с дополнениями Е.Е. Батуриной и В.И. Игнатовича)

1 — граносиениты, 2 — мусковитизированные граносиениты, 3 — дайки одинит-спескартитов, 4 — аляскитовые граниты, 5 — аплитовидные граниты, аплиты, 6 — брекчия лампрофиров, сиенито-диорит-порфиров, гранит-порфиров, осадочных и эффузивных пород, 7 — кварц-молибденовые (а) и кварц-гюбнеритовые (б) жилы, 8 — контур мусковитизированных пород, 9 — разрывные нарушения, 10–13 — изоконцентраты вольфрама от низких к высоким: 10 — бедные руды, 11 — рядовые руды, 12 — богатые руды; в — распределение молибдена в штокверке; 14–16 — руды: 14 — бедные, 15 — рядовые, 16 — богатые; 17 — линия геологического разреза

В пределах блока известны молибденовые (Студенческое) и вольфрамовые (Байбинское) рудопроявления. С положением блока на периферии рудного района, видимо, связано затухание интенсивности рудной минерализации.

Улекчинская рудная зона охватывает бассейн Улекчина и Урт-Улентуя. Своим южным окончанием она смыкается с Булуктай-Хуртугинской зоной. Зона отчетливо прослеживается по мезозойским интрузиям, молибденовым, вольфрамовым, полиметаллическим и флюоритовым проявлениям, участкам контактово-измененных пород, геофизическим аномалиям, гипергенным ореолам редких металлов и контролируется Улекчинским разломом. Площадь ее сложена, в основном, позднепалеозойскими гранитами Улекчинского массива, незначительно распространены эффузивы кварцкератофировой и породы терригенно-карбонатной формации кембрия. Мезозойские интрузивные образования представлены гранитами гуджирского и щелочными породами куналейского комплексов, многочисленными дайками различного состава. Рудная минерализация имеет большей

частью мезозойский возраст. С палеозойскими гранитоидами, по-видимому, связано скарновое (Улекчинское) проявление шеелита.

Молибденовое оруденение представлено "эпимагматическим" (Ялотайское), пневматолито-гидротермальным (р. Урда-Дабан), гидротермальным (Студенческое, Талахтинское, Усть-Бургунтайское) генетическими типами. Рудные тела их (жилы, зоны) прожилковой и вкрапленной минерализации имеют северо-западную, близмеридиональную и близширотную ориентировку.

Участок Студенческого месторождения сложен метаморфическими сланцами джидинской свиты, биотитовыми гранитами и граносиенитами палеозойского возраста и лейкократовыми гранитами гуджирского комплекса. Рудные тела залегают в сланцах, палеозойских гранитоидах и представлены серией субпараллельных жил и прожилков западного и северо-западного простирания с пологим падением на юг. Максимальная протяженность жил 420 м, обычно 50—250 м, мощность от 0,05 до 0,9 м.

Морфология большинства жил сложная и характеризуется наличием раздувов, пережимов, апофиз. Жильный материал представлен кварцем, реже встречается мусковит, иногда полевые шпаты. Среди рудных преобладают пирит и молибденит, редко встречаются висмутин, халькопирит, сфалерит, галенит.

Месторождение приурочено к структурному узлу, образованному пересечением тектонического нарушения северо-западного простирания, оперяющего Улекчинскую зону разлома, с разломом северо-восточного (близширотного) простирания.

Полиметаллическая минерализация, представленная Баян-Гольским свинцово-цинковым гидротермальным рудопроявлением, по составу и содержанию элементов-примесей, характеру окорудных процессов идентифицируется (по Г.С. Риппу) с сульфидно-полиметаллической минерализацией молибден-вольфрамовых месторождений Джидинского рудного района и представляет, вероятно, надрудную часть нескрытого эрозией редкометального месторождения.

Улятуйская рудная зона охватывает верховья Хулдата, бассейн рек Харацая, Улятуй, прослеживается до верховьев р. Темника. Южный и северный фланги зоны разделяются на две ветви. Она приурочена к северо-восточному крылу Джидинского синклинария и сложена главным образом палеозойскими и мезозойскими гранитами, стратифицированными отложениями хохюртовской свиты и битуджидинской толщи, ультраосновными породами. Зона контролируется глубинными длительно развивавшимися разломами и прослеживается по мезозойским интрузиям, участкам гидротермальноизмененных пород, дайковым образованиям, единичным редкометальным и полиметаллическим проявлениям, вторичным литогеохимическим ореолам редких металлов и сопутствующих им элементов, более молодой флюоритовой минерализацией.

Моностойское рудопроявление молибдена приурочено к зоне катаклаза северо-западного простирания и оперяющим ее северо-восточным нарушениям. Участок его сложен среднезернистыми биотит-роговообманковыми палеозойскими сиенитами. Сиениты грейзенизированы, окварцованы и содержат в зоне окисления вторичные минералы молибдена.

Полиметаллическая минерализация представлена небольшими свинцово-цинковыми проявлениями (Зун-Дабанское). На основании геохимических особенностей руд они (Зун-Дабанское) относятся к палеозойским образованиям.

Армакская рудная зона прослеживается от верховьев р. Армака на правобережье Джиды и далее на юго-восток. Она относится к числу слабо вы-

раженных рудных зон и устанавливается преимущественно по ряду косвенных признаков.

Зона сложена гранитоидами джидинского комплекса, незначительно сланцами биту-джидинской толщи. Граниты гуджирского комплекса известны, в основном, на правом берегу Джиды, а гранитоиды куналейского (два тела) — на левобережье Джиды. Широко распространены мезозойские дайковые образования. В центральной и частично южно частях зона перекрыта эффузивами ичетуйской свиты. В северной части зоны установлены вторичные литогеохимические ореолы молибдена, свинца, фтора и шлиховые молибденита, минералов висмута.

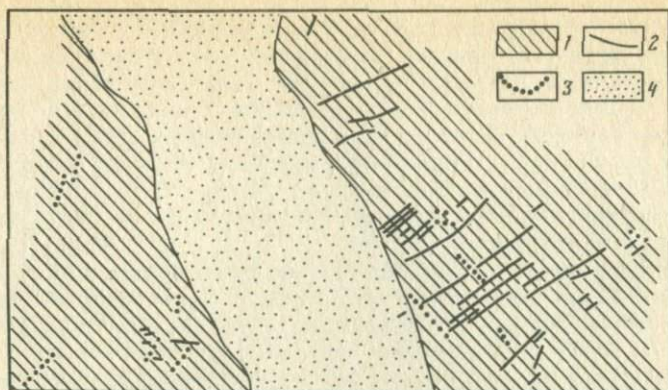
Слабопроявившиеся *Алцакская и Торейская рудные зоны* устанавливаются по косвенным признакам. Они почти полностью перекрыты эффузивами ичетуйской свиты и прослеживаются, в основном, по шлиховым и вторичным литогеохимическим ореолам редких металлов и их спутников, единичным рудопроявлениям молибдена.

Байбинская рудная зона имеет северо-восточное простирание и прослеживается на правом берегу Джиды от р. Торейский до верховьев Хараця по мезозойским интрузиям, участкам гидротермально-измененных пород, рудопроявлениям редких металлов, вторичным ореолам элементов. Магма и рудоконтролирующей структурой зоны являются разломы северо-восточного простирания (?). Сложена зона, главным образом, палеозойскими гранитоидами, незначительно распространены отложения кембрия, биту-джидинской толщи. Рудная минерализация представлена вольфрамовым месторождением (*Байбинское*), единичными проявлениями олова (*Торейский, Малая Байба*) молибдена, полиметаллов.

Байбинское вольфрамовое месторождение (рис. 19) находится в сланцах биту-джидинской толщи вблизи массива гранитов мезозойского возраста. На месторождении выделено три участка с кварцевыми жилами и прожилками северо-восточного простирания, близкого к простиранию вмещающих сланцев. Протяженность большинства жил ограничивается первыми десятками метров, отдельные жилы прослежены на 100—300 м. Мощность их от нескольких сантиметров до 0,3 м. Вещественный состав жил: кварц, полевой шпат, флюорит, мусковит, жильбертит, вольфрамит, шеелит, пирит, галенит, халькопирит. Отдельные жилы имеют существенно молибденит-кварцевый состав.

Оловянная минерализация Байбинской зоны представлена небольшими пегматитовыми проявлениями.

Рассмотренные особенности размещения молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе выявляют сложное сочетание рудоконтролирующих, рудораспределяющих и рудовмещающих структур, наиболее благоприятных для формирования промышленных концентраций. Геологическая позиция известных месторождений определяется приуроченностью к долгоживущим глубинным разломам, развитие которых сопровождалось многократным магматизмом в эффузивной и интрузивной формах, а в раннем палеозое — гипербазитовыми интрузиями. Роль рудораспределяющих структур нередко выполняют близширотные (Джидинское месторождение) и субмеридиональные разрывные нарушения, входящие в ортогональную систему разломов. Рудовмещающими являются разнонаправленные локальные структурные элементы, образующие в сочетании с рудоконтролирующими разломами сложные структурные узлы. Существенными элементами многих структурных узлов являются приразломные зоны смятия, созданная каледонским тектогенезом складчатость. В ряде узлов к важным элементам структуры принадлежат вытянутые линейно контакты между разновозрастными, различными по составу и физи-



Р и с. 19. Геологическая карта месторождения Большая Байба (по Р.В. Осокиной, Ц.Б. Тарчимаеву)

1 — сланцы биту-джидинской толщи, 2 — вольфрамовые кварцевые жилы, 3 — дайки микродиоритов, 4 — четвертичные отложения

ческим свойствам образованиями, которые имеют, как и складки, разную ориентировку по отношению к разломам северо-западного простирания. Локализации и концентрации оруденения способствовали геологические экраны, в роли которых выступали дислоцированные в складки отложения раннего палеозоя и их отдельные горизонты, пологозалегающие тела гранитоидов и других интрузивных пород, в том числе и дайки.

Одним из наиболее важных является магматический фактор контроля оруденения. Месторождения ассоциируют с многофазными интрузиями гуджирского комплекса, которые в ряде случаев тяготеют к блокоразделяющим разломам. В последних нередко формируются интрузии центрального типа (массивы Булуктай-Хуртугинской зоны). Тектонические условия формирования рудоносных массивов изучены еще недостаточно. Значительное влияние на их локализацию оказывают наряду с вертикальными горизонтальные разрывные нарушения: часть рудных зон контролируется надвигами, чешуйчатая структура которых подчеркивается пологопадающими дайками (Джидинская и Булуктай-Хуртугинская зоны).

Неоднородность геологического и глубинного строения рудного района отражена в его блоковой структуре. Рудоконтролирующие тектонические блоки резко индивидуализированы по интенсивности и экстенсивности молибденового и вольфрамового оруденения. Рассчитанная (на 1000 км²) интенсивность молибденового оруденения составляет в Верхне-Джидинском и Купчинском блоках по 0,25, в Центральном — 0,82 и в Улекчинском — 0,3, а вольфрамового соответственно — 0,3; 1,0 и 0,62. Экстенсивность, учтенная также на 1000 км², в Верхне-Джидинском блоке равна 2,5, Купчинском — 19,2, Центральном — 12,6, Улекчинском — 5,2 для молибдена и соответственно 1,4; 6,6; 1,05 для вольфрама.

СЕЛЕНГИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Селенгинский рудный район охватывает значительную часть юга и центра Бурятии, известную как Селенгинская Даурия. Геологическое строение района изучали Н.П. Михно, П.И. Налетов, Д.Д. Сагалуев, В.А. Новиков, А.А. Карбаинов, Ю.М. Холод, В.В. Скрипкина и многие другие геологи, а металлогению — В.П. Арсентьев, Е.Е. Батурина, А.Д. Щеглов и др.

Территория представляет собой раннепалеозойское внутригеосинклинальное поднятие, разделяющее Джидинский и Удино-Витимский прогибы. В среднем-позднем палеозое и мезозое здесь интенсивно проявились процессы тектоно-магматической активизации. В мезозое они обусловили образование сложной системы впадин, выполненных вулканогенно-моласоидными толщами. В поднятиях, разделяющих впадины, на поверхность выведены докембрийские гранитоиды и гнейсовые толщи, массивы габброидов и гранитов палеозоя. Широким распространением пользуются мезозойские гранитоиды (рис. 20).

Мезозойские впадины характеризуются отрицательным магнитным полем и пониженными значениями силы тяжести. В хребтах Цаган-Дабан, Тугнуйском, Моностойском и Заганском магнитное поле положительное. Участкам поднятий соответствуют более высокие значения силы тяжести.

Ведущие полезные ископаемые района — флюорит и молибден. Флюорит локализован в обрамляющих верхнемезозойские межгорные впадины разломах. Закономерности его размещения детально изучены А.Д.Щегловым [121], и К.Б. Булкаевым [23]. Молибденовые и вольфрамовые проявления ассоциируют с гуджирским, соготинским, бичурским и куналейским комплексами ультракислых, субщелочных и щелочных гранитов позднего палеозоя-раннего мезозоя. Они локализованы в Тамирской, Заганской, Цаган-Дабанской, Боргойской, Темникской рудных зонах, пространственно совпадающих с положительными морфоструктурами.

Цаган-Дабанская рудная зона находится в междуречьи Тугнуя и Куйтунки. А.Д. Щегловым [121] эта зона с несколько иными контурами была ранее выделена как Усть-Хилокская. Зона имеет северо-восточное (субширотное) простираие, ее ширина до 40 км, а длина около 100 км. Вдоль северного борта Тугнуйской депрессии нами выделена Северо-Тугнуйская подзона с Шено-Байденским рудным полем. Зона прослеживается по массивам гуджирского, соготинского, бичурского и куналейского комплексов вольфрамовым и молибденовым проявлениям (Надеинское, Шалоты, Харитоновское и др.). Часть проявлений относится к грейзеновому типу (Куйтунское, Десятниковское, Колодчики), приуроченному чаще всего к зонам дробления в гранитоидах.

Гидротермальные месторождения и проявления (Шалоты, Жарчиха, Колобки, Надеино, Харитоновское) относится к кварц-молибденитовому и кварц-пирит-молибденитовому и минеральным типам.

Харитоновское молибденовое штокверковое месторождение, по данным В.Н. Кодачигова, пространственно ассоциирует со штокообразным телом гранит-порфиров гуджирского комплекса, залегающим среди бичурских гранитоидов. Оно приурочено к узлу сочленения Цолга-Барыкинской и Киргэтуйской зон глубинных разломов. Форма штокверка неправильная, вытянутая в широтном направлении. Прожилки в штокверке преимущественно кварцевые, кварц-молибденитовые и молибденитовые. Выделено четыре рудных тела, субпараллельных южному контакту штока гранит-порфиров, пересекающих на глубине его под острым углом.

На месторождении выделяется различная по составу и возрасту минерализация: 1 — кварц-молибденитовые и кварцевые прожилки с пиритом, иногда мусковитом; 2 — сульфидные прожилки с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, магнетитом; 3 — кварцевые жилы с блоковыми обособлениями микролин-пертита; 4 — кварц-молибденитовые, кварцевые, кварц-флюорит-молибденитовые прожилки со следами дробления и грануляции кварца; 5 — кварц-молибденитовые, кварцевые прожилки без признаков грануляции кварца; 6 — кварц-флюоритовые прожилки и жилы; 7 — кварц-карбонатные прожилки.

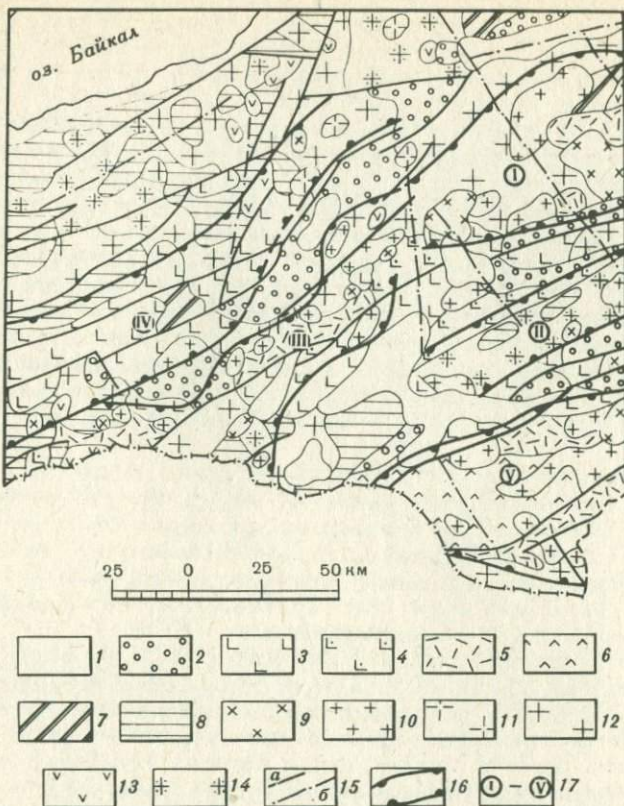


Рис. 20. Металлогенетическая карта Селенгинского рудного района (составила Е.Е. Батурина)

1 — кайнозойские терригенные образования и базальты, 2 — гусиноозерская и тугунская угленосные молассоидные формации, 3 — хилокская и ичетуйская трахибазальтовые формации и галгатайская песчаниково-конгломератовая субформация, 4 — трахиандезит-липаритовая формация (боргойская и черновяровская свиты), 5 — липаритовые формации (тамирская, цаган-хунтейская свиты), 6 — унгуркуйская трахиандезит-базальтовая формация, 7 — нижнепалеозойские терригенные формации нерасчлененные, 8 — протерозойские и архейские терригенно-вулканогенные формации нерасчлененные, 9 — куналейская формация щелочных гранитов, 10 — бичурская формация субщелочных гранитов, 11 — средне-позднепалеозойская формация гранитов, 12 — джидинская формация гранитных батолитов "пестрого" состава, 13 — нижнепалеозойская базитовая формация, 14 — протерозойские и архейские граниты и гранитно-гнейсы, 15 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — по геофизическим данным, 16 — контуры рудных зон, 17 — цифрами в кружках обозначены рудные зоны: I — Цаган-Дабанская, II — Заганская, III — Боргойская, IV — Темникская, V — Тамирская. Границы

Около кварцевых прожилков вмещающие породы пиритизированы, хлоритизированы, окварцевованы, незначительно грейзенизированы, серицитизированы. Вблизи контакта с гранит-порфирами частично с самих гранит-порфирах наблюдается калишпатизация, реже альбитизация.

На Надеинском проявлении (по данным П.И. Налетова, Д.В. Ветрова, В.А. Чабаненко) мезозойские гранитоиды, представленные мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами и фельзитами,

пронизаны кварцевыми прожилками и жилами мощностью до 10 см, в отдельных участках взаимопересекающимися. Простираение жил и прожилков северо-западное 340° и близмеридиональное. Вмещающие породы на контакте с кварцевыми жилами грейзенизированы. Мощность зон грейзенизации 3–10 редко до 40 см.

Заганская рудная зона расположена в междуречьи Сухары и Хилка. Она контролируется Заганским выступом древних докембрийских пород. В.А. Новиков рассматривает этот район как структуру домезозойского возраста — Заганский горст. Он заключен между двумя разломами глубинного заложения и сложен протерозойскими метаморфическими породами, гранитоидами. Его внутренняя структура представляет собой антиклинорий субширотного простираения, сложенный гранито-гнейсовыми куполами. Южно-Заганский и Северо-Заганский разломы, ограничивающие Заганскую зону, контролируют размещение мезозойских образований и, в частности, небольших массивов гранитоидов. Коренных рудопроявлений молибдена и вольфрама здесь не выявлено, но имеются вторичные литогеохимические ореолы молибдена, вольфрама, олова и шлиховые — шеелита и молибденита.

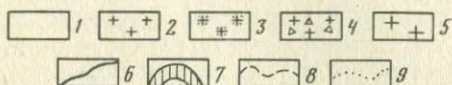
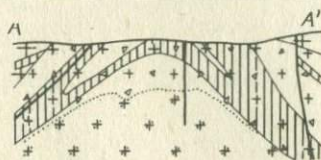
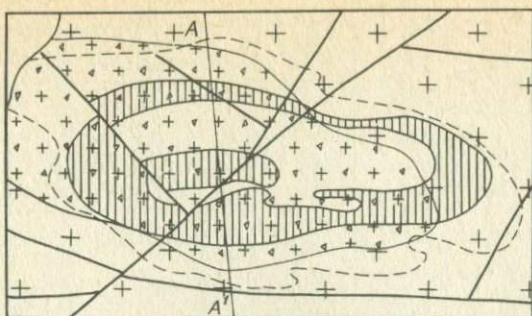
Боргойская рудная зона протягивается от устья р. Хилок к устью р. Джиды и далее в юго-западном направлении, имея длину 110 км при ширине 20–25 км. Пространственно она частично совпадает с Селенгинской зоной, выделенной ранее А.Д. Щегловым, а также с Селенгино-Тугнуйской — по А.А. Карбаинову. большое число массивов бичурского и куналейского комплексов размещено вдоль зоны. В зоне известны месторождения и проявления молибдена (Убурское, Новопавловское).

Новопавловское месторождение вкрапленно-прожилковых руд, по данным В.А. Верника, залегает в штоке гранитоидов второй фазы куналейского комплекса, сложенном гранит-порфирами и порфиридовидными лейкократовыми гранитами. Рудовмещающими породами являются эруптивные и автомагматические брекчии апогранитов, в которых интенсивно проявились процессы окварцевания и альбитизации. Рудная залежь имеет в плане форму замкнутого кольца (рис. 21), вытянутого в северо-восточном ($40-45^\circ$) направлении. В пределах залежи выделено два рудных тела. Первое представляет собой почти симметричный куполовидный пласт оруденелых пород, полностью эродированный в сводовой части. Морфология второго в общем аналогична первому и в целом согласуется с конфигурацией залежи. Наиболее богатые руды месторождения связаны с кварц-молибденитовыми, кварц-молибденит-пиритовыми прожилками и жилами. Характерные для месторождения полосчатые и брекчиевые руды приурочены к зонам дробления, милонитизация, повышенной трещиноватости.

В.Л. Верник связывает образование месторождения с формированием в апикальной части штока кварц-альбитовых апогранитов, выделяя следующие стадии метасоматоза и рудоотложения: 1 — развитие пертитов замещения; 2 — образование кварц-альбитового агрегата и вкрапленных руд; 3 — образование мелкозернистого альбита и кварца, формирование жил и прожилков кварц-альбитового, кварц-молибденитового, молибденитового, пиритового и магнетитового составов; одновременно — биотитизация апогранитов.

Темникская рудная зона протягивается на 140 км от р. Оронгой в бассейне левых притоков р. Джиды, охватывая хребты Солдатский, Хамбинский и южные отроги Малого Хамар-Дабана. Ширина — 15 км в северо-восточной части и до 40–45 км в юго-западной.

Нарын-Ичетуйское рудное поле, приуроченное к рассматриваемой зоне, по данным А.С. Киреева и В.П. Маняхина, залегает в мелкозернистых сие-



Р и с. 21. Геологическая схема и разрез Новопавловского месторождения (составил В.Л. Верник)

1 — четвертичные отложения, 2 — неравномернозернистые порфиroidные граниты и гранит-порфиры, 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты, 4 — эруптивная и автомагматическая брекчия гранит-порфиоров, 5 — крупнозернистые сиениты и граносиениты, неравномернозернистые порфиroidные граниты, кварцевые сиениты, 6 — разрывные нарушения, 7 — рудная залежь, 8 — контуры эндогенного ореола молибдена, 9 — предполагаемая геологическая граница

нитах улекчинского комплекса в узле сочленения Северного и Бурлинского разломов. Оруденение представлено штокверковым типом кварц-пирит-молибденитовой (с магнетитом, гематитом) минеральной ассоциацией. Кварц-молибденитовые, молибденитовые и кварц-пиритовые прожилки сконцентрированы в центральной части кварц-магнетитового штокверка. Они тяготеют к трем прожилково-штокверковым зонам северо-восточного простирания с крутым падением на север и северо-запад. Мощность прожилков от 1–3 мм до 1–2 см, насыщенность 8–10 прожилков на 1 м². С молибденитом ассоциирует рассеянная вкрапленность и гнездобразные скопления пирита. В отдельных прожилках встречаются галенит, гематит, халькопирит и флюорит.

Тамирская рудная зона выделена в междуречьи Хилка и Чикоя в тех же контурах, в каких ее выделил ранее А.Д. Щеглов [121]. Она приурочена к Чикое-Ингодинскому глубинному разлому. В геологическом строении ее участвуют вулканогенные образования тамирской и унгуркуйской свит, субщелочные и щелочные гранитоиды бичурского и куналейского комплексов. Менее развиты раннепалеозойские гранитоиды и ксенолиты метаморфических толщ протерозоя. Рудная минерализация связывается генетически с мезозойскими гранитоидами. Зона специализирована преимущественно на молибден при подчиненном медном и полиметаллическом оруденении.

Молибденовое оруденение представлено грейзеновым и гидротермальным типами. Первые (Гуджертуйское, Гора грейзеновая) образуют зоны кварц-мусковитовых пород и грейзенизированных гранитов протяжен-

ностью до 700—1400 м при ширине 100—400 м с рассеянной бедной вкрапленностью и прожилками молибденита. Гидротермальное оруденение выявлено на Кударинском, Гуджертуйском, Тамирском участках. Рудные тела Ивановского проявления приурочены к зоне Кударинского разлома и представлены пологими кварцевыми жилами с тонкочешуйчатым молибденитом. Кварц-молибденитовые жилы Тамирского участка также пологопадающие и приурочены в основном к трещинам отрыва субширотной ориентировки.

Внутренняя структура Тамирской зоны и закономерности локализации в ней оруденения не изучены.

Рассмотренные рудные зоны являются для Селенгинского рудного района региональными рудоконтролирующими структурами. Локальными факторами контроля молибденового и вольфрамового оруденения в пределах линейных зон нередко являются изометричные структуры — вулканотектонические постройки, кольцевые интрузии, дайковые поля. Так, месторождение Жарчиха локализовано в корневых частях вулканической постройки центрального типа, представленной трубчатым концентрически-зональным эллипсоидным в плане телом эксплозивных и эруптивных брекчий и субвулканическими дайками гранитного состава. По мнению В.В. Скрипкиной, месторождение находится во внешнем кольце Больше-Куналейской вулканической структуры первого порядка, в узле пересечения радиального и кольцевого разломов в 15 км от центра структуры. Месторождение Колобки приурочено к полю развития малых интрузий субвулканического и эффузивного облика, представленных дайками сиенитов, сиенит-порфиров, микрогранитов.

Оба месторождения относятся к типу гидротермальных глубинно-вулканогенных — наиболее перспективному для Селенгинской Даурии, где широко развиты вулканические структуры центрального типа. Намечается связь таких вулканических построек и кольцевых интрузий со скрытыми глубинными разломами субмеридионального и северо-западного простирания, поперечными к оси Байкальской рифтовой зоны.

В кольцевых интрузиях Селенгинской Даурии нередки сочетания щелочных гранитоидов с габброидами, характерные для карбонатитовых месторождений Африкано-Аравийского рифтового пояса. Геохимические, минералогические и общегеологические предпосылки позволяют считать рудный профиль выделенных зон редкометалльно-редкоземельно-полиметаллическим. Одним из вероятных типов оруденения являются карбонатитовые.

Определенный интерес на поиск представляют перекрытые верхнемезозойскими отложениями впадины, что подтверждается наличием геохимических аномалий вольфрама и молибдена в участках выхода на поверхность фундамента.

КУРБИНО-ЕРАВНИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Курбино-Еравнинский рудный район занимает обширную территорию юго-восточной части Витимского плоскогорья общей площадью 45 000 кв. км., охватывающую бассейны рек Уды, Курбы, Турки, Оны, Зазы, Холоя и Конды (рис. 22, см. вкл.). Основную ценность рудного района в настоящее время представляют колчеданно-полиметаллические и железорудные месторождения. Молибденовые проявления здесь многочисленны, выявлены непромышленные месторождения молибдена и вольфрама, но оруденение этих металлов с промышленными параметрами не установлено.

В изучение геологического строения и полезных ископаемых района

внесли существенный вклад В.М. Афанасьев, Е.М. Багадаев, Е.Д. Бажеев, В.В. Балханов, Д.В. Ветров, Л.В. Дехтярева, В.И. Дубченко, В.Ф. Ерхов, Ф.Г. Рейф и многие другие геологи. Закономерности размещения редкометальных месторождений района изучались в связи с мелкомасштабным металлогеническим анализом В.П. Арсентьевым, Е.Е. Батуриной, И.Я. Кузьминым и др., среднемасштабным — А.А. Крупским, В.Ф. Рукавцом, Э.А. Максимовой, Д. Жалсабоном. Установлению связи оруденения со структурами района способствовали геофизические исследования И.С. Ледева, П.А. Попова, В.А. Бояркина, Н.Е. Матюхина, М.А. Нефедьева и др.

Курбино-Еравнинский рудный район расположен в пределах раннекаледонской складчатой области. Его главный структурный элемент Удино-Витимская структурно-формационная зона ранних каледонид — образована, по данным А.А. Крупского и В.Ф. Рукавца, Курбино-Туркинским миогеосинклинальным, Курбино-Онинским шовным, Еравнинским эвгеосинклинальным прогибами и Улан-Бургасовским, Онинским, Кудунским и Холойским внутренними геантиклинальными поднятиями.

Удино-Витимская структурно-формационная зона ограничена с северо-запада Байкало-Витимским краевым геантиклинальным поднятием, с юга и юго-востока — краевыми геантиклинальными структурами Яблонового хребта и Амалатской глыбы. Тектоническая активизация, проявившаяся в среднем-позднем палеозое и мезозое, усложнила структуры, созданные в геосинклинальный этап развития.

Важным фактором для редкометальной специализации района является его позиция на границе внешней и внутренней зон области мезозойской активизации — северо-западная часть его приурочена к зоне Туркино-Бамбуевского шва, юго-восточная — Витимо-Джидинского. Здесь проявлена как фтор-редкометально-вольфрам-молибденовая минерализация, характерная для Витимо-Джидинского пояса, так и оловянная, специфичная для Туркино-Бамбского.

Редкометальная минерализация, широко распространенная в районе, в основном ассоциирует с магматическими породами среднего-верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Молибденовое и вольфрамовое оруденение представлено гидротермальной, меньше грейзеновой и скарновой генетическими группами, включающими несколько минеральных типов.

Собственно вольфрамовая минерализация установлена на правом берегу р. Мухор-Горхон, истоке р. Чернэ, Семеновском, Алтанском, Кадахтинском и Зумбурукском проявлениях. В качестве сопутствующего вольфрам встречается во многих молибденовых, оловянных и полиметаллических проявлениях. Почти постоянно обнаруживается вольфрам и молибденосодержащих слюдяных гейзенах, менее характерен для гидротермальных месторождений молибдена (вольфрамит на Маланском, вольфрамит и шеелит на Мало-Курбинском и Семеновском проявлениях).

Вольфрамсодержащие грейзены известны на рудопоявлении в осевой части хр. Нахони, в районе истоков р. Чернэ, Кадахтинском и Семеновском.

Семеновское рудопоявление, по данным Ф.Г. Рейфа, приурочено к небольшому ксенолиту метаморфических пород вендской карбонатно-терригенной формации и апикальным частям массивов мелко-, среднезернистых гранитов I и III фаз формации гранитных батолитов. На участке широко распространены тектонические нарушения северо-восточного простирания, представленные зонами интенсивной трещиноватости, катаклаза, милонитизации и брекчирования. В кварц-мусковитовых грейзенах среди гранитов обнаружены вольфрамит, шеелит, молибденит и флюорит. Распределение минералов в них крайне неравномерное. Грейзены среди метаморфических пород представлены слюдино-флюоритовыми жилами и прожилками мощ-

ностью 3—25 см, содержат шеелит. Повсеместно в грейзенах отмечаются пирит и пирротин, аксессуарные количества галенита, сфалерита и магнетита.

Скарновая шеелитовая минерализация известна на правом берегу р. Мухор-Горхона. Она установлена в пироксен-эпидот-гранатовых скарнах, кварцевых, кварц-полевошпатовых прожилках в контактовой зоне вендской карбонатно-терригенной формации с гранитоидами формации батолитов "пестрого" состава. Здесь же вскрыт небольшой шток лейкократовых гранитов. Кроме вольфрама в рудах установлены небольшие количества молибдена, меди, цинка.

Шеелитовый тип оруденения встречается в зоне скарнирования Харасанского проявления. Эта зона приурочена к приконтактной части осадочно-вулканогенных пород нижнего кембрия с палеозойскими гранитоидами. В пределах рудопроявления известны залежи магнетитовых руд с сульфидами железа, меди и штокверковые молибденитовые и кварц-молибденитовые руды.

Гидротермальная вольфрамовая минерализация характеризуется кварц-вольфрамитовым минеральным типом (Алтанское рудопроявление).

Алтанское рудопроявление, по данным В.Ф. Рукавца, Б.Г. Базарова, приурочено к катаклазированным породам II-ой фазы формации гранитоидных батолитов "пестрого" состава. Оно представлено жилами и прожилками грубозернистого кварца, в которых кроме вольфрамита, содержится в небольших количествах пирит, галенит, иногда шеелит, сфалерит, магнетит. Из нерудных минералов присутствуют флюорит, мусковит, реже турмалин, карбонат и полевые шпаты. Околожилные изменения во вмещающих породах представлены березитизацией, хлоритизацией, флюоритизацией, турмалинизацией и серицитизацией. Оруденение связывается одними исследователями с этапом раннемезозойской тектоно-магматической активизации, другими — с палеозойскими и в частности средневерхнепалеозойскими гранитоидами.

Молибден является одним из типоморфных химических элементов рудного района. Представлен он многочисленными проявлениями и несколькими мелкими месторождениями пегматитовой, скарновой, грейзеновой и гидротермальной генетических групп. Наибольшая концентрация молибдена связана с гидротермальными проявлениями. Намечается несколько этапов формирования молибденового оруденения, наиболее интересным из которых являются средне-верхнепалеозойский и раннемезозойский.

"Эпимагматические" проявления молибдена представлены рассеянной вкрапленностью и гнездообразными скоплениями молибденита в дайковых и штокообразных телах палеозойских и раннемезозойских гранитов. Возможно, что подобное оруденение в ряде случаев связано с постмагматическими процессами.

Наиболее раннее проявление молибденовых руд связывается с гранитоидами III фазы батолитовой формации палеозоя. К ним относятся небольшие рудопроявления водораздела рек Турки и Дальнего, правого берега р. Безымянного, междуречья Прямой, Цивлея и Лапчихи, Хангитуйа и Бырхешибери, верховья р. Хостоу-Ацагата с редкой вкрапленностью молибденита, рассеянного в отдельных участках небольших гранитных штоков. Кроме молибденита, иногда встречается пирит. Оруденение изредка сопровождается слабой альбитизацией.

Аналогично выглядит минерализация, связанная с ультракислыми гранитами и гранит-порфирами мезозоя (Духет, бассейн р. Жиронды, Долинное). Наряду с молибденитом в рудах отмечаются в небольших количествах пирит, халькопирит и гематит. Постмагматические процессы выразились в слабой грейзенизации вмещающих пород.

Пегматитовые проявления молибдена встречены в бассейне рек Барун-Хаила, Онохой-Шибери. Они ассоциируют с палеозойскими гранитами и вероятно генетически связаны с ними. По данным Л.Н. Малышевой, в долине р. Онохой-Шибирь пегматитовая жила прорывает порфиридовидную фацию палеозойских гранитов фазы II, отнесенных к формации батолитов "пестрого" состава. Мощность жилы 1—1,5 м, простирание северо-западное (290°) с падением на северо-восток под углом 35° . Вмещающие граниты катаклазированы и малонитизированы. Молибденит отмечается в виде чешуйчатой вкрапленности и гнездообразных скоплений.

Молибденоносные скарны распространены в проявлениях Малого Духета, Холунукатском, Верхнеудинском и Верхне-Улетуйском. Рудопроявления Малый Духет и Холунукатское приурочены к останкам метаморфических пород верхнего протерозоя среди фазы II гранитоидов формации батолитов "пестрого" состава. Ксенолиты сложены парагнейсами, известняками, песчаниками и амфиболитами. На площади широко развиты процессы грейзенизации, скарнирования, ороговикования и окварцевания. Молибденовая минерализация связана с окварцованными участками метаморфических пород (Малый Духет) и скарнированными известняками (Холунукатское). Оруденение представлено неравномерно рассеянной вкрапленностью молибденита, иногда гнездообразными скоплениями размером до 10 мм. Учитывая пространственную приуроченность минерализации к зонам скарнирования пород на контакте с интрузиями формации гранитоидных батолитов, возраст образования данных проявлений необходимо считать палеозойским.

Почти половину молибденовых проявлений Курбино-Еравнинского рудного района составляют грейзеновые. Они слагают линейно-вытянутые зоны приуроченные к тектоническим нарушениям преимущественно северо-восточного направления среди пород различных интрузивных комплексов. Наиболее интенсивно процессы грейзенизации проявились в экзоконтактных частях интрузий мезозойских ультракислых гранитов, менее четко в их эндоконтактах и апикальных участках. Интенсивность процесса варьирует от слабой мусковитизации до образования пород кварцевого и кварц-мусковитового составов. Сложнее состав грейзенов, образовавшихся по метаморфическим породам (Талинское проявление). Размеры зон грейзенизации варьируют от 0,5 (Мохейское) до 300—400 м (Грейзеновое, Срединное) по мощности и от нескольких десятков метров до 1,5 км по длине. Процесс грейзенизации сопровождался интенсивным окварцеванием вмещающих пород и частичной их альбитизацией.

Большая часть зон грейзенизации безрудная. Молибденит в рудных грейзенах представлен сингенетичной вкрапленностью и гнездообразными скоплениями и более поздними гидротермальными кварц-молибденитовыми жилами и прожилками. Такое наложение процессов создает благоприятные условия для образования рудных зон перспективного штокверкового типа. Повсеместно с молибденитом встречается пирит, часто гематит, магнетит, флюорит, иногда халькопирит, пирротин, сфалерит и вольфрамит. Более интенсивная молибденовая минерализация приурочивается к участкам пиритизации и окварцевания грейзенов.

К грейзеновому типу отнесены также рудопроявления Хиагдинское, Хасуртинское, Гонготинское, Верхне-Мохейское и многие другие. Промышленных скоплений молибдена в связи с кварц-грейзеновой формацией не обнаружено, но эта формация известна на многих достаточно крупных проявлениях гидротермального типа.

Анализ геологических данных свидетельствует о генетической и парагенетической связи грейзенов с палеозойскими и мезозойскими интрузиями

ми кислых и ультракислых гранитов, субщелочных гранитоидов куналейского комплекса.

С минерализацией гидротермального типа связаны наиболее крупные концентрации молибдена. Участки ее проявления сопровождаются окварцеванием, серицитизацией, пиритизацией, иногда флюоритизацией вмещающих пород, а формирование прожилков происходило, как правило, в течение нескольких стадий. Оруденение в основном связывается с мезозойскими интрузиями ультракислых гранитов. Для некоторых проявлений предполагается генетическая связь с палеозойскими гранитоидами.

Представителями данного типа оруденения являются проявления Маланское, Малыгинское, Жиримское, Зангода, Правокыджимитское, Тройное, Витимское, Барун-Хаильское и др.

Маланское месторождение, по Д.В. Ветрову, В.Ф. Рукавцу, А.А. Сливинскому, приурочено к останцу кровли метаморфических пород карбонатно-терригенной формации докембрия, штоку грейзенизированных ультракислых гранитов мезозоя. Рудные тела представлены маломощными кварцевыми жилами и прожилками, ориентированными в основном согласно с простиранием вмещающих пород ($320-330^\circ$), с падением на северо-восток под углом $60-70^\circ$, и приурочены к плоскостям отслоения сланцев.

В грейзенизированных гранитах молибденит присутствует в виде вкрапленности и тонких прожилков. Оруденение весьма неравномерное. Кроме молибденита, в составе прожилков отмечаются пирит, халькопирит, пирротин, магнетит, сфалерит, галенит и вольфрамит. Жильное выполнение представлено кварцем, слюдой, полевыми шпатами, турмалином, иногда флюоритом.

Малыгинское рудопроявление, по материалам Ф.Г. Рейфа, И.С. Захарова, расположено среди гранитов зазинского комплекса. Оно представлено штокверковыми зонами шириной 1–10 м и протяженностью до 50–70 м, ориентированными в субмеридиональном направлении. Прожилки сульфидно-кварцевого состава распределены неравномерно. Рудные минералы в них концентрируются в зальбандах и представлены молибденитом, пиритом. Граниты, вмещающие оруденение, окварцованы, грейзенизированы, пиритизированы.

Шубугуйское рудопроявление, по Н.А. Фишеву, находится на участке распространения витимканских и гуджирских гранитоидов. Последние представлены изометричным плутоном калишпатизированных лейкократовых гранитов и гранит-порфиров диаметром до 3 км. Вмещают рудоносный интрузив палеозойские биотит-роговообманковые гранодиориты. Широко представлены дайки сиенит-порфиров, гранит-порфиров и диоритовых порфиров.

Рудное поле залегает в тектоническом блоке, ограниченном пересекающимся субширотным Хахаланским сбросом, поперечным субмеридиональным Шубугуйским сдвигом и диагональным Хахирским разломом северо-восточного (40°) простирания. Все три системы являются древними, многократно активизировавшимися разломами.

Кварцевый и кварц-молибденитовый штокверк эллипсоидальной формы вытянут в северо-восточном направлении и приурочен главным образом к гранитам гуджирского комплекса, занимая площадь около 2 км². Прожилки преимущественно крутопадающие, разных направлений. На участке отмечаются также кварцевые с флюоритом и гематитом, кварц-молибденитовые жилы мощность до 1 м. По составу среди прожилков выделены кварцевые, молибденит-кварцевые, молибденит-гематит-кварцевые. В акцессорных количествах в них установлены пирит, галенит, сфалерит, магнетит.

Жиримское рудопроявление по Ф.Г. Рейфу, Е.Д. Бажееву, приурочено к штоку гранитов и гранит-порфиров III фазы Бургасской интрузии площадью 2,5 км². Шток изометричной формы расположен в узле пересечения Ангырского и Курбинского разломов. Гранит-порфирами сложена центральная часть штока, гранитами — краевая.

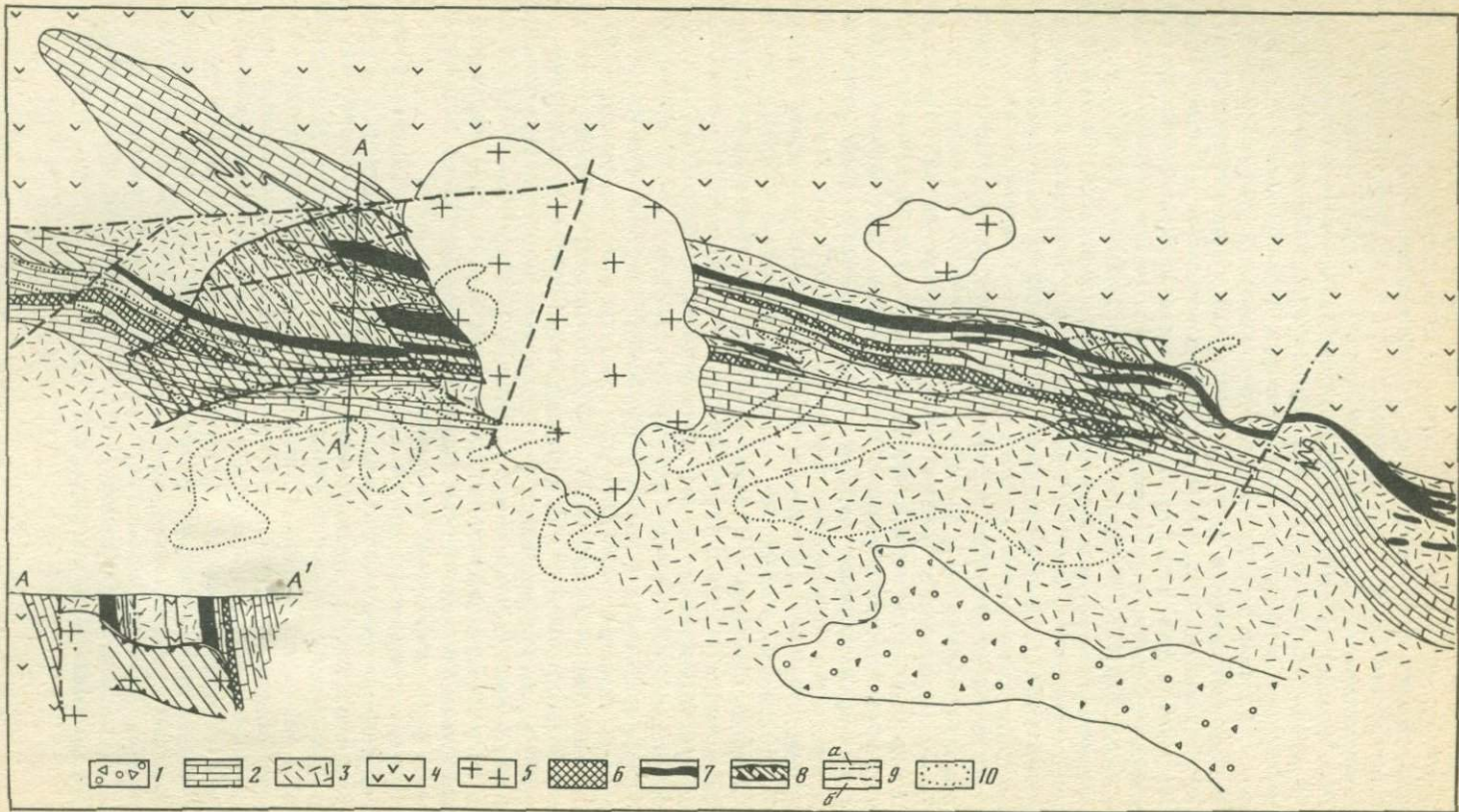
Прожилково-вкрапленная молибденовая минерализация локализована в менее эродированной апикальной части штока, где интенсивно проявились окварцевание, пиритизация, грейзенизация и альбитизация. Рудные прожилки состоят из кварца, молибденита и пирита в различных соотношениях. Рудные минералы в них располагаются в виде неравномерных гнездовых скоплений. Иногда кварц-пиритовые прожилки содержат редкую вкрапленность флюорита. Ориентировка прожилков разнообразная. Наиболее четко выражены две системы северо-восточного (40–60°) и северо-западного (330–350°) простирания с углами падения 30–80°. Такую же ориентировку имеют дайки мелкозернистых гранитов. На отдельных участках выявлено, что наиболее ранними являются кварцевые прожилки, затем проявилась стадия кварц-пиритовых и далее кварц-молибденитовых прожилков. Оруденение сопровождается околожильной грейзенизацией. Составляют грайзены из кварца, мусковита и небольших количеств турмалина, пирита и молибденита.

Руды Магнетитового (Солонго) месторождения (рис. 23) представлены штокверковой зоной кварц-молибденитовых и молибденитовых прожилков в лейкократовых гранитах, отнесенных к зазинскому комплексу, частично во вмещающих вулканогенно-осадочных породах. Зона имеет северо-восточное направление, протяженностью 600 при ширине 150–200 м.

В пределах месторождения известны промышленные залежи магнетитовых руд, различных по составу известковых и магнезиальных скарнов зон сульфидной, цинковой и борной минерализации. В апикальной зоне массива гранитов распространены участки слюдяных грейзенов спиритом. Кроме кварц-молибденитовых, "сухих" молибденитовых прожилков, встречаются в небольшом количестве также кварц-флюоритовые и флюоритовые.

Оруденение участка Харасан приурочено к мелко- и среднезернистым гранитам палеозоя. Минерализация представлена прожилково-вкрапленными молибденитовыми, кварц-молибденитовыми рудами. В составе штокверка распространены также пиритовые и редко — пирит-халькопиритовые, полиметаллические прожилки. В экзоконтакте интрузии среди вмещающих вулканогенно-осадочных пород кембрия известны залежи магнетитовых руд, сопровождающиеся сульфидной, в том числе и халькопиритовой, минерализацией. В случаях наложения молибденовой минерализации на эти участки руды приобретают комплексный состав.

В отличие от рассмотренных рудных районов, характеризующихся преимущественно линейным и линейно-узловым распределением молибденовых и вольфрамовых месторождений, в Курбино-Еравнинском рудном районе отмечается сетчатое распределение редкометаллической минерализации вдоль разнонаправленных долгоживущих разломов, создавших мелко-блоковую структуру района [13]. Среди контролируемых разломами геологических образований, наряду с кислыми и щелочными интрузиями палеозоя и мезозоя, известны древние габброиды и гипербазиты, указывающие на глубокое заложение зон. Согласные и субсогласные со складчатостью тектонические нарушения контролируют Лево-Ангырскую, Верхне-Еравнинскую, Шандыготинскую, Усть-Холойскую, Верхне-Малдылгенскую, Абагинскую, Мухор-Горхонскую, Эгита-Ашаньгинскую и другие продольные и диагональные рудные зоны.



К скрытым разломам северо-западного и субмеридионального направления приурочены поперечные рудные зоны — Жиримская, Хара-Ацагатская, Харасан-Магнетитовая, Эгита-Зумбурукская, Кыджимит-Индолинская, Хангитуйская и др. Пересекаясь, продольные и поперечные рудные зоны оконтуривают блоки, внутренние части которых нередко безрудны, за исключением тех случаев, когда в пределы блока заходят оперяющие разломы.

Продольные и поперечные рудные зоны полиформационны. Кроме редких металлов, в них отмечаются проявления железных и полиметаллических руд преимущественно палеозойского возраста и флюоритовых — мезозойского возраста. Состав геологических и рудных формаций свидетельствует о длительном функционировании разломов и указывает на их проникновение в коровые и подкоровые области в разные периоды активизации.

Наиболее интересные концентрации молибдена и вольфрама приурочены к узлам пересечения продольных и поперечных рудных зон, располагаясь по углам блоков. При этом перспективные рудные узлы контролируются разломами, вмещающими гипербазиты и базиты.

Некоторые продольные рудные зоны имеют отчетливо выраженную лестничную структуру. Это преимущественно короткие и широкие северо-восточные зоны типа Худунско-Хоринской, которая при протяженности 40—45 км имеет ширину 10—20 км. Она контролирует штоки гранитов гуджирского и дополнительной фазы зазинского, крупные массивы щелочных гранитов куналейского комплексов. В северо-западном направлении ее пересекают пять разломов, трассируемых геохимическими аномалиями.

Наиболее протяженные северо-восточные зоны прослежены по простиранию на 65—120 км, при ширине 5—10 км (Харасан-Магнетитовая, Туркинская, Кондинская, Право-Курбинская и др.). Диагональные северо-восточные зоны прослеживаются до 25—30 км (Ара-Борхенская, Байсинская). Нередко в сочетании с продольными они образуют единые рудоконтролирующие структуры. (Кадахтинская, Харасан-Магнетитовая, Мохейская, Хысехинская). Северо-западные поперечные рудные зоны прослеживаются до 160 км (Ульдурга-Маректинская, Шара-Горхон-Туркинская), но имеются и короткие (до 20 км), ограничивающие мелкие блоки (Худунская, Жиримская).

Кроме того, среди рудоконтролирующих разломов устанавливаются меридиональные и широтные нарушения. Последними из них контролируются чаще всего отдельные отрезки продольных зон, реже — это самостоятельные короткие зоны, например, Лево-Джидотойская. Также редки и невелики по протяженности меридиональные зоны, например, Семёновская.

Р и с. 23. Геологическая схема и разрез Магнетитового месторождения (по Л.Л. Зоричевой с дополнениями и изменениями Л.И. Зубакина, В.Н. Кодачигова, В.И. Игнатовича)

1 — кора выветривания; 2—4 — нижнекембрийские породы: 2 — известняки, 3 — фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и их туфы, 4 — андезитовые, базальтовые порфиры и их туфы; 5 — средне-позднепалеозойские граниты; 6 — скарны; 7 — магнетитовые руды; 8 — участки с прожилково-вкрапленным молибденовым оруденением; 9 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 10 — в торичные ореолы рассеяния молибдена; 11 — линия геологического разреза

СРЕДНЕ-ВИТИМСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Средне-Витимский рудный район сложен по преимуществу изверженными горными породами различного возраста (рис. 24). Стратифицированные толщи здесь распространены в виде разобщенных ксенолитов и участков более молодых вулканогенных и осадочных пород. Они представлены гнейсами, амфиболитами и сланцами илеирской толщи условно архейского возраста, эффузивами основного и среднего состава тусанихинской свиты верхнего триаса — нижней юры, осадочными отложениями гусиноозерской серии. Интрузивные образования слагают почти 80% площади района. Это главным образом гранитоиды архея — раннего протерозоя, позднего протерозоя, раннего среднего и позднего палеозоя и мезозоя, базиты позднего протерозоя (икатский комплекс) и раннего палеозоя (бирамьинский комплекс).

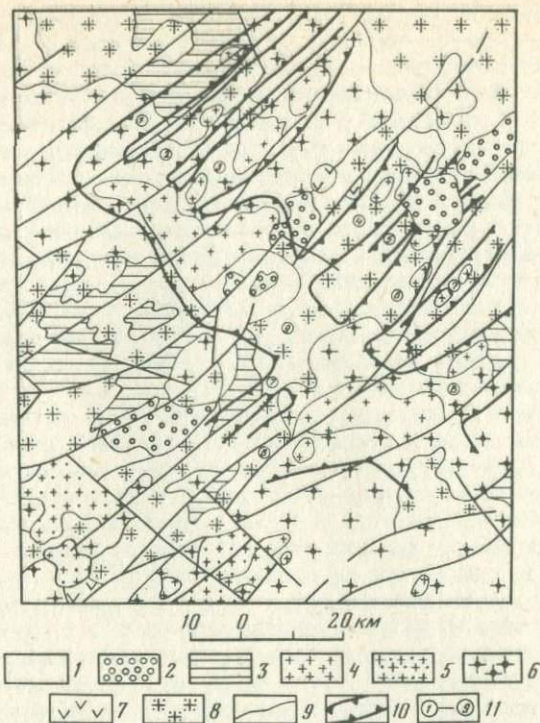
По Л.И. Салопу [92], площадь района охватывает юго-восточную часть Амалатской глыбы архея внутри протерозойской геосинклинальной области. В.П. Арсентьев рассматривает ее в составе Становой геосинклинальной зоны ранних карелид, а Т.С. Гостева включает в область раннепалеозойской складчатости с жесткими массивами докембрийских пород Витимо-Амалатской глыбы. В мезозое на площади рудного района формировались северо-восточные структуры, представляющие собой чередование кулисообразно расположенных впадин и поднятых участков.

Разрывные нарушения представляют собой, в основном, сбросы. Для домеловых характерны большая протяженность, групповое расположение, крутые углы падения, приуроченность к ним магматических и гидротермальных образований. Сбросы группируются в две тектонические зоны, в пределах которых породы катаклазированы, милонитизированы. Одна из них шириной около 20 км проходит полосой северо-восточного направления севернее Туколамской впадины и пересекает р. Витим в промежутке между устьями рек Кадами и Миндунны. Внутри зоны прослеживается отчетливо семь линий интенсивного дробления с некоторым вертикальным смещением пород. Сбросы часто соединяются друг с другом или резко обрываются. Вторая зона также северо-восточного простирания охватывает бассейн верховья рек Туколамы и Тусанихи, Чачевитой, левобережья р. Калакана. Она более широкая в юго-западной части (10 км), в истоке р. Миндунны сужается до 2 км, а затем расширяется к северо-востоку, достигая 30—35 км. Резкое увеличение мощности зоны объясняется пересечением ее структурой северо-северо-западного простирания. В пределах зоны также наблюдается серия взаимно пересекающихся сбросов северо-восточного и северо-западного направлений, причем вторые более древние.

К зонам тектонических нарушений приурочено большинство мезозойских интрузивов, предствленных крупными массивами, штоками и дайками. В состав гуджирского комплекса Д. Жалсабон устанавливает 12 относительно разновозрастных групп горных пород. Характер взаимоотношения которых из них указывает, что отдельные члены этого интрузивного ряда значительно разграничены во времени. Многоактность магматической деятельности свидетельствует о длительности тектонической активности, многократном подновлении ранее образовавшихся нарушений.

Интрузивная деятельность залечила разрывные нарушения и привела к консолидации земной коры. Последующие напряжения обусловили раскол и смещение новых участков и в меньшей степени активизировали древние.

Посленижнемеловые сбросы и сбросо-сдвиги в большинстве случаев



Р и с. 24. Металлогенетическая карта Средне-Витимского рудного района (составила Е.Е. Батурина)

1 — кайнозойские терригенные образования, 2 — отложения гусиноозерской серии (K₁), 3 — вулканогенные образования тусанихинской и цаган-хунтейской свит (T₃-J₁), 4 — архейско-раннепротерозойские гнейсовые и гнейсово-карбонатные толщи, 5 — гуджирский интрузивный комплекс (J), 6 — среднепалеозойские граниты, 7 — раннепалеозойские базиты; 8 — архейско-раннепротерозойские гранитоиды, 9 — разрывные нарушения, 10 — контуры рудных зон; 11 — цифрами в кружках обозначены рудные зоны: 1 — Витимо-Ципинская, 2 — Витимо-Конноринская, 3 — Миндунна-Дулесминская, 4 — Калакан-Дулесминская; 5 — Жемкуя-Понанинская, 6 — Дектанда-Сииктинская, 7 — Дектанда-Гулонинская, 8 — Арекитканская, 9 — Туколамская

пространственно приурочены к бортовым частям мезозойских впадин. Образовались они после периода относительного покоя и, в отличие от доменовых, не сопровождаются магматическими образованиями.

Изучение трещинной тектоники показало, что рудные кварцевые жилы приурочены к северо-западным более древним структурам в участках их пересечения с северо-восточными. Такое явление (по Д. Жалсабуну) наблюдается на участках Сосновском, Туколамском, Якшинском. Рудоносный гуджирский комплекс двухфазный. К первой фазе отнесены биотитовые, чаще лейкократовые крупно- и мелкозернистые граниты, гранит-порфиры (бассейн рек Туколамы, Арекиткана, Миндунны и др.). Крупнозернистые разности слагают обычно центральную часть массивов. В отличие от палеозойских лейкократовых гранитов, сходных по облику с мезозойскими, в гуджирском комплексе наблюдаются постепенные переходы крупнозернистых гранитов в среднезернистые порфировидные и гранитпорфиры. Жильными производными гранитоидов первой фазы являю-

тся мелкозернистые граниты гранит-порфиры, кварцевые порфиры и пегматиты. Жильные гранит-порфиры и мелкозернистые граниты отличаются более высоким содержанием молибденита.

Во вторую фазу гуджирского комплекса объединены субщелочные гранит-порфиры, кварцевые порфириты, диоритовые порфириты, микродиориты, спессартиты, керсантиты, вогезиты, сиенито-диориты. В большинстве случаев это дайки в тектонических зонах и лишь гранит-порфиры слагают небольшой шток северо-западнее Туколамской впадины. Отмечаются дайки сложного строения, у которых центральная часть сложена гранит-порфирами, а краевые зоны — диоритовыми порфиритами.

Редкоземельная рудоносность этой части Витимского плоскогорья связывается главным образом с мезозойскими гранитами, которые большинство исследователей включают в гуджирский комплекс [34, 35, 37, 41, 118, 120]. Наряду с молибденом и другими редкими металлами здесь известны проявления флюорита.

Молибденовая минерализация, являющаяся типоморфной для рассматриваемого района, сформировалась в течение нескольких металлогенических эпох. Она представлена пегматитовым, эпимагматическим, пневматолито-гидротермальным и гидротермальным генетическими типами.

Молибденоносные пегматиты связаны с верхнепротерозойскими гранитоидами (верховье р. Имаканы, среднее течение р. Дектанды). Жилы их маломощны (0,5—1 м) и небольшой протяженности (до 10—20 м), строение зональное, характеризующееся наличием внешней аплитовой зоны и внутренней пегматоидной. Чешуйчатая вкрапленность и розетки молибденита приурочены к зальбандам жил или внутренним зонам пегматита.

Пневматолито-гидротермальное оруденение представлено молибденосодержащими скарнами, образовавшимися по кристаллическим сланцам и карбонатным породам на контакте с верхнепротерозойскими и палеозойскими гранитами (долина р. Потани). В скарнах отмечается редкая вкрапленность и прожилки молибденита, пирита, халькопирита и шеелита.

"Эпимагматическая" вкрапленность молибденита известна в гранитах верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя. Содержания молибдена в проявлениях такого типа, как правило, не превышают тысячных долей процента.

Промышленное оруденение молибдена связано с гидротермальными проявлениями, ассоциирующими с гуджирскими гранитоидами (Орkitканское, Сосновское, Туколамское, Калаканское и др.). Размещение рудоносных интрузивов и месторождений контролируется региональными зонами тектонических нарушений северо-восточного простирания и участками пересечения структур северо-восточного и субмеридионального направления. Предполагается, что образование этих структур было близкоодновременным, причем северо-восточные связаны с процессами сжатия и блокового смещения, а субмеридиональные являются опережающими, послужившими подводными каналами рудоносных растворов.

В пределах рудного района автор выделяет несколько рудных зон. Характеристика их приводится ниже.

Миндунна-Дулесминская зона имеет северо-восточное простирание, протягивается в нижнем течении р. Миндунны и захватывает бассейн Туколамы. Она прослеживается по широкому развитию гранитов гуджирского комплекса тектоническими нарушениями северо-восточного направления. Здесь установлен ряд ореолов рассеяния молибдена, фтора, минералы тантала и ниобия в шлихах. Зона представляет собой серию сближенных более мелких рудных зон восточного направления, к которым приурочены цепочки мезозойских интрузивов. Молибденовые проявления представлены эпимагматическим и гидротермальным типами.

Вкрапленность молибденита в гранитах гуджирского комплекса установлена в бассейне правого притока р. Туколамы. К югу от этого проявления находится флюоритовое, представленное вкрапленностью флюорита и молибденита в кварцевых жилах. С северо-запада известна мощная зона милонитизации, рассланцевания (мощностью до 7 км).

Рудоконтролирующая структура — система северо-восточных разломов — принадлежит к категории глубинных долгоживущих. У юго-западного окончания она пересечена поперечными к складчатым структурам разломами северо-западного простирания, ограничивающими эту рудную зону. Наличие в пределах зоны палеозойских и докембрийских пород основного состава свидетельствует о ее глубинности и древности заложения.

В бассейнах рек Коннорин и Дулесму установлены ореолы рассеяния молибдена, пространственно ассоциирующие с массивами гранитов гуджирского комплекса. Значительный интерес представляет Дулесминский массив, который сопровождается крупным ореолом молибдена и ряда других элементов. С ним пространственно связаны шлиховые ореолы минералов тантала, ниобия и редких земель, а в пределах массива и его экзоконтакте известны рудопроявления флюорита и молибдена.

Калакан-Дулесминская рудная зона протягивается от водораздела рек Дулесму и Туколамы в бассейн среднего течения р. Миндунны и далее в Читинскую область в низовье р. Калакан. Зона ограничена сбросами северо-восточного простирания и сложена главным образом докембрийскими, меньше палеозойскими гранитоидами. Несколькими массивами представлен гуджирский комплекс, наиболее крупные из которых находятся на территории Читинской области. Древний субмеридиональный разлом глубокого заложения пересекает зону в бассейне р. Миндунны. Здесь он контролирует габброиды икатского комплекса. По водоразделу рек Дулесму и Туколамы приходит крупный северо-западный разлом, сопровождаемый интенсивной милонитизацией и рассланцеванием. Большая часть разрывных нарушений в пределах зоны ориентирована согласно с простиранием ее, имея северо-восточное направление.

В пределах зоны широкого распространены дайки гранит-порфиров гуджирского комплекса, развиты гидротермальные изменения пород.

Геолого-съемочными работами здесь выявлено несколько рудопроявлений молибдена. Из них Сосновское представлено вкрапленностью молибденита в кварцевых жилах, ассоциирующих с дайкой мелкозернистых лейкократовых гранитов. В верхнем течении р. Сосновки также найдены кварцевые жилы с молибденитом. У устья р. Калакан в долине Витима, среди гранитов гуджирского комплекса наблюдается, по данным С.П. Сметловского, штокверковое молибденовое оруденение. Туколамское рудопроявление, находящееся на правом берегу р. Туколамы, вблизи водораздела с р. Дулесмой, представлено редкими чешуйками молибденита в гидротермально измененных катаклазированных породах.

На водоразделе рек Туколама—Дулесму установлен ряд вторичных литохимических ореолов молибдена.

Дектанда-Гулонинская рудная зона протягивается от верховья р. Дектанды на правобережье Витима, междуречье Тусанихи и Чашевитой. Она сложена докембрийскими гранитоидами, в пределах которых обнаружены массивы гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса.

Известные молибденовые рудопроявления представлены вкрапленностью молибденита в мелкозернистых лейкократовых гранитах (верховье р. Миндунны), пегматитах (бассейн р. Дектанды), связанных с баргузинским комплексом позднего протерозоя. В среднем течении р. Туколамы установлены литохимические ореолы молибдена, связываемые с пегмати-

тами этого же комплекса. В контурах ореола находится проявление флюорита, представленное вкрапленностью в кварцевых жилах. Наличие в пределах зоны дайковых пород, относимых к гуджирскому комплексу, свидетельствует о перспективности ее на более молодое мезозойское оруденение.

Жемкуя-Потанинская рудная зона находится юго-восточнее Калакан-Дулесминской и прослеживается от Имакана в верховье р. Дулесмы, междуречье Жемкуя-Потани, на правом берегу Тусанихи, где соединяется с Дектанда-Гулонинской рудной зоной. В юго-западной части зоны (междуречье Имакана и Дулесму) на площади, сложенной верхнепротерозойскими гранитоидами, установлены лито-геохимические ореолы молибдена.

Рудопоявление молибдена в верховье р. Потани представлено редкими чешуйками молибденита в эпидот-пироксеновом скарне, образованном на контакте карбонатных пород с порфировидными гранитами баргузинского комплекса. На водоразделе рек Потани-Жемкуя и на левом борту долины р. Жемкуя известны проявления флюорита гидротермального типа.

Дектанда-Сииктинская рудная зона протягивается в северо-восточном направлении от верховьев Дектанды до Витима. Сложена она гранитами баргузинского и витимканского комплексов, незначительно распространены породы илеирской толщи архея. Широко представлены также дайки диоритовых порфиритов, спессартитов, вогезитов, керсантитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, пегматитов, отнесенных к гуджирскому комплексу.

Рудная минерализация наблюдается в виде вкрапленности молибденита в мелкозернистых лейкократовых гранитах (левый борт долины р. Витима) и пегматитах, связанных с баргузинским интрузивным комплексом (верховье р. Имакана). В юго-западной части зоны известны вторичные литогеохимические ореолы молибдена.

Ореkitканская рудная зона протягивается в субширотном направлении от Витима в верховья рек Туголамы, Дектанды. Оба сложена архейскими, протерозойскими, раннепалеозойскими и мезозойскими гранитоидами и контролируется системой разломов северо-восточного простирания. Рудоносной гуджирский комплекс здесь представлен крупными массивами гранитов (до 100 км²) и жильными телами пегматитов, гранитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров. Плутоны сложены крупно- и мелкозернистыми биотитовыми, аляскитовыми гранитами, гранит-порфирами и локализованы в узле пересечения северо-восточного и северо-западного разломов.

Металлогеническая специализация зоны молибден-вольфрам-флюорит-редкоментальная. Здесь распространены пегматитовый и гидротермальный генетические типы оруденения. Молибденовое оруденение представлено кварц-молибденитовым и кварц-пирит-молибденитовым (с флюоритом) минеральными типами. На площади известны также многочисленные вторичные литохимические аномалии молибдена, фтора и ряда других элементов.

Известное в этой зоне Ореkitканское месторождение детально описано в работах В.И. Игнатовича, А.С. Филько, А.Д. Щеглова, В.Т. Покалова. По их данным, площадь месторождения (рис. 25) сложена преимущественно палеозойскими порфировидными гранитами с ксенолитами диоритов, кварцевых диоритов, рассеченных дайками палеозойских порфировидных биотитовых и лейкократовых гранитов, фельзитов, мезозойских гранит-порфиров, андезитовых, диабазовых и диоритовых порфиритов, гранитов и микродиоритов. Рудоносные массив, в экзоконтакте которого расположено месторождение (площадь 105 км²) вытянут в северо-

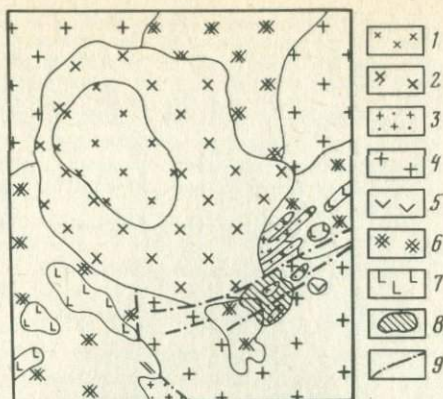


Рис. 25. Геологическая схема строения района Ореkitканского месторождения (по В.И. Игнатовичу)

Граниты гуджирского интрузивного комплекса: 1 — мелко-среднезернистые порфировидные, 2 — крупнозернистые биотитовые; 3, 4 — граниты витимканского интрузивного комплекса: 3 — мелкозернистые лейкократовые и биотитовые, 4 — крупнозернистые биотитовые порфировидные; 5 — диориты, кварцевые диориты бирамыинского интрузивного комплекса; 6, 7 — баргузинский интрузивный комплекс: 6 — граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, 7 — диориты, габбро, биотитовые гнейсо-граниты; 8 — участок молибденового оруденения; 9 — тектонические нарушения

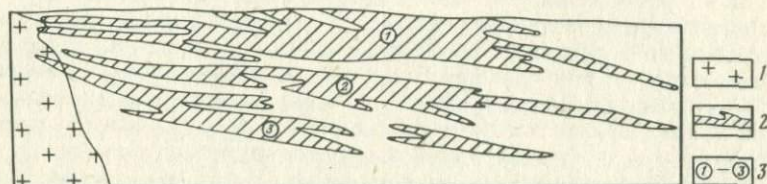


Рис. 26. Схема залегания рудных тел Ореkitканского месторождения (по В.И. Игнатовичу)

1 — мезозойские порфировидные граниты, 2 — рудные тела, 3 — номера рудных тел

ро западном (320°) направлении, сложен разнозернистыми биотитовыми порфировидными гранитами. Крупнозернистые разновидности их (I фаза) слагают краевую часть массива, а мелко- и среднезернистые (II фаза) — центральную. Массив контролируется узлом пересечения северо-восточной тектонически ослабленной зоны и северо-западного разлома. Он является типичным примером интрузий центрального типа.

Месторождение находится в пологой зоне трещиноватых пород (рис. 26), отходящей от крутопадающего ($50-70^\circ$) тектонического нарушения на юго-восточном контакте рудоносного массива. Последнее сыграло роль рудоподводящего канала [37]. Вблизи нарушения расположена преимущественно самая ранняя и высокотемпературная минерализация — флюорит-мусковитовые и кварц-мусковитовые с флюоритом грейзены и кварц-полевошпато-мусковитовые жилы с молибденитом и флюоритом. По мере удаления от нарушения эта минерализация сменяется кварцево-жильной с сульфидами.

Таблица 1

Схема последовательности формирования постмагматической минерализации на Ореkitанском месторождении (по В.И. Игнатовичу)

Этапы минерализации	Стадии минерализации	Дайки
Редкометалльно-молибденитовый	Грейзеновая (грейзены с вольфрамитом, ильмено-рутилом, молибденитом, пиритом и флюоритом; кварц-микроклин-молибденитовая)	—
Дорудный	Кварцевая; пирит-кварц-полевошпатовая	—
Молибденитовый	Кварц-молибденит-магнетитовая	Гранит-порфиры I
—	—	—
Вольфрамовый	Кварц-пирит-вольфрамитовая	—
Молибденитовый	Кварц-молибденитовая; кварц-молибденит-редкометалльная	Гранит-порфиры II, аплитовидные граниты
—	—	—
Пострудный	Кварцевая; флюорит-кальцитовая и флюоритовая	Эссексит-порфирит

Месторождение представлено пологой ($15-25^\circ$) прожилково-штокверковой зоной юго-восточного падения ($115-120^\circ$) в интенсивно трещиноватых брекчированных и милонитизированных породах. Ее длина по простиранию 2100 м, по падению 2000 м, мощность 480 м. На флангах зона расщепляется и постепенно выклинивается. Рудные тела представлены серией прожилков, редко жил. В.И. Игнатович выделяет здесь шесть этапов и десять стадий минерализации (табл. 1). Мощность прожилков изменяется от 1 мм до 5 см, редко 10–50 см, длина достигает 10–20, редко 50 м. Преобладающая часть прожилков имеет северо-восточное простирание ($30-60^\circ$) и пологое падение ($15-40^\circ$); их количество: 2–3, редко 10–15 на 1 м. Наибольшая плотность прожилков — в мелкозернистых гранитах и фельзитах. В пределах зоны выделено несколько рудных тел, разделенных участками слабоминерализованных пород. Внутреннее строение рудных тел обусловлено неравномерным распределением прожилков и насыщенностью их молибденитом.

Туколамская рудная зона контролируется системой северо-западных разломов, по существу являющихся границей рудного района с запада. Несмотря на общее северо-восточное простирание складчатых и тектонических структур района, массивы гуджирских гранитов в пределах зоны удлинены поперек ее, т. е. с севера на запад. В этом же направлении ориентированы редкометалльно-молибденитовые геохимические ореолы. На конфигурацию зоны значительное влияние оказали молодые северо-восточные нарушения, в связи с чем зона представляет собой систему сдвинутых относительно друг друга блоков. Соотношение этих разломов с породами гузиноозерской серии говорит о их посленижнемеловом возрасте.

Ряд рудопроявлений рассмотренных выше рудных зон тяготеет к участкам пересечения их с Туколамской зоной, в том числе и наиболее интенсивно в промышленном отношении оруденение кварц-пирит-молибденитового минерального типа (с флюоритом).

Влияние нарушений северо-западного направления на локализацию оруденения заметно и в других участках изученных зон. Примером может служить северо-западная ориентировка Сосновского, Якшинского и Туколамского рудных полей.

КИЖИНГИНО-КУДУНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Рудный район приурочен к Удино-Кудунскому (по А.А. Крупскому) раннекаледонскому геоантиклинальному поднятию, которое с юга и запада ограничено Малханским рифейским геоантиклинальным поднятием, а с востока — раннекаледонским Курбино-Еравнинским эвгеосинклинальным прогибом. Особенностью его геологии является широко проявившийся интрузивный магматизм — раннепалеозойские сининверсионные интрузии (формации гранитоидных батолитов "пестрого" состава, базиты), средне-позднепалеозойские гранитные батолиты, раннемезозойские субщелочные (бичурский комплекс), щелочные (куналейский комплекс) и ультракислые (гуджирский комплекс) граниты. Состав интрузивов указывает на коровые и подкоровые источники поступления вещества. Высокая интенсивность щелочного магматизма рудного района (нижне-мезозойская вулканоплутоническая ассоциация) определяет специфичную редкометаллическую минерализацию.

Существенную роль в металлогении района играет вольфрам. А.А. Крупский, Э.А. Максимова, Д. Жалсабон здесь выделяют Верхне-Сулхаринскую, Кудунскую рудные зоны субширотного простирания и Бом-Горхонский рудный узел.

Кудунская рудная зона охватывает бассейн левых притоков Кудуна-Хуртея и Дултюра. Длина зоны 35 км, ширина 15 км. В ее пределах известны поля развития мезозойских гранитов, вторичные литогеохимические аномалии редких элементов.

Верхне-Сулхаринская рудная зона протягивается в широтном направлении от р. Кижинги до верховьев р. Сулхары на 65 км при ширине 12 км. Она сложена палеозойскими габброидами и гранитоидами, осадочными породами юры и неогеновыми базальтами, кислыми эффузивами цаганхунтейской свиты, массивами куналейских и гуджирских гранитоидов. В пределах зоны известны шлиховые пробы с гюбнеритом и шеелитом, а также локальный минимум в гравитационном поле, аналогичный Бом-Горхонскому месторождению.

Бом-Горхонский рудный узел охватывает территорию около 50 км² в зоне сочленения раннекаледонского Удино-Кудунского и рифейского Малханского геоантиклинальных поднятий. В южной части его находится Бом-Горхонское вольфрамовое месторождение. Площадь этого рудного узла сложена разновозрастными магматическими породами, в меньшей мере — ксенолитами мигматизированных биотитовых, биотитроговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев березовской толщи протерозоя (реки Ара-Тигни, Сагана), покровами фельзитов, ортофиоров и других вулканических образований цаганхунтейской свиты (р. Тарбагатай), песчаниками, конгломератами и гравелитами сангинской свиты гусиноозерской серии (юго-западная часть Кижингинской впадины).

Раннепалеозойские интрузивы представлены диоритами, габбро-диоритами, порфиридовидными гранитами, граносиенитами, сиенитами и лейкократовыми гранитами. Они прорваны Бом-Горхонским плутоном мезозойских средне-крупнозернистых биотитовых и лейкократовых гранитов. Здесь известны также небольшие штоки и жилы мезозойских мелко- и среднезернистых порфиридовидных биотитовых и мелкозернистых лейкократовых гранитов.

Месторождение, по В.И. Сизых [94], расположено в узле пересечения северо-восточного и северо-западного разломов. Северо-восточный разлом, отнесенный к глубинному, контролирует верхнепалеозойские эффузивы, дайки позднепалеозойских гранитоидов, штоки гуджирских гранитов.

В гравитационном поле Бом-Горхонский рудный узел отмечается локальным минимумом. В пределах рудного узла, кроме указанного месторождения, известны проявления вольфрама в пегматитовых жилах, в грейзенизированных породах и кварцевых жилах.

ЧИНА-АМАЛАТСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Чина-Амалатский рудный район находится в северной части Витимского плоскогорья. Он ограничен долинами рек Ципы, Ципикана, Амалата и Икатским хребтом, охватывая площадь 22,5 тыс. км². Здесь широко распространены проявления молибдена, вольфрама, известен ряд участков с перспективными типами оловянной и редкометальной минерализации. Первые сведения о его редкометальности были получены в 40-е гг. И.П. Кравцовым, Н.П. Михно, А.К. Гусевой, К.П. Калининой, а в начале 50-х — дополнены работами П.М. Хренова, В.А. Лисия, А.А. Конева, М.А. Гладышева, А.Д. Шера и др. На этих материалах базировались металлогенические исследования, проведенные Г.Л. Падалкой, М.М. Одинцовым, Н.А. Флоренсовым, П.М. Хреновым, С.Г. Галабурдой [29, 64, 117], определившие в качестве характерных полезных ископаемых района молибден и вольфрам. С учетом данных последующих детальнейших геологических исследований наиболее полно вопросы металлогении рудного района рассмотрены в работах И.Я. Кузьмина [53], который выделил две главнейшие эпохи проявления редкометального оруденения — раннекаледонскую и раннемезозойскую.

Оруденение раннекаледонской эпохи отличается незначительными масштабами и служит своего рода показателем потенциальной рудоносности района, возможности выявления здесь месторождений определенных полезных ископаемых. Редкометальное оруденение проявилось в заключительную стадию складчатого этапа в период становления второй фазы батолитовой гранитоидной формации. Последняя сопровождается пегматитовым, скарновым, грейзеновым и гидротермальным генетическими типами (витимканский рудный комплекс, по И.Я. Кузьмину).

Проявления скарнов представлены молибденит-шеелитовым, а грейзенов — молибденитовым минеральными типами. Молибденит-шеелитовый тип связан с гранатовыми скарнами (Амольское рудопроявление) на контакте штоков раннекаледонских (по П.М. Хренову) адамеллитов и карбонатных сланцев, песчаников кембрия. Скарновые тела неправильной формы прослеживаются по простиранию до 50 м, при мощности до 15 м. Из рудных минералов в них, кроме молибденита и шеелита, присутствуют пирит, халькопирит, магнетит и висмутин. В сопряженных с описываемым районом участках Икатского хребта, относящихся к геоантиклинальному обрамлению Витимкан-Чининской структурно-фациальной подзоны ранних каледонид, подобные образования встречены в Фугловском и Икатском рудных полях.

Молибденоносные грейзены приурочены к апикальным частям массивов гранитоидов второй фазы батолитовой формации раннего палеозоя. Форма рудных тел их подчиняется контурам ослабленных зон. Из рудных минералов в составе грейзенов устанавливаются молибденит, пирит, халькопирит, магнетит, висмутин, редко шеелит и касситерит (Амольское рудопроявление).

Гидротермальные проявления представлены главным образом кварц-молибденитовыми, меньше кварц-шеелитовыми минеральными типами. Молибденоносные жилы и прожилки приурочены к зонам повышенной тре-

щиноватости в гранитах и осадочно-метаморфических породах. Они имеют обычно небольшую мощность и не выдержаны по простиранию. Кроме молибденита и кварца, в составе жил и прожилков отмечаются полевые шпаты, кальцит, мусковит, флюорит, апатит, турмалин, пирит, галенит, пирротин и халькопирит. Кварц-шеелитовый минеральный тип известен в Икатском хребте и на водоразделе рек Малого и Большого Амалата. Это кварцевые жилы среди известняков и сланцев, несущие вкрапленность и гнезда шеелита и в небольших количествах сульфидов свинца, меди, цинка, железа. Вблизи рудопроявлений известны массивы гранодиоритов, диоритов и гранитов раннего палеозоя.

Редкометальное оруденение раннемезозойской металлогенической эпохи проявилось значительно интенсивнее. В этот период район развивался по типу сиалических орогенных зон с четко выраженным преобладанием кислых гранитоидных магм. С последними связан нырокский олововольфрам-молибденовый рудный комплекс. Эндогенные редкометальные проявления представлены главным образом гидротермальным и меньше пневматолитогидротермальным типами руд. Это, видимо, следствие близповерхностного формирования вулканоплутонической гранитной формации и связанного с ним оруденения. Для нырокского комплекса еще в большей степени, чем для витимканского, характерна многокомпонентность состава руд проявлений, полистадийность минералообразования, обязанные пульсационному функционированию магматического очага.

Вольфрамит-молибденитовый минеральный тип грейзеново-гидротермальных проявлений нырокского рудного комплекса проявлен, главным образом, в пределах штоков материнских гранит-порфиров. Это обычно крайне сложные, неправильные по форме, штокерковые зоны кварцевых рудоносных инъеций, обусловивших мусковитизацию вмещающих пород и образование слюдястых оторочек в зальбандах прожилков. Формирование оруденения на изученных участках (Нырокское, Верхне-Амандакское) сопровождалось полистадийным кислотным метасоматозом.

В составе грейзенизированных пород присутствуют кварц, мусковит, альбитизированный калиевый полевой шпат, редко флюорит, из рудных — пирит, гематит, реже — вольфрамит, молибденит и аксессуарный берилл. Близкий минеральный состав характерен и для кварцевых прожилков главной стадии.

Молибденитовый минеральный тип отличается от охарактеризованного выше лишь отсутствием вольфрамита и связи с интенсивным проявлением кварц-мусковитового метасоматоза. В северной части Витимского плоскогорья он представлен наиболее широко среди всех типов редкометального оруденения, однако промышленных объектов его добычи здесь не известно.

Выделенные И.Я. Кузьминым главнейшие структурные элементы (Туркино-Бамбуйский структурный шов, системы поперечных разломов, Туркино-Багдаринский прогиб и сопряженное геосинклинальное поднятие, Точеро-Нырокское и Талой-Ципинское поперечные поднятия) были заложены в геосинклинальную стадию развития докембрия — раннего палеозоя. В последующие геологические эпохи существенной перестройки структур не последовало. Вместе с тем именно с развитием раннемезозойской активизированной зоны, наследовавшей контуры раннекаледонского Туркино-Багдаринского прогиба, которое проходило при преобладании восходящих движений, связано завершение формирования рудного района как редкометального.

Весьма важное значение в геологическом развитии и в металлогении района имели долгоживущие поперечные системы разломов. В комбинации с продольными они обусловили складчато-глыбовое строение древнего фундамента, поясное распространение полезных ископаемых и локализацию редкометалльных рудных зон и узлов.

Рудный район характеризуется устойчивой редкометалльной специализацией в течение длительного периода. Это его отличительная особенность в сравнении с Джидинским, Кижингино-Кудунским и Средне-Витимским редкометалльными районами. В последних унаследованное развитие металлогении редких металлов, характерное для крупных провинций земного шара [96], не установлено [121], а если проявлено, то не отчетливо.

Выделенные в рудном районе металлогенические зоны имеют ограниченные размеры, представляя собой чаще всего моноцикличные структуры, которые можно подразделить на раннекаледонские и раннемезозойские. Один из главных факторов развития ее зональности — это одновременность проявления минерализации, что обусловило разобщенность редкометалльных зон, подчиненных в основном различным структурным элементам рудоконтролирующего шва.

Раннекаледонские редкометалльные металлогенические зоны устанавливаются на северо-западной и юго-восточной периферии Туркино-Бамбуйского пояса (Талойская, Витимканская, Амалатская). В соответствии с представлениями В.И. Смирнова [97] и А.Д. Щеглова [121], они отнесены к зонам стадии общих восходящих движений и главных фаз складчатости.

Талойская металлогеническая зона приурочена к геантиклинальному обрамлению Богдаринской структурно-фациальной подзоны шовного нижне-среднекембрийского прогиба. В современном эрозионном срезе геантиклинальное обрамление сложено мраморами и метаморфическими сланцами нижнего протерозоя, гранитоидами батолитовой формации раннего палеозоя, а также редкими плутонами нефелиновых и щелочных сиенитов палеозоя.

Зона протяженностью 70—80 км и шириной до 25 км контролируется Имакан-Олиндинским и Талойским продольными разломами. Плоскости сбрасывателей их круто падают навстречу друг другу. На юго-западном окончании зоны происходит слияние рудоконтролирующих разломов в единую структуру, прерывающуюся в районе Чиноканского жесткого выступа, а на северо-востоке зона ограничена Талой-Ципинским поперечным поднятием.

Оперяющие сколовые трещины разломов вмещают жильные и линзообразные тела редкометалльных пегматитов и редкоземельных альбититов витимканского рудного комплекса. Их проявления вытягиваются цепочками в висячих крыльях глубинных разломов, а наибольшее скопление отмечено в узлах их пересечений. Рудные тела здесь имеют северо-восточную и северо-западную ориентировку. В этих же участках устанавливаются проявления кварц-молибденитового минерального типа (Ципиканское, Михайловское), но они для зоны менее характерны, а масштабы оруденения невелики.

Витимканская металлогеническая зона расположена юго-западнее Талойской и отделена от нее Чиноканским жестким выступом — фрагментом Точеро-Нырокского поперечного поднятия. Зона длиной 50—60 км и шириной 25—30 км приурочена к северо-западному геантиклинальному обрамлению Витимкан-Чининской структурно-фациальной подзоны нижне-среднекембрийского шовного прогиба. Она сложена сланцами, песчаниками, известняками, конгломератами нижнего и верхнего протерозоя, ниже-

го и среднего кембрия. Широко распространены гранитоиды протерозоя и раннего палеозоя. Главные рудоконтролирующие структуры — Горбылокский, Витимканский и Чининский продольные глубинные разломы. Витимканский разлом протягивается в пределы Талойской зоны, разделяясь на Имакан-Олиндинский и Талойский разломы. Несмотря на тесную пространственную и структурную связь Витимканской и Талойской зон, они отличаются спецификой проявления редкометального оруденения. В пределах Витимканской зоны оруденение представлено молибденит-содержащими грейзенами, молибденит-шеелитовыми скарнами (Амольское рудопроявление) и кварц-молибденитовыми жилами, мало характерными для Талойской зоны. В юго-западной части металлогенической зоны устанавливаются кварц-шеелитовые жилы (Скалистое рудопроявление).

Наибольшая концентрация рудопроявлений устанавливается в узлах пересечения разнонаправленных разломов (Амольский структурный узел). В пределах описываемой зоны известны также литогеохимические ореолы молибдена и шлиховые — шеелита.

Различия, устанавливаемые между Витимканской и Талойской зонами, обусловлены проявлением блоковой поперечной зональности. Чиноканский выступ здесь играет роль структурного барьера, разделяющего разнохарактерные хотя и одновременные металлогенические зоны.

Амалатская металлогеническая зона расположена в юго-восточном геантиклинальном обрамлении Багдаринской структурно-фациальной подзоны ниже- и среднекембрийского шовного прогиба. Она сложена гнейсами, кристаллическими сланцами и в меньшей степени мраморами позднего архея, интродуцированными рудоносными гранитоидами раннего палеозоя. В целом Амалатская металлогеническая зона в отношении редкометальной минерализации беднее чем Талойская и Витимканская. Здесь известны редкие небольшие проявления существенно кварц-молибденитового минерального типа.

Раннемезозойская Нырокская редкометальная металлогеническая зона приурочена к центральной части Туркино-Бамбуйского пояса. Она связана с раннемезозойской активизацией ниже-среднекембрийского шовного прогиба. На северо-востоке зона сопряжена с Бамбуйской, от которой была отделена в раннем мезозое Талой-Ципинским поперечным поднятием. С северо-запада и юго-востока Нырокская зона ограничена Талой-Витимканским и Мало-Амалатским продольными разломами. В пределах зоны распространены проявления перспективного олово-вольфрам-молибденового (Нырокского) рудного комплекса. В центре зоны располагается Точеро-Нырокское раннекаледонское поперечное поднятие, оказавшееся в раннем мезозое структурным барьером. Обрамляющие это поднятие поперечные глубинные разломы, в сочетании с продольными, определили зональность рудных зон.

Зональность рудных зон находит выражение в локализации структурных узлов с редкометальным оруденением в линейных ослабленных участках земной коры, связанных пространственно и генетически с зонами поперечных разломов. Структурные узлы контролируются пересечениями продольных и поперечных разломов. Различного типа минерализация местами проявлена и за пределами этих наиболее проницаемых участков, распространяясь вдоль зон поперечных разломов.

И.Я. Кузьмин выделяет следующие типы поперечных рудных зон: I — поперечные поднятия и обрамляющие их зоны разломов, а также разломы, связанные со структурой нижнепротерозойского фундамента (Левко-Агендинская, Точеро-Средне-Багдаринская, Улюгли-Васильевская, Верхне-Талойская, Кудурская зоны); II — скрытые протяженные зоны разломов фунда-

мента, заложенные в позднем протерозое в связи с прогибами (Тилимская, Сайжекская, Верхне-Хойготская и Маректинская зоны); III — мелкие поперечные нарушения, заложенные в раннем палеозое в процессе сдвиговых нарушений, обрывающих разломы I и II типов; IV — субмеридиональные системы разломов, проявленные по биссектрисе угла пересекающихся разнонаправленных складчатых структур. Для зон I типа наиболее характерны молибден и вольфрам, для II типа — олово.

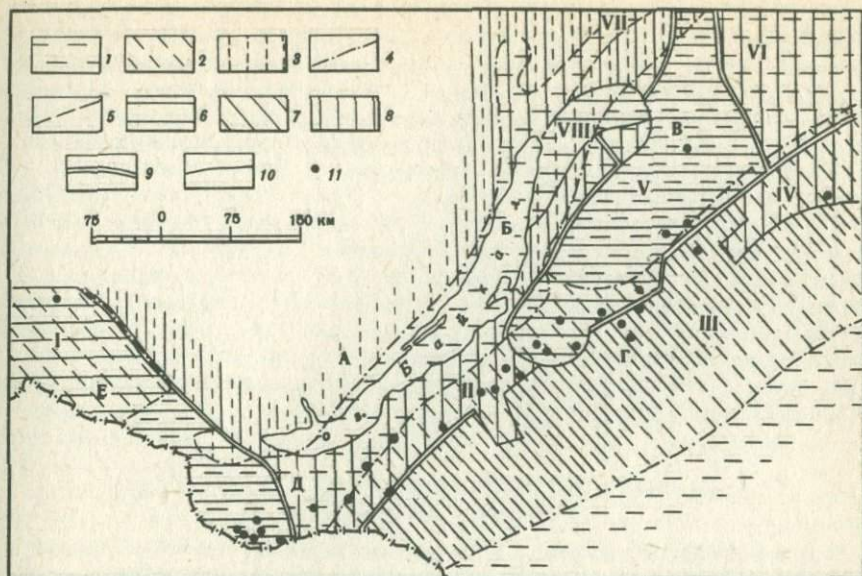
ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Анализ размещения рудных районов и перспективных месторождений в гравимагнитных полях (рис. 27) позволяет установить их связь с элементами региональных геофизических полей.

Однородным гравитационным полем характеризуются Джидинский, Кижингино-Кудунский, Средне-Витимский и Чина-Амалатский рудные районы, причем Джидинский и Чина-Амалатский находятся в зонах относительного минимума (Джида-Саянском, Баргузинском). Кижингино-Кудунский рудный район расположен в зоне гравитационного поля средней интенсивности (Селенгино-Витимской), а Средне-Витимский — в зоне относительных гравитационных максимумов (Амалатской). Селенгинский и Курбино-Еравнинский рудные районы имеют неоднородное гравитационное поле. Юго-восточная часть Селенгинского рудного района находится в Селенгино-Витимской зоне поля гравитации средней интенсивности, а его центральная и северо-западная части — в Байкало-Желтуринской зоне относительных максимумов силы тяжести. Гравитационное поле Курбино-Еравнинского рудного района характеризуется относительными максимумами (Байкало-Желтуринская зона) и минимумами (Баргузинская зона), а также средними значениями силы тяжести (Селенгино-Витимская зона). Перспективные типы молибденовых и вольфрамовых месторождений и промышленные концентрации этих металлов локализованы во всех трех типах площадных элементов гравитационного поля. Промышленные месторождения вольфрама к настоящему времени установлены в Джида-Саянской зоне относительного гравитационного минимума и в Селенгино-Витимской зоне поля средней интенсивности, а молибдена — в Джида-Саянской зоне относительного минимума силы тяжести и в Байкало-Желтуринской и Амалатской зонах относительного ее максимума. Перспективные штоковерковые месторождения молибдена в блоках с повышенной и пониженной гравитацией (или соответственно — мощностью земной коры).

По характеру магнитного поля рудные районы относятся также к зонам с различными свойствами. Джидинский район и северо-западная часть Селенгинского принадлежат Хамар-Дабанской зоны с отрицательным магнитным полем; Кижингино-Кудунский, Средне-Витимский, юго-восточная часть Курбино-Еравнинского — к Селенгино-Витимской зоне знакопеременного магнитного поля; Чина-Амалатский — к Баргузино-Муйской зоне отрицательного магнитного поля.

Анализ геофизических данных по рудным районам позволил выявить две их группы с близкими значениями характеристик магнитного и гравитационного полей: 1) Джидинский и Чина-Амалатский рудные районы и 2) Средне-Витимский, центральная и северо-восточная части Селенгинского и юго-западная часть Курбино-Еравнинского. Рудные районы, входящие в первую группу, не равноценны по промышленной значимости месторождений. Во второй группе возможна аналогия между Средне-Витимским и Селенгинским рудными районами.



Р и с. 27. Схема размещения штокверковых молибденовых и вольфрамовых месторождений в гравимагнитных полях (составила Е.Е. Батурина)

Элементы геофизических полей (по П.А. Попову). Магнитное поле: 1 — отрицательное, 2 — знакопеременное, 3 — положительное; 4 — границы зон: А — Прибайкальской, Б — Байкало-Муйской, В — Баргузино-Муйской, Г — Селенгино-Витимской, Д — Хамар-Дабанской, Е — Восточно-Саянской, 5 — границы подзон. Гравитационное поле: 6 — зоны относительных минимумов, 7 — зоны поля средней интенсивности, 8 — зоны относительных максимумов, 9 — гравитационные ступени, 10 — границы зон: I — Джида-Саянской, II — Байкало-Желтуринской, III — Селенгино-Витимской, IV — Амалатской, V — Баргузинской, VI — Муйской, VII — Северо-Байкальской, VIII — Баргузино-Ангарской, IX — Котерской; 11 — штокверковые месторождения вольфрама и молибдена

Рассмотренные данные о геофизических полях свидетельствуют о разнообразии их в рудных районах и об отсутствии ярко выраженных сочетаний гравитационного и магнитного полей, которое следовало бы считать наиболее перспективным и использовать для прогноза новых рудных районов. Более информативны такие данные для штокверкового структурно-морфологического типа оруденения. Находясь (как и рудные районы) в зонах относительных минимумов, максимумов и средней интенсивности гравитационного поля, они приурочены к границам этих зон и подзон. Так, Хангитуйское, Малыгинское, Жиримское и Семеновское рудопроявления тяготеют к границе Байкало-Желтуринской гравитационной зоны с Селенгино-Витимской; Мало-Курбинское и Зангодинское рудопроявления локализованы вблизи границы Баргузинской гравитационной зоны с Байкало-Желтуринской; Тарасовское, Амалатское, Высотное, Нырокское, Верхне-Амандакское, Магнетитовое и Витимское рудопроявления расположены вдоль границы Баргузинской и Селенгино-Витимской гравитационных зон. Месторождение Орекиткан приурочено к южной границе Амалатской гравитационной зоны. Границами этих зон в большинстве случаев являются гравитационные ступени, которые интерпретируются как наиболее крупные региональные разломы глубинного заложения.

Отчетливо устанавливается связь размещения редкометалльных место-

рождений с мощностью "гранитного" слоя, формой его подошвы, блоковым строением и глубинной тектоникой. К региональным гравитационным минимумам и зонам относительно пониженных значений силы тяжести, которые интерпретируются И.С. Лебедевым как зоны "гранитного" слоя, мощностью 6—10 и более 10 км, приурочено 77,5% проявлений молибдена. К региональным гравитационным максимумам и зонам средних значений силы тяжести, рассматриваемым как зоны "гранитного" слоя, мощностью 3—6 и менее 3 км, приурочено всего 22,5% проявлений молибдена. Кроме того, из всех молибденовых рудопроявлений 36% тяготеет к глубинным гравитационным ступеням на границах зон "гранитного" слоя разной мощности. Промышленно-перспективное штокверковое оруденение залегает преимущественно (на 72%) в зонах с мощностью "гранитного" слоя 6—10 и более 10 км. В крупном блоке земной коры с мощностью "гранитного" слоя менее 3 км, ограничивающем рудный район с востока, обнаружены лишь единичные неперспективные рудопроявления.

ОБЩАЯ СХЕМА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Итогом вышеизложенного рассмотрения главных черт геологического строения и тектоно-магматической активности Западного Забайкалья, показанных выше на примерах всех шести рудных районов, отдельные рудопроявления и месторождения которых подробно изучены и описаны, является сводная карта-схема металлогенического районирования (рис. 28, см. вкл.). Это специализированная на молибден и вольфрам металлогеническая карта, уменьшенная с составленной автором карты более крупного масштаба и, соответственно, упрощенная. Вследствие чего утрачены детали, но есть выигрыш в целом. На данной схеме отражено не просто современное состояние знаний о геологии и металлогенической изученности Западно-Забайкальского региона и частью — прилегающих, а самое существенное из всего известного о нем, того, что могло бы быть важным в дальнейшем. Отметим те особенности геологии и металлогении региона, которые имеют проблемное значение.

1. В геологическом строении Западного Забайкалья главную роль играют магматические породы. Они слагают более 80% его площади, причем на гранитоиды приходится около 70%. Все тектоно-магматические циклы содержат породы с повышенной щелочностью. Развитие пространственно совмещенного разновозрастного магматизма (ультраосновного, основного, щелочного и кислого) служит признаком участия в его формировании мантийного вещества, активизированного, по-видимому, длительно существующими центрами термовозбуждения в мантии, с которыми связаны теплоток и потоки трансмагматических растворов (флюидов) и привнос щелочей и летучих, участвующих в гранитообразовании и постмагматическом рудообразовании. Тесная перемежаемость кислых, щелочных и основных пород в единых вулканогенных и интрузивных формациях предполагает одновременное или близкое по времени возникновение разноглубинных магматических очагов, что также невозможно представить без допущения участия мантийного вещества. Объяснение генезиса магматических пород, в особенности рудоносных гранитоидов, поможет ответить на вопрос об источнике рудного вещества.

2. Большое значение в геологическом развитии региона принадлежит рифтогенезу, которому в последнем десятилетии исследователи придают значение универсального планетарного тектонического процесса. Рифтооб-

разование проявилось неоднократно. Оно дало троговые прогибы: Витимканский, Багдаринский, Котерский — в позднем протерозое, Джидинский, Удино-Витимский — в раннем палеозое и межгорные впадины: Забайкальского типа — мезозойские, а Байкальского типа — кайнозойские.

Широкое развитие в Западном Забайкалье магматических комплексов концентрически-зонального строения в области позднепалеозойского — мезозойского рифтогенеза, установленное при относительно крупномасштабной геологической съемке, а также явные черты их сходства с магматогенными кольцевыми комплексами Африкано-Аравийского рифтового пояса — выдвигают в качестве актуальной проблемы их изучение и комплексную прогнозную оценку (в том числе на месторождения карбонатитового типа).

С целью среднемасштабного прогноза необходимо изучить закономерности размещения магматогенных структур центрального типа, их связь с рифтогенными разломами и линеamentами региона, а для локального прогнозирования — металлогеническую зональность центральных магматогенных структур.

3. Магматическая активность в позднем палеозое — мезозое в разных частях Западно-Забайкальского вулканоплутонического пояса проявилась неодновременно, неравномерно и с разной силой. Наибольшей интенсивности процессы активизации достигли в Селенгинской Даурии, которая является своеобразным центром, к северо-востоку и к западу от которого происходит постепенное ослабление вулканической и интрузивной деятельности.

4. Главные элементы металлогенической зональности Западного Забайкалья, линейные (рудные: пояс, зона) и нелинейные (рудные: район, узел, поле) контролируются глубинными разломами и их сочетаниями, а структура месторождений определяется особенностями их проявления в верхнем структурном этаже. Для эффективного локального прогнозирования необходимо изучить: связь местных (рудовмещающих) структур с региональными (рудоконцентрирующими, рудоконтролирующими, рудораспределяющими), механизм возникновения тех и других и их взаимодействия.

В пределах рудоконтролирующих структур всех рангов оруденение обычно располагается прерывно. Это обстоятельство иногда неправильно используется для отрицания выявленных закономерностей, тогда как оно, напротив, их усиливает.

5. Промышленные концентрации молибдена установлены в Джидинском, Селенгинском, Средне-Витимском, а вольфрама — только в Джидинском и Кижингино-Кудунском рудных районах. Благоприятные предпосылки на эти металлы имеются и в других рудных районах, но для их подтверждения необходимы новые целенаправленные геолого-поисковые исследования (см. дальше пункт 8).

6. Крупные концентрации молибденовых и вольфрамовых руд сформировались в результате многостадийного процесса в связи с многофазными интрузиями (гуджирский и соготинский комплексы), причем промышленные месторождения вольфрама (Холтосон, Инкур) ассоциируют с последней фазой гуджирского комплекса — горкинскими гранитами. Вольфрамоносность соготинского комплекса пока не установлена.

7. Типизация оруденения проведена по генетическим типам и минеральным ассоциациям. Отличия между минеральными типами часто обусловлены полнотой проявления постмагматических процессов — этапов и стадий рудообразования. Общепризнанным эталоном молибденвольфрамовых месторождений является Джидинское, где установлены следующие этапы рудообразования: 1) молибденовый и 2) молибден-редкометалльный — (Перво-

майский штокверк), 3) редкометальный и 4) редкометально-вольфрамовый (Инкурский штокверк), 5) вольфрамово-полиметаллический (Холтосонское жильное месторождение), 6) полиметаллический — все рудное поле, 7) золото-полиметаллический — периферия рудного поля.

8. Наряду с чертами сходства месторождений, позволившими провести их систематизацию, полная аналогия между ними не устанавливается. Каждая рудномагматическая система (интрузив — месторождение) развивалась индивидуально. Эта особенность установлена для джидинского рудного района Е.Н. Смолянским и автором при металлогеническом анализе еще в 1966 г., а для Селенгинской Даурии — в последние годы В.В. Скрипкиной. Она должна учитываться при геологическом доизучении соответствующего масштаба в Джидинском и Селенгинском районах и при планомерных геолого-поисковых работах во всех рудных районах Западного Забайкалья.

Произведенный металлогенический анализ (рис. 28) показал, что перспективы Западного Забайкалья на обнаружение не известных ранее промышленных концентраций молибдена и вольфрама не исчерпаны. Это относится по существу ко всем рудным районам, таким как Джидинский, характеризующимся высокой степенью геолого-поисковой изученности и к новым, редкометальный потенциал которых начал исследоваться в последнем десятилетии (например, Селенгинскому). Ряд рудных зон, выделенных автором на металлогенических картах рудных районов, еще очень слабо изучен. Во многих случаях геологическим поискам препятствуют сложные природные условия, так как значительная часть объектов принадлежит к числу трудно обнаруживаемых (скрытые под мощными молодыми осадочными и вулканогенными отложениями, залегающими на глубине и не выходящие на современную поверхность). В подобной ситуации одними из перспективных методов поисков являются геохимические. Эффективность последних обеспечивается знанием геохимических особенностей рудоносных интрузий, их эндогенных и гипергенных ореолов, а также учетом геохимической специализации геологических формаций и зон разломов наряду с геофизическими данными о них.

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Вопросам магматизма различных районов Западного Забайкалья посвящены работы многих исследователей. Широкое распространение интрузивных и вулканогенных пород при ограниченных площадях развития достоверно датированных стратифицированных толщ обусловило неоднозначность оценки возрастных интервалов, соотношения и объема различных комплексов. Так как молибденовое и вольфрамовое оруденение генетически и парагенетически связывается с гранитоидным магматизмом, в данном разделе, естественно, рассматриваем только гранитоидные комплексы.

Среди пород гранитоидного ряда выделяются докембрийские (в основном протерозойские), раннепалеозойские, средне-верхнепалеозойские и мезозойская возрастные группы (рис. 28). Они соответствуют орогенным этапам крупных циклов геосинклиналильного развития региона (байкальский, каледонский) и постконсолидационной тектоно-магматической активизации (средне-верхнепалеозойский, мезозойский). Генетическая связь молибденового и вольфрамового оруденения с определенными комплексами гранитоидов не всегда точно установлена и лишь для мезозойской тектоно-

магматической активизации она доказывается определенно с гуджирским и менее достоверно с куналейским комплексами.

В подавляющем большинстве случаев месторождения и рудопоявления пространственно тяготеют к площадям распространения лейкократовых субщелочных и нормальных гранитов, граносиенитов. В пределах рудных полей с кварц-шеллитовым минеральным типом известны также диориты и гранодиориты. Массивы лейкократовых гранитов слагают обычно небольшие штокообразные тела, приуроченные к крупным дизъюнктивным нарушениям.

О ВОЗРАСТЕ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ

Для прогнозно-металлогенической оценки территории на молибден и вольфрам важным вопросом является возраст оруденения, которое сформировалось в раннем (витимканский, джидинский рудные комплексы), в среднем-позднем палеозое (зазинский, соготинский, улукчинский, кудунский рудные комплексы) и в мезозое (бичурский, куналейский, гуджирский рудные комплексы). Установлена неравнозначная промышленная ценность рассматриваемого оруденения. Наиболее перспективной до последнего времени считалась мезозойская гуджирская рудная формация. В последние годы подтверждается промышленная важность ряда рудных комплексов посленижнепалеозойских гранитоидов.

Точная возрастная датировка рудоносных интрузивов рассматриваемой территории не имеет, как правило, прямого геологического обоснования, для этих целей использовались определения абсолютного возраста. Нами обобщены результаты анализов многих исследователей. Значительная часть их систематизирована В.И. Игнатовичем [41] и Т.А. Рокачук. К

Таблица 2
Результаты определения абсолютного возраста пород
формации гранитоидных батолитов "пестрого" состава

Проба	Состав пробы и место взятия	Возраст, млн. лет	Источник информации
Курбино-Еравнинский рудный район			
б/н	Диорит	483	ЦЛК БГУ, Ю.П. Козлов, 1969 г.
б/н	Биотит-роговообманковый диорит	470	" Г.В. Сотников, 1964
1618	Гранит	350 ± 15	" Ф.В. Рукавец, 1964 г.
04054	Биотитовый гранит	356 ± 35	" В.В. Балханов, 1966 г.
2214	Порфиридовый биотитовый гранит	446 ± 44	ИГиГ СО АН СССР, М.П. Михайлов, 1968 г.
539 ^a	Порфиридовый гранит	425 ± 42	ЦЛК БГУ, В.Ф. Ерхов, 1965 г.
б/н	Биотитовый гранит	619	" Г.В. Сотников, 1964 г.
Джидинский рудный район			
285-4-10	Биотитовый гранит, падь Нюрюта	521 ± 52	ЦЛК БГУ, Е.Е. Батурина, Е.Н. Смолянский, 1960 г.
293-1-2	Биотитовый порфиридовый гранит, падь Улукчин	589 ± 58	То же
252-12-1	Среднезернистый гранит, падь Булуктай	635 ± 63	"

Таблица 3
 Результаты определения абсолютного возраста
 пород формации гранитоидных батолитов
 (средне-позднепалеозойских постинверсионных)

Проба	Состав пробы и место взятия	Возраст, млн. лет	Источник информации
1	2	3	4
Курбино-Еравнинский рудный район			
2619 ^a	Порфиоровидный биотитовый гранит, р. Кыджимит	338±33,8	ЦЛК БГУ, В.И. Дубченко, 1968 г.
2626	Порфиоровидный биотитовый гранит, левый берег р. Учтиты	356±35,6	То же
2227	Порфиоровидный сиенит	359±35	ИГИГ СО АН СССР, М.П. Михайлов, 1968 г.
676	Среднезернистый биотитовый гранит, р. Нарын-Бильчир	254±25	То же
к-138	Морион-гранит, бассейн р. Кыджимита	245	ИГИГ СО АН СССР, Ю.М. Янов, 1967 г.
1252	Мелкозернистый гранит, Она-Туркинский водораздел	255	То же
б/н	Среднезернистый лейкократовый гранит	300	ЦЛК БГУ, Э.Н. Зеленый, 1967 г.
б/н	Порфиоровидный лейкократовый гранит	260	То же
1215	Биотитовый гранит	287±28,7	ЦЛК БГУ, В.В. Балханов, 1966 г.
03122	Аляскит	247±24,7	То же
Месторождение Солонго-Магнетитовое			
б/н	Лейкократовый гранит	231	ЛАГЕД АН СССР, В.И. Панов, 1967 г.
	То же	241	То же
б/н	Сиенит-порфир	270	ЦНИГРИ, В.И. Панов, 1967 г.
б/н	Лейкократовый гранит	253	" Д.Э. Цыденова, 1970 г.
4285-30	Среднезернистый лейкократовый гранит, скв. 367	265±15	ИГИГ СО АН СССР, В.И. Игнатович, 1972 г.
4286-31	То же, скв. 315	250±3	То же
б/н	Лейкократовый гранит	253	ВИМС, Н.Г. Шмидт, 1967 г.
б/н	Лейкократовый гранит с молибденитом	241	ЦЛК БГУ, В.А. Дворкин-Самарский, 1968 г.
	То же	231	То же
4-13-6	Грейзенизированный гранит, водораздел руч. Семенова и Среднего	360	ЦЛК БГУ, Ф.Г. Рейф, 1970 г.
127	Мелкозернистый лейкократовый гранит, бассейн р. Малой Курбы	228	ЦЛК БГУ, Е.М. Багадаев, 1969 г.
Мало-Курбинское месторождение			
4281-26	Мелкозернистый лейкократовый гранит	224±11	ИГИГ СО АН СССР, В.И. Игнатович, 1972 г.
4282-27	То же	248±5	То же
к-в	Лейкократовый гранит, левый борт р. Хан-Жаргалан	249	ЦЛК БГУ, Н.А. Фишев, 1971 г.
к-г	То же	223	То же

Т а б л и ц а 3 (окончание)

1	2	3	4
496-д	Мелкозернистый лейкократовый гранит, уч. Бутуй	324	''
б/н	То же	317	''
Шубугуйское рудопроявление			
10622	Мелкозернистый лейкократовый гранит	245	''
б/н	То же	239	''
2702-6	Лейкократовый гранит, р. Додо-Хыбыкты	269	ЦЛК БГУ, В.И. Пелепягин, 1973 г.
	То же	268	То же
624	Мелкозернистый лейкократовый гранит, р. Домная	281	ЦЛК БГУ, Д.Д. Сагалуев, 1972 г.
	То же	360	То же
524	''	249	''
	''	233	''
Мальгинское рудопроявление			
4279-24	Гранит, Тэмэнский массив	247±5	ИГиГ СО АН СССР, В.И. Игнатович, 1972 г.
4280-25	То же	256±12	То же
Кижингино-Кудунский рудный район			
710	Лейкократовый гранит, междуречье Кижинги и Ильки	272	ЦЛК БГУ, Г.А. Ермаков, 1967 г.
Джидинский рудный район			
317-3-1	Среднезернистый лейкократовый гранит	309±30	ЦЛК БГУ, Е.Е. Батурин, Е.Н. Смолянский, 1966 г.
266-2-4	Порфиридный монзонитоид, р. Улекчин	361±36	То же
314-3-2	Монзонит, р. Улекчин	317±31	''
345-1-1	Среднезернистый лейкократовый гранит, падь Утухтуй	281±28	''
327-6	Лейкократовый мелкозернистый гранит, падь Урт-Дабан	255±25	''
327-3	Гранит-порфир, падь Урт-Дабан	250±25	''
Селенгинский рудный район			
Нарын-Ичетуйское рудопроявление			
4275-20	Сиенит	280±11	ИГиГ СО АН СССР, В.И. Игнатович, 1972 г.
4276-21	То же	264±9	То же

Т а б л и ц а 4

Результаты определения абсолютного возраста бичурского комплекса гранитов

Проба	Состав пробы и место взятия	Возраст, млн. лет	Источник информации
1	2	3	4
Селенгинский рудный район			
5144 ^a	<i>Тамирское рудопроявление</i> Среднезернистый лейкократовый гранит, Тамирский массив	177	ЦЛК БГУ В.А. Новиков, 1973 г.
3225	То же	217	" Д. Жалсабон, 1967 г.
A-18	<i>Хамнигадайский массив</i> Среднезернистый лейкократовый гранит	216	" В.А. Новиков, 1973 г.
б/н	То же	230	"
840-67	Морион-гранит	183	ИГиГ СО АН СССР, Я.А. Колсалс и др., 1969 г.
1126-67	Мелкозернистый лейкократовый гранит, р. Бичура, 3 км от устья	176	То же
913-67	Аплитовидный микрогранит, р. Нижняя Альцега	174±6	"
884-67	Лейкократовый гранит, р. Нижняя Альцега	227	"
860-67	То же, устье р. Нижняя Альцега	190	"
1100-67	Мелкозернистый лейкократовый граносиенит, р. Бичура, правый берег	178±2	"
1094-67	Биотит-роговообманковый граносиенит, р. Бичура, правый берег	188	"
1190-67	То же, р. Большой Куналей, 12 км от устья	180	"
8260	Среднезернистый лейкократовый гранит, гора Моностой	171	ЦЛК БГУ, В.А. Новиков, 1973 г.
к-7	Лейкократовый гранит, р. Мухор-Тала, 5 км от устья	199,2	" В.А. Новиков, 1966 г.
к-15	Лейкократовый гранит, среднее течение р. Хилок	196	" В.А. Новиков, 1966 г.
Курбино-Еравнинский рудный район			
1311	Лейкократовый гранит, междуречье Майлоты и Верхней Хыбыкты	208,8	ЦЛК БГУ, В.Ф. Рукавец, 1964 г.
4823-28	<i>Тарасовское рудопроявление</i> Крупнозернистый лейкократовый гранит	202±5	ИГиГ СО АН СССР, В.И. Игнатович, 1972 г.
4283-29	То же	213±2	
557	Гранит-порфир, правобережье Алянги	220	ЦЛК БГУ, В.И. Дубченко, 1968 г.
2561	Мелкозернистый лейкократовый гранит	196	" М.П. Михайлов, 1968 г.
212	То же	220	
4277-22	<i>Жиримское рудопроявление</i> Гранит-порфир	220±8	ИГиГ СО АН СССР, В.И. Игнатович, 1972 г.
4278-23	То же	184±4	То же

Т а б л и ц а 4 (окончание)

1	2	3	4
Джидинский рудный район			
<i>Чемуртаевское месторождение</i>			
4273-18	Крупнозернистый гранит	219	ИГиГ СО АН СССР, В.И. Игнатович, 1972 г.
4272-17	Мелкозернистый гранит	220	То же
Кижингино-Кудунский рудный район			
б/н	Лейкократовый гранит, Тогул-Шалонский массив	182	Лаборатория ЧГУ, Ю.П. Скрюченков, 1963 г.

Т а б л и ц а 5

Результаты определения абсолютного возраста
формации ультракислых гранитов (гуджирский комплекс)

Проба	Состав пробы и место взятия	Возраст, млн. лет	Источник информации
1	2	3	4
Джидинский рудный район			
Джидинское месторождение			
1024/59	Биотит из гранит-порфира	124±4	ИГЕМ АН СССР, [6]
8153	Биотит из лейкократового порфировидного гранита	145±3	То же
б/н	Гранит-порфир	160	ИГ Докембрия АН СССР, Чупров, 1963 г.
б/н	Браннерит из рудного прожилка*	135	То же
	То же	130	"
	"	115	"
	"	135	"
б/н	Мусковит из кварцево-гюбнеритовой жилы Холтосонского месторождения	140±7	ИГЕМ АН СССР, М.М. Повилайтис, 1966 г.
б/н	Мусковит из кварцевого прожилка с гюбнеритом Инкурского штокверка	144±8	То же
б/н	Мусковит из редкометального прожилка Первомайского месторождения	147±8	"
к-1-65	Гранит-порфир	113	ИГиГ СО АН СССР, Я.А. Косалс и др., 1969 г.
645/67	То же	115	То же
к-2-65	Биотитовый лейкократовый гранит	105	"
107/65	Кварц-микроклиновыи пегматоидный метасоматит	102	"
386/64	То же	101	"
311/64	Мелкозернистый лейкократовый гранит	96	"
138/64	Кварцевый сиенит-порфир (дайка)	113	"
617/67	То же	115	"

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4
4274 (19)	Порфиroidный гранит, Первомайский массив	113±2	" В.И. Игнатович, 1972 г.
1509 ^Д	Грейзен, Холтосонское месторождение	127±5	ВСЕГЕИ, К.А. Марков и др., 1970 г.
1509 ^Д -1	То же	130±5	То же
1509 ^Д -2	"	140±3	"
184	Грейзен (Инкурское месторождение)	121±5	"
2030-а	То же	132±5	"
б/н	Галенит*	180	ИГЕМ АН СССР, [80]
	Браннерит из кварцевых прожилков*	135±5	ВСЕГЕИ, [121]
20 ^а /58	Биотит из лейкократового порфиroidного гранита	120±3	ИГЕМ АН СССР, [6]
808	Гранит-порфир, горкинский массив	160	ВСЕГЕИ, Н.И. Полевая, 1972 г.
А-323-В	Гранит-порфир	99±3	ИГиГ СО АН СССР, Я.А. Косалс и др., 1969 г.
96/64	То же	98±3	То же
Булуктаевское месторождение			
928/65	Среднезернистый лейкократовый гранит	98	ИГиГ СО АН СССР, Я.А. Кослас и др., 1969 г.
968 ^а /65	То же	105	То же
4270-7	Аляскитовый гранит	134±2	" В.И. Игнатович, 1972 г.
40-1-1	Лейкократовый гранит	172	ЦЛК БГУ, А.Ф. Носков и др., 1962 г.
251-1-3	Гранит-порфир, падь Азарга	172±17	ЦЛК БГУ, Е.Е. Батурина, Е.Е. Смоленский, 1966 г.
Средне-Витимский рудный район			
	Ореkitканский массив		
114	Мусковит из крупнозернистого порфиroidного гранита	165	ИГЕМ АН СССР, А.Р. Зилов, 1964 г.
114	Микроклин из крупнозернистого порфиroidного гранита	178	То же
175	Циркон из мелкозернистого лейкократового гранита*	169	"
4732-33	Порфиroidный гранит	130±3	ИГиГ СО АН СССР, В.И. Игнатович, 1972 г.
4732-36	Гранит-порфир, дайкообразное тело	120±1	То же
4734	Лейкократовый гранит	131±4	" В.И. Сотников
4735	Кварцевый порфир, дайка	126±4	То же
4736	Калишпатовый метасоматит	121±6	"
4737	Грейзен	126±4	"
Курбино-Еравнинский рудный район			
Б-80	Мелкозернистый гранит, бассей р. Кумки	130,2	ЦЛК БГУ, Ф.Н. Людофун, 1967 г.
2624	Аляскит, бассейн р. Нарин-Горхона	146,5	" В.В. Балханов, 1966 г.
242	Мелкозернистый лейкократовый гранит, бассейн Соухусана	153	" М.П. Михайлов, 1968 г.

* Уран-свинцовый метод.

сожалению, в литературе весьма незначительны сведения по массивам с раннепалеозойским и докембрийским оруденением.

Подразделение на раннепалеозойские, средне-позднепалеозойские, мезозойские-триасовые и юрские формации, приведенное в табл. 2–5 (в связи со сложностью использования калий-аргоновых датировок, обусловленной главным образом высокой подвижностью аргона вследствие тектонических и термальных воздействий [2, 28, 63]), весьма условно и не отражает действительного их возраста. Вошедшие в одну группу массивы, часто петрохимически и геохимически разнотипны, а оруденение, сопровождающее их, нередко представлено различными формационными и минеральными типами.

Средне-позднепалеозойские массивы, относимые к фазе дополнительных интрузивов зазинского и улечинского комплексов, включают массивы Джидинского, Селенгинского и Курбино-Еравнинского районов. Ассоциирующаяся с ними рудная минерализация не достигает промышленных концентраций. Не дает также промышленных концентраций молибденовое и вольфрамовое оруденение, связываемое с интрузиями бичурского комплекса.

Интрузивы, датируемые юрой, включают массивы Джидинского и Средне-Витимского рудных районов с промышленными месторождениями, а также Курбино-Еравнинского — с незначительной минерализацией.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Имеющиеся в настоящее время данные по геохимическим особенностям гранитоидов касаются, главным образом, пород этапа мезозойской тектоно-магматической активизации [3, 6, 7, 24, 30, 34, 45, 47, 48, 57, 94, 100, 118, 119, 120]. Значительно слабее изучены палеозойские гранитоиды [30, 31, 43, 44, 45, 51, 56, 65, 77, 78, 102, 103] и не охарактеризованы докембрийские.

Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские комплексы. В бассейнах рек Уды, Турки, Баргузина закартированы большие поля гранитоидов, пестрых по своему составу и датируемых от позднего докембрия до среднего-верхнего палеозоя. Единого мнения о возрасте, количественном соотношении и площадном распространении различных комплексов нет. Полагают, что наиболее широко распространены здесь батолитовые формации гранитоидов верхнего протерозоя (баргузинский комплекс) и раннего палеозоя (витимканский комплекс). В последние годы Б.А. Литвиновским и А.Н. Занвилевич [56] доказывается широкое распространение гранитоидов среднего-верхнего палеозоя (зазинский комплекс), а значительная часть гранитоидов протерозоя омолаживается до нижнего палеозоя.

Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские комплексы многофазные. Первые фазы их представлены диоритами, гранодиоритами, граносиенитами, адамелитами, вторые — гранитами, а заключительные — в основном, лейкократовыми гранитами. Вопросы генетической связи рудных концентраций с этими комплексами не изучены, также как слабо изучены и геохимические особенности пород. Из таблицы 6 видно, что породы отличаются содержаниями рубидия в отдельных случаях ниже кларковых. Содержание других рудных, а также летучих компонентов не определялось.

Джидинский комплекс, в связи с которым в настоящее время не известно сколько-нибудь существенных концентраций редких металлов, широко распространен в Джидо-Витимском междуречьи. Он представлен щелочно-земельными дифференциатами гранитной магмы и характеризуется пестрым составом пород, сформировавшихся в мезоабиссальных условиях в

три фазы [30, 102]. В первую образовались биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые габбро, габбро-диориты, диориты, сиенито-диориты, во вторую — биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, grano-сиениты, grano-диориты, в третью — субщелочные биотитовые и лейкократовые граниты [30]. Для первой фазы отмечается широкое проявление процессов глубинного гибридизма. Гранитоиды второй фазы пересыщены глиноземом, они с несколько повышенным значением щелочности и преобладанием калия над натрием (хотя в отдельных случаях известны массивы с высоким содержанием плагиоклаза). Средний состав гранитоидов третьей фазы отвечает субщелочным гранитам. От состава нормальных гранитов они отличаются несколько повышенной кислотностью, большей пересыщенностью глиноземом.

Среднее содержание бора, фтора, рубидия, олова, вольфрама, молибдена, таллия, свинца, цинка в породах этого комплекса близко к кларку в гранитах, диоритах (по [27]). Отмечаются в то же время несколько пониженные содержания лития и особенно бериллия. З.И. Петрова [77] показала, что процессы глубинного гибридизма, обусловившие образование диоритов, способствовали относительно уменьшению содержаний рубидия, бериллия, лития и увеличению содержаний цинка, олова. Этим же автором совместно с В.А. Легейдо [78], а также Л.В. Таусоном показано, что к поздним дифференциатам магматических серий отчетливо происходит уменьшение содержаний олова. Аналогичная тенденция выявлена и для фтора [51].

Уровень концентрации рудных и летучих компонентов, небольшие вариации их величин, отсутствие накопления к поздним фазам свидетельствуют об отсутствии значимой геохимической специализации и достаточно низкой их рудогенерирующей способности на молибден и вольфрам.

Средне-позднепалеозойские гранитоиды изучены в Джидинском рудном районе, бассейнах рек Уды, Кыджимита, Витима. В южных районах Западного Забайкалья Е.Е. Батуриной выделен позднепалеозойский улукчинский комплекс. Не совсем определенно возрастное положение бичурского комплекса, который различные исследователи датируют от среднего-верхнего палеозоя до раннего мезозоя включительно. На Витимском плоскогорье распространены гранитоиды зазинского комплекса.

Породы *улукчинского комплекса* выделены в северо-восточной и юго-западной частях Джидинской геосинклиналиной зоны. Массивы его приурочены к подвижной зоне регионального плана и сложены лейкократовыми гранитами, grano-сиенитами, сиенитами. Размеры плутонов достигают 1000 км². Жильная фация включает микрограниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, пегматиты, аплиты. Геохимические особенности комплекса не изучены.

Зазинский комплекс распространен на юге Витимского плоскогорья. Возраст пород его, представленных преимущественно гранитами, гранит-порфирами, grano-сиенитами, определяется средним-верхним палеозоем [56]. С ними пространственно ассоциирует ряд рудопоявлений молибдена, олова, вольфрама, но вопросы соотношения оруденения с комплексом не изучены.

Массивы сложены крупно- и среднезернистыми лейкократовыми гранитами, которые в эндоконтакте сменяются мелкозернистыми и порфировидными разновидностями краевой фации. Гранитоиды главной фазы в зависимости от условий формирования подразделяются на граниты внутренних частей интрузии, краевую и трещинную фации. Первые представлены однообразными массивными крупно- и среднезернистыми лейкократовыми биотитовыми породами. Краевая фация сложена гранитами, граносие-

нитами, гранит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами и граносиенит-порфирами. Трещинную фацию представляют дайки и небольшие штоки гранитоидов.

Граниты главной фазы относятся к породам, богатым щелочами, пере-сыщенными кремнеземом и, как правил, глиноземом. Дополнительные интрузии составляют не более 1—2%. Это небольшие — от 6 до 25—30 км² массивы мелкозернистых и лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, граносиенитов, граносиенит-порфиров.

Геохимические исследования, проведенные Б.А. Литвиновским и А.Н. Занвилевич [56], свидетельствуют о близких к кларковым содержаниях в гранитах бериллия, рублидия, стронция, бария и пониженных — лития (табл. 6).

Бичурский комплекс, выделенный в свое время из состава палеозойских гранитоидов, трехфазный. К первой фазе относятся габбро, диориты, гранодиориты, ко второй — сиениты, граносиениты, граниты, к третьей — лейкократовые граниты, гранит-порфиры [33]. В настоящее время возраст и объем комплекса весьма неопределенны. Не имеется и сколько-нибудь существенных доказательств связи с ним редкометального оруденения, хотя Я.А. Косалс [48] и некоторые другие исследователи считают, что отдельные небольшие месторождения и проявления молибдена связаны именно с этим комплексом.

По Я.А. Косалсу [48], гранитоиды большинства фаз обеднены редкими щелочами, фтором, оловом, вольфрамом, танталом и обогащены таллием. Выявляется существенная неоднородность распределения бериллия, лития, фтора в породах различных фаз. По данным В.А. Дворкина-Самарского [30], содержание лития, бериллия и рублидия в гранитоидах значительно выше, а таллия — ниже. Вероятно, подобная неоднородность связана с особенностями состава и объема пород бичурского комплекса.

Раннемезозойские интрузивные комплексы. В этап мезозойской тектоно-магматической активизации появились гранитоидные комплексы, с которыми подавляющее большинство исследователей связывает многочисленные месторождения вольфрама и молибдена. Считается, что в этот период были локализованы также проявления олова и ряда других элементов. Характерными особенностями пород, отнесенных к вулканоплутоническим ассоциациям, является малоглубинность их формирования, повышенная щелочность, отсутствие пород основного-среднего составов и процессов существенного гибридизма. Несмотря на то, что магматические породы имеют близкий петрохимический состав, для интрузивных комплексов характерна многофазность формирования. В настоящее время выделяется определенно два интрузивных комплекса — куналейский и гуджирский.

Куналейский комплекс более ранний, сформировался он в триасово-юрское время. Он представлен двухфазной гранитоидной щелочной формацией. В первую фазу образовались интрузивы, сложенные рибекит-арфведсонитовыми, эгириновыми, эгирин-рибекитовыми, биотитовыми сиенитами и граносиенитами, во вторую — интрузивы аляскитовых и рибекитовых гранитов, сиенит-порфиров и сельвсбергитов [39]. От щелочных гранитов Р. Дэли гранитоиды отличаются несколько повышенной щелочностью и более лейкократовым составом [15]. В.А. Дворкин-Самарский считает, что средний состав пород комплекса приближается к нордмаркиту Р. Дэли.

В состав комплекса отдельными исследователями [61] включаются также интрузии нефелиновых сиенитов. Детальная петрохимическая характеристика пород этого комплекса приведена в работе Н.С. Вартановой с соавторами [24], которые на основании изучения геохимических и петрохимических особенностей ряда массивов куналейского комплекса пришли

Т а б л и ц а 6
Средние содержания редких элементов (в г/т) в палеозойских гранитоидах

Порода, число проб	Li	Rb	Cs	Mo	W	Sn
1	2	3	4	5	6	7
<i>Юго-Западное Забайкалье Бассейн р. Джиды</i>						
Гранодиориты (3—41)	36	200	—	2,1	—	4,0
Сиениты, граниты (37—103)	34	220	—	1,9	—	3,1
Лейкограниты (26—102)	41	260	—	1,5	—	2,4
<i>Верхнешибартеевский массив</i>						
Граниты I фаза (2)	22	110	—	2,0	0,7	2,0
II фаза (2—4)	25	175	—	1,6	2,4	2,0
<i>Шибартеевский массив</i>						
Лейкограниты (10)	36	135	—	3,5	0,9	1,5
Сиениты (27)	24	150	—	3,6	1,0	2,3
<i>Усть-Улекчинский массив</i>						
Граниты (4)	20	150	—	2,2	1,5	1,6
<i>р. Тамир</i>						
Граниты (2—7)	7	79	2,1	0,9	—	1,9
<i>Бичурский комплекс</i>						
Диорит, гранодиорит (2)	15	45	—	1,0	0,8	1,6
Граниты	18	146	—	1,4	1,6	2,0
Сиениты	26	145	—	1,3	0,8	2,5
Жильная фаза	19	163	—	1,3	0,9	2,4
<i>р. Кудун</i>						
Габбро-диориты (1)	30	70	—	—	—	—
Граниты (6—20)	9	145	—	2,4	10	3,7
Сиенит-порфиры (8)			—	2,1	13	4,9
<i>р. Бичура</i>						
Гранитоиды I фаза (5—10)	15	70	1,1	0,4	—	1,2
II фаза (5—11)	9,3	140	3,8	0,9	—	0,8
<i>р. Кударе</i>						
Гранитоиды I фаза (11)		52	1,4	—	—	—
II фаза (4)		191	2,0	—	—	—
<i>р. Кокуцел</i>						
Граниты (4)	31	98	2,7	0,9	—	1,9
<i>Хоринский массив</i>						
Сиениты субщелочные (19)	24	91	1,7	0,8	—	1,9
<i>Убур-Таширский массив</i>						
Граниты субщелочные (13)	89	647	3,8	2,6	—	3,8
Сиениты субщелочные (9)	43	152	4,6	1,0	—	2,9
<i>Витимское нагорье</i>						
<i>Хортякский массив</i>						
Лейкограниты	32	180	—	0,7	1,1	3,6

	Be	F	B	Pb	Zn	Ba	Sr	Источник информации
	8	9	10	11	12	13	14	15
1,5	820	38	14	84	—	—	—	[30, 51, 77, 104]
2,5	930	—	20	56	—	—	—	
3,8	715	—	21	30	—	—	—	
1,5	400	19	12	16	—	—	—	[119]
2,7	500	24	15	18	—	—	—	
3,5	400	16	11	15	310	120	120	[120]
3,8	300	19	19	40	1200	470	470	
2,4	800	20	11	32	1000	400	400	[120]
4,5	200	—	12	—	—	—	—	[100], Б.А. Литвиновский
2,2	490	—	—	—	—	—	—	[45, 48]
2,5	400	—	—	—	—	—	—	
3,1	610	—	—	—	—	—	—	
4,5	292	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	Я.А. Косалс, А.С. Назарова
3,7	290	12	—	—	—	—	—	
3,2	600	12	—	—	—	—	—	
3,2	850	—	11	—	—	—	—	[45], Б.А. Литвиновский
3,3	1040	—	30	—	—	—	—	
2,9	580	—	—	—	—	—	—	[45]
4,2	570	—	—	—	—	—	—	
4,5	—	—	18	—	—	—	—	Б.А. Литвиновский
3,2	—	—	17	—	—	—	—	
14,7	—	—	41	—	—	—	—	"
7,9	—	—	28	—	—	—	—	
2,8	400	10	—	—	—	—	—	Ю.В. Комаров

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Хильминский массив</i>						
Лейкограниты	36	210	—	1,3	3,9	4,0
<i>Лево-Кыджимитский массив</i>						
Лейкограниты	15	230	—	0,5	9,6	1,6
<i>Алтанский массив</i>						
Лейкограниты	30	230	—	5,1	9,2	6,1
<i>Верхне-Кыджимитский массив</i>						
Граниты (14—16)	—	—	—	10	2,4	5,6
<i>Малояровский массив</i>						
Лейкограниты (28)	20	200	—	4,7	2,6	8,9
<i>Водораздельный массив</i>						
Лейкограниты (18)	4	210	—	3,7	2,4	5,6
<i>Гундыхенский массив</i>						
Лейкограниты (20)	9	260	—	2,0	3,4	4,5
<i>Удачный массив</i>						
Лейкограниты (28)	10	200	—	2,1	2,7	4,1
<i>Хакугинский массив</i>						
Лейкограниты (29)	40	200	—	5,9	3,6	6,1
<i>Тубукский массив</i>						
Диориты, гранодиориты (15)	40	—	—	—	3,0	5,3
<i>уч. Гранитный</i>						
Граниты (15)	4,6	—	—	—	2,3	4,0
<i>Зазинский комплекс</i>						
Граниты (43)	25	207	2,6	1,3	—	2,2
Сиениты (11)	49	117	3,9	0,7	—	2,0
<i>Северо-Байкальское нагорье</i>						
<i>Конкудеро-Маманский комплекс</i>						
Граниты (4—10)	41	162	0,7	1,2	—	3,3
Сиениты, граносиениты (5—20)	15	165	0,4	1,9	—	4,6
<i>Южно-Муйский хребет</i>						
Сиениты, граносиениты (8)	15	150	—	—	—	4,4
<i>То же, среднее течение р. Лево́й Ма́мы</i>						
Сиениты (5—15)	22	180	2	—	—	6,0
<i>Примечание. "—" — означает "Нет данных"</i>						

к выводу о том, что он является продуктом дифференциации магмы основного состава.

Пространственное размещение интрузивов контролируется зонами глубинных разломов. В парагенетической связи с ними известны рудопроявления и месторождения гидротермальных молибденовых руд (Харитоновское, Шалотское). Повышенные концентрации вольфрама для постмагматических образований этого комплекса не характерны. Становление интрузивных тел сопровождалось процессами микроклинизации

8	9	10	11	12	13	14	15
5,1	450	17	—	—	—	—	То же
4,6	800	81	—	—	—	—	"
3,0	1600	32	—	—	—	—	"
							И.Н. Тихомиров
5,3	610	36	—	—	—	—	[65]
5,9	370	10	—	—	—	—	То же
6,0	410	Не обн.	—	—	—	—	"
5,0	423	12	—	—	—	—	"
6,6	670	32	—	—	—	—	"
	720	—	—	—	—	—	В.В. Васильченко
	700	—	—	—	—	—	То же
5,6	—	—	27	—	—	—	[56]
5,4	—	—	22	—	—	—	
2,6	665	—	46	31	1700	1700	[43, 44]
2,6	860	—	45	46	5800	7600	
—	—	—	—	—	—	—	[31]
—	1700	—	—	—	—	—	Е.Д. Осокин

и в меньшей мере флюоритизации, тогда как окварцевание, грейзенизация и скарнирование проявлены слабо.

Данные о геохимических особенностях комплекса немногочисленны и касаются, в основном, массивов, распространенных в южных районах Западного Забайкалья. Из приведенных в табл. 7 сведений по содержанию редких и щелочных элементов основная часть принадлежит Я.А. Косалсу [48] и Н.С. Вартановой с соавторами [24]. В сравнении с породами сиенитового состава на уровне кларковых содержаний присутствуют литий,

Т а б л и ц а 7
Средние содержания редких элементов (в г/т)
в щелочно-гранитоидных породах куналейского комплекса

Массивы, порода, число проб	Li	Rb	Cs	Mo	W	Sn
<i>Малокуналейский</i> Граниты, сиениты (4—24)	26	127	0,3	1,5	1,2	4,5
Жильная фаза (1) <i>Ара-Билютайский</i> Сиениты (4—10)	6	120	—	1,4	0,7	5,0
Куналейский Сиениты (15)	24	137	1,0	1,1	1,1	6,9
<i>Нижне-Тарбаг- тайский</i> Граниты (6—15)		113	1,3	—	—	—
<i>Харитоновский</i> Сиениты (26—31)	35	135	2,5	1,1	2,2	6,0
Граниты (5—11) Ара-Кижэ, Билю- тайский, <i>Малетинский</i> Сиениты (4)	10	300	4,5	1,0	—	3,8
Нарынский Граниты (14)	38	410	Сл	1,6	—	5,5
<i>Шелутайский</i> Сиениты (7)	28	107	Сл	0,9	—	2,9
Хоринский Граниты (21—45)	35	208	1,6	1,7	1,4	5,1
<i>Куналейский комплекс</i> (без привязки к массивам) Граниты, сиениты (11—85)	22	180	—	1,5	1,0	4,6
Сиениты (19)	31	115	2,1	7,3	—	2,8
Граниты (61)	61	313	1,4	1,8	—	4,2
Среднее: Граниты	30	238	1,9	1,6	2,3	4,4
Сиениты	29	125	1,4	1,1	1,6	4,6

Примечание. "—" означает "Нет данных"

цезий, ниобий, тантал, уран, вольфрам, торий. В повышенных относительно кларка количествах отмечаются молибден и рубидий (в два раза). Имеются данные о более низких концентрациях рубидия [24] и о значительно ниже кларковых — фтора. Высокие содержания последнего обнаружены в основном в нефелиновых сиенитах [100] (принадлежность которых к куналейскому комплексу оспаривается многими исследователями) и в Ара-Билютайском массиве щелочных сиенитов. Неоднозначны данные о содержании в породах таллия. По данным одних исследователей они близки к кларковым [30], по другим — значительно превышают его [48].

Be	F	B	Pb	Zn	Ba	Sr	Ссылка*
5,5	750	—	16	53	380	60	[24, 48, 120]
5,2	570	—	—	—	—	—	
—	1406	—	—	—	—	—	[24]
5,0	1300	—	22	52	710	66	[120]
	570	—	—	—	—	—	[24]
5,6	1100		25	52	360	50	[100, 120]
6,7	180		15	—	—	—	
—	450	—	—	—	—	—	[100]
7,6	—	—	81	—	—	—	Б.А. Литвиновский*
3,6	—	—	10	—	—	—	То же
6,2	1100	—	29	44	495	77	"
6,6	700	7	—	—	850	200	[30, 48], И.Н. Тихомиров*
5,4	—	—	19	—	—	—	
7,9	—	—	55	—	—	—	
6,7	925	8	25	48	437	65	
4,9	1064	—	19	52	535	58	

Поведение элементов в разновозрастных и петрографических разновидностях пород изучено недостаточно, чем, вероятно, обусловлено отсутствие четко выраженных тенденций к накоплению или рассеянию их в процессе формирования комплекса. Ясно выраженной геохимической специализации пород в отношении большинства редких и щелочных элементов не отмечается. В совокупности с низкими содержаниями летучих, это должно свидетельствовать о невысоких рудообразующих возможностях комплекса на рудный молибден и вольфрам.

Гуджирский интрузивный комплекс, с которым в настоящее время

связывается подавляющее большинство молибденовых и вольфрамовых месторождений распространен на юге Западного Забайкалья. Изучением петрохимических и геохимических особенностей его занималась большая группа исследователей, среди которых необходимо отметить работы Л.М. Афанасьева, Я.А. Косалса, Е.М. Шеремета.

Массивы гранитоидов приурочены к зонам глубинных разломов, которые нередко подчеркиваются телами гипербазитов, дайковыми поясами и линейновытянутыми геофизическими полями. Вдоль таких разломов фиксируются цепочки небольших по размерам (чаще до нескольких единиц квадратных километров) массивов гранитов и гранит-порфиоров.

В Средне-Витимской горной стране, кроме гуджирского, выделяется нырокский комплекс, близкий по условиям формирования и петрохимическим особенностям гуджирскому и считающийся аналогом последнего.

Формирование гранитоидов происходило в гипабиссальных и близповерхностных условиях. Для них характерен ультракислый субщелочной состав. Распространены, главным образом, лейкократовые граниты, морион-граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, аплиты, меньше — граносиениты, сиениты, сиенит-порфиры. Особенностью их является отсутствие ранних дифференциатов основного и среднего составов, хотя в ряде случаев (Бом-Горхонское месторождение) некоторые исследователи в состав комплекса вводят диориты, гранодиориты [94]. Интересны, кроме того, весьма незначительные масштабы проявления гибридности и контаминации вмещающих породами, а также многофазность формирования. Е.М. Шеремет [119] по геохимическим особенностям в Джидинском рудном районе мезозойские гранитоиды подразделяет на гуджирский (Первомайский массив), Кудунский (Хасуртинский массив) комплексы и группу (комплекс?) массивов мусковитовых гранитов. Я.А. Косалс [48] выявленные петрохимические и геохимические различия массивов объясняет, главным образом, режимом летучих компонентов и условиями геологической обстановки при формировании магматических очагов. Л.М. Афанасьев [7] сопоставляет рассматриваемые породы с интрузиями ультракислых гранитов Восточного Забайкалья, Центрального Казахстана и других областей СССР, сопровождающимися месторождениями кварц-молибденитовой и кварц-вольфрамитовой формаций.

По Е.Н. Смолянскому и Е.Е. Батуриной, гуджирский комплекс в Джидинском рудном районе представлен четырьмя интрузивными фазами.

I фаза — слюдяные, в ряде случаев гранатосодержащие лейкократовые граниты. Жильные производные — микрограниты и гранит-порфиры лейкократовые, слюдяные, аплиты, пегматиты. Граниты принадлежат к ряду пересыщенных алюминием, богатых щелочами пород. Они закартированы по долинам рек Хуртуги и Байбы. На контактах с гранитами вмещающие породы ороговикованы, окварцованы, мусковитизированы.

Ко II фазе отнесены граниты, граносиениты, дайки лейкократовых и биотитсодержащих микрогранитов, гранит-порфиоров, микрограносиенитов, граносиенит-порфиоров, аплитов, пегматитов, бостонитов. Типичным представителем этой фазы может служить Булуктайский массив.

Фаза III представлена гранитами и гранит-порфирами (Первомайский массив). Среди жильных производных выделяются дорудные гранит-порфиры, микрогранит-порфиры, аплит-порфиры. Жильные производные рудного этапа — аплит-порфиры, кварцевые и прочие молибденоносные жилы и прожилки, мелкозернистые и амазонитовые аплит-порфиры. К послерудным отнесены сиениты и кварцевые сиенит-порфиры.

Интрузивные тела II и III фаз имеют обычно небольшие размеры (до 1—2 км²) и сложены в основном лейкократовыми и биотитсодержащими

гранитами и гранит-порфирами, переходящими в некоторых массивах в граносиениты и граносиенит-порфиры. Породы принадлежат к группе пересыщенных алюминием, богатых щелочами.

IV фаза — лейкократовые и биотитсодержащие граниты, гранит-порфиры (Горкинский массив) и жильные — микрограниты, кварцевые вольфрамовые жилы.

Гранитоиды слагают мелкие тела — штоко-, линзо- и дайкообразные. Обычно они пересыщены алюминием, однако нередки разновидности пород, принадлежащие к нормальному ряду. По содержанию щелочей их состав меняется от богатых до пересыщенных, причем калий преобладает над натрием.

В отличие от других гранитных интрузивов, состав и особенности распределения малых элементов в породах гуджирского комплекса изучен наиболее детально. Часть аналитических данных сведена в табл. 8. В связи с тем, что массивы расположены в пределах рудных полей и в зонах влияния рудных постмагматических процессов, отмечаются весьма широкие вариации содержаний ряда элементов, а данные различных исследователей нередко не сопоставимы между собой. Особенно это касается элементов, образующих повышенные и промышленные концентрации в рудах.

Большинство изученных массивов характеризуется близкими к кларковым содержаниями свинца, ниобия, тантала, бора. В породах, не подвергшихся существенным постмагматическим процессам, не отмечается значимого повышения олова, хотя некоторые исследователи приводят цифры, существенно превышающие их кларки.

В среднем в 1,5—3 раза выше кларка содержатся в породах молибден и вольфрам. Для обоих элементов характерна высокая дисперсия содержаний, превышающая в экстремальных случаях в 10—50 раз кларк для кислых пород. В концентрациях кларковых ниже присутствует цинк. Сравнение массивов, сопровождающихся комплексным молибден-вольфрамовым оруденением, с массивами существенно молибденоносными показывает, что первые обогащены фтором и рубидием. В них также отмечается более высокое содержание вольфрама, олова и близкие значения молибдена. В целом ни по молибдену, ни по вольфраму определенной и четко выраженной геохимической специализации пород не проявлено. Приводимые различными исследователями сведения по одним и тем же петрографическим разновидностям пород свидетельствуют о колебании содержаний этих элементов от нижекларковых до 1,5—3 кларков. Анализ показывает также на существенно более высокое содержание, чем кларковые, урана и тория. Интересно отметить, что в некоторых рудных районах повышение концентрации этих элементов в магматических породах одновременно с увеличением коэффициента их вариаций является показателем потенциальной рудоносности массивов на редкометальное (молибденовое, вольфрамовое) оруденение [101].

Поведение рудных, щелочных и летучих элементов в процессе формирования многофазных интрузий Джидинского рудного района детально рассмотрено Я.А. Косалсом [48]. Им, в частности, показано, что высокие содержания летучих обусловили понижение температуры кристаллизации магматического очага, расслоение его на фазы, вынос с летучими ряда элементов. Из данных Я.А. Косалса и других исследователей видно, что в Булуктаевском, Бом-Горхонском и Первомайском интрузивах по мере их формирования к поздним фазам отчетливо увеличивалось количество рубидия, олова, бора и уменьшалось — фтора, молибдена, нередко лития. Четкой однонаправленной тенденции в поведении вольфрама не отмечается. В апикальных частях гранитных массивов, как и в других регионах

Т а б л и ц а 8
Средние содержания редких элементов (в г/т)
в мезозойских гранитоидах

Порода, число проб	Li	Rb	Cs	Mo	W	Sn
1	2	3	4	5	6	7
	Первомайский массив					
Граниты (32—135)	68	470	—	2,1	3,6	3,9
	Булуктаевский массив					
Граниты (9—58)	97	410	—	1,5	3,4	2,3
Жильная фаза (16)	74	509	—	1,3	1,7	1,9
	Бом-Горхонский массив					
Гранодиориты (8—16)	56	180	16	0,6	1,0	2,6
Граниты (20—108)	41	230	14	0,8	1,4	3,8
Жильная фаза (14—24)	24	270	9	0,7	1,0	3,2
	Мало-Ойногорский массив					
Граниты (5—8)	5	240	—	5,8	3,8	3,1
	Чемуртаевский массив					
Диориты, граниты (34)	19	53	—	2,1	0,6	2,1
Граниты, граносиениты (6—66)	38	100	—	2,5	3,3	2,5
Жильная фаза (9)	18	137	—	1,2	0,9	2,0
	Долон-Модонский массив					
Граниты (5—17)	7	90	—	1,5	3,3	1,8
Жильная фаза (13)	—	—	—	0,8	1,0	2,9
	Хасуртинский массив					
Лейкограниты (5—18)	20	180	—	2,0	2,1	2,7
	Джидотский массив					
Гранит-порфиры (19)	10	150	—	2,3	2,9	2,0
Жильная фаза (12)	—	—	—	0,8	0,6	1,1
	Ореkitканский массив					
Граниты (37)	72	365	—	3,2	1,7	4,9
	Хамнигадайский массив					
Лейкограниты (25)	45	200	—	0,6	1,7	3,6
	Каменский массив					
Лейкограниты (42)	63	230	—	2,3	2,5	6,0
	Тукулайский массив					
Лейкограниты (22—26)	40	210	—	2,6	2,5	4,8
	Канталакский массив					
Лейкограниты (20—23)	135	500	—	0,5	—	4,6
	Нырокский массив					
Граниты (5—10)	—	—	—	1,3	3,8	3,4
	Имский массив					
То же (8—17)	—	—	—	1,2	2,3	6,2

Be	F	B	Pb	Zn	Ba	Sr	Источник информации	
8	9	10	11	12	13	14	15	
			Первомайский массив					
6,5	2910	8	35	55	370	170	[48, 119, 120]	
			Булуктаевский массив					
5,4	985	13	69	—	—	—	[48]	
4,2	510	19	57	—	—	—	"	
			Бом-Горхонский массив					
2,4	—	—	12	—	—	—	[47, 57, 94, 120]	
4,1	1100	16	23	38	567	263	То же	
3,6	—	—	24	—	—	—	"	
			Мало-Ойногорский массив					
4,5	300	66	43	40	160	80	[120]	
			Чемуртаевский массив					
2,7	600	15	—	—	—	—	[48]	
3,0	600	21	8	4	—	—	То же	
3,5	400	26	—	—	—	—	"	
			Долон-Модонский массив					
3,4	550	30	22	37	180	90	[3, 120]	
4,1	400	11	—	—	—	—		
			Хасуртинский массив					
4,0	1000	20	25	20	600	300	[3, 120]	
			Джидотский массив					
2,6	500	13	36	60	440	220	То же	
3,0	150	17	—	—	—	—	"	
			Ореkitканский массив					
6,8	1300	—	22	43	420	170	[120]	
			Хамнигадайский массив					
5,8	800	13	20	35	380	140	То же	
			Каменский массив					
3,7	900	—	18	51	—	—	"	
			Тукулайский массив					
4,5	300	—	23	49	—	—	"	
			Канталакский массив					
4,9	1200	—	26	56	—	—	И.Н. Тихомиров	
			Нырокский массив					
—	—	—	—	—	—	—	То же	
			Имский массив					
—	—	—	—	—	—	—	"	

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
	Огаринский массив					
" (5-9)		—	—	1,8	1,8	2,8
	Кокуцельский массив					
Граниты (8)		—	—	0,5	1,9	1,8
Среднее						
Граниты	49	260	14	1,7	2,6	3,5
Диориты, гранодиориты	37	116	16	1,3	0,8	2,3

отмечается повышение концентраций и дисперсии содержаний летучих, щелочных и рудных элементов.

Сравнивая геохимические особенности разновозрастных гранитоидов, можно увидеть, что они отличаются содержаниями отдельных элементов. Табл. 9, суммирующая данные по всем изученным гранитоидным комплексам, показывает, что рудоносный гуджирский комплекс, с которым связано молибденовое и вольфрамовое оруденение, содержит относительно других значительно более высокие концентрации редких щелочей, вольфрама, урана и тория. Когда же с массивами ассоциирует только молибденовое оруденение, отмечается только более высокое содержание молибдена, пониженное — щелочей, фтора, олова. В обоих случаях характерны высокие вариации содержаний элементов, обусловленные в различной степени проявившимися постагматическими процессами.

Поведение элементов в течение формирования многофазных комплексов не одинаково. Так, к поздним фазам обычно отмечается уменьшение содержания фтора, молибдена, повышение — рубидия. В то же время выявлены различные тенденции в поведении олова для гуджирского и джидинского комплексов. Повышенная щелочность куналейского комплекса обусловила, естественно, более высокие кларки ниобия. Касаясь повышенных содержаний ряда элементов в породах гуджирского комплекса, которые считаются одним из показателей металлогенической специализации, необходимо отметить, что некоторым авторам не удалось избежать при отборе проб влияния постагматических процессов.

В.В. Скрипкиной исследована выборка из 122 силикатных анализов пород 12 разновозрастных плутонов методом многомерного статистического анализа по программе, составленной Л.П. Плотниковым, в Восточно-Сибирском геофизическом тресте (ЭВМ БЭСМ-4) на восемь компонентов: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 + FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . Плутоны разделились на четыре группы: 1) Первомайский, Горкинский, Орехитканский, Цагатуйский и Жиримский; 2) Тамирский, массивы бичурского комплекса, Булуктаевский, Хамнигадайский, Мало-Курбинский; 3) Тэмэнский; 4) Магнетитовый.

Петрохимические особенности каждой группы исследованы с помощью уравнений линейных дискриминантных функций для различающихся пар. Установлено, что массивы первой группы характеризуются калиевой специализацией и несколько пониженным содержанием железа. Породы второй группы отличаются повышенным содержанием натрия и имеют калий-натровую специализацию. Третья и четвертая группы характеризуются натровой специализацией. По сравнению с первой они отличаются резко пониженными содержаниями калия и повышенными натрия и железа.

8	9	10	11	12	13	14	15	
			Огаринский массив					
	—	—	—	—	—	—	“	
			Кокуцельский массив					
	—	—	—	—	—	—	И.Н. Тихо- миров	
4,6	957	23	30	41	388	182		
2,5	600	15	12	—	—	—		

Т а б л и ц а 9
Средние содержания элементов-примесей
в гранитоидах различных комплексов Западного Забайкалья (в г/т)

Комплекс	Rb	Mo	W	Sn	Nb
Баргузинский	150	—	—	—	—
Джидинский	160	2,4	1,3	2,2	—
Зазинский	208	—	—	—	—
Бичурский	195	1,3	1,0	2,3	21
Куналейский	158	1,3	1,0	5,0	33
Гуджирский (1)	380	1,5	3,1	3,6	32
Гуджирский (2)	150	2,0	1,8	2,4	17

Примечание. Гуджирский комплекс подразделен на 2 группы — гранитоиды, с которыми связывается молибден-вольфрамовое оруденение (1) и гранитоиды, сопровождающиеся только молибденовым оруденением.

Т а б л и ц а 9 (окончание)

Комплекс	Ta	Rb	Zn	F	B
Баргузинский	—	—	—	—	—
Джидинский	—	15	29	740	19,6
Зазинский	—	—	—	—	—
Бичурский	2,0	—	—	370	—
Куналейский	2,4	—	—	590	—
Гуджирский (1)	3,1	20	38	1300	14
Гуджирский (2)	2,0	23	17	490	18

Тэмэнский массив отличается повышенной известковистостью, а Магнетитовый — высокой глиноземистостью и значительным содержанием магния.

Проведенный анализ выявил некоторое несоответствие классификации рудоносных гранитов по абсолютному возрасту и петрохимическим особенностям, которое требует своего объяснения в процессе дальнейшего изучения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выявленное при геологических работах различие геологоструктурных условий формирования разновозрастного молибденового и вольфрамового оруденения, длительность становления металлогенического облика региона обусловили многообразие его генетических и минеральных типов. Вопросы классификации оруденения с точки зрения формационной принадлежности, генезиса, минерального и химического состава, морфологических особенностей, рассмотренные в работах ряда исследователей, касаются главным образом месторождений Джидинского рудного района. Известная молибденовая и вольфрамовая минерализация была сгруппирована в пегматитовый, скарновый, грейзеновый и гидротермальный типы. Кроме того, среди молибденовых проявлений в ряде случаев выделяется "эпимагматический" тип.

МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Руды молибденовых месторождений отнесены к молибденовой и молибден-вольфрамовой формациям [83]. В последние годы обнаружены проявления, имеющие черты медно-молибденовой формации. От древних к молодым этапам достаточно четко наблюдаются смена генетических типов, усложнение минерального и химического состава руд и околорудных метасоматитов. Для докембрийских и раннепалеозойских образований характерны пегматитовые, высокотемпературные кварц-молибденитовые гидротермальные, скарновые, отчасти грейзеновые проявления; в среднем-верхнем палеозое существенно возросла роль грейзеновых и гидротермальных рудопоявлений. Этап мезозойской тектоно-магматической активизации отличается наибольшим развитием гидротермального и грейзенового генетических типов.

Оруденение мезозойского этапа А.Д. Щегловым [121] подразделено на Джидинский, Витимский и Ходжертуй-Шалотский типы. Первый из них, связанный с ультракислыми гранитоидами гуджирского комплекса, представлен многостадийными молибденовыми и молибден-вольфрамовыми месторождениями. В начальный этап рудного процесса выделилась молибденовая минерализация, затем — вольфрамовая и сульфидно-вольфрамовая. Здесь известны грейзеновые, скарновые, гидротермальные образования. Собственно молибденовые месторождения являются по существу продуктом одной из стадий не полностью проявившегося рудного процесса. По Я.А. Косалсу [48], первопричиной неоднородности состава и масштабов проявления мезозойского молибденового оруденения является различие условий формирования рудоносных гранитоидов, обусловивших, в частности, степень концентрации летучих компонентов.

Оруденение Ходжертуй-Шалотского типа связано со щелочными гранитоидами куналейского комплекса. Это малостадийные, простые по составу молибденитовые и кварц-молибденитовые с незначительными количествами пирита проявления и непромышленные месторождения.

Витимский тип месторождений, ассоциирующий с лейкогранитами, сопоставляемыми с гуджирским комплексом, в отличие от Джидинского типа характеризуется иной последовательностью формирования молибденовой и вольфрамовой минерализации, иным пространственным соотношением с интрузивными телами.

В гидротермальных месторождениях молибден-вольфрамовой формации вольфрамовое оруденение представлено существенно гюбнеритом, хотя в

ряде случаев значительная доля в балансе его принадлежит шеелиту (Булуктаевское месторождение). В последние годы обнаружен и описан шеелит-молибденитовый тип месторождений [52, 84].

Приводимая ниже характеристика генетических и минеральных типов, неравнозначна по объему имеющегося фактического материала. Наиболее детальные исследования проведены на гидротермальных месторождениях. Остальные группы, относимые к малоперспективным в промышленном отношении, изучены недостаточно.

Пегматитовые проявления

Проявления пегматитов, в которых присутствует молибден, обнаружены в Восточном Саяне, Северном Прибайкалье, Заганском хребте, Витимском плоскогорье, бассейне р. Джиды: Лево-Стагинское, Соваконское II, Мари-ктинское, Сахир-Желга, Дектанда, Горбылок, Барун-Хаильское. Это, как правило, одиночные жилы, иногда небольшие скопления их в полях развития метаморфических, интрузивных и осадочных пород преимущественно докембрийского возраста.

Метаморфические породы представлены орто- и парагнейсами (амфиболовыми, слюдяными), кристаллическими сланцами различного состава, мигматитами. Значительная часть проявлений известна среди гранитных батолитовых массивов баргузинского комплекса, датируемых верхним протерозоем и меньшая часть — среди кембрийских вулканогенно-осадочных толщ и палеозойских гранитов.

Пегматиты относятся к гранитному ряду и сложены существенно кварц-микроклиновым агрегатом. Рудные тела имеют мощность до нескольких метров (редко 20—30 м) и протяженность в десятки метров (иногда до 300 м). Строение жил обычно зональное, выраженное в чередовании от зальбанд к центральной части аплитовых, пегматоидных и блоковых структурно-текстурных зон. Молибденит в виде единичных чешуек, розеток или небольших гнездообразных скоплений (до 3—5 см в диаметре) неравномерно распределен в пегматитовых телах. Он отмечается в зальбандовых зонах (иногда в экзоконтакте), в центральных частях, в кварцевых ядрах или в виде незакономерной убогой вкрапленности в массе жильного материала.

В ряде проявлений с молибденитом ассоциируют пирит, халькопирит, магнетит, флюорит. Чаще же выделения его мономинеральные. Содержание сульфидной фракции в жильных телах достигает 0,5—1,5 %. Анализами выявлено, что количество молибдена в минерализованных участках жил, как правило, не превышает первых десятых долей процента и колеблется в пределах тысячных, иногда сотых долей.

Скарновые проявления

На территории Западного Забайкалья известно несколько десятков молибденовых проявлений, приуроченных к скарновым и скарноподобным породам. Большая часть их обнаружена в районах распространения палеозойского магматизма, реже протерозойского и раннемезозойского. Скарны в основном известкового типа, представлены маломощными телами (до нескольких метров) линзовидной или неправильной формы, протягивающимися по простиранию на десятки, иногда сотни метров.

Залежи образуются по карбонатным, карбонатно-вулканогенно-терригенным (Кедровское, Семеновское, Котороконское, Верхне-Улунтуйское, Надежное, Хакусинское проявления) и алюмосиликатным породам; они

приурочены к экзоконтактам с гранитами, сиенитами, диоритами, а также зонам тектонических нарушений или участкам межпластовых срывов в непосредственной близости от интрузивных тел. В редких случаях известны молибденоносные эндоскарны (Кедровое). Мощное и интенсивное скарнирование проявилось в случаях приуроченности участков к апикальным частям массивов гранитоидов и в ксенолитах, распространенных на верхних эрозионных срезах массивов.

В зависимости от состава замещаемых пород и интенсивности процесса скарновые тела имеют пироксеновый, гранат-пироксеновый, гранатовый, эпидот-пироксен-амфиболовый, эпидот-амфиболовый, альбит-эпидотовый, эпидот-гранат-амфиболовый, эпидот-гранатовый, пироксен-скаполитовый состав. Количественные соотношения минералов варьируют в широких пределах вплоть до мономинеральных образований. На отдельных скарновых рудопоявлениях в массивах гранитов и, реже, во вмещающих породах распространена грейзенизация (Усть-Уленгинское, Фугловское, Многощечиха, Семеновское проявления). Грейзены мусковитового, кварц-мусковитового состава, нередко с флюоритом, приурочены к тектоническим нарушениям или представлены небольшими плащеобразными залежами под кровлей вмещающих пород — под пологими контактами.

С послескарновым гидротермальным этапом связано достаточно интенсивное окварцевание (Надежное, Усть-Уленгинское, Котороконское проявления). Кварцевые, кварц-карбонатные и карбонатные прожилки сопровождаются нередко сульфидной, в том числе молибденовой, минерализацией. Прожилки приурочены к скарнам или выходят за пределы последних и фиксируются в грейзенах, интрузивных, осадочных, вулканогенно-осадочных породах.

В рудных телах, кроме молибденита, присутствуют пирит, реже и в меньших количествах — пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенипирит. Общее количество рудных минералов не превышает 1—3%, но иногда достигает 10—15% (Котороконское проявление). В пределах отдельных проявлений скарны сопровождаются также магнетитовой (проявление Алянга IV), флюоритовой, шеелитовой минерализацией (проявление: Нижне-Икатское, Фугловское, р. Потани).

Молибденовое оруденение представлено рассеянной вкрапленностью, "сухими" молибденитовыми или кварц-молибденитовыми прожилками в различных по составу геологических образованиях. Значительная, а в ряде случаев большая его часть, сосредоточена в скарновых телах. Локализация молибденита происходила в мелких трещинках, в межминеральных пространствах, после выделения главных скарновых минералов (граната, пироксена, эпидота, амфибола).

С молибденитом ассоциирует часть ранних генераций пирита. Остальные сульфиды выделились в более поздние стадии минерализации.

При наличии на участках скарно-магнетитовых залежей (проявление Алянга IV) выявлено определенно более позднее образование молибденовой минерализации.

Распределение молибдена в пределах рудных тел отличается крайней неравномерностью. На небольших участках содержание минерала меняется от единичных знаков до 3—4%. Масштабы оруденения на всех известных в настоящее время рудопоявлениях невелики, а средние содержания элемента редко достигают десятых долей процента.

Грейзеновые проявления

Рудоносные грейзены — один из распространенных типов молибденовой минерализации. Характерной особенностью их является приуроченность к эндоконтактовым частям штокообразных небольших размеров массивов, часто представляющим их апикальные зоны (проявления Верхняя Эгита, Дипкош, Шалоты, Хамбинское, Сангинское, Моностойское, Хайхотское, Хасуртинское). Грейзенизированные породы отмечаются и среди крупных значительно эродированных тел гранитоидов (проявления Талаканское, Малыгинское, Кадахтинское, Грейзеновое), иногда в их экзоконтактовых частях (проявления Тарасовское, Верхне-Амандакское, Талинское, Шибиртуйское II). В ряде случаев это — дайки грейзенизированных гранитов, аплитов, гранит-порфиров (проявления Хамар-Дабанское, Талактинское, Сивоконское, Семеновское).

В качестве автономной грейзеновая минерализация встречается достаточно редко. Она, как правило, отмечена совместно с гидротермальными жильными (кварцевыми), прожилковыми и штокверковыми проявлениями, редко ассоциирует с молибденитовыми и молибденит-шеелитовыми скарнами (проявления: Фугловское, Усть-Уленгинское, Семеновское, Амольское, Многощечиха). Образование большинства молибденовых проявлений сопровождалось грейзенизацией различной интенсивности. При этом этап грейзенообразования, как и для многих других регионов является прерудным. Но лишь небольшая часть полезных компонентов, и в том числе молибдена, связана непосредственно с ним. Кроме того, на этих участках нередко отмечается альбитизация, микроклинизация, эпидотизация, пиритизация, свидетельствующие о многостадийности формирования оруденения.

Рудовмещающие гранитоиды имеют различный состав, формационную принадлежность, возраст. Значительная часть их представлена гипабиссальными, иногда близповерхностными массивами лейкократовых биотитовых гранитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров (проявления Цаган-Нугинское, Хайхотское, Хасуртинское, Верхне-Эгитинское, Южно-Зангодинское, Надеинское). Не менее широко представлены проявления среди формации гранитных батолитов (Грейзеновое, исток р. Чернз, Срединный, Усть-Хасуртаевское, Кадахтинское, Талаканское, Хурейта II), реже среди массивов биотитовых, биотит-роговообманковых сиенитов, граносиенитов (проявления: Ходжертуйское, Гальинское, Тала, Моностойское). Грейзенизация среди малых интрузий имеет часто площадное распространение и представлена телами плащеобразной, неправильной формы, имеющими постепенные переходы к нормальным гранитам. Подобные проявления связаны в большинстве случаев с мезозойскими и реже с палеозойскими штоками гранитов. Грейзены среди гранитов батолитовой формации представлены обычно линейными зонами, контролируемыми тектоническими нарушениями. Форма тел их линзо-жилообразная, иногда неправильная, контакты с вмещающими породами достаточно резкие (проявления Грейзеновое, Куйтун, Гинджигенское, Долинное, Аро-Борхен). Такого рода проявления грейзенов типичны для палеозойских гранитов, хотя нередки случаи их связи с мезозойскими.

Площадь минерализованных участков колеблется от нескольких десятков квадратных метров до 2—4 км². В случаях линейных зон мощность их варьирует чаще в интервале от единиц до десятков метров, а протяженность достигает десятков — нескольких сотен метров. Рудопоявления представлены, как правило, несколькими зонами грейзенизированных пород, контролируемых общей тектонической структурой.

В случаях площадной грейзенизации контуры измененных пород не имеют четких геометрических форм. Но здесь наряду с телами неправильной формы распространены также и линейные зоны. Площадь грейзенизированных пород обычно не менее нескольких сотен квадратных метров, но редко превышает 1—2 км².

Грейзены относятся почти исключительно к кварц-мусковитовому типу, иногда его крайним членом — мусковитовому или кварцевому, известным турмалиновыми (Хиагдинское проявление) и некоторые другие типы. Главными минералами грейзенов являются кварц, мусковит, альбит, микроклин. В них в различных соотношениях, но в количествах не более 1—3%, присутствуют флюорит, пирит, молибденит. В качестве акцессорных и второстепенных отмечены шеелит, вольфрамит, галенит, сфалерит, висмутин, халькопирит, магнетит, турмалин, гранат и ряд других минералов. Повышенные содержания сульфидов и особенно флюорита характерны для проявлений, связанных с мезозойским этапом. Грейзены более древнего возраста минералогически беднее.

Рудная минерализация связана в основном с этапом формирования гидротермальных кварцевых прожилков и жил. Молибден фиксируется в зальбандах прожилков, а другие сульфиды в жильном материале. Непосредственно с молибденитом ассоциирует мусковит, частично флюорит и пирит. Минерал образует рассеянную вкрапленность чешуек, розеток в массе мусковитового, или кварц-мусковитового грейзена, но чаще фиксируется в тонких существенно молибденитовых прожилках или зальбандах кварцевых прожилков. Результаты опробования показывают, что повышенные концентрации молибдена характерны для участков, подвергшихся существенному окварцеванию, хотя известны и обратные случаи. Содержание молибдена в рудах колеблется в пределах 0,0008—0,03%, в редких случаях повышается до первых долей процента.

Гидротермальные месторождения

Эта наиболее многочисленная группа месторождений представлена в основном молибденовой и молибден-вольфрамовой формациями. Первая характерна для домезозойского этапа геологического развития региона, хотя часть небольших месторождений и рудопроявлений (Долон-Модонское, Чемуртаевское, Джидотское) имеет и более молодой возраст. Формация молибден-вольфрамовая почти исключительно связана с этапом раннемезозойской тектоно-магматической активизации (проявления Джидинское, Булуктаевское, Бом-Горхонское). Отдельные проявления, известные в бассейне р. Турки (например, Алтанское), ассоциируют пространственно с палеозойскими гранитами.

Интрузивные комплексы, сопровождающиеся оруденением, представлены обычно небольшими штоками гипабиссальных и близповерхностных лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, аплитов, отнесенных к гуджирскому комплексу. Реже месторождения (Харитоновское, Шалотское, Надеинское) ассоциируют с граносиенитами и сиенитами куналейского возраста. К рудоносным отнесен также ряд массивов бичурского, зазинского, витимканского и джидинского комплексов, но проблема генетической связи с ними требует еще своего решения. Специальных исследований в этом направлении не проводилось и отмечается в основном лишь факт их пространственного сонахождения.

Оруденение представлено жильными телами кварца, прожилковыми зонами и штокверками в гранитоидах или во вмещающих породах в непосредственной близости от них. По составу главных минералов руд Е.Е. Ба-

турина выделяет следующие парагенетические ассоциации: кварц-молибденитовая, кварц-пирит-молибденитовая, кварц-пирит-молибденитовая с магнетитом и гематитом, кварц-халькопирит-молибденитовая, кварц-пирит-молибденитовая с незначительным количеством сульфидов свинца, цинка, меди, мышьяка, висмута, кварц-пирит-молибденитовая с флюоритом, сульфидами свинца, цинка, меди, мышьяка, вистума, ассоциирующая в месторождениях со значительными концентрациями вольфрама кварц-сульфидно-гюбнеритовой минеральной ассоциации.

По их геохимическим особенностям среди гидротермальных месторождений можно выделить четыре группы: 1) обогащенные фтором, серой, халькофильными элементами, редкими щелочами; 2) с повышенными количествами пирита; 3) существенно молибденитовые с медью; 4) без значительных количеств сопутствующих компонентов.

К первой группе следует отнести комплексные полистадийные месторождения, обычно сопровождающиеся тем или иным количеством вольфрама (проявления Первомайское, Булуктаевское, Орекитканское, Мало-Ойногорское). Вторая представляет кварц-пирит-молибденитовый тип (проявления Чемуртаевское, Долон-Модонское, Джидотское, Новопавловское и др.). Третья группа представлена проявлениями слабо минерализованных кварц-молибденитовых жил и прожилков с халькопиритом и, наконец, четвертая — существенно кварц-молибденитовыми проявлениями.

Кварц-пирит-молибденитовый с флюоритом минеральный тип. Оруденение этого минерального типа представлено несколькими промышленными объектами (Первомайское, Орекитканское, Мало-Ойногорское, Булуктаевское). Он входит в состав молибден-вольфрамовой формации. Характеристике вещественного состава, геохимических особенностей и геологоструктурных условий локализации руд посвящено большое число работ [17, 26, 29, 34—38, 40, 46, 48, 49, 52, 66, 67, 69—72, 79, 80, 83, 85, 98, 107, 109, 110, 121].

Месторождения сформировались в результате полистадийного процесса. Для них характерно интенсивное проявление околорудных изменений, среди которых наиболее распространены грейзенизация, флюоритизация, пиритизация, микроклинизация, окварцевание.

Собственно молибденовое оруденение представлено штокверками и зонами молибденитовых, кварц-молибденитовых прожилков среди гранитов, гранит-порфиров, монзонитов, диоритов, частично вулканогенных и осадочных пород. В прожилках продуктивной ассоциации присутствуют также пирит, флюорит, айкинит. Некоторая часть молибденита связана с кварц-мусковитовыми и мусковитовыми грейзенами. Имеются также пирит, флюорит, в небольших количествах гюбнерит. Сульфидная минерализация, в составе которой отмечаются сфалерит, халькопирит, галенит, айкинит, пирит, сформирована в более позднюю стадию.

Этап вольфрамового оруденения на месторождениях проявился с различной интенсивностью. В Джидинском районе с ним связаны промышленные концентрации гюбнерита и шеелита (Холтосонское, Булуктаевское), в других случаях они не представляют промышленного интереса (Орекитканское). Детальная характеристика вещественного состава, последовательности минералообразования и структурных условий размещения руд приведена в работах М.В. Бесовой [18], В.И. Игнатовича [37, 38], М.М. Повилайтис [80], Г.И. Туговика [109, 110], А.Ф. Коржинского [46], Г.С. Риппа [85], Я.А. Косалса и А.Н. Дмитриевой [49].

В пределах месторождений широко представлены процессы грейзенизации, микроклинизации, альбитизации, окварцевания, пиритизации, флюоритизации. Петрохимические, минералогические и геохимические особенности

этих процессов изучены А.Ф. Коржинским [46], М.М. Повилайтис [80], Д.О. Онтовым [67], Я.А. Косалсом [48].

Образование грейзенов относится в основном к дорудному этапу, частично они сопровождают молибденовое оруденение. Грейзеновые образования пирит-флюорит-слюдистого и флюорит-слюдистого состава связаны с этапом вольфрамового минералообразования. Процессы грейзенизации на Булуктаевском и Первомайском месторождениях [46] привели к выносу кремнезема (до 25,6%), натрия, кальция, отчасти железа и привносу калия, глинозема, воды, серы, фтора, магния и марганца. При этом образование кварц-мусковитовых парагенезисов сопровождалось увеличением общей пористости пород (до 10–15%), а вынос компонентов преобладал над привносом. В случае формирования флюорит-слюдистого грейзена за счет гранитов происходил частичный вынос калия [46].

Флюоритизация и пиритизация связаны как с предрудными, так и с рудными стадиями. Площадное распространение их значительно шире контуров промышленных рудных тел и участков рассеянной минерализации. Ореолы их обычно превышают площадь 1–2 км². Так как источником железа явились в основном вмещающие породы, пиритизация более интенсивно проявлена в меланократовых разновидностях.

Микроклинизация и альбитизация изучены на Первомайском и Булуктаевском месторождениях Я.А. Косалсом [48]. Они связаны как с предрудным, так и непосредственно с рудным этапом формирования месторождений.

Кварц-пирит-молибденитовый минеральный тип Этот минеральный тип пользуется широким распространением на территории Западного Забайкалья (Гонгота, Худанское, Мальгинское, Жиримское, Амалатское и др.). Он представлен штокверковыми участками или зонами прожилковой минерализации среди гранитов, реже среди осадочно-метаморфических пород. Молибденитовые и молибденит-кварцевые прожилки с пиритом распределены в пределах минерализованных участков крайне неравномерно. Кроме указанных минералов, в небольших количествах (не всегда) присутствуют флюорит и халькопирит. На площади рудопроявлений во вмещающих породах распространены пиритизация, окварцевание, микроклинизация, незначительная грейзенизация, альбитизация. Масштабы и интенсивность перечисленных процессов варьируют в широких пределах и не на всех объектах представлены в полном объеме. Чаще, за исключением окварцевания и пиритизации, эти процессы угнетены и проявлены локально.

Месторождения, связываемые с этапом мезозойской тектоно-магматической активизации (Долон-Модонское, Джидотское, Чемуртаевское), отличаются несколько более сложным минеральным составом. В их рудах, кроме молибденита и пирита, обнаруживаются в небольших количествах арсенопирит, сфалерит, галенит, флюорит и висмутовые минералы. В формировании месторождений выделяется несколько стадий, а рудные зоны сопровождаются более интенсивными околорудными процессами. Кварц-полиметаллические прожилки локализовались после молибденитовых и не всегда пространственно вписываются в контуры молибденового оруденения.

Ореолы флюоритизации и пиритизации значительно слабее по интенсивности и меньше по площади, чем в пределах охарактеризованной выше группы месторождений. Концентрация фтора в околорудном ореоле месторождений типа Первомайского достигает 0,5–5%, а на рассматриваемых она редко превышает 0,1–0,2%, содержание серы в околорудных породах в первом случае в 10–50 раз выше, чем во втором. Особенности формирования грейзенов аналогичны другим регионам. Они преимущественно

слюдистые и кварц-слюдистые, образовались в прерудный этап, а также слагают маломощные оторочки вдоль кварцево-рудных прожилков.

Кварц-молибденитовый минеральный тип. Рудопроявления кварц-молибденитового минерального типа известны в различных участках региона (Прибайкалье, Витимском нагорье, Селенгинская Даурия), но преимущественно в областях домезозойского магматизма. Они представлены одиночными кварцевыми жилами или их сериями (Гуджертуйское, Тамирское, Ципиканское). Жилы сложены крупнокристаллическим кварцем, нередко кварц-полевошпатовым агрегатом с рассеянной чешуйчатой вкрапленностью молибденита. Мощность их редко превышает 1 м, а протяженность 100 м. Жилы локализованы среди палеозойских гранитов, докембрийских осадочно-терригенных отложений. В пределах минерализованных участков распространены процессы мусковитизации, микроклинизации, окварцевания. Кроме молибденита, в жилах отмечаются магнетит, акцессорные количества пирита.

Кварц-халькопирит-молибденитовый минеральный тип представлен единичными небольшими проявлениями (Телембинское, Маректинское, Кадалинское). Рудные тела их образованы прожилковыми зонами и кварцевыми жилами, приуроченными к осадочным, метаморфическим и кислым магматическим породам. Молибденит в них слагает оторочки на зальбандах прожилков, частично рассеян в массе кварца. Пирит, халькопирит, редко пирротин — более поздние, ассоциируют с молибденоносным кварцем, но чаще слагают автономные кварц-сульфидные прожилки. Рудопроявления распространены в основном в пределах развития палеозойского гранитоидного магматизма.

К экзотическим относятся проявления *молибденит-висмутитовой минеральной ассоциации*. Это зоны кварцевых прожилков и жил с молибденитом и вкрапленностью, гнездами висмутита, пирита. Одно из таких проявлений известно в Джидинском рудном районе (Водораздельное), где широко проявился раннемезозойский гранитоидный магматизм.

Повышенные концентрации молибденита известны нередко в ассоциации с рудами других типов месторождений. В частности, он достаточно распространен на фтор-редкометалльных проявлениях. Последние представлены зонами флюоритовых и полевошпатовых метасоматитов среди интрузивных и осадочных карбонатных, карбонатно-сланцевых пород и сопровождаются сульфидной, в том числе молибденитовой и полиметаллической минерализацией. Оруденение связывается с граносиенитами и сиенитами субщелочного ряда и датируется ранним мезозоем. Прожилки молибденитового и кварц-молибденитового состава связаны с поздними стадиями минерализации. На одном из проявлений они сформировались после сульфидов свинца, цинка, олова, меди, мышьяка. Разновременность выделения продуктивных ассоциаций и молибденитовой обусловила некоторую пространственную разобщенность их максимальных концентраций. Непосредственно в молибденосодержащих прожилках присутствуют флюорит, пирит.

ВОЛЬФРАМОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для вольфрама, так же как и для молибдена, со времени проявления байкальской складчатости выделяется несколько этапов рудообразования. Тектонический режим и характер магматизма обусловили минералогические и геохимические особенности месторождений каждого конкретного этапа. В течение геологического развития региона происходила четкая трансформация и генетических типов [14, 88]. Для докембрия известны в

основном небольшие проявления вольфрамсодержащих пегматитов и шеелитоносных скарнов. Более широко распространено вольфрамовое оруденение палеозоя, ассоциирующееся пространственно с многофазными гранитами. В этот этап были сформированы относительно слабо минерализованные шеелитоносные, молибденит-шеелитовые скарны, грейзены, гидротермальные кварц-шеелитовые месторождения. Кварц-вольфрамитовая минерализация представлена единичными проявлениями.

Раннемезозойская тектоно-магматическая активизация сопровождалась образованием геохимически контрастной формации молибден-вольфрамовых руд с высокими концентрациями фтора, молибдена и ряда халькофильных элементов. Не характерно для этого этапа пегматитовое и скарновое оруденение. Некоторая часть вольфрама сконцентрировалась в грейзеновых телах, являющихся чаще специализированными на молибден.

Интенсивность проявления вольфрамовой минерализации в каждом конкретном этапе не коррелирует с масштабами гранитоидного магматизма и, вероятно, обусловлена специфическими условиями формирования магматических очагов и его постмагматических продуктов. В целом достаточно четко отмечается нарастание интенсивности и экстенсивности вольфрамового оруденения от докембрия к мезозою. Одновременно происходило усложнение геохимического спектра руд, метасоматитов, прогрессивное увеличение концентрации летучих компонентов (особенно фтора). Оруденение поздних этапов, в целом, представлено менее высокотемпературными парагенезисами.

Общей особенностью докембрийских месторождений вольфрама является бедность фтором, бором, серой, редкими щелочами и халькофильными элементами, дефицитность их в отношении скандия, ниобия. Отмечается некоторая обогащенность руд молибденом, оловом. Главной минеральной формой вольфрама является шеелит. На месторождениях мезозойского этапа вольфрам связан в основном с гюбнеритом, значительно меньшая часть его представлена шеелитом.

Оруденение группируется в скарновую (шеелитовую, молибденит-шеелитовую), гидротермальные (кварц-шеелитовую, кварц-вольфрамитовую и кварц-сульфидно-гюбнеритовую), грейзеновую (шеелитовую, вольфрамитовую) формации. Минералогические и геохимические их особенности изучены неравномерно. Опубликованные работы посвящены практически только трем месторождениям — Холтосонскому, Булуктаевскому и Бом-Горхонскому. Именно на этих месторождениях этапа раннемезозойской тектоно-магматической активации проведены детальные исследования. Оруденения более древнего возраста и других формационных типов до сих пор мало изучены.

Пегматитовые проявления

Пегматитовые жилы, содержащие вольфрам в качестве полезного компонента, немногочисленны. Они известны в бассейне рек Баргузина, Лево́й Ма́мы (Асиктинское) и в Заганском хребте. Рудопоявления представлены одиночными жилами, редко сериями жил среди гранитоидов и метаморфических кристаллических сланцев докембрия. Пегматиты графического и мелкоблокового строения участками альбитизированы, мусковитизированы, содержат в своем составе вольфрамит, шеелит, точно не диагностированные тантало-ниобаты, хлопинит, висмутин. Количество вольфрама в жилах не превышает 0,1—0,3%. Анализами определены также несколько повышенные содержания олова, молибдена, ниобия, циркония.

Грейзеновые проявления

Вольфрамовые проявления грейзенового типа редки и самостоятельного значения, как правило, не имеют. Они ассоциируют с молибденоносными грейзенами или представляют один из этапов существенно гидротермальных вольфрамовых месторождений.

Оруденение встречается в апикальных частях массивов и зонах тектонических нарушений гранитов раннемезозойского и палеозойского возраста, реже — в их экзоконтактовых образованиях среди алюмосиликатных пород.

Рудные тела в виде залежей линзообразной и неправильной формы сложены кварц-мусковитовыми грейзенами и грейзенизированными породами. Выделяется две стадии минерализации — формирование грейзенов и затем кварцевых прожилков и жил (Зум-Бурукское проявление). С первой из них связана главная масса флюорита, молибденита, олова (в виде примеси в слюдах и касситерита), отчасти вольфрама. Кварцевые прожилки в призальбандовых частях содержат шеелит, вольфрамит, а в самой жильной массе — в небольших количествах висмутовые минералы, пирит, галенит. Общее содержание сульфидов в рудах обычно не более 1%.

Скарновые проявления

Большая часть скарновых проявлений, в которых определено то или иное количество вольфрама, отмечена в областях распространения палеозойских гранитоидов. Они известны в Восточном Саяне, Северном Прибайкалье, Витимском плоскогорье. Значительно реже вольфрамоносные скарны ассоциируют с мезозойскими и протерозойскими гранитами.

Скарны в виде жило-, линзообразной или неправильной формы тел приурочены к контактовым частям карбонатных пород с гранитами, иногда обнаруживаются в некотором удалении от контакта. По составу среди них выделяется ряд — от гранатовых до пироксеновых, нередко с эпидотом, амфиболами. В гидротермальную стадию сформировались кварцевые, кварц-полевошпатовые, кварц-кальцитовые прожилки, с которыми связана значительная часть сульфидов и шеелита.

Рудные минералы представлены шеелитом, молибденитом, магнетитом, халькопиритом, пирротином, пиритом, в качестве второстепенных и акцессорных встречаются висмутин, станнин, золото. Суммарное количество их (исключая магнетит) не превышает 1—3%, а распределение крайне неравномерное. Они образуют рассеянную незакономерную вкрапленность, редко небольшие гнездообразные скопления, выполняют интерстиции в скарнах, кварцевых прожилках. Известны рудопроявления, содержащие из рудных минералов только шеелит (Улекчинское, Мухор-Горхон).

Гидротермальные месторождения

В группе гидротермальных месторождений нами рассматриваются три минеральных типа: кварц-шеелитовый, кварц-вольфрамитовый (мало-сульфидный) и кварц-сульфидно-гюбнеритовый. Они представляют в настоящий момент наиболее крупные вольфрамсодержащие объекты. Первый тип характеризует, в основном, палеозойский этап, а третий связан исключительно с ранним мезозоем. Кварц-вольфрамитовые малосульфидные проявления известны в мезозое и палеозое.

Кварц-шеелитовый минеральный тип. Характерными представителями кварц-шеелитовых месторождений являются Скалистое, Казачья Поляна, Гранитное, Байсинское, Ангокитское, Право-Асиктинское. Рудопроявления

находятся в областях развития посленижнепалеозойского гранитного магматизма, частично в зонах мезозойской тектоно-магматической активизации и байкальской складчатости. Они приурочены, в основном, к осадочно-метаморфическим толщам, имеющим в своем составе карбонатные и карбонатсодержащие породы. В пределах рудных полей известны массивы биотитовых или лейкократовых гранитов преимущественно палеозойского возраста. В настоящее время имеются лишь единичные работы, в которых приводится описание геологии и минералогии кварц-шеелитовых месторождений [14, 88, 89, 116].

Кварцевые жилы и прожилковые зоны содержат шеелит, небольшое количество сульфидов, сульфосолей, флюорита, карбонатов. Сульфиды представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. В качестве акцессорных встречаются блеклые руды, станнин, молибденит, энаргит, пирротин, арсенопирит. Из нерудных, кроме минералов, указанных выше, присутствуют тремолит, волластонит, серицит. Общее содержание рудных минералов на жильную массу не превышает 1—3%. Они образуют неравномерную вкрапленность и небольшие гнездообразные скопления, изредка отмечается поясовое, грубополосчатое распределение.

Во вмещающих породах вблизи рудных тел распространены окварцевание, тремолитизация, актинолитизация, слабая пиритизация и на отдельных рудопроявлениях флюоритизация.

Кварц-вольфрамитовый минеральный тип. Большинство проявлений малосульфидного кварц-вольфрамитового типа сосредоточено в Джидинском рудном районе (Байбинское, Харгантуйское, Запсар, Экин-Убур). Оруденение связывается с этапом раннемезозойской тектоно-магматической активизации, хотя существует представление о возможной локализации его в эпоху герцинской складчатости [121].

Рудные тела представлены жилами, прожилковыми зонами среди гранитов (Харгантуйское), осадочно-метаморфических пород (Байбинское), и известняков (Запсар, Экин-Убур). Гюбнерит или вольфрамит в них распределены неравномерно, слагая вкрапленники, гнездообразные и ленточные скопления. В небольших количествах в жилах присутствуют сульфиды, слюды, полевые шпаты, флюорит, шеелит. Из сульфидов диагностированы пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, висмутин, блеклая руда. Формирование оруденения происходило обычно в течение нескольких последовательно сменявшихся стадий. В одну из начальных стадий формировались грейзены, в ряде случаев бедная кварц-молибденитовая минерализация.

Характерным околорудным изменением во вмещающих породах является грейзенизация или мусковитизация. Значительно слабее проявлены флюоритизация, окварцевание, пиритизация. Мощность зон околожильного изменения визуально не распространяется далее 0,5 м (редко до 1,5 м) в стороны от зальбанд. Пиритизация — более интенсивная, отмечена в породах первично обогащенных железом.

Грейзены мусковитового, кварц-мусковитового состава содержат небольшие количества флюорита, альбита, пирита. Иногда в качестве акцессорных присутствуют берилл, шеелит.

Кварц-сульфидно-гюбнеритовый минеральный тип. Сюда входит группа промышленно важных месторождений этапа мезозойской тектоно-магматической активизации (Холтосонское, Булуктаевское, Бом-Горхонское). Оруденение генетически связано с кварц-молибденитовой минерализацией, образуя в конечном счете комплексные месторождения.

Рудные тела представлены сериями кварцевых жил, прожилков и штокверковыми зонами, располагающимися среди осадочно-метаморфических

пород, гранитов, диоритов. На Булуктаевском месторождении часть руд залегает в трубообразном теле брекчии (см. выше рис. 13), обломочная часть которой представлена породами, различными по составу и генезису.

Оруденение образовалось в течение нескольких последовательно сменявшихся стадий минерализации. Некоторые исследователи выделяют более десяти таких стадий. В результате интеграции продуктов постмагматических процессов были образованы многокомпонентные минеральные ассоциации. Состав их в зависимости от пространственного совмещения стадий на различных участках непостоянный. Единого мнения о числе стадий минерализации среди исследователей нет.

В прерудный этап в пределах рудоносных гранитных массивов и их ближайших экзоконтактах проявились процессы грейзенизации, микроклинизации, альбитизации, сопровождавшиеся рассеянной молибденовой, вольфрамовой и редкометалльной минерализацией.

В процессе рудообразования можно выделить два главных этапа, которые разделены между собой внедрением межрудных даек аплитов, сиенит-порфиров и кварцевых сиенитов. В первый из них сформировалось исключительно молибденовое оруденение, представленное молибденитовыми и кварц-молибденитовыми прожилками, во второй — гюбнеритовое и затем сульфидно-гюбнеритовое. С завершающими стадиями связаны низкотемпературные кварцевые, кварц-карбонатные с флюоритом, иногда с сульфидами жилы и прожилки. К этому же периоду большинство исследователей относит образование жил халцедоновидного кварца с флюоритом.

На месторождениях во вмещающих породах широко проявлены флюоритизация, пиритизация, грейзенизация, окварцевание, связываемые с различными этапами формирования оруденения. Общая площадь измененных пород достигает 1–5 км².

Грейзенизация приурочена чаще к рудоносным интрузивным массивам, а флюоритизация, пиритизация, окварцевание фиксируются далеко за пределами эпицентров оруденения и нередко не имеют прямой связи с конкретными рудными телами. Образование флюорит-слюдистых метасоматитов сопровождалось выносом кремнезема, привнесением фтора, серы, калия, редких щелочей, накоплением железа [46, 66, 67].

Пострудный этап характеризовался локально проявленными процессами флюоритизации, окварцевания и карбонатизации. Широкое распространение они получили на периферии рудных полей и месторождений. Полные сведения, касающиеся минерального состава руд и последовательности его формирования, можно найти в работах М.В. Бесовой [18], М.М. Повилайтис [80], В.И. Игнатовича [36], С.А. Вахромеева [26], Д.О. Онтоева [67], Г.И. Туговика [108, 109] и многих других исследователей.

В кварцевых вольфрамоносных жилах присутствуют гюбнерит, шеелит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, флюорит, серицит, козалин, айкинит, родохрозит и ряд других минералов. Большая часть гюбнерита приурочена к зальбандовым зонам жил, а сульфидов — к центральным. Жилы оторочены слюдистыми, флюорит-слюдистыми метасоматитами. Мощность зон околожильного изменения достигает десятков метров [80]. Одной из отличительных особенностей месторождений является широкий спектр элементов, присутствующий в рудах и околорудных метасоматитах.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛИБДЕНОВЫХ И ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сведения о геохимических особенностях молибденового и вольфрамового оруденения Западного Забайкалья касаются практически только трех месторождений — Джидинского, Булуктаевского и Бом-Горхонского. Специализированные детальные исследования здесь проведены Д.О. Онтоевым, уделившим особое внимание распределению элементов-примесей в минералах различных стадий и этапов оруденения, вопросам зональности месторождений. Поведение фтора, бора, редких и щелочных элементов в процессе формирования различного типа метасоматитов в Джидинском рудном районе изучал Я.А. Косалс. Данные о составе примесей в минералах породах, рудах месторождений этого района имеются также в работах М.М. Повилайтис, А.Ф. Коржинского, Л.И. Агаповой, Г.С. Риппа, В.И. Игнатовича, С.А. Вахромеева, А.П. Карабулькина, Е.Е. Кучкина, В.А. Басиной.

В предлагаемом разделе обобщена большая часть аналитических данных указанных исследователей и авторов работы, приводится краткая геохимическая характеристика руд, метасоматитов, первичных ореолов. Наиболее полно представлены сведения по составу элементов-примесей в различных минералах, а также по изотопному составу серы и рудного свинца.

Неодинаковая промышленная ценность месторождений и рудопроявлений различных формационных типов обусловила соответственно крайне неравномерную изученность их геохимических особенностей. Наименьший объем исследований проведен на пегматитовом, скарновом, грейзеновом типах оруденения, среди которых пока не известно объектов с промышленными концентрациями молибдена и вольфрама. Значительно более полно изучены гидротермальные месторождения.

МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматитовые проявления

Как уже было отмечено, молибденсодержащие пегматиты сопровождаются в ряде случаев пиритом, халькопиритом, магнетитом, флюоритом. Обычно же это монометалльные проявления. Содержание сульфидной фракции в жильных телах достигает 0,5–1,5%, а молибдена, как правило, не превышает первых десятых долей процента и колеблется в пределах тысячных иногда сотых долей процента. Кроме молибдена, спорадически отмечаются в повышенных относительно кларка количествах вольфрам (до 0,18%),

Таблица 10
Изотопный состав серы молибденитов из пегматитовых проявлений
Западного Забайкалья

Место отбора проб	Характеристика материала	$\delta^{34}S$, ‰
Заганский хребет	Пегматит кварц-микроклинов- ый с розетками молибденита, гранатом, силлиманитом	+4,85
Верховье р. Кыджимит	Крупные розетки в кварцевом ядре кварц-микроклинового пегматита	+10,1
Там же	То же	+9,2

медь, свинец (до 0,03%), олово (до 0,001—0,006%). Специального минералогического и геохимического изучения пегматитовых проявлений молибдена не проводилось. Отсутствуют данные по составу микроэлементов сульфидных, в том числе молибденитовых фракций; не изучены и эндогенные ореолы. Проведенный нами анализ изотопного состава серы молибденитов двух рудопроявлений (табл. 10) показал на отчетливое утяжеление ее относительно метеоритной.

СКАРНОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Распределение молибдена в скарноворудных телах отличается крайней неравномерностью. На небольших участках содержание молибденита меняется от единичных знаков до 3—4%. Масштабы оруденения на всех известных в настоящее время рудопроявлениях невелики, а среднее содержание редко достигает первых десятых долей процента.

В рудных телах присутствуют также (но не всегда) медь (до 0,02—0,05%), цинк (до 0,4%), свинец (до 0,2—2,0%), вольфрам (до 0,04%). На отдельных проявлениях (Надежное) обнаружено олово (до 0,009%), мышьяк (0,1%). На других проявлениях эти элементы не определялись.

Элементы примеси в минералах. Мономинеральные пробы пирита из скарнов изучены на Чемуртаевском и Джидотском месторождениях. Скарны, в том числе несущие молибденовое оруденение, не являются здесь главными объектами руд, а молибденитовые и кварц-молибденитовые прожилки в них — эпигенетические. Пирит представлен вкрапленностью, неправильной формы гнездами, выполняющими совместно с кварцем, карбонатами интерстиции между агрегатами граната, пироксена или присутствует в составе секущих кварцевых, кварц-карбонатных прожилков.

Как видно из табл. 11, в пиритах Чемуртаевского и Джидотского месторождений присутствует от 0,002 до 0,05% никеля, 0,014—0,069% кобальта; до 10 г/т висмута и до 1100 г/т мышьяка. По данным приближенно-количественного спектрального анализа в них содержатся в переменных количествах свинец, цинк, медь (до 0,06%), связанные главным образом с внеструктурными примесями галенита, сфалерита и халькопирита. Не обнаружены в пирите таллий, теллур, сурьма.

На рудопроявлении Алянга IV известны зоны сульфидной минерализации, которые, вероятно, связаны генетически с молибденовым оруденением. Это участки постмолибденитового окварцевания с галенитом, пиритом, сфалеритом. Анализами в галените выявлено до 1% висмута, 80 г/т таллия, 48 г/т индия, 2,5 г/т олова. На этом же проявлении известна полиметаллическая минерализация вне связи с молибденовым этапом. Галениты из таких участков отличаются низкими содержаниями висмута (20—40 г/т), индия (0,4—10 г/т), таллия (менее 3 г/т) и более высокими — олова (до 76 г/т), сурьмы (36 г/т).

Для сфалеритов, связанных с молибденовым оруденением, характерны повышенные содержания кадмия (до 1%), теллура (0,05%), индия (30 г/т).

Данные о составе и особенностях распределения элементов в эндогенных ореолах отсутствуют. В рыхлых отложениях на площади рудопроявлений обнаружены аномалии молибдена, свинца, цинка, меди, образующие небольшие по площади ореолы с содержанием до сотых долей процента. Аномальными точками представлены, олово, мышьяк, вольфрам.

Изотопный состав серы и рудного свинца. Анализы изотопного состава серы сульфидов (табл. 12) из скарновых тел Чемуртаевского, Мальтинского и Хуртагинского проявлений показали утяжеление его относительно метеоритного при вариациях $\delta^{34}\text{S}$ от +2,5 до 5,15%. Изотопный состав

Таблица 11
Содержание элементов-примесей в пиритах
из скарнов молибденовых месторождений (в г/т)

Месторождение	Ni	Co	Bi	As
Чемуртаевское	$\frac{50-500}{320(4)}$	$\frac{400-690}{605(4)}$	$\frac{5,5-10}{7,7(2)}$	Не обн. — 1000 (2) —
Джидотское	20 (1)	300 (1)	300 (1)	—

Примечание. В числителе пределы содержания, в знаменателе — среднее, в скобках — число анализов.

Таблица 12
Изотопный состав серы
сульфидов скарновых молибденовых месторождений

Месторождение	Минерал	Число анализов	$\delta^{34}\text{S}, \%$		
			От	До	Среднее
Чемуртаевское	Пирит	4	3,30	3,6	3,24
	Молибденит	3	3,15	4,85	4,02
Хуртага	"	1	—	—	5,15
Мальтинское	"	1	—	—	2,5

Таблица 13
Изотопный состав рудного свинца
скарновых молибденовых месторождений

Месторождение; число анализов	Отношение к ^{204}Pb			Примечание
	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	
Чемуртаевское (2)	17,97	15,46	37,69	Данные автора [20]
Джидотское (2)	18,04	15,45	37,69	

рудного свинца, содержащегося непосредственно в скарнах, не определялся. Галениты поздней стадии (табл. 13) имеют гомогенный состав свинца, возраст которого древнее предполагаемого возраста оруденения. Величина μ_0 близка к средним значениям для коры.

Грейзеновые проявления

Выше было отмечено, что площадь грейзенизированных участков колеблется от первых десятков квадратных метров до 2–4 км². В различных соотношениях, но в количествах не более 1–3%, присутствуют в них флюорит, пирит и молибденит. В качестве акцессорных и второстепенных отмечены шеелит, вольфрамит, галенит, сфалерит, висмутин, халькопирит, магнетит и ряд других минералов. Повышенные содержания сульфидов и

флюорита характерны в основном для проявлений, связанных с мезозойским этапом.

Результаты опробования показывают, что молибден тяготеет к участкам, подвергшимся существенному окварцеванию, хотя известны и обратные случаи. Содержание его в рудах колеблется в пределах 0,0008—0,03%, в редких случаях повышается до десятых долей процента.

В количества, обычно не превышающих 0,1% присутствуют свинец, цинк, до десятых долей процента — вольфрам, висмут, медь. На многих проявлениях обнаружено олово (0,001—0,006%), которое связано со слюдами, частично аксессуарным касситеритом. Слюды также обусловили несколько повышенные содержания рубидия, цезия (до 0,00n%), что весьма характерно для большинства известных слюдяных грейзенов различных типов месторождений.

В связи с тем, что главные полезные компоненты образовались в гидротермальный этап, геохимической характеристике собственно грейзеновых образований исследователями не было уделено должного внимания. Как показали исследования М.М. Повилайтис [80], А.Ф. Коржинского [46], Д.О. Онтоева [69], Я.А. Косалса [48], на комплексных существенно гидротермальных молибден-вольфрамовых месторождениях (Первомайское, Булуктаевское, Хасуртинское), процесс грейзенообразования сопровождается существенным привнесом калия, меньшим — рубидия, а также серы и фтора. Одновременно ими отмечается уменьшение концентраций кремнезема и натрия.

Элементы-примеси в минералах. Анализы пиритов из грейзенов (табл.14) показывают, что в большинстве проб обнаруживаются значимые и довольно высокие концентрации висмута и нередко олова. Одновременно в них отмечаются низкие содержания никеля и кобальта, обычно не превышающие тысячных долей процента. Отношение содержаний (по данным количественного спектрального анализа) Co/Ni варьирует от 0,4 до 2—3 (местонахождения Магнетитовое, Грейзеновое). В пиритах участка Магнетитовый повышенные количества меди и мышьяка. Ни в одной из проб не обнаружены таллий и теллур (чувствительность определения соответственно 0,001 и 0,01%).

Анализ сфалерита из грейзенизированного гранита этого же участка (по Б.К. Виноградову) показал на высокие концентрации в минерале индия (0,02%), мышьяка (0,05%), висмута (0,002%) и относительно низкие — кадмия (0,15%), галлия (0,001%).

Средние содержания элементов-примесей в мусковитах из грейзенов и грейзенизированных гранитов молибденовых и молибден-вольфрамовых месторождений представлен в табл. 15. Слюды, как уже было отмечено выше, образовались в прерудный этап. По уровню концентрации элементов здесь четко выделяются две группы. Первую представляют существенно молибденные месторождения (Долон-Модонское, Хасуртинское, Джидотское, Чемуртаевское), вторую — комплексные молибден-вольфрамовые (Первомайское, Булуктаевское). Содержания рубидия, цезия и олова в молибденовых месторождениях значительно ниже, чем в молибден-вольфрамовых. Лишь концентрация галлия в слюдах обеих групп месторождений достаточно близка.

Первичные ореолы. Детального изучения первичных геохимических ореолов грейзеновых месторождений не проводилось. По данным опробования (с поверхности) участков грейзенизации, выявляются широкие, но обычно мало контрастные дискретные поля аномальных концентраций молибдена, олова, а участками — фтора. Висмут, вольфрам, свинец, цинк, редко медь (аномальные точки) фиксируют, главным образом, участки распространен-

Таблица 14
Содержание элементов-примесей ($1 \cdot 10^{-3}\%$)
в пиритах из грейзенов молибденовых
и молибден-вольфрамовых месторождений

Месторождение, число анализов	Ni	Co	Bi	Co/Ni
Булуктаевское (4)	5	2,0	0,9	0,4
31-й пикет (3)	10	6,1	16,0	0,6
Солонго (1)	4,8	2,0	4,0	0,5
Грейзеновое (1)	1,2	2,2	—	1,8

Таблица 15
Средние содержания элементов-примесей в мусковитах из грейзенов
и грейзенизированных гранитов молибден-вольфрамовых месторождений (в г/т)

Месторождение	Rb	Cs	Sn	Ga
Долон-Модонское	—	—	8 (5)	48 (5)
Студенческое	—	—	10 (2)	100 (2)
Хасуртинское	1340 (1)	50 (1)	—	—
Чемуртаевское	966 (2)	44 (2)	7 (4)	25 (4)
Джидотское	1220 (1)	48 (1)	—	—
Булуктаевское	2512 (2)	83 (2)	14 (7)	21 (7)
Первомайское	2704 (21)	58 (19)	200 (6)	50 (6)

Примечание. Таблица составлена по данным Д.О. Онтоева, Я.А. Косалса, Л.И. Агаповой и авторов; в скобках — число определений.

Таблица 16
Изотопный состав серы грейзеновых молибденовых месторождений

Месторождение	Минерал	Число анализов	$\delta^{34}\text{S}, \%$		
			От	До	Среднее
Солонго	Пирит	2	7,95	8,25	8,1
Верхне-Амандакское	"	1	—	—	4,8
	Молибденит	1	—	—	4,8
Тарасовское	Пирит	1	—	—	7,11
	Молибденит	1	—	—	10,4
Алтан	"	1	—	—	3,2
Хамбинское	Пирит	1	—	—	6,58
	Молибденит	6	5,5	8,45	6,69
31-й пикет	Пирит	1	—	—	-0,1
Джидотское	"	2	1,69	2,7	2,19
Сохатинка	"	1	—	—	0,0
Сайд	"	1	—	—	0,01

ния поздних кварцевых прожилков. Общая площадь аномальных полей достигает нескольких квадратных километров при содержаниях молибдена и олова до 0,003%.

Указанные элементы зафиксированы и во вторичных литогеохимических ореолах, которые в сравнении с первичными менее контрастны, особенно молибдену, но более гомогенны.

Изотопный состав серы и свинца. Изотопный состав серы определен в пирите и молибдените нескольких проявлений (табл. 16). Как видно из таблицы, сера сульфидов в основном утяжелена относительно метеоритной и гетерогенна. Необходимо отметить, что приведенные анализы характеризуют разновозрастные месторождения. Первые пять из них датируются средним-верхним палеозоем, а последние — мезозоем и связываются с этапом тектоно-магматической активизации, сера их близка к метеоритной. Подобный состав серы, как показано ниже, весьма характерен для мезозойских гидротермальных молибденовых и вольфрамовых месторождений.

Изотопный состав рудного свинца на Тарасовском рудопроявлении (спектральный анализ) имеет отношения ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb к ^{204}Pb , равные соответственно 17,79; 15,79 и 36,86.

Гидротермальные месторождения

Изучением геохимических особенностей руд, минералов и метасоматических пород гидротермальных месторождений занимались М.М. Повилайтис, Д.О. Онтоев, А.С. Дудыкина, Я.А. Косалс, А.Ф. Коржинский, Л.И. Агапова, Г.С. Рипп и другие исследователи. Изучены были, главным образом, месторождения Джидинского рудного района. В настоящее время имеется большое количество аналитических данных, позволяющих достаточно полно охарактеризовать основные продукты рудного процесса. С позиций геохимических особенностей среди гидротермальных месторождений выделяются четыре группы: 1) обогащенные фтором, серой, халькофильными элементами, редкими щелочами; 2) с повышенными количествами пирита; 3) существенно молибденитовые с медью и 4) без значимых количеств сопутствующих компонентов.

Первая группа характеризует комплексные полистадийные месторождения, обычно сопровождающиеся тем или иным количеством вольфрама (Первомайское, Булуктаевское, Орекитканское, Мало-Ойногорское). Вторые представляют кварц-пирит-молибденитовый тип (Чемуртаевское, Долон-Модонское, Джидотское, Новопавловское и др.). К третьей группе относятся проявления слабоминерализованных кварц-молибденитовых жил и прожилков с халькопиритом и, наконец, к четвертой — существенно кварц-молибденитовые проявления.

Кварц-пирит-молибденитовый с флюоритом минеральный тип. Оруденение этого минерального типа представляет молибден-вольфрамовую формацию — ее начальные этапы. Большая часть сведений о геохимических особенностях метасоматитов, полученных на стадии оценки оруденения, а также при специальных тематических исследованиях, касается лишь их элементного состава. Исключение представляют работы Д.О. Онтоева и Я.А. Косалса, в которых проанализирована направленность процессов формирования окolorудноизмененных пород и место в них редких и рассеянных элементов на месторождениях Джидинского рудного района. Поведение петрогенных элементов и редких щелочей при метасоматических процессах изучено также Л.И. Агаповой [1] и А.Ф. Коржинским [46].

Процессы грейзенизации, связанные в основном с дорудным этапом привели на Булуктаевском и Первомайском месторождениях [46] к вы-

носу кремнезема (до 25,6%), натрия, кальция, отчасти железа и привносу калия, глинозема, воды, серы, фтора, магния и марганца. Сопоставление первичных пород и образовавшихся по ним грейзенов свидетельствуют о привносе и накоплении рублидия, цезия и ряда других редких элементов. Так, грейзенизация гранитов на Первомайском и Булуктаевском месторождениях сопровождалась увеличением содержаний вольфрама (в 10–12 раз), Мо (до 200 раз), Sn (в 3–8 раз), В (в 2–4 раза) и F (до 50 раз).

В результате микроклинизации, являющейся в основном дорудной, происходило незначительное накопление бора (КН¹ 2–3), фтора (КН до 10–12). Сколько-нибудь существенной концентрации вольфрама, ниобия, олова с этим процессом не связано, а дисперсия содержаний их вызвана, вероятно, частичным перераспределением элементов в породе. На Первомайском месторождении более поздняя (относительно молибденового оруденения) микроклинизация, по данным Е.П. Малиновского, сопровождалась выносом молибдена. Аналогичные результаты получены Я.А. Косалсом [48] на Булуктаевском месторождении, хотя на Первомайском он отмечает повышенные содержания молибдена в микроклинизированных породах (до 42–93 г/т).

Альбитизация (по Я.А. Косалсу) в гранитоидах Первомайского массива сопровождалась существенным накоплением молибдена (70–150 г/т), фтора (до 0,27–4,5%), вольфрама (20–100 г/т), частично олова (7–13 г/т), бора (12 г/т), ниобия (50 г/т).

Руды характеризуются высокими содержаниями фтора (0,1–1,5%), висмута (до 0,05%), повышенными — серы (до 1% и более), свинца (КН 5–20), цинка (КН 2–3), меди (КН до 10), а в участках развития грейзенов содержат вольфрам (до 0,01%), рублидий (до 3–5 КН), олово (до 20–25 г/т). На Первомайском месторождении Я.А. Косалсом в кварц-молибденовых прожилках обнаружен бор (до 19,5 г/т), а в прожилках такого же состава на Булуктаевском месторождении содержание бора ниже кларка (5 г/т).

Пространственная разобщенность предрудных, рудных и пострудных продуктов обусловила гетерогенность геохимического поля месторождений. В связи с этим максимальные содержания различных элементов в пределах рудных полей обычно не совпадают. Выделяется три ассоциации элементов. В первую входят редкие щелочи, олово и вольфрам, тяготеющие к участкам развития грейзенов и слюдяных метасоматитов. Вторая представлена молибденом нередко в парагенезисе с висмутом, фтором (основной продуктивный этап). Состав третьей ассоциации определяется халькофилами (свинец, цинк, мышьяк, медь), входящими в пострудные минеральные парагенезисы. Максимумы содержаний фтора падают на грейзены, участки молибденовой минерализации или образуют автономные зоны.

Повышенные концентрации по всей вероятности были обусловлены не только привносом, но и перераспределением их и заимствованием из вмещающих пород при воздействии на последние постмагматических растворов. Различие дифференциальной подвижности элементов в рудообразующих растворах и неодинаковая устойчивость их при экстрагировании из вмещающих пород привели к изменению индикаторных отношений элементов в рудах и метасоматитах. Так, если в магматических породах отношение Zn/Pb составляет 2–2,5, то в рудных телах — 1–1,5, соответственно доля F/B — 20–80 и 100–500, Rb/Tl — 150–400 и 800–1000.

¹ КН — коэффициент накопления — отношение содержаний элементов новообразованных пород к содержанию в исходных.

Таблица 17

Содержание элементов-примесей в пиритах месторождений кварц-пирит молибденового с флюоритом минерального типа ($10^{-3}\%$)

Месторождение	Co	Ni	As	Cu
Первомайское	13	1,1	1,8	3
	(13)	(13)	(11)	(11)
Булуктаевское	2,1	2,2	5	19
	(7)	(7)	(7)	(7)
Ореkitканское	28	1,5	5	8
	(16)	(16)	(16)	(13)
31-й пикет	8	6	15	1,5
	(14)	(14)	(14)	(14)

Примечание. Числитель — среднее содержание; знаменатель — число анализов.

Элементы-примеси в минералах. Основными носителями элементов-примесей на месторождениях являются пирит, молибденит, флюорит, висмутовые минералы и мусковит. Другие минералы, хотя и являются концентраторами многих элементов, в балансе примесей играют небольшую роль.

Относительно полные сведения могут быть представлены по составу примесей в пиритах (табл. 17), в которых установлены кобальт, никель, мышьяк, медь, висмут. Содержание кобальта в них колеблется в пределах тысячных — первых сотых долей процента. Обогащены этими элементами пириты Ореkitканского месторождения (до 0,08—0,5%), а также из залобандов жил, залегающих среди темноцветных пород (диоритов, амфиболитов, вулканитов основного состава), обеднены — из прожилков среди лейкократовых пород и грейзенов. Для первых характерно также некоторое обогащение никелем и медью. Чаше никель в пиритах присутствует в десятитысячных и тысячных долях процента. Отношение Co/Ni больше 3. Содержание мышьяка, в основном, не превышает 0,003% (на Первомайском месторождении в среднем 0,0018%).

Висмут установлен в большинстве проб пиритов в количестве от тысячных до десятых долей процента. Подавляющая часть его связана с внеструктурными примесями висмутсодержащих минералов, постоянно ассоциирующих с пиритом. В связи с этим содержание элемента в минерале функционально зависит от чистоты анализируемых проб.

Количество меди колеблется от 0,001 до 0,3%, но обычно не превышает нескольких сотых долей процента. Лишь на Ореkitканском месторождении концентрация ее составляет в среднем около 0,1%. Руды этого месторождения отличаются повышенной меденосностью. Большая часть меди в пиритах связана со внеструктурной примесью халькопирита.

Сфалерит, связанный с молибденовым этапом, проанализирован на Первомайском месторождении и участке 31-й пикет (табл. 18). По содержанию железа (до 0,5—1,0%) он относится к клейофану, отличается повышенным содержанием кадмия и индия. Максимальные концентрации кадмия, определенные на Первомайском месторождении, достигают 0,75%, на участке 31-пикет — 0,90%. Медь в сфалеритах связана с эмульсионной вкрапленностью халькопирита (0,03—0,6%). Присутствуют в сфалеритах также олово (59—158 г/т на Первомайском, 8 г/т на 31-м пикете) и галлий

Таблица 18
Содержание элементов-примесей
в сфалеритах месторождений кварц-пирит-молибденитового
с флюоритом минерального типа (в г/т)

Месторождение	Cd	In	Cu	Sn	Ga
Первомайское	5400	128	2600	106	27
	(6)	(5)	(3)	(4)	(3)
Малый Ойногор	1200	109	—	9,1	—
	(1)	(2)	—	(2)	—
31-й пикет	6000	128	300	8,0	10
	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)

См. примечание к табл. 17.

Таблица 19
Содержание элементов-примесей в галенитах месторождений
кварц-пирит-молибденитового с флюоритом минерального типа (в г/т)

Месторождение, число анализов	Bi	Te	Tl	In
Первомайское (3)	1800	—	3	0,3
Ореkitанское (5)	1250	430	50	Не обн.

(в среднем 10—27 г/т), но не обнаружены германий, таллий, кобальт (предел обнаружения соответственно 5, 3 и 5 г/т).

Состав примесей в галенитах представлен в таблице 19. В минерале отмечаются высокие концентрации висмута, теллура, не обнаружены олово и индий (порог обнаружения 0,001%).

В молибденитах (по данным А.С. Филько, В.И. Игнатовича, В.Т. Поколова, А.П. Карабулькина) среднее содержание селена составляет 0,0015%, (15 проб), теллура — 0,0038% (12 проб), а рения — 0,0012 (54 пробы).

Обобщенные данные по содержанию примесей в сульфидах представлены в табл. 20.

Слюды (мусковит, жильбертит) из рудных прожилков и околорудных метасоматитов Первомайского месторождения характеризуются повышенными концентрациями редких щелочей (табл. 21). Содержание рубидия в них колеблется в пределах 0,17—0,28%, цезия — 0,0017—0,0175%. Единичными анализами в мусковите из грейзенизированного гранита Ореkitанского месторождения определен галлий (19 г/т), олово (15 г/т). В микроклине на этом же месторождении обнаружено 23 г/т галлия и 47 г/т на участке 31-й пикет.

Спектральным приближенно-количественным методом проанализированы также единичные пробы висмутовых минералов, флюорита, халькопирита. В первых обнаруживаются постоянно сурьма, медь, а на Ореkitанском и Булуктаевском месторождениях теллур (табл. 22).

В халькопирите Ореkitанского месторождения присутствуют индий (0,01%), олово (0,02%), галлий (0,001%), висмут (0,006%), а во флюорите — иттрий (до сотых долей процента), стронций, марганец. Сумма

Т а б л и ц а 20
Содержание элементов-примесей в сульфидах
гидротермальных молибденовых месторождений первой группы (в г/т)

Элемент	Сфалерит	Галенит	Пирит	Халькопирит*	Молибденит
Cd	$\frac{2000-8000}{5300(12)}$	$\frac{50-500}{220(4)}$	—	<10(1)*	—
In	$\frac{40-300}{139(12)}$	$\frac{\text{He обн.}-0,3}{\text{He обн. (6)}}$	—	100(1)*	—
Ga	$\frac{<0,5-43}{18(8)}$	—	—	10(1)*	—
Ge	<5(8)	—	—	<10(1)*	—
Sn	$\frac{59-158}{31(11)}$	He обн. (5)	—	150(2)*	—
Co	$\frac{\text{He обн.}-54}{21(7)}$	—	$\frac{30-850}{130(50)}$	—	—
Bi	$\frac{1000-1900}{1600(3)}$	700-2600	$\frac{3-800}{109(12)}$	60(2)*	—
Tl	<10(8)*	<3(7)	<3(10)	<10(1)*	—
As	—	—	$\frac{\text{He обн.}-30}{<10(48)}$	—	—
Ni	—	—	$\frac{\text{He обн.}-100}{27(50)}$	—	—
Te	—	$\frac{28-620}{430(5)}$	—	—	$\frac{\text{Сл.}-70}{25(9)}$
Se	—	—	—	—	$\frac{\text{Сл.}-66}{16(22)}$
Re	—	—	—	—	$\frac{2-40}{15(52)}$

*В числителе — пределы колебания содержания (от—до), в знаменателе — среднее содержание; * по данным полуколичественного спектрального анализа.

Примечания. Анализы молибденитов по Я.М. Яблокову, Н.П. Гаврилову, В.И. Игнатовичу, А.С. Филько, А.П. Карабулькину, Л.Н. Беззлях.

Т а б л и ц а 21
Содержание элементов-примесей в слюдах
из рудных прожилков и околорудных метасоматитов
месторождений кварц-пирит-молибденитового с флюоритом минерального типа

Месторождение	Rb, %	Cs, %	Ga, г/т	Sn, г/т
Первомайское	$\frac{0,26}{(26)}$	$\frac{0,0113}{(15)}$	—	—
Ореkitканское	—	—	$\frac{19,0}{2}$	$\frac{15,0}{1}$

Примечание. Таблица составлена по данным Я.А. Косалса, Д.О. Онтоева, Л.И. Агаповой и авторов.

Таблица 22

Содержание элементов-примесей в висмутовых минералах месторождений кварц-пирит-молибденитового с флюоритом типа (%)

Месторождение	Минерал	Te	Tl	Sb	Cu
Первомайское (3)	Айкинит	Не обн.	Не обн.	0,023	1,0
Ореkitканское (1)	Сульфасоль висмута	1,0	0,003	0,06	1,0
Булуктаевское (6)	Айкинит	0,47	Не обн.	0,035	1,0

Примечание. Анализ спектральный приближенно-количественный. Не обнаружены мышьяк, индий, олово, кадмий (чувствительность определения 0,001%).

редких земель в последнем (по А.П. Карабулькину) в пределах 0,018–0,07%.

Вольфрамиты из грейзенизированных пород Первомайского месторождения отличаются повышенными содержаниями ниобия (0,45%, по Д.О. Онтоеву). В минерале более 95% представлено гюбнеритовой молекулой. Вольфрамит Ореkitканского месторождения значительно более железистый (FeO – 11,95%, MnO – 14,03%, по Я.М. Яблокову). Олово, тантал и скандий определяли полуколичественными спектральными анализами. Они либо не обнаружены, либо присутствуют в единичных пробах (скандий, цирконий), содержания не более тысячных долей процента.

Первичные ореолы. Первичные ореолы изучены на Первомайском, Мало-Ойногорском и частично Ореkitканском месторождениях [17, 40, 79]. Аномальные поля их сформировались в основном в два этапа. В первый этап вследствие процессов грейзенизации и флюоритизации локализовалась большая часть фтора, редких щелочей, олова, частично молибдена, вольфрама. Рудный этап сопровождался молибденом, фтором, цинком, свинцом, висмутом, вольфрамом.

Площадь аномальных концентраций фтора, серы, молибдена и редких щелочей превышает 1 км². Более локальны и контрастны ореолы рудных тел. В состав их входят молибден, фтор, аномальные точки (реже ореолы) свинца, цинка, висмута, вольфрама. Морфология ореолов повторяет в общем виде контуры рудных тел. Внешние зоны их определяются фтором, серой и рубидием, в центральных частях наиболее контрастны аномалии молибдена, вольфрама, висмута (рис. 29–32). Ореолы свинца и цинка малоконтрастны и не совпадают с эпицентрами рудных тел.

Изотопный состав серы и свинца. Характерной особенностью изотопного состава серы проанализированных сульфидов является достаточно высокая степень гомогенности и группировка вблизи метеоритного стандарта (табл. 23). Величины $\delta^{34}\text{S}$ их варьируют от –2,9 до +3,5‰, чаще в интервале от –1,5 до +2,5‰. Размах вариаций в экстремальных случаях достигает 6,4, но обычно не превышает 3–3,5‰. Наиболее гомогенная и изотопно легкая сера представлена на Первомайском и Булуктаевском месторождениях (средняя величина $\delta^{34}\text{S}$ –0,4‰), тяжелее на Мало-Ойногорском (+2,1‰). Пириты предрудной стадии, а также из парагенезиса с молибденитом изотопно заметно легче, чем пирит и сульфиды поздних стадий минерализации (пробы Мало-Ойногорского месторождения). Последние имеют в основном положительные значения величины $\delta^{34}\text{S}$. Приведенные изотопные данные свидетельствуют

Т а б л и ц а 23
Изоотопный состав сульфидной серы месторождений
кварц-пирит-молибденитового с флюоритом типа

Месторождение	Минерал	Число анализов	$\delta^{34}\text{S}$, %		
			От	До	Среднее
Первомайское	Пирит	4	-1,79	0,9	-0,76
	Молибденит	4	-0,15	2,1	0,94
	Сфалерит	2	-1,85	1,1	-0,38
Ореkitканское	Пирит	3	-2,5	1,8	0,2
	Молибденит	2	0,23	2,92	1,57
	Галенит	1	—	—	-2,9
Мальй Ойногор	Пирит	4	-0,87	2,5	1,04
	Молибденит	5	0,6	2,85	1,98
	Сфалерит	2	1,8	3,5	2,6
	Пирротин	1	—	—	0,52
Булуктаевское	Пирит	3	-1,10	-0,45	-0,72
	Молибденит	4	-2,7	4,2	1,9

Т а б л и ц а 24
Изоотопный состав рудного свинца месторождений
кварц-молибденит-пиритового с флюоритом минерального типа

№ п/п	Месторождение	Отношение к ^{204}Pb		
		^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
1	Первомайское (1)	17,99	15,44	37,705
2	Мальй Ойногор (3)	18,04	15,46	37,66
3	Ореkitканское (1)	17,78	15,54	38,27

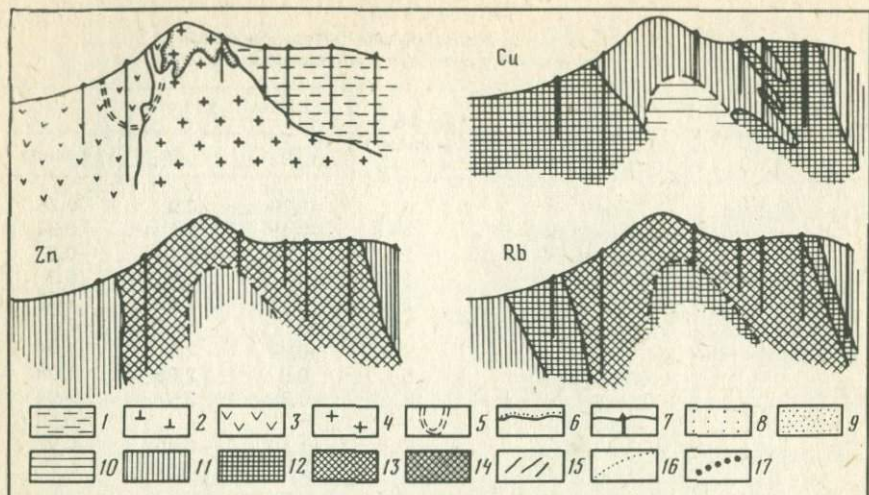
Примечание. 1 и 2 — данные [20], остальные — автора.

о ювенильном источнике серы, поступавшей по зонам глубинных разломов из подкорового слоя.

Изоотопный состав серы свинца галенитов из сульфидных прожилков, характеризующих более позднюю стадию минерализации, представлен в табл. 24.

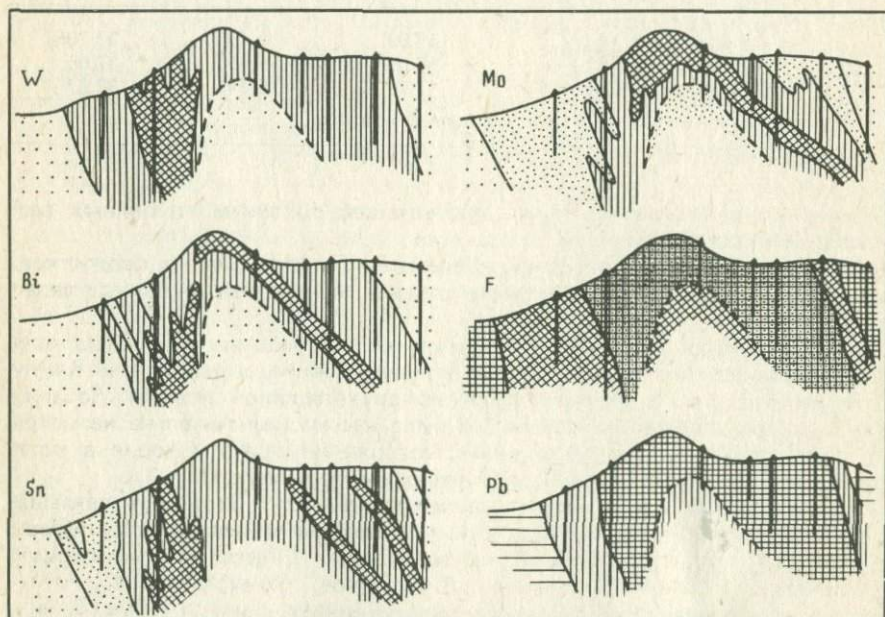
Интерпретация анализов, геологической обстановки и возраста оруденения свидетельствуют о том, что рудный свинец относится к В-типу и формировался по меньшей мере по двухстадийной модели. Добавка радиогенного свинца к первичному была весьма незначительна несмотря на относительно слабо повышенные содержания урана и тория в материнских магматических породах (гуджирского комплекса).

Кварц-пирит-молибденитовый минеральный тип. Этот тип связывается с несколькими разновозрастными этапами минерализации. Месторождения, сопровождающие мезозойскую тектоно-магматическую активизацию (Долон-Модонское, Джидотское, Чемуртаевское), отличаются несколько более сложным геохимическим спектром руд. В них, как это уже было отмечено выше, кроме молибденита и пирита, обнаружены в небольших количествах сульфиды цинка, свинца, мышьяка, висмута, а также флюорит.

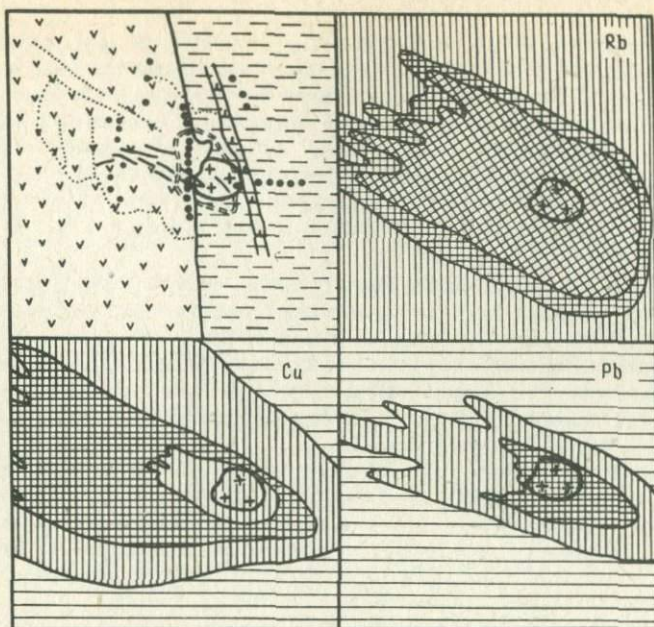


Р и с. 29. Эндогенные ореолы меди, цинка и рубидия в разрезе Джидинского месторождения

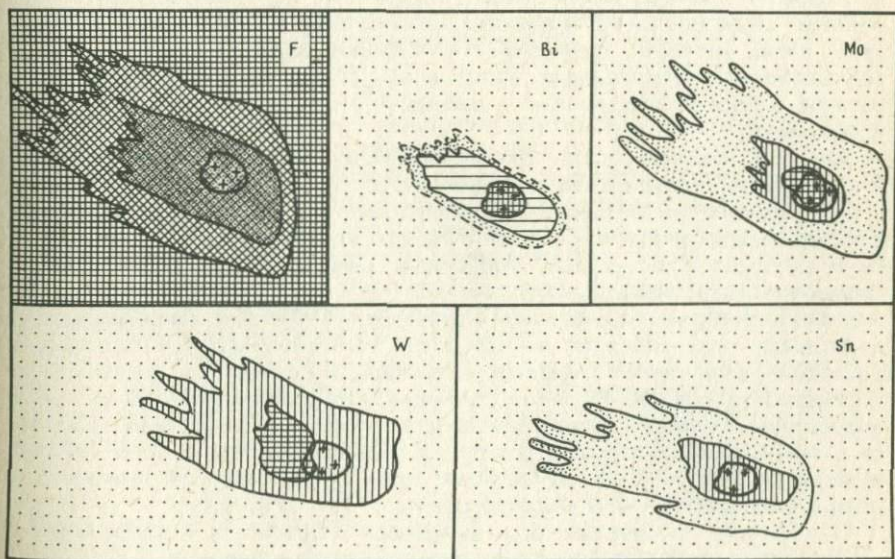
1 — хохюртовская свита кембрия, 2 — серпентиниты, 3 — диориты, кварцевые диориты, 4 — Первомайский массив гранит-порфиров, 5 — контур Инкурского вольфрамового штокверка, 6 — контур Первомайского молибденового штокверка, 7 — опробованные скважины, 8—14 — содержания элементов от низких к высоким, 15 — кварц-глубнеритовые жилы, 16 — опробованные участки, 17 — опробованные скважины



Р и с. 30. Эндогенные ореолы вольфрама, молибдена, висмута, фтора, олова и свинца в разрезе Джидинского месторождения
Условные обозначения см. рис. 29



Р и с. 31. Строение эндогенных ореолов рубидия, меди и свинца в плане Джидинского месторождения
Условные обозначения см. рис. 29



Р и с. 32. Строение эндогенных ореолов фтора, висмута, молибдена, вольфрама и олова в плане Джидинского месторождения
Условные обозначения см. рис. 29

Предрудные и околорудные грейзены на Чемуртаевском, Джидотском, Хасуртинском месторождениях отличаются незначительным накоплением вольфрама, олова (КН 2—3), фтора (КН 4—8); практически не приносился бор. Небольшое повышение содержаний (относительно первичных пород) молибдена, фтора, олова, рублидия отмечается в грейзенах других молибденовых проявлений (Унтатское, Чурулгунское). В целом геохимические особенности формирования грейзенов не отличаются от таковых в других регионах, изученных А.А. Беусом [19] и другими исследователями.

В сравнении с выше охарактеризованной минеральной группой месторождений на кварц-пирит-молибденитовых значительно слабее проявлена флюоритизация и пиритизация. Так, концентрация фтора в околорудном ореоле предшествующей группы месторождений достигает 0,5—5%, а на рассматриваемых она редко превышает 0,1—0,2%, содержание серы в околорудных породах первой в 10—50 раз превышает содержание в породах второй группы месторождений.

Руды характеризуются относительно низкими содержаниями висмута, фтора, редких щелочей. Не отмечается повышенных количеств вольфрама, хотя спорадически в грейзенах он устанавливается. В случаях широкого развития грейзенов повышаются содержания олова (до 30—100 г/т), рублидия (до 0,2%), фтора (до 0,3%). В количествах сотых, иногда десятых долей процента присутствуют свинец, цинк, тысячных долей (до сотых) — медь. В рудах большинства проявлений и месторождений отношение Pb/Zn превышает единицу. Содержание серы, как правило, меньше 1%. На Чемуртаевском и Долон-Модонском месторождениях участки распространения сульфидной минерализации выявляются также повышенными концентрациями мышьяка (до 0,08—1,0%), связываемого с арсенопиритом и пиритом.

Элементы-примеси в минералах. Содержание примесей в рудных прожилках определяется, в основном, количеством в них пирита, молибденита, слюды, галенита, сфалерита. Присутствие висмута на Студенческом месторождении обусловлено висмутином (?), а мышьяка на Чемуртаевском и Долон-Молонском — арсенопиритом, отчасти блеклой рудой и пиритом.

Анализы пиритов (табл. 25) показывают, что специфической чертой их является повышенная мышьяковистость. Концентрация мышьяка в ряде проб достигает десятых долей процента и в среднем по месторождениям Чемуртаевскому, Долон-Модонскому, Джидотскому колеблется в пределах 0,035—0,06%. Мышьяком обеднены пириты из скарнов Чемуртаевского месторождения и из рудных прожилков месторождения Студенческого, проявления Нарын-Ичетуй. Четких закономерностей в распределении кобальта, никеля, меди не обнаруживается. Содержание последних варьирует в пределах тысячных, а кобальта — тысячных—сотых долей процента. В целом отмечается обогащенность этими тремя элементами пиритов метасоматического происхождения, образовавшихся в темноцветных породах (диоритах, диабазовых порфиритах). Висмут в пиритах либо не обнаруживается, либо присутствует в количествах, не превышающих тысячные доли процента.

Сфалериты Чемуртаевского и Долон-Модонского месторождений (табл. 26) отличаются близкими содержаниями кадмия (0,26; 0,38%); олова и галлия (менее 10 г/т). В них не обнаружен таллий. На Чемуртаевском месторождении они характеризуются высокими содержаниями индия (0,04%) и меди (0,25%), а на Долон-Модонском содержат кобальт (0,0005%). Минерал относится к разновидности, обедненной оловом, галлием.

Т а б л и ц а 25

Содержание элементов-примесей в пиритах месторождений кварц-пирит-молибденитового минерального типа ($10^{-3}\%$)

Месторождение, число анализов	Co	Ni	As	Cu
Чемуртаевское (10)	9	1,5	60	3,0
Долон-Модонское (10)	8,5	1,8	35	5,2
Джидотское (2)	17	1,0	51	2,0
Студенческое (2)	4,5	10	5,0	2,0
Нарын-Ичетуйское (1)	46	1,6	Не обн.	1,0
Гонгота (1)	25	Не обн.	5,5	—
Дылымдыкское (3)	10	0,8	5,0	16
Леоновское (2)	13,2	9,4	26	23,3
Колобки (10)	12,5	6,3	11,1	—
Куньейское (5)	7,9	4,7	23,5	—
Тарасовское (1)	26,3	8,3	2,5	7,2

Т а б л и ц а 26

Содержание элементов-примесей в сфалеритах месторождений кварц-пирит-молибденитового минерального типа

Месторождение	Cd, %	In, %	Cu, %	Sn, г/т	Ga, г/т
Чемуртаевское	$\frac{0,26}{(15)}$	$\frac{0,04}{(12)}$	$\frac{0,25}{(15)}$	$\frac{5,0}{(15)}$	$\frac{8,8}{(15)}$
Долон-Модонское	$\frac{0,38}{(8)}$	$\frac{0,0005}{(1)}$	$\frac{0,018}{(8)}$	$\frac{8,0}{(8)}$	$\frac{8,0}{(8)}$

Примечание. На обоих месторождениях в сфалеритах не обнаружены таллий, кобальт (чувствительность обнаружения соответственно 3 и 5 г/т).

В галенитах присутствует в основном висмут. Теллур, таллий и индий в большинстве проб не обнаружены (табл. 27).

На Долон-Модонском месторождении в минерале содержится 8 г/т олова, а галенит из поздней кварц-полиметаллической жилы Чемуртаевского месторождения отличается значительно более высокими концентрациями висмута. В них обнаружены также теллур, таллий, индий, олово.

Анализы молибденитов имеются только по Студенческому месторождению (данные А.П. Карабулькина). В них обнаружено 3–9 г/т селена, 15–56 г/т теллура и 6–28 г/т рения (табл. 28).

Слюды (мусковит) из участков грейзенизированных пород и зальбандовых частей рудных прожилков (табл. 29) отличаются относительно невысокими содержаниями рубидия (0,097–0,12%), цезия (0,0043–0,0050%), олова (до 12 г/т) и несколько повышенными галлия (25–88 г/т).

Повышенной галлиеносностью отличаются и микроклины из полевошпатовых, кварц-полевошпатовых прожилков Чемуртаевского (25 г/т) и Студенческого (60 г/т) месторождений.

Спектральным полуколичественным анализом в висмутине (?) из месторождения Студенческого (4 пробы) обнаружены теллур (0,2%), сурьмы (0,08%) и мышьяк (0,02%). Индий, олово, кадмий в минерале не выявлены (порог обнаружения 0,001%).

Первичные ореолы. Первичные ореолы месторождений практически

Т а б л и ц а 27
Содержание элементов-примесей в галенитах месторождений
кварц-пирит-молибденитового минерального типа

Месторождение	Bi, %	Te, %	Tl, г/т	In, г/т	Sn, г/т
Долон-Модонское	<u>0,016</u> (9)	(9)	(9)	Не обнаружено (9)	(9)
Чемуртаевское (1)	<u>0,013</u> (4)	(4)	(4)	Не обнаружено (4)	(4)
Чемуртаевское (2)	<u>0,49</u> (3)	<u>0,03</u> (4)	<u>80</u> (6)	<u>1,7</u> (3)	<u>8,0</u> (1)

Примечание. На Чемуртаевском месторождении проанализированы галениты двух стадий: 1 — ранняя, образовавшаяся вслед за молибденовой и 2 — поздняя.

Т а б л и ц а 28
Содержание элементов-примесей в сульфидах
гидротермальных молибденовых месторождений
кварц-пирит-молибденитового типа

Элемент	Сфалерит	Галенит	Пирит	Молибденит
Cd, %	<u>0,01—0,6*</u> 0,31 (23)	<u>0,003—0,01*</u> 0,006 (28)	—	—
Jn, г/т	Не обн.—600 200 (23)	Не обн.—3 (3)	—	—
Ga, г/т	Не обн.—10 8,4 (23)	< 0,5 (1)	—	—
Ge, г/т	< 10 (23)	< 5 (1)	—	—
Sn, г/т	Не обн.—10 6,5 (23)	<u>3—10*</u> 8 (28)	—	—
Co, %	< 0,001 (23)	—	<u>0,003—0,69</u> 0,017 (29)	—
Bi, г/т	Не обн.—10 (23)	<u>30—10000*</u> 600 (31)	<u>< 5—10</u> < 5 (5)	—
Tl, г/т	< 10 (23)	<u>< 10—600*</u> 160 (28)	< 10 (39)	—
As, %	—	—	Не обн.—0,30 0,0194 (29)	—
Ni, %	—	—	<u>< 0,001—0,052</u> 0,0024 (29)	—
Te, г/т	—	Не обн.—900 (2)	—	15—56 (3)
Se, г/т	—	—	—	3—9 (2)
Re, г/т	—	—	—	6—28 (3)

*По данным полуколичественного спектрального анализа; "—" — означает "Не опр."
Примечание. Анализы молибденитов по А.П. Карабулькину.

Таблица 29

Содержание элементов-примесей в слюдах из рудных прожилков
и околорудных метасоматитов месторождений
кварц-пирит-молибденитового минерального типа (в г/т)

Месторождение, число анализов	Rb	Cs	Ga	Sn
Джидотское (1)	1220	48	—	—
Чемуртаевское (4)	970	43	25	8
Долон-Модонское (5)	—	—	48	8
Студенческое (2)	—	—	88	10
Хасуртинское (1)	1340	50	—	—

Примечание. Таблица составлена по данным Я.А. Косалса и авторов.

не изучены. Площади рассеянной молибденовой минерализации не превышают 1 км². В пределах их, отличающихся низкой продуктивностью и контрастностью молибдена, присутствуют аномальные точки, реже небольшие ореолы фтора, олова, свинца, цинка, иногда мышьяка.

Изотопный состав серы и свинца. По изотопному составу серы выделяются четко две группы молибденовых месторождений, представляющих образования разных этапов (табл. 30). Сера сульфидов месторождений приуроченных к осевым частям зон глубинных разломов, а также связанных с тектоно-магматической активизацией (Долон-Модонское, Джидотское, Новопавловское и др.) характеризуется однородным составом и близка к метеоритной. Часть проб их несколько обогащена легким изотопом и имеет отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$. Средняя величина $\delta^{34}\text{S}$ составляет для пирита +0,9‰. Несколько тяжелее сера молибденита (+1,6‰). Сфалерит из поздней полиметаллической ассоциации еще более обогащен тяжелым изотопом.

Другую группу представляет месторождения и рудопроявления, ассоциирующие с палеозойским магматизмом орогенной стадии (Жин-Косонское, Алтанское, Солонго, Харасанское, Худанское, Гонгота). Сера их сульфидов во всех случаях утяжелена относительно метеоритной и варьирует от месторождения к месторождению в более широких пределах. Величина $\delta^{34}\text{S}$ в среднем составляет 6,04 для пирита и 6,3‰ для молибденита.

Изотопные характеристики сульфидной серы месторождений этапа мезозойской тектоно-магматической активизации в совокупности с геологическими условиями их формирования [87, 123] достаточно определенно свидетельствуют о ювенильном ее источнике. Состав же серы месторождений палеозойского этапа указывает на гетерогенность их источника. Она достаточно близко совпадает с серой "метаморфогенного" происхождения. Подобное явление могло быть получено в результате сложного пути развития первично однородной матрицы, сопровождавшегося процессами фракционирования ее изотопов.

Рудный свинец проанализирован в галенитах из поздней сульфидной стадии Чемуртаевского, Долон-Модонского и Харасанского месторождений. Свинцы отличаются достаточно примитивным изотопным составом и относятся к аномальному В-типу (табл. 31).

Последнее, согласно существующим представлениям, должно свидетельствовать о том, что источником свинца явились подстилающие более

Таблица 30
Изотопный состав сульфидной серы
месторождений кварц-пирит-молибденитового минерального типа

Месторождение	Минерал	Число проб	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			От	До	Среднее
Долон-Модонское	Пирит	5	-1,2	0,12	-0,36
	Молибденит	1	—	—	0,6
	Сфалерит	1	—	—	1,78
Ходжертуйское	Пирит	10	-2,17	2,85	0,67
	Молибденит	2	0,37	2,22	1,29
Студенческое	Пирит	1	—	—	0,71
	Молибденит	2	1,31	2,7	2,0
Новопавловское	Пирит	4	-1,85	1,1	-1,43
	Молибденит	1	—	—	0,45
Чемуртаевское	Пирит	2	3,12	3,2	3,16
	Молибденит	3	3,15	4,85	4,02
	Сфалерит	1	—	—	4,3
Талахта	Пирит	1	—	—	1,2
Нарын-Ичетуй	"	1	—	—	2,6
Ивановское	"	2	0,41	1,03	0,71
Харасун	Молибденит	2	3,65	4,2	3,92
Солонго	"	3	7,09	9,38	8,05
Верхне-Амандакское	"	1	—	—	4,8
Гонгота	Пирит	1	—	—	3,8
	Молибденит	2	3,6	7,3	5,5
Жин-Косонское	Пирит	2	6,2	7,0	6,6
	Молибденит	1	—	—	6,1
Жиримка	Пирит	2	8,8	10,5	9,65
	Молибденит	1	—	—	5,35
Мальгинское	Пирит	1	—	—	4,84
Худанское	"	2	0,57	14,1	7,33
Зум-Бурукское	"	3	9,74	13,53	11,29
Тарасовское	Молибденит	1	—	—	10,4
Мало-Курбинское	"	3	4,55	6,0	5,43
Ариг-Горхонское	Пирит	2	-0,65	0,86	0,1
Колобки	"	3	4,13	5,41	4,72
	Молибденит	2	5,15	6,4	5,77
Шалоты	Пирит	4	6,04	7,85	7,0
	Молибденит	2	5,08	7,1	6,95
Харитоновское	Пирит	2	4,2	5,15	4,67
Харасан	"	1	—	—	6,4

древние породы. Добавка радиогенных изотопов в процессе мобилизации и последующей транспортировки была невелика.

Кварц-халькопирит-молибденитовый минеральный тип. С точки зрения геохимических особенностей проявления кварц-халькопирит-молибденитовой ассоциации почти не изучены. Единичными анализами в рудах участка Телемба, представленного кварцево-жильной минерализацией с молибденитом, халькопиритом, обнаружено 416,1 г/т бария, 23,3 г/т стронция, практически отсутствуют цезий и рубидий.

В халькопиритах обнаружено (в г/т): 4–12 олова, 6–30 висмута, 40–140 кадмия, 17–200 кобальта. За пределами чувствительности анализа содержатся индий, таллий, галлий, сурьма, вольфрам (порог опре-

Таблица 31
Изотопный состав рудного свинца месторождений
кварц-пирит-молибденитового минерального типа

Месторождение	Отношение к ^{204}Pb		
	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Чемуртаевское	17,98	15,47	37,59
	17,96	15,45	37,50
Долон-Модонское	18,11	15,484	37,39
Харасанское	17,98	15,46	37,70

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории института Земной Коры СО АН СССР, аналитик Ю.А. Исаков.

Таблица 32
Изотопный состав серы сульфидов
молибденово-медного минерального типа

Месторождение	Минерал	Число проб	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$		
			От	До	Среднее
Кударинское	Пирит	2	-4,84	-2,0	-3,42
	Халькопирит	1	-	-	-2,67
Телемба	"	1	-	-	-2,2
Унтатское	Пирит	4	-0,25	2,35	1,63
	Молибденит	2	0,56	1,14	0,85
	Халькопирит	1	-	-	-1,1

деления 1–10 г/т). В пиритах выявлены кобальт и никель с количественным преобладанием первого в пределах 0,0п г/т.

Изотопный состав серы. Сера рудопроявлений по составу мало отличается от метеоритной (табл. 32). Значительная часть ее отклоняется в сторону обогащения легким изотопом.

Подобные значения имеют молибденово-медные месторождения Северной Монголии [106], примыкающие к рудным районам с изученными участками.

Фтор-редкометалльная молибденитсодержащая минерализация. Прожилки молибденитового и кварц-молибденитового состава связаны с поздними стадиями минерализации. Разновременность выделения продуктивных ассоциаций и молибденитовой обусловила некоторую пространственную разобщенность их максимальных концентраций.

Специального изучения геохимических особенностей продуктов молибденовой стадии не проводилось. В настоящее время имеются лишь единичные анализы изотопного состава серы молибденитов ряда участков ($\delta^{34}\text{S}$ от 2,8 до 11,5‰), свидетельствующие о ее гетерогенности и обогащенности изотопом ^{34}S . Такой состав характерен для большинства проанализированных на этих объектах проб пирита (от 1,83 до 17,5‰), сфалерита (от 2,76 до 11,45‰), галенита (от -1,0 до +7,9‰), пирротина (от 5,4 до 6,75‰).

ВОЛЬФРАМОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Информация о геохимических особенностях имеется, в основном, только для гидротермальных проявлений вольфрама. Грейзеновые, пегматитовые и скарновые генетические типы к настоящему времени практически не изучены, так как среди них не известно сколько-нибудь крупных рудопроявлений, в пределах которых были бы проведены оценочные или тематические работы.

Грейзеновые проявления

В рудах грейзеновских проявлений, кроме вольфрама (до 0,6%), почти постоянно присутствует молибден (0,003—0,47%), олово, висмут, свинец, цинк в количествах до тысячных долей процента. Общее содержание халькофильных элементов в рудах обычно не более 1%.

Элементы-примеси изучены в небольшом числе проб только мусковитов, которые, как и на многих грейзеновых месторождениях других регионов, отличаются несколько повышенными содержаниями рубидия (до 0,1%).

Участки вольфрамоносных грейзенов сопровождаются слабоконтрастными первичными ореолами молибдена, олова, фтора и редкими аномальными точками вольфрама, висмута, свинца.

Изотопный состав сульфидной серы определен на Антоновогорском месторождении. Средняя величина $\delta^{34}\text{S}$ ее (3 анализа) близка к метеоритному уровню ($-1,5\%$).

Скарновые проявления

Суммарное количество рудных минералов, включая сульфиды и шеелит, в скарново-рудных телах не превышает 1—3%. По данным различного вида анализов в них определены в повышенных количествах, кроме вольфрама, также молибден, медь, висмут (до 0,5%), иногда олово (до 0,15%). Некоторые рудопроявления пространственно ассоциируют со скарнами железорудных месторождений (Харасан, Солонго). Здесь же имеются штоки палеозойских гранитоидов, сопровождающихся гидротермальной молибденовой минерализацией.

Вольфрам, молибден, медь, висмут образуют типичную ассоциацию и в *первичных ореолах*. К ним нередко добавляются олово и марганец.

Элементы-примеси в минералах. Шеелиты Амольского, Маректанского проявлений содержат 0,86—3,6% молибдена (по В.В. Васильченко). Имеющиеся данные по двум спектральным полуколичественным анализам на Улекчинском проявлении показали 0,1% магния, 0,01% титана и марганца и следы меди. Остальные элементы не обнаружены. Содержание и состав редких земель не определялись. В сфалерите Олянского месторождения содержатся (в г/т): 36,3 индия, 115 кобальта, 7,9 олова.

Изотопный состав серы и рудного свинца проанализирован в единичных пробах месторождения Олан. Величина $\delta^{34}\text{S}$ утяжелена относительно метеоритной и равна в пирите +9,56, в сфалерите $+3,48\%$.

Отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в галените (одна проба) составляют соответственно 17,71; 15,28 и 37,43. Его модельный возраст соответствует палеозою.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кварц-шеелитовый минеральный тип. Общее содержание рудных минералов на жильную массу в кварц-шеелитовых проявлениях не превышает 1—3%. Анализами в рудах определены цинк, свинец (до 1—2%), медь, мышьяк (до 0,0п%), фтор (до 1—3%), а на отдельных проявлениях — олово. Цезий, рубидий, фосфор, германий, ниобий, барий и ряд других элементов не обнаружены или присутствуют в количествах, не превышающих кларковые. Анализы на бор и ртуть не проводились.

Максимальные концентрации мышьяка и сурьмы на месторождении Скалистом тяготеют к наиболее высоким гипсометрическим уровням жил. В этом же направлении несколько увеличивается количество свинца. Отношения содержаний элементов руд в парах цинк/свинец, цинк/медь и свинец/медь составляют соответственно 1,5, 3,0, 1,8.

Таким образом, отличительной чертой месторождений является их общая бедность сопутствующими компонентами. Это касается, в первую очередь, элементов, геохимически близких вольфраму (молибден), летучих (фтор, сера) и редких щелочей (рубидий, цезий). Минерализация вполне определено может быть отнесена к малосульфидному типу.

Элементы-примеси в минералах. Единичными анализами выявляется, что галениты отличаются повышенными содержаниями теллура, сурьмы (до 0,п %). В них также обнаружены висмут (22 г/т), мышьяк (до 0,6%), олово (12 г/т), индий (до 10,8 г/т), отсутствует таллий. Теллур, олово, сурьма (0,п %) мышьяк (0,п %) выявлены в халькопиритах, которые как и галениты обеднены индием и таллием.

До десятых долей процента присутствует мышьяк в пиритах; для них характерно преобладание никеля над кобальтом (отношение Ni/Co равно 2—3). Содержание последних двух элементов одного порядка и колеблется в пределах сотых долей процента.

В шеелитах обнаружено 0,006% меди, до 0,015% молибдена, 0,8 г/т висмута и до 0,02% стронция и редких земель (последние по В.В. Васильченко).

Первичные ореолы. Первичные ореолы изучены на месторождениях Скалистом и Казачьей поляне. Аномальные концентрации около рудных тел (по материалам В.Ф. Белоголового и Г.С. Риппа) отмечены для кремния, магния, сурьмы, цинка, свинца, меди, молибдена, фтора. Вольфрам ввиду низкой чувствительности анализа представлен в пределах ореола отдельными точками. Ореолы отличаются небольшими размерами и низкими концентрациями слагающих их элементов. Интенсивность и ширина ореолов в общем случае сопоставима с параметрами рудного тела. По данным нескольких пересечений рудных тел, наибольший ореол образует цинк (до 4 м в стороны от зальбанд) с содержанием 0,0п — 0,п %, наименьший — медь (до 0,5 м); при ее концентрации до 0,005. Ореол сурьмы не сплошной ввиду высокой дисперсии содержаний и низкой чувствительности анализа. Аномальные содержания его отмечены на расстоянии до 4 м от жилы, а кремния и магния выходят за пределы опробованного интервала (4 м).

Схема зональности распределения элементов около рудных тел (по нормали к их плоскости) выглядит следующим образом (начиная от наиболее удаленных частей ореола): кремний, магний — сурьма (?) — цинк — свинец — медь — вольфрам (?), молибден.

Вертикальная зональность проявлена в асимметрии ореолов различных срезов рудного тела. К верхним уровням тяготеют повышенные содержания сурьмы, вниз — увеличивается содержание магния.

Таблица 33
Изотопный состав сульфидной серы месторождений
кварц-шеелитового минерального типа

Месторождение	Характеристика материала	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Скалистое	Кварцевая жила в известняках с галенитом, пиритом, халькопиритом, шеелитом, блеклой рудой	Галенит	+3,35
”	То же	Галенит	+5,4
”	”	Халькопирит	+8,4
”	Кварцевая жила с пиритом среди сланцев	Пирит	+5,7
Казачья поляна	Кварцевая жила с редкой вкрапленностью галенита, пирита, шеелита, халькопирита	Галенит	+4,7
уч. Верхний	Гнездо галенита в тремолитизированных известняках	Галенит	+3,9

Таблица 34
Изотопный состав рудного свинца
месторождений кварц-шеелитового минерального типа

№ пп	Месторождение, число проб	Отношение к ^{204}Pb		
		^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
1	Казачья поляна (3)	17,20	15,397	37,32
2	уч. Широтный (1)	17,02	16,37	37,16
3	уч. Итыла (1)	16,91	15,39	37,11
4	Скалистое (1)	17,25	15,416	37,32
5	уч. Верхний (1)	16,90	15,33	37,04
6	Ангокит (1)	17,62	15,39	36,96

Примечание. По участкам 2, 3, 6 данные Б.С. Чернова.

Величины отношений содержаний элементов составляют для пар цинк/свинец менее 1—53%, от 1,1 до 10 — 42%, цинк/медь от 1 до 10 — 58%, свинец/медь от 1 до 10 — 64%.

Изотопный состав серы и свинца. Изотопный состав сульфидной серы определен на участках Икат-Гаргинского междуречья и представлен в табл. 33.

Как видно из таблицы, все проанализированные пробы отличаются существенным утяжелением изотопного состава серы относительно метеоритного ($\delta^{34}\text{S}$ в среднем равно +4,6‰). Значения их хорошо сопоставляются с составом серы сульфидов гидротермальных молибденовых месторождений, связанных с палеозойским магматизмом.

Из шеелитоносных кварцево-рудных жил проанализирован состав свинца галенитов; выявлена сравнительная бедность его радиогенными изотопами (табл. 34). Средние отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ соответственно равны 17,15; 15,38 и 37,15.

Значения модельного возраста свинца близко совпадают с возрастом

вмещающих рифейских и вендских карбонатных толщ, которые, вероятно, послужили его источником.

Кварц-вольфрамитовый минеральный тип. По геохимическим особенностям среди месторождений кварц-вольфрамитового типа выделяются две группы. Одна из них тесно ассоциирует с мезозойскими молибден-вольфрамовыми месторождениями (Харгантуй, Запсар, Экин-Убур), другая по геологическим признакам более древняя и, вероятно, связана с палеозойским магматизмом (Алтанское, Байбинское).

Первая отличается большей фтороносностью (до 4—8% CaF_2), наличием относительно повышенных количеств свинца, цинка, сурьмы, мышьяка (1%) и более высокой оловоносностью [86].

К типоморфным примесям руд следует отнести фтор, частично редкие щелочи, свинец, цинк, медь. В сравнении с месторождениями других регионов отмечается в целом пониженное содержание олова, скандия.

Распределение элементов в рудных телах неравномерное. Контактные зоны (включая ближайших экзоконтакт), а также участки мусковитовых агрегатов содержат вольфрам, фтор (до $n\%$), рубидий, олово и цезий (не более 0,003%). Кварцево-жильная часть обогащена халькофильными элементами и нередко фтором.

Элементы-примеси в минералах. На месторождениях проанализированы сульфиды, сульфосоли, вольфрамит, шеелит, флюорит, слюды и полевые шпаты.

Вольфрамиты представлены существенно марганцевой разновидностью (табл. 35). В одной из проб Байбинского месторождения обнаружено до 7,5 вес.% окиси железа. Показательным для них является отсутствие или низкая концентрация ниобия, тантала, скандия, олова (менее 0,001%). В гюбнеритах проявлений Запсар, Экин-Убар, Харгантуй обнаружены молибден (до 10 г/т), иттрий, цирконий (до 0,01%). Такие примеси как висмут, медь, свинец, цинк связаны с внеструктурными включениями других минералов.

Низкими содержаниями примесей отличаются и шеелиты. В них определены редкие земли (до тысячных долей процента), в отдельных пробах медь и стронций (до 0,01%).

Флориты также содержат стронций и редкие земли преимущественно иттриевой группы (табл. 36). В отдельных пробах выявлены молибден, олово, висмут, свинец, связанные в основном с внеструктурными примесями.

В табл. 37 представлены данные о составе примесей в слюдах и полевых шпатах. В мусковитах из зальбанд и жильного выполнения постоянно обнаруживаются стронций, барий (0,0 $n\%$), галлий (до 300 г/т), свинец, олово (0,00 $n\%$). Полевые шпаты из этих же жил содержат стронций, барий (0,0 $n\%$), галлий (0,0 $n\%$), а на Байбинском месторождении также олово.

Галениты, сфалериты и халькопириты проанализированы в основном на Байбинском месторождении (табл. 38). Общей особенностью их является относительная обогащенность оловом (до 100—200 г/т), висмутом (до 1% в галените, 0,06% в халькопирите, 0,2% в сфалерите), индием (до 340 г/т в сфалерите, 10 г/т в галените), обедненность таллием, германием (менее 3—5 г/т). В галенитах и отдельных случаях присутствуют высокие содержания сурьмы и теллура (до 0,3 и 0,1% соответственно (участок Экин-Убур)).

Сфалериты содержат до 0,6% кадмия, 6—10 г/т галлия, до 10 вес.% железа, 0,0039% кобальта. В халькопирите отмечается повышенное количество висмута (до 0,6%). В пирите обнаружены кобальт (0,006%), никель

Таблица 35
Химический состав вольфрамитов
месторождений кварц-вольфрамитового минерального типа (в вес.%)

Месторождение	FeO	MnO	WO ₃	CaO
Байбинское	7,45	13,36	75,01	0,27
"	0,14	21,44	75,59	0,18
Экин-Убур	0,66	23,16	75,27	0,45
Харгантуйское	0,16	22,56	76,48	0,54

Таблица 36
Содержание элементов-примесей (%) во флюоритах месторождений
кварц-вольфрамитового минерального типа
(анализ спектральный приближенно-количественный)

Месторождение, число проб	Mn	Y	Sr
Байбинское (7)	0,051	0,001	0,017
Экин-Убур (14)	0,035	0,017	0,040
Запсар (4)	0,010	0,01	0,030

Таблица 37
Содержание элементов-примесей (в %) в слюдах и полевых шпатах
месторождений кварц-вольфрамитового минерального типа
(анализ спектральной приближенно-количественный)

Месторожде- ние	Минерал	n	Ga	Sn	Sr	Ba
Байбинское	Мусковит	6	0,001	0,051	0,01	0,032
"	Микроклин	4	0,001	0,004	0,01	0,01
Экин-Убур	Мусковит	3	0,017	0,001	0,01	0,01
"	Микроклин	4	0,007	He обн.	0,01	0,04
Запсар	Мусковит	3	0,023	0,001	0,01	0,02

n — Число проб.

(0,003%), мышьяк (0,03%), висмут (0,001%). Таллий анализами не выявлен (чувствительность определения 0,001%). Особенностью блеклой руды участков Экин-Убур и Запсар являются повышенная висмутонность (до 0,3%), отсутствие индия, таллия, теллура, олова, германия, галлия (чувствительность анализа 0,0008%).

Первичные ореолы. Первичные ореолы (по В.Ф. Белоголовову, Г.С. Риппу) изучены на Байбинском месторождении (жила № 21). Около рудного тела установлены повышенные концентрации молибдена, меди, цинка, свинца, рубидия, фтора, цезия. Ореолы вольфрама малоконтрастные (при чувствительности анализа 0,003%). Аномальными точками представлен фосфор. Ширина ореола со стороны зальбанд обычно не превышает нескольких десятков метров. Выделяются две группы элементов — с повышенной

контрастностью (цинк, свинец, медь) и пониженной (молибден, рубидий, цезий, фтор). На имеющихся сечениях аномалии свинца и цинка характеризуются экспоненциальным убыванием концентраций в стороны от рудной жилы. Строение ореолов фтора, редких щелочей и молибдена более сложное. Для них характерно смещение максимума ореола в сторону от контакта рудной жилы при обогащенности висячего бока. В распределении остальных элементов четкой зональности не устанавливается.

Изотопный состав серы определен в халькопирите и сфалерите Байбинского месторождения. Величина $\delta^{34}\text{S}$ их составляет соответственно +4,0 и +0,75‰.

Кварц-сульфидно-гюбнеритовый минеральный тип. Одной из отличительных особенностей месторождений рассматриваемого типа является широкий комплекс элементов, присутствующий в рудах и околорудных метасоматитах. К типоморфным элементам руд относятся вольфрам, фтор, цинк, свинец, висмут, медь, а в слюдястых образованиях — фтор ($n\%$), рубидий ($0, n\%$), цезий ($0, 0n\%$). Не характерны для руд ниобий, тантал, бор, скандий. Не образует существенных концентраций и олово, хотя в грейзенах и отдельных участках руд оно присутствует в количестве $0, 00n-0, 0n\%$.

Поведение редких щелочей и щелочных металлов в продуктах рудного процесса месторождений Джидинского рудного поля рассмотрено Л.И. Агаповой [1], И.С. Вахромеевым [2, 5], Д.О. Онтоевым [67, 69, 71], Я.А. Косалсом [48]. Многочисленные анализы показывают, что редкие щелочи входят в состав слюд и в меньшей мере — полевых шпатов.

Отношение содержаний Zn/Pb , Zn/Cu , Pb/Cr в рудах соответственно 0,5–2, 2–5 и 2–4.

Распределение химических элементов и минералов в пределах рудных тел связано с явлениями фациальной зональности. Последовательность рудоотложения в течение большинства стадий минерализации выражена примерно по одной схеме. В начальные периоды проявляется высокая активность щелочей, фтора и серы, затем формируется редкометалльная минерализация, и, наконец, возрастает роль полиметаллического и медного оруденения. Вместе с тем вертикальная и горизонтальная зональность выражена нечетко и улавливается, в основном, только в мощных и протяженных жилах. Для Холтосонского месторождения на флангах рудных тел отмечаются повышенные количества родохрозита и более высокие концентрации сульфидов свинца и цинка. За пределами контуров промышленных вольфрамовых жил обычно распространены, как правило, мало-мощные прожилки с существенно полиметаллической минерализацией. В отдельных жилах, удаленных от эпицентра оруденения, увеличивается количество блеклой руды. В случае штокверкового оруденения на глубоких горизонтах отмечаются более высокие концентрации висмута, молибдена.

Величины градиентов удельной продуктивности WO_3 в главных рудных жилах, рассчитанные К.А. Марковым и Н.Ф. Никитиным на Холтосонском и Инкурском месторождениях, колеблются в пределах 0,07–0,15 м% (на интервале 32 м). Величина градиента по их данным несколько больше у жил с малой протяженностью на глубину и большим углом падения. Аналогичную тенденцию проявляют цинк, свинец и медь.

Элементы-примеси в минералах. Различными видами анализов изучены слюды, полевые шпаты, сульфосоли, гюбнерит, шеелит, флюорит и ряд других минералов. При обобщении анализов нами использованы также данные М.М. Повилайтис, Д.О. Онтоева, А.С. Дудыкиной, Л.И. Агаповой, В.А. Басиной, Е.Е. Кучкина, В.И. Игнатовича, Е.В. Францкой, А.Ф. Кор-

Таблица 38
Содержание элементов-примесей
в сульфидах и сульфосолях месторождений
кварц-вольфрамитового минерального типа

Месторождение	Минерал	Cd, %	In, г/т
Запсар	Блеклая руда (4)	0,006	Не обн.
Экин-Убур	" (2)	0,20	"
	Галенит (3)	0,011	"
Байбинское	Пирит* (1)	—	—
	Халькопирит (3)	0,02	Не обн.
	Галенит (3)	0,005	3,0
	Сфалерит (18)	0,35	320

Примечание. Во всех пробах не обнаружены германий, таллий. *Содержание определено спектральным приближенно-количественным анализом.

жинского, Я.А. Косалса, касающиеся, в основном, месторождений Джидинского рудного района.

Вольфрамиты представлены существенно марганцевой разновидностью. Содержание железа в них обычно не превышает нескольких весовых процентов. Из 67 анализов гюбнеритов только в трех установлено железо от 2 до 5% и в двух случаях более 5%. Минерал отличается низкими концентрациями ниобия (до 0,4% Nb_2O_5), тантала (до 0,045% Ta_2O_5), скандия (до 0,004%) и олова (табл. 39).

Слюды и полевые шпаты характеризуются повышенными концентрациями рубидия, цезия, низкими — галлия (табл. 40), что для редкометаллических месторождений явление обычное (молибден-вольфрамовые месторождения Казахстана).

В шеелитах содержится до 0,42% молибдена (табл. 41), не обнаружено значимых содержаний редких земель (до 0,01% иногда десятые доли), стронция, меди. На Булуктаевском месторождении некоторыми исследователями обнаружен купрошеелит. Проведенные нами химические и спектральные (приближенно-количественные) анализы нескольких генераций шеелита показывают на отсутствие значимых концентраций меди во всех проанализированных пробах.

Состав примесей в сульфидах приведен в табл. 42, из которой видно, что минералы, в целом, обогащены висмутом, кадмием, индием, теллуром, обеднены германием, галлием. Максимальные концентрации висмута отмечены в сульфидах ранних генераций. При удалении от эпицентров оруденения на флангах месторождений уровень содержаний висмута уменьшатся в десять и более раз. Аналогичная тенденция проявлена у олова и менее четко у индия. Значительная часть висмута связана с механической примесью его собственных минералов. Повышенная сереброносность определена у галенита, халькопирита, блеклой руды и пирита. В связи с этим на отдельных месторождениях описаны самостоятельные серебро-висмутовые минералы [72]. Для пирита не характерны никель, мышьяк (менее 0,005%), но в нескольких повышенных концентрациях присутствует кобальт (среднее 0,021%). В блеклой руде выявлены повышенные количества висмута, теллура (до 1—1,5%), селена (до 48 г/т), индия (до 20 г/т).

Средние значения содержаний примесей в сульфидах, характеризующие месторождения рассматриваемого типа, и пределы их вариаций представлены в табл. 43. Флюориты содержат в своем составе редкие земли пре-

Bi, %	As, %	Sn, %	Ga, г/т	Co, %	Ni, %
0,15	—	Не обн.	Не обн.	—	—
0,016	—	''	''	—	—
0,20	—	0,002	—	—	—
0,001	0,03	—	—	0,006	0,003
0,034	0,037	0,02	Сл.	0,0037	0,0012
0,73	—	0,0103	—	—	—
0,048	—	0,0055	7,8	0,0039	0,0008

имущественно иттриевой группы. Суммарное количество их в минерале не превышает сотых долей процента (30 проб).

Вопросы минералогической и геохимической зональности на месторождениях Джидинского рудного поля изучались М.М. Повилайтис, И.П. Кушнаревым, А.Ф. Коржинским, В.И. Игнатовичем, Г.И. Туговиком, Д.О. Онтоевым, К.А. Марковым, Н.Ф. Никитиным. Пространственное обособление молибденового оруденения (в пределах массива гранит-порфиров) от вольфрамового (во вмещающих диоритах сланцах) одни исследователи объясняют исключительно с точки зрения проявления пульсационной зональности [36, 80], другие отдают предпочтение влиянию вмещающих пород [46] и, наконец, третьи [67] считают продуктом сочетания полиасцедентной и моноасцедентной зональности, усложненной влиянием состава вмещающих пород и теплового воздействия массива гранит-порфиров.

В схеме горизонтальной зональности Д.О. Онтоев [66] выделяет четыре зоны.

I. Штокверковое редкометально-молибденовое оруденение, приуроченное к апикальной части гранит-порфиров, связанное в основном с минерализацией 1 этапа.

II. Редкометально-шеелит-молибденит-гюбнеритовая минерализация в ближайшей экзоконтактовой зоне штока гранит-порфиров раннего и неизвестно позднего этапов.

III. Штокверковое редкометально-шеелит-гюбнеритовое оруденение к западу от гранитного массива. Преобладает минерализация раннего этапа, но широко развиты также жилы и прожилки позднего этапа.

IV. Жильное кварц-сульфидно-гюбнеритовое оруденение вдоль крупных пологих разрывов.

По распределению содержаний элементов в минералах им выявлены следующие особенности геохимической зональности.

При переходе от зоны I к зоне IV происходит уменьшение концентраций иттрия во флюорите, висмута в пирите, олова, индия, марганца в сфалерите, олова, молибдена, ниобия, вольфрама и циркония в мусковите. Одновременно увеличиваются содержания кадмия в сфалерите, висмута, серебра в галените, лития в мусковите. Им отмечается также различие концентраций химических элементов в зависимости от этапа оруденения. В частности, флюориты раннего этапа относительно позднего содержат более высокие

Таблица 39

Содержание элементов-примесей (в г/т) в гюбнеритах месторождений кварц-сульфидно-гюбнеритового минерального типа

Месторождение	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Sn	Sc
Холтосонское	—	—	Не обн.—150 10 (5)	Не обн.—47 15 (6)
Инкурское	178—2180 995 (18)	16—65,3 32 (18)	—	—
Булуктаевское	90—110 100 (3)	100—120 110 (3)	—	—

Примечание. Таблица составлена по данным Н.А. Смольянинова, В.А. Басиной, А.П. Карабулькина, Д.О. Онтоева и Я.А. Косалса.

Таблица 40

Содержание элементов-примесей в слюдах и полевых шпатах месторождений сульфидно-гюбнеритового минерального типа (в г/т)

Минерал	Rb	Cs	Sn	Ga	Tl
Мусковит	2500 (42)	56 (51)	130 (10)	190 (18)	4,3 (52)
Микроклин	1500 (36)	25 (36)	Не обн. (4)	22 (6)	

Примечание. В знаменателе указано число проб. Месторождения Холтосонское, Инкурское, Булуктаевское. По данным Д.О. Онтоева, Я.А. Косалса, Е.Е. Кучкина, В.А. Басиной, Л.И. Агаповой и авторов. Олово определено приближенно-количественным спектральным анализом.

Таблица 41

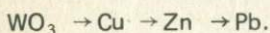
Состав шеелитов из рудных тел месторождений кварц-сульфидно-гюбнеритового минерального типа (%)

Проба	WO ₃	CaO	MoO	Источник информации
Булуктаевское месторождение				
7-6	78,25	19,38	0,187	Авторы
11-10	77,86	19,30	0,417	"
7-17	77,39	19,38	0,117	"
7-23	78,98	19,36	0,313	"
7-19	76,38	19,21	0,140	"
7-15	77,15	19,36	0,140	"
34-6 ^a	77,54	19,36	0,140	"
34-6	77,06	19,03	0,326	"
6/н	78,97	19,74	0,002	[46]
Холтосонское месторождение				
6/н	79,82	19,38	—	[80]
661	—	—	0,00083	Авторы

концентрации иттрия, пириты — висмута, сфалериты — олова, галлия, индия, меди, марганца.

Имеющееся в настоящее время большое количество анализов в целом подтверждает выделенные тенденции в поведении элементов, но в то же время свидетельствует о значительно более сложном их распределении в различных зонах, зависящих часто от локальных условий рудоотложения.

По иному трактуется зональность Джиданского рудного поля К.А. Марковым и Н.Ф. Никитиным. Они считают, что Первомайский молибденовый и Инкурский вольфрамовый штокверки являются продуктом единой фациальной зональности отложения по отношению к штоку гранит-порфиоров, связанной с изменением температурных условий рудоотложения. Жильное вольфрамовое оруденение (Холтосон), смещенное пространственно относительно штокверков, представляет собой оруденение иного генезиса и возраста, связанное с массивом гранит-порфиоров только парагенетически. Распределение вольфрама, свинца, цинка, меди и фтора непосредственно в рудных телах они определяют как тип чехольной зональности, при которой от центральных частей вверх и вниз происходит смена



Первый тезис указанных исследователей, вероятно, следует признать ошибочным, уже хотя бы потому, что оруденение молибден-вольфрамовой формации с аналогичной временной сменой минеральных парагенезисов — явление достаточно распространенное. Об этом свидетельствует геохимическая близость продуктов различных стадий и этапов, в том числе данные по изотопному составу сульфидной серы. Требуется также более тщательной аргументации и выделенный ими тип зональности в рудных жилах.

Первичные ореолы. В составе геохимического спектра первичных ореолов Булуктаевского, Холтосонского и Инкурского месторождений (по В.Ф. Белоголовову и Г.С. Риппу [89]) представлены сера, фтор, рубидий, литий, цезий, молибден, вольфрам, бериллий, висмут, олово, цинк, свинец, медь, серебро, мышьяк, сурьма, образующие положительные аномалии. Неконтрастные отрицательные ореолы (не всегда) образуют барий, ванадий, стронций. Эта широкая ассоциация неоднородна и является суммарной характеристикой двух основных этапов формирования месторождений — прерудного (фтор, сера, редкие щелочи, частично молибден, вольфрам, бериллий, олово) и рудного (молибден, вольфрам, висмут, фтор, халькофильные элементы). Концентрация элементов наиболее высока для штокверкового оруденения, где фиксируются постепенные переходы от фоновых до промышленных содержаний (для молибдена, вольфрама) и значительно меньше — около кварцево-жильных тел. Аномальное поле месторождений превышает 4–5 км². Наиболее широкий ореол образуют фтор, сера, молибден, редкие щелочи (см. выше рис. 23–26). Площадь распространения редких металлов достигает двух–трех квадратных километров. Ореолы отдельных кварц-вольфрамитовых жил невелики и сопоставимы с мощностью рудных тел.

Морфология аномалий обусловлена геологоструктурными условиями участков. При штокверковом оруденении они имеют неправильную форму, соответствующую контурам промышленных залежей, около жильных тел — линейную. В последнем случае, особенно при пологопадающих жилах, со стороны висячего бока, они больших размеров и контрастнее, чем со стороны лежащего. Параметры ореолов конкретных элементов обычно не связаны прямолинейно с продуктивностью рудных тел. В плане (см. выше рис. 25–26) внутренняя зона ореолов характеризуется максимальными продуктивностями редких металлов, щелочей, серы, цинка, свинца, олова

Таблица 42
Средние содержания элементов-примесей (в г/т) в сульфидах
и сульфосолях сульфидно-гюбнеритовых месторождениях

Минерал	Cd	In	Ga	Ge	Sn
Холтосонское					
Сфалерит	8006	185	2,3	Не обн.	3,2
	16	14	10	5	4
Галенит	250	6,3	1,1	Не обн.	4,6
	16	15	5	5	5
Халькопирит	70	10,5	Не обн.	Не обн.	9,5
	7	1	5	4	4
Пирит	—	—	—	—	5,1
					5
Блеклая руда	1300	12	Не обн.	Не обн.	< 10*
	5	4	3	3	3
Инкурское					
Сфалерит	5250	109	1,0	Не обн.	20
	3	3	2	3	2
Пирит	—	—	—	—	95
					1
Булуктаевское					
Сфалерит	5285	203	4,7	Не обн.	19
	7	6	5	7	6
Галенит	280	Не обн.	Не обн.	0,8	4
	3	1	1	4	1
Пирит	—	—	—	—	Не обн.
					1
Бом-Горхонское					
Сфалерит	7900	157	—	Не обн.	11,3
	4	5		5	5

Примечание. В знаменателе число проб; звездочкой отмечены спектральные приближенно-количественные и полуколичественные анализы.

и висмута, в промежуточной зоне исчезают олово и висмут, а внешняя зона представлена аномалиями фтора, серы, рубидия и цезия. Во внешней зоне распространены также мелкие разрозненные проявления свинца, цинка и меди, образующие несплошной ореол.

Вертикальная зональность выглядит следующим образом. В надрудной части распространены фтор, рубидий, цезий, мелкие полиметаллические проявления и аномальные точки мышьяка, сурьмы. Срезы на уровне сечения рудных тел обладают максимальным набором химических элементов. На нижних срезах отмечается относительное повышение концентраций висмута, олова, молибдена (Инкурское месторождение).

Вблизи кварц-вольфрамитовых жил наибольшие содержания устанавливаются для вольфрама, цинка, свинца и висмута. Максимумы фтора, серы и редких щелочей смещены в сторону экзоконтактов.

Величины отношений Zn/Pb варьируют от менее 0,5 до 5,0 (80% проб). В этих же пределах варьируют величины отношений Zn/Cu (75% проб).

Расчет коэффициентов линейной корреляции между содержаниями

Co	Bi	Tl	As	Ni	Te	Se
Холтосонское						
8	83	Не обн.	—	—	16	25
9	3	5	—	—	2	3
—	6434	62	—	—	114	66
—	22	19	—	—	13	2
—	44	Не обн.	—	—	23	Не обн.
—	8	8	—	—	1	1
230	156	< 3	17	120	10	20
22	8	15	18	18	1	1
—	2300	Не обн.*	—	—	227	32
—	6	3	—	—	5	4
Инкурское						
38	Не обн.	< 3	—	—	—	—
3	1	2	—	—	—	—
120	360	< 3	62	5	6,5	22
8	6	7	9	8	1	1
Булуктаевское						
6	1330	2	—	—	—	—
6	5	6	—	—	—	—
—	10000	24	—	—	25	22
—	3	4	—	—	2	2
420	59	4	7	60	42	18
25	2	3	3	5	2	2
Бом-Горхонское						
11	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—

химических элементов в пределах штокверкового вольфрамового оруденения Инкурского месторождения показывает, что значимые положительные связи существуют, например, между фтором и вольфрамом, фтором и свинцом. Значения корреляционных связей значительно варьируют от выборки к выборке, и абсолютные величины их не обладают индикаторными свойствами.

Детально изучены первичные ореолы на Бом-Горхонском месторождении [47]. Здесь также как и для месторождений Джидинского рудного района выделено несколько этапов формирования геохимического поля. В связи с процессами калишпатизации, сопровождающей формирование гранитов, был образован барий-стронциевый ореол шириной до 2–6 км и протяженностью более 30 км. Ореол мало контрастный (КН от 3 до 8). Дегазация интрузивов и пропаривание вмещающих пород обусловили образование мало контрастного ореола вольфрама, висмута, фтора, рубидия, цинка и свинца. С последующими двумя этапами грейзенизации связаны высококонтрастные ореолы молибдена (раннегрейзенового этапа) и

Таблица 43
Содержание элементов-примесей (в г/т)
в минералах месторождений сульфидно-гюбнеритового типа

Элемент	Сфалерит	Галенит	Пирит	Халькопирит	Блеклая руда
Cd	3100–11400 6600 (30)	Не обн.–730 200 (19)	–	10–120 50 (7)	–
In	11–300 163 (28)	<1–23 6 (16)	–	<5–55 10 (11)	1–20 12 (4)
Ga	0,3–10 2,6 (18)	<0,5–5,5 0,5 (11)	–	<0,5 (5)	<0,5 (3)
Ge	< 5 (20)	Не обн.–2 Не обн. (9)	–	<5 (4)	<5 (3)
Sn	<0,5–54 13 (17)	<0,5–9,7 4 (9)	–	<0,5–24 9 (4)	10 (3) *
Co	5–70 16 (23)	–	20–600 256 (35)	–	–
Bi	–	50–28000 6600 (25)	Сп.–1100 192 (16)	10–130 44 (9)	60–12000 2300 (6)
Tl	<3 (13)	<3–150 43 (23)	<3 (25)	<3 (8)	<3 (3)
As	–	–	Не обн.–170 29 (30)	–	–
Ni	–	–	5–190 60 (31)	–	–
Te	16 (2)	9–300 69 (15)	8–75 19 (4)	23 (1)	13–10000 227 (5)

Примечание. В скобках указано число проб; звездочкой отмечено полуколичественное определение.

Таблица 44
Изотопный состав сульфидной серы
сульфидно-гюбнеритовых месторождений

Месторождение	Минерал, число проб	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$		
		От	До	Среднее
Холтосонское	Пирит (4)	0,3	2,35	2,1
	Сфалерит (1)	–	–	2,2
	Галенит (5)	–5,3	1,5	–1,6
	Халькопирит (1)	–	–	–3,5
Инкурское	Пирит (1)	–	–	–0,72
	Сфалерит (1)	–	–	–2,2
	Халькопирит (1)	–	–	1,19
Булуктаевское	Пирит (4)	0,5	1,75	1,03
	Сфалерит (3)	0,4	2,0	1,3
	Галенит	–	–	0,78
Бом-Горхонское	Пирит (10)	1,56	3,85	2,97
	Сфалерит (2)	2,9	3,5	3,2
31-й пикет	Пирит (4)	–0,1	2,19	1,42

Т а б л и ц а 45

Изотопный состав рудного свинца сульфидно-гюбнеритовых месторождений

Месторождение	Отношение к ^{204}Pb		
	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Холтосонское (12)	18,02	15,48	37,61
Инкурское (1)	17,98	15,46	37,69
Булуктаевское (1)	18,04	15,47	37,75

Примечание. При составлении таблицы использованы, кроме наших, данные Н.И. Полевой, В.К. Денисенко, В.С. Чернова и [20].

вольфрама, олова, висмута и фтора (позднегрейзенового этапа). Формирование промышленного гидротермального оруденения сопровождалось аномалиями вольфрама, олова, цинка, и фтора (КН соответственно 1600–90, 359–90, 120–20, 20–5).

Изотопный состав серы и свинца. Анализ пиритов, сфалеритов, халькопиритов, галенитов, отобранных из руд четырех вольфрамовых месторождений, свидетельствует о гомогенности изотопного состава серы и близости ее к метеоритной (табл. 44). Вариации изотопных отношений не превышают $3\text{--}4\text{‰}$, а значение $\delta^{34}\text{S}$ в среднем составляет $+1,18\text{‰}$. Сосуществующие минералы имеют близкие изотопные отношения, отличающиеся не более чем на $1\text{--}1,5\text{‰}$. В сравнении с серой сульфидов более раннего молибденового этапа отмечается отчетливое утяжеление ее состава. Степень обогащенности тяжелым изотопом падает в направлении пирит–сфалерит–халькопирит–галенит, что совпадает с константами фракционирования (расчетными и экспериментальными), полученными многими исследователями.

Рудный свинец характеризуется высокой однородностью и относительной бедностью радиогенными изотопами, в сравнении с тем, которую можно было бы ожидать, исходя из предположения о их мезозойском возрасте (табл. 45). Ни один из расчетов возраста свинца по различным моделям не дает удовлетворительной сходимости со значениями определенными калий-аргоновым методом.

Для месторождений имеется также 14 спектральных анализов [50].

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МОЛИБДЕНОВОГО И ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Наиболее крупные рудные районы с молибденовой и вольфрамовой специализацией тяготеют к областям широкого распространения гранитоидного магматизма. Один из них — Восточная Сибирь включает южное складчатое обрамление Сибирской платформы и Забайкальскую часть Монголо-Охотского подвижного пояса. В этой сложно построенной гетерогенной структуре, развивавшейся от раннего докембрия до четвертичного периода, проявилось несколько этапов тектоно-магматической активности с разнообразной эндогенной минерализацией, ведущую роль в которой играют молибден и вольфрам.

Со времени появления первой работы, обобщающей закономерности распределения этих металлов в Западном Забайкалье [121], накоплен большой объем информации, в том числе геохимической, позволяющей провести дальнейшую расшифровку особенностей формирования оруденения. Это дало возможность систематизировать на различных уровнях выявленные типы месторождений, сравнить геохимические особенности рудоносных гранитоидных комплексов с безрудными, выделить типоморфные признаки разновременных рудных этапов и подойти к решению вопроса об источниках магматических пород и рудного вещества, связываемого с ними.

Следствием длительности геологического развития региона явилась полицикличность проявления различных типов полезных ископаемых. Анализ геологических данных позволяет наметить четыре разновозрастных этапа концентрации элементов, отличающихся набором генетических групп месторождений и их геохимическими особенностями [86]. Еще до недавнего времени молибденовая и вольфрамовая минерализация в основном связывались с мезозойскими гранитоидами гуджирского комплекса или его аналогами. Лишь для некоторых рудопроявлений предполагается более древний возраст. В настоящее время вопрос о разновременности оруденения находит все большее признание у геологов. Сложность геологического развития региона обусловила многообразие генетических и минеральных типов месторождений. Уже с докембрием здесь связывается ряд небольших проявлений этих металлов. В последующих этапах интенсивность и экстенсивность оруденения возрастали, усложнялся также состав продуктов рудного процесса, увеличивался круг гранитофильных месторождений различной формационной принадлежности, обогащенных в той или иной мере молибденом и вольфрамом. Сопоставление схемы экстенсивности распределения молибденового оруденения с геологическими границами распространения разновозрастных магматических пород свидетельствуют о том, что области докембрийских образований практически лишены сколько-нибудь существенных концентраций этого металла, а встречающиеся в древних породах рудопроявления тяготеют к участкам проявления более молодого магматизма.

Различия геохимической специализации разновозрастных этапов и условий локализации месторождений выразились в составе руд и сопровождающих их измененных пород. От древних этапов к молодым происходила смена одних формационных типов оруденения другими [14]. Интенсивность проявления минерализации каждого этапа не коррелируется с масштабами гранитоидного магматизма и обусловлена особенностями формирования магматических очагов и его постмагматических продуктов.

Общей чертой домезозойских месторождений является бедность бором, фтором, серой, редкими щелочами и халькофильными элементами, дефицитность их в отношении скандия, ниобия. Отмечается некоторая обогащенность руд оловом. Главной минеральной формой вольфрама является шеелит. Для докембрия характерны молибден- и вольфрамсодержащие пегматитовые проявления, редко скарновые проявления. Это геохимически малоконтрастные, слабоминерализованные объекты с низкими концентрациями не только главных рудных компонентов, но и халькофильных, летучих.

В позднекаледонском этапе оруденение представлено молибденитом и шеелитом в скарнах и гидротермальных жилах (кварц-шеелитовых, кварц-молибденитовых, кварц-пирит-молибденитовых). Известно небольшое количество тел пегматитов, слюдяных грейзенов. В отличие от докембрийского вещественный состав позднекаледонской рудной минерализа-

ции более сложен. Кроме молибдена и вольфрама, присутствуют в относительно повышенных количествах халькофильные элементы (медь, цинк). Сохраняется бедность летучими (фтор, сера) и редкими щелочами.

В посленижнепалеозойское время сформировались проявления кварц-молибденитовой, кварц-пирит-молибденитовой минеральных ассоциаций, существенно увеличилась роль грейзенового типа. Оруденение характеризуется повышенной концентрацией серы, зафиксированной в ореолах пиритизации, и нередко фтора (в форме флюорита). Возросли масштабы окolorудных метасоматических процессов, связанные в значительной мере с повышением активности щелочей и летучих компонентов. Вольфрамовое оруденение представлено шеелитом в слюдяных грейзенах, кварцевых прожилках, а также кварц-вольфрамитовым парагенезисом с небольшими количествами флюорита, сульфидов свинца, цинка, меди, висмута и железа.

Месторождения мезозойского этапа преимущественно гидротермальные, как правило, многостадийные. Формирование их началось с грейзенизации, сменяющейся затем гидротермальными стадиями. Руды сопровождаются повышенными концентрациями фтора, серы, редких щелочей. В более поздние стадии выделились кварцевые, кварц-карбонатные прожилки с сульфидами висмута, цинка, свинца, меди и мышьяка. Основная часть вольфрама связана с кварцевыми жилами и прожилками, несущими гюбнерит и в меньшей мере шеелит. С ними ассоциируют сульфиды висмута, свинца, олова, цинка, мышьяка и меди. Весьма характерны высокие концентрации флюорита. По сравнению с предыдущими этапами резко возросли масштабы окolorудных изменений особенно грейзенизации, флюоритизации и пиритизации.

Таким образом, от древних этапов к молодым отчетливо заметно усложнение минералогического и геохимического облика молибденовой и вольфрамовой минерализации. Начиная со второго этапа, магматизм и сопровождавшее его оруденение протекали на фоне постоянного воздымания рассматриваемого участка земной коры. В связи с этим одной из возможных причин низких концентраций летучих и халькофильных элементов, слабого распространения грейзенов рудопроявлениях первых двух этапов, является их значительная эродированность. Вследствие этого мы не находим фаций, характерных для надрудных и верхнерудных зон, апикальных частей гранитоидных массивов.

До сих пор не решена проблема источников молибденового и вольфрамового оруденения. Большинство гидротермальных проявлений пространственно ассоциирует с лейкократовыми кислыми и ультракислыми гранитами. В то же время известно еще большее число гранитных массивов аналогичного петрохимического состава, не сопровождающихся редкометальным оруденением. Данные по геохимическим особенностям гранитов различных комплексов и возраста свидетельствуют о том, что средние содержания молибдена и вольфрама так же, как и многих других химических элементов в целом близки к кларковым. Постмагматические процессы обусловили увеличение дисперсии и уровня содержаний на порядок. Этим, в частности, обусловлены участки аномально высоких концентраций молибдена и вольфрама в гранитах отдельных массивов.

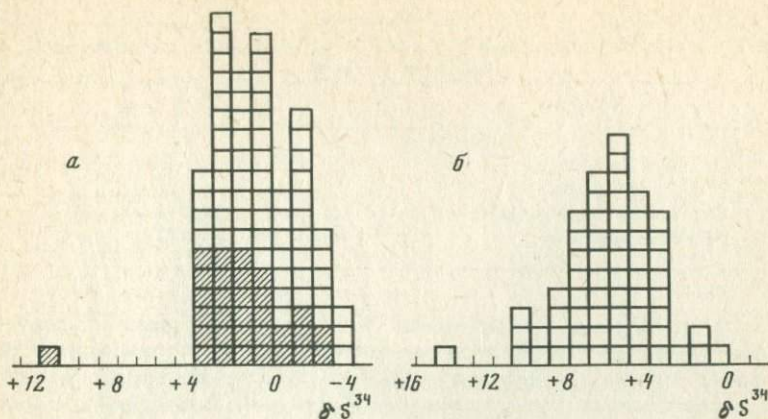
В отличие от других комплексов в гуджирском заметно обогащение щелочными металлами, фтором. Следовательно, металлогеническая специализация магматических пород в отношении молибдена и вольфрама не обязательно должна проявляться изначально геохимической специализацией. Многими исследователями показано, что рудогенерирующий потенциал гранитных массивов связан в большей мере с количеством в них летучих компонентов и условиями формирования [8, 48, 103, 113].

Связь с кислым магматизмом постулировала; естественно, тезис о существенно коровом источнике рудного вещества сформированных месторождений. Роль подкорового слоя оценивается весьма неопределенно как в отношении конкретных компонентов, так и масштабов привноса их в верхний структурный ярус. Геологическая позиция и особенности размещения продуктов магматических и постмагматических процессов, сопровождающих тектоно-магматическую активизацию, позволили [123] высказать мнение о подкоровом источнике существенной части компонентов редкометалльных месторождений. Действительно, как показывает анализ распределения месторождений и рудопроявлений молибдена и вольфрама, многие из них контролируются зонами глубинных разломов. Нередко такие зоны трассируются телами базитов, протяженными дайковыми поясами и линейными геофизическими полями. Это касается в первую очередь месторождений этапов тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых областей. Кроме того, изотопный состав сульфидной серы месторождений из этих областей удивительно однороден и лежит вблизи метеоритного уровня. Такие же значения получены А.И. Тугариновым с соавторами [106] и нами для сульфидов медно-молибденового месторождения Эрдэнтуин-Обоо (МНР), расположенного в пределах редкометалльного рудного пояса. Серу, близкую к метеоритной, имеют многочисленные мезозойские эпitherмальные кварц-флюоритовые месторождения Западного и Восточного Забайкалья, пространственно и во времени тесно ассоциирующие с базальтоидным вулканизмом. Все это подтверждает геологические данные о глубинности происхождения ее источника.

Формирование многостадийных, особенно комплексных: молибдено-вольфрамовых месторождений, сопровождалось заметным разделением изотопов. Интересно, что сера пирита предрудного и молибденового этапов несколько обогащена легким изотопом и приближается к составу серы вулканических эксгалаций. Поздние сульфидные парагенезисы содержат больше ^{34}S . Величины $\delta^{34}\text{S}$ сосуществующих минералов свидетельствуют о достижении изотопного равновесия в рудообразующих растворах, что позволяет рассчитывать параметры рудообразования.

Сера месторождений орогенных этапов значимо утяжелена (рис. 33) и имеет иное происхождение. Изотопные отношения ее приближаются к значениям, характерным для метаморфических образований. Несомненно по крайней мере то, что зафиксированные величины свидетельствуют о ее существенном фракционировании. Пространственное распределение молибденового оруденения показывает, что в отличие от предыдущей группы, эпицентры его экстенсивности чаще всего лежат за пределами зон глубинных разломов.

Одной из моделей подобного процесса могли быть метаморфические преобразования толщ с образованием палингенных гранитов и последующего рудоотложения, связанного с эволюцией магматического очага. Расчеты, проведенные Б.А. Литвиновским [55], показывают, что при формировании гранитоидов средне-верхнепалеозойского возраста из подкорового слоя должно было привноситься значительное количество щелочей. Вполне возможно, что с ними могла быть принесена сера и некоторые другие компоненты. Утяжеленный и гетерогенный состав ее в этом случае можно было бы объяснить длительным существованием магматических камер, в течение которого должно было произойти изотопное фракционирование. Более вероятна модель корового источника серы. Некоторым подтверждением этому может служить различие изотопного состава ее в месторождениях из различных участков региона.



Р и с. 33. Изотопный состав сульфидной серы минералов молибденовых и вольфрамовых месторождений Западного Забайкалья

а — молибденовые и вольфрамовые (заштриховано) месторождения этапа раннемезозойской тектоно-магматической активизации, б — молибденовые и вольфрамовые месторождения домезозойского этапа орогенного развития региона

В табл. 46, представляющей средние значения состава серы в молибденовых и вольфрамовых месторождениях разновозрастных этапов, видно, что в первых трех он значительно утяжелен относительно метеоритного. Четвертый этап характеризует оруденение тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся поступлением ювенильного материала.

Приуроченность гранитных тел областей тектоно-магматической активизации к линейным зонам глубинных разломов, их небольшие размеры, ультракислый состав, повышенное количество щелочей и летучих свидетельствует о выплавке, из-за потоков тепла и летучих из подкорового слоя, аналогично модели флюидного синтексиса описываемого [32]. Фтор, сера и щелочи явились своего рода флюсом в данном процессе [87].

Гомогенный и близкий к метеоритному состав серы в продуктах постмагматических процессов показывают на угнетенность фракционирования или скоротечность формирования рудно-магматических комплексов. Сравнение серы молибденовой; вольфрамовой и сульфидной стадий на комплексных месторождениях показывает, что к завершающим стадиям происходило все же заметное утяжеление ее состава и увеличение гетерогенности. Вполне возможно, что сера была компонентом транзитным и не задерживалась на промежуточных этапах.

Рудный свинец многих месторождений существенно обеднен радиогенными изотопами, что определило соответственно удревание его относительно предполагаемого геологического возраста. В случаях приуроченности минерализации к карбонатным толщам устанавливается прямая корреляционная связь состава его с возрастом известняков (кварц-шеелитовый минеральный тип). Последнее является, как известно, показателем принадлежности их к В-типу. Вероятно, свинец был мобилизован из вмещающих пород при проработке их постмагматическими растворами.

Галениты мезозойских месторождений наиболее обогащены радиогенными изотопами. Но и в этом случае модельный возраст их значительно древнее предполагаемого. Изотопная однородность свидетельствует о достижении гомогенизации, вероятнее всего, на стадии магматического расплава. Отсутствие конформного свинца при достаточно высоких значениях μ_0 указывают на существенно коровый источник.

Т а б л и ц а 46
Изотопный состав серы молибденовых и вольфрамовых месторождений
различных этапов

Этап	Возраст	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
I	Поздний докембрий	+ 7,5
II	Позднекаледонский	+ 4,7
III	Средне- верхнепалеозойский	+ 5,7
IV	Раннемезозойский	+ 0,9

Примитивный состав свинца может быть объяснен с позиций двух моделей. По одной из них некомпенсированность адекватным количеством радиогенных изотопов (несмотря на относительно повышенные содержания урана и тория в мезозойских гранитоидах) связано с тем, что источником основной части их послужили породы мафического состава с низким уран-свинцовым отношением. Реализация этой модели возможна в случае устранения противоречия с высоким значением μ_0 , которое не характерно для такого типа пород. По второй — оруденение является значительно более древним, чем мезозойское, а модельный возраст близок к возрасту истинному. Геологических или иных ограничений этой гипотезе пока нет. Тем более что обоснование возраста месторождений базируется в основном лишь на данных калий-аргонового метода.

Анализ изотопного состава кислорода кварца из гранитов и из прожилков разных минеральных ассоциаций, проведенный В.Т. Покаловым с сотрудниками на Жарчихинском и Мало-Ойногорском месторождениях [84], свидетельствует о значительном утяжелении его относительно стандарта SMOW, а также пород ювенильного происхождения (базитов, ультрабазитов). Величина $\delta^{18}\text{O}$ характеризуется существенной гетерогенностью, варьируя от +7,9 до +11,3‰ и ограничена преимущественно значениями 9–10‰, укладываясь в интервал "нормальных" магматических вод гранитных пород [105].

Сравнение этапов мезозойской и выделяемой в последние годы средне-верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации показывает весьма существенные различия их геологического развития, магматизма, металлогенической и геохимической специализации. Если в мезозойский этап мы видим широкое проявление продуктов подкорового вещества (базальтоидный вулканизм) и в том числе компонентов, вошедших в состав руд месторождений, то для средне-верхнепалеозойского более типичны продукты корового магматизма. Последний весьма сходен с магматизмом орогенных этапов развития региона. Роль подкорового вещества хотя и доказывается в отношении некоторых компонентов, все же может быть оспорена, так как прямых признаков широкого участия ювенильных продуктов в формировании магматических пород и месторождений, связываемых с ними, пока нет. Отсутствие в рудах конформного свинца, существенные вариации изотопного состава серы сульфидов, значимо отклоняющегося от метеоритного уровня, должны указывать на преобладающую роль корового материала в формировании оруденения этого этапа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агапова Л.И.* Распределение лития, рубидия и таллия в жильных образованиях и околожильноизмененных породах Первомайского участка Джидинского месторождения. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии редких элементов. Тр. ИМГРЭ. М., 1961, вып. 7, с. 71—78.
2. *Амирханов Х.И., Анохина Л.К., Сардаков С.С.* Влияние термодинамических параметров на сохранность кристаллической решетки минералов. — В кн.: Изотопные методы измерения возраста в геологии. М.: Наука, 1979.
3. *Антипин В.С.* Схема мезозойского магматизма Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье). — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977, с. 60—65.
4. *Арсентьев В.П.* Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна. — Тр. БКНИИ СО АН СССР. Сер. геол.-геогр. Улан-Удэ, 1960, вып. 2, с. 39—50.
5. *Арсентьев В.П.* Главные структурные элементы территории Бурятской АССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ; БГУ, 1965, вып. 9, с. 3—21.
6. *Афанасьев Л.М.* О металлогенической специализации мезозойских гранитоидов бассейна р. Джиды (Бурятская АССР). — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964.
7. *Афанасьев Л.М.* Петрохимические и геохимические особенности мезозойских гранитов бассейна р. Джиды. — В кн.: Тр. 2-го совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: БКНИИ СО АН СССР, 1964, с. 102—117.
8. *Барсуков В.Л., Рябчиков И.Д.* Об источнике рудного вещества. — Геохимия, 1980, № 10, с. 1439—1449.
9. *Батурина Е.Е.* О роли структурных факторов в размещении мезозойского флюоритового и редкометалльного оруденения в Джидинском рудном районе. — В кн.: Материалы геол. конф., посвящ. 50-летию Сов. государства и 10-летию Бурят. геол. упр. Улан-Удэ, 1967, с. 261—265.
10. *Батурина Е.Е.* О контроле редкометалльной минерализации Джидинского рудного района блоковой тектоникой. — В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита: Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, 1968, вып. 4.
11. *Батурина Е.Е.* О связи мезозойской металлогении Джидинского рудного района с блоковой тектоникой. — В кн.: Рудоносность и структуры рудных месторождений Бурятской АССР. — Тр. БФ СО АН СССР. Сер. геол., 1970, вып. 2(10) с. 41—51.
12. *Батурина Е.Е.* Дархинтуйский разлом как граничная структура Джидинского рудного района. — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР. Улан-Удэ: БГУ, 1972, вып. 15, с. 76—80.
13. *Батурина Е.Е.* Глубинные разломы — главные рудоконтролирующие структуры Западно-Забайкальской редкометалльной провинции. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976, т. 7. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур, с. 143—149.
14. *Батурина Е.Е., Рипп Г.С., Пак А.С., Белоголовов В.Ф.* Минерало-геохимические и структурно-морфологические особенности вольфрамовой минерализации Бурятии. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 36—45.
15. *Беличенко В.Г., Комаров Ю.В., Мусин Ю.Б., Хренов П.М.* Геологический очерк окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). — Тр. БФ СО АН СССР, 1962, вып. 8.
16. *Белов В.И.* Основные черты вулканизма Саяно-Байкальской горной области. — Тр. 1-го совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Иркутск: Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958, с. 11—49.
17. *Белоголовов В.Ф.* Полигенность эндогенных геохимических аномалий Джидинского рудного узла. — В кн.: Ежегодник. Новосибирск: Наука, 1972, с. 205—208.
18. *Бесова М.В.* Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. — В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939, с. 187—195.
19. *Беус А.А.* Геохимический анализ постмагматического метасоматоза и рудоотложения в гранитоидах. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, т. 1, с. 178—194.
20. *Брандт С.Б., Санин Б.П., Фёдоров Н.Н.* Свинцово-изотопные исследования при поисках рудных месторождений. — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 32—38.
21. *Брандт С.Б., Санин Б.П., Фёдоров Н.Н.* О применимости свинцо-

- во-изотопных данных при изучении генезиса рудных месторождений. — Геология и геофизика, 1980, № 3.
22. *Булгатов А.Н.* Тектонотип байкалит. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
 23. *Булнаев К.Б.* Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.
 24. *Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербаква З.В.* Мезозойские щелочные гранитоиды Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 176 с.
 25. *Вахромеев И.С., Маслов В.М.* Опыт геолого-минералогического изучения околожильных пород одного из вольфрамовых месторождений. — Сб. науч. тр. Иргиредмет, 1961, вып. 9, с. 3—13.
 26. *Вахромеев С.А., Иншин Е.Д., Корытова Д.М.* О геолого-структурных и генетических особенностях Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения. — Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО, Иркутск, 1962, вып. 3, с. 19—34.
 27. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
 28. *Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В.* Термические модели занижения калий-аргоновых датировок. — В кн.: Изотопные методы измерений возраста в геологии. М.: Наука, 1979.
 29. *Галабурда С.Г.* Промышленные типы эндогенных молибденовых и вольфрамовых месторождений Восточной Сибири. — Тр. 1-го совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Иркутск: Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958, с. 234—262.
 30. *Дворкин-Самарский В.А.* Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1965. 278 с.
 31. *Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н.* О распределении некоторых элементов-примесей в гранитоидах и пегматитах Северо-Муйского хребта. — Тр. БКНИИ СО АН СССР. Сер. геол. Улан-Удэ, 1964, вып. 15, с. 82.
 32. *Добрецов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. — М.: Недра, 1981. 236 с.
 33. *Жалсабон Д., Лямина Н.А., Максимова Э.А.* и др. Магматические формации Западного Забайкалья. — В кн.: Материалы к геол. конфер., посвящ. 50-летию Сов. государства и 10-летию Бурят. геол. упр. Улан-Удэ, 1967, с. 68—74.
 34. *Зилов А.Р.* О генетической связи молибденового оруденения с гранитами дного мезозойского интрузивного комплекса Забайкалья. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. — Тр. Забайк. Фил. Геогр. о-ва СССР. Чита, 1966, вып. 1 (3), с. 87—89.
 35. *Зилов А.Р., Покалов В.Т.* О молибденовом оруденении в Удино-Витимской тектонической зоне Забайкалья. — Минеральное сырье, 1962, вып. 5, с. 70—82.
 36. *Игнатович В.И.* Дайки и молибден-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии мезозойских гранит-порфиров (Джидинское месторождение). — В кн.: Геолого-производственная информация Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1959, № 3, с. 29—47.
 37. *Игнатович В.И.* О горизонтальной зональности оруденения на одном молибденовом месторождении Западного Забайкалья. — В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита, 1966, вып. 2.
 38. *Игнатович В.И.* О структуре Джидинского рудного поля. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бур. АССР. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1972, вып. 15, с. 66.
 39. *Игнатович В.И.* Основные закономерности размещения кварцево-гюбнеритовых жил в Джидинском рудном поле. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 111.
 40. *Игнатович В.И.* Орёлы рассеяния Орехитканского молибденового месторождения. — В кн.: Геохимические поиски месторождений цветных металлов/Тез. докл. 5 сессии СГПМ. Красноярск, 1977, с. 184—186.
 41. *Игнатович В.И., Косалс Я.А., Сотников В.И., Фирсов Л.М.* Возраст гранитоидных комплексов Западного Забайкалья. — В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 92.
 42. *Ициксон М.И.* Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 62—68.
 43. *Каширин К.Ф., Кондрашова В.А., Шмакин Б.М.* Петрохимическая и геохимическая характеристика палеозойских гранитоидов Конкудеро-Маманского комплекса. — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1965, с. 23—47.
 44. *Каширин К.Ф., Легейдо В.А.* Закономерности распределения олова в гранитоидах Конкудеро-Маманского комплекса. — Геохимия, 1967, № 4, с. 418—424.
 45. *Козулина И.М., Каперская Ю.Н.* Некоторые данные о распределении рубидия, цезия, бериллия и фтора в гранитоидах бичирского и гуджирского комплексов. — В кн.: Материалы по геол., геохимии и петрографии Забайкалья. Улан-Удэ, 1974, с. 34—39.
 46. *Коржинский А.Ф.* Гидротермально-

- измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1967. 432 с.
47. Корнева А.Р. Геология и геохимия Бом-Горхонского рудного узла (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дисс. ... геол.-минер. наук. Иркутский политех. ин-т, 1976. 23 с.
 48. Косалс Я.А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 239 с.
 49. Косалс Я.А., Дмитриева А.Н. О последовательности и температурных условиях формирования Булуктаевского месторождения. — Геол. и геофизика, 1972, № 2, с. 11—19.
 50. Косалс Я.А., Тычинский А.А., Рипп Г.С., Шипилов А.Д. Изотопный состав рудных свинцов и характер взаимоотношения молибден — вольфрамового и свинцово-цинкового орудения в Джидинском рудном районе (Западное Забайкалье). — Геол. и геофизика, 1973, № 5, с. 31—39.
 51. Костецкая Е.В., Мордвинова В.И. Распределение фтора в минералах гранитоидов джидинского комплекса (Западное Забайкалье). — Геохимия, 1968, № 5, с. 627—631.
 52. Кузьмин В.С., Петровская С.Г., Санин Б.П., Спиридонов А.М. Новый промышленный тип молибденового орудения в Джидинском рудном районе (Западное Забайкалье). — В кн.: Ежегодник. 1974. Новосибирск: Наука, 1976, с. 259—261.
 53. Кузьмин И.Я. К вопросу о скрытых поперечных разломах Витимкан-Ципинского междуречья (Витимское плоскогорье). — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР. Улан-Удэ, 1966, вып. 10, с. 91—96.
 54. Кузьмин И.Я., Батурина Е.Е. Геологические закономерности и металлогеническое районирование Западно-Забайкальской редкометалльной провинции. — В кн.: Вопросы региональной геологии металлогении Забайкалья. Чита: Забайк. Фил. Геогр. о-ва СССР, 1971, с. 26—35.
 55. Литвиновский Б.А. Роль мантийного вещества в формировании фанерозойских гранитоидных массивов Бурятского Забайкалья. — Геол. и геофизика, 1978, № 2, с. 17—32.
 56. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 142 с.
 57. Мозилевкин С.Б., Токсубаева Г.П., Чернов Б.С. Поведение вольфрама и некоторых сопутствующих ему элементов в магматических и постмагматических образованиях Бом-Горхонского массива (Забайкалье). — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 273.
 58. Налетов П.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист М-48. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 64 с.
 59. Налетов П.И. Молодые рудоносные интрузии Западного Забайкалья. — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири/Тр. Вост.-Сиб. Фил. АН СССР. Иркутск, 1957, вып. 1 (27), с. 91—109.
 60. Налетов П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. 280 с.
 61. Налетов П.И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 151 с.
 62. Новиков В.А. Геологическое развитие Южной Бурятии в мезозое (Юго-Западное Забайкалье). — Автореф. канд. дисс. ... геол.-минер. наук. Улан-Удэ, 1972. 27 с.
 63. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Воронковский С.Н. О причинах искажения калий-аргоновых дат. — В кн.: Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981, с. 3.
 64. Одинцов М.М., Флоренсов Н.А., Хренов Л.М. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири. — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Сибири/Тр. Вост.-Сиб. Фил. АН СССР. Сер. геол. Иркутск, 1958, вып. 14.
 65. Оловянное орудение Туркино-Витимского глубинного разлома в Западном Забайкалье/Комаров Ю.В., Копылов Э.Н. и др. Новосибирск: Наука, 1974. 244 с.
 66. Онтоев Д.О. О закономерностях проявления гипогенной зональности в некоторых редкометалльных рудных формациях Забайкалья. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 102—144.
 67. Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 244 с.
 68. Онтоев Д.О. Сульфидно-вольфрамовые рудные формации и их генетические особенности. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971, с. 317—331.
 69. Онтоев Д.О., Батова А.И. О распределении щелочных металлов в полевых шпатах постмагматических образований Джидинского рудного поля. — Зап. Всес. минерал. о-ва, 1969, ч. 98, вып. 1, с. 18—28.
 70. Онтоев Д.О., Дудыкина А.С. Закономерности распределения элементов-примесей в некоторых минералах Джидинского рудного поля. — В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966, с. 65—68.
 71. Онтоев Д.О., Дудыкина А.С. Некоторые закономерности в распределении редких щелочей (Li, Rb, Cs) и других элементов-примесей в слюдах редкометалльных месторождений

- Джидинского рудного поля. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 3.
72. *Онтоев Д.О., Корсакова Н.В.* Висмут и серебросодержащие галениты Джидинского рудного поля (Западное Забайкалье). — ДАН СССР, 1967, т. 174, № 1, с. 201—204.
 73. *Очуров Ц.О.* Блоковая тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 197 с.
 74. *Очуров Ц.О., Булнаев К.Б., Доржиев В.С.* и др. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. — Тр. БКНИИ СО АН СССР. Улан-Удэ, 1965. 280 с.
 75. *Павловский Е.В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 77.
 76. *Павловский Е.В., Ескин А.С.* Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. — Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 110. 128 с.
 77. *Петрова З.И.* Петрохимия и некоторые геохимические особенности палеозойских гранитоидов джидинского интрузивного комплекса (Зап. Забайкалье). — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород рудных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1965, с. 48—76.
 78. *Петрова З.И., Легейда В.А.* К геохимии олова в магматическом процессе. — Геохимия, 1965, № 4, с. 482.
 79. *Петровская С.Г., Санин Б.П., Спиридонов А.М.* Первичные геохимические ореолы и их значение для оценки перспектив разведываемых месторождений. — Геол. и геофизика, 1974, № 8, с. 79—87.
 80. *Повилайтис М.М.* Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — Тр. ИМГРЭ, 1960, вып. 24.
 81. *Повилайтис М.М.* Геотектонические и геолого-структурные условия проявления оруденения в месторождениях разных минеральных типов вольфрамово-рудных формаций. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. — Материалы к IV всес. металл. генич. совещ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, с. 141, 142.
 82. *Повилайтис М.М.* Опыт систематизации вольфраморудных месторождений. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 156—168.
 83. *Покалов В.Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 272 с.
 84. *Покалов В.Т., Болхонцева С.В., Васин В.В.* Термобарогеохимические условия формирования и стадийности молибден-вольфрамового месторождения Малый Ойногор. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, т. 1, с. 252—259.
 85. *Punn Г.С.* Новые данные о стадийности в формировании Булуктавского молибден-вольфрамового месторождения. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым. Бур. АССР. Улан-Удэ. Бур. кн. изд-во, 1966, вып. 10, с. 155—168.
 86. *Punn Г.С.* Распределение олова в минералах, рудах и породах Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1976. 128 с.
 87. *Punn Г.С., Батурина Е.Е., Кавиладзе М.Ш., Щеглов А.Д.* Об источниках серы в месторождениях областей тектоно-магматической активизации. — Геол. рудных месторождений, 1978, № 3, с. 99—102.
 88. *Punn Г.С., Белоголовов В.Ф.* Геохимические особенности вольфрамовой минерализации Западного Забайкалья. — Тезисы докл. Третьего совещ. по геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971, с. 67—68.
 89. *Punn Г.С., Белоголовов В.Ф.* Оценка аномалий и рудопроявлений по геохимическим данным. Новосибирск: Наука, 1978. 109 с.
 90. *Punn Г.С., Белоголовов В.Ф., Дворкин-Самарский В.А.* Эндогенные ореолы вольфрамовых месторождений Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути/Тезисы докл. 4-ой сессии СГПМ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 74.
 91. *Punn Г.С., Белоголовов В.Ф., Пак А.С.* Минералого-геохимические критерии оценки уровня эрозийно-го среза эндогенных рудных месторождений в Западном Забайкалье. — В кн.: Научные основы геохимии методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1971, с. 16—24.
 92. *Салоп Л.И.* Байкальская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 58—68.
 93. *Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967, т. 2. 699 с.
 94. *Сизых В.И.* Минералого-геохимическая зональность Бом-Горхонского гранитоидного массива (Западное Забайкалье). — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 291—300.
 95. *Скобло В.М.* Меловая система Бурятии. — В кн.: Геология СССР. Т. 25. Бурятская АССР, ч. 1. М.: Недра, 1964, с. 237—256.
 96. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 688 с.
 97. *Смирнов В.И.* Региональная и локальная эндогенная рудная зональность. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1965, т. 2, с. 35—46.

98. *Смолянский Е.Н.* Об основных закономерностях в пространственном размещении молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе. — В кн.: Материалы по геол. рудн. м-ний Западного Забайкалья/Тр. ВСГИ СО АН СССР. Сер. геол. Иркутск, 1960, вып. 1, с. 20—38.
99. *Смолянский Е.Н., Батурина Е.Е.* О перспективах поисков и локальном прогнозировании месторождений молибдена и вольфрама в Джидинском рудном районе. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Бурятии. Улан-Удэ; Бур. кн. изд-во, 1983.
100. *Соловьев А.Т., Чупров В.В., Мойжес И.Б.* Геохимические особенности поведения фтора в щелочных породах Западного Забайкалья. — Геохимия, 1967, № 3, с. 321—329.
101. *Сыромятников Н.Г., Иванова Э.И.* Прогнозирование редкометалловой рудоносности гранитных интрузий акчатауского комплекса по содержанию урана и тория (Центральный Казахстан). — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 215—222.
102. *Тавсон Л.В.* Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе. — Геохимия, 1967, № 11.
103. *Тавсон Л.В.* Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979, 36 с.
104. *Тавсон Л.В., Козлов В.Д., Кузьмин М.И.* Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий. — В кн.: Проблемы геохимии и космохимии. М.: Наука, 1968, с. 166—172.
105. *Тейлор Х.П.* Применение изотопии кислорода и водорода к проблеме гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213—298.
106. *Тугаринов А.И., Воинов Д.М., Гриненко Л.Н.* Изотопный состав и источники серы молибденово-медных проявлений Монголии. — Геохимия, 1974, № 2, с. 172—178.
107. *Туговик Г.И.* О некоторых особенностях химизма гранитоидов Булуктаевского месторождения. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бур. АССР. Улан-Удэ; Бур. кн. изд-во, 1961, вып. 6, с. 37—51.
108. *Туговик Г.И.* Генетические типы молибденовой минерализации Бурятии. — В кн.: Эндегенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1964.
109. *Туговик Г.И.* Стадии гидротермальной минерализации и генезис молибдено-вольфрамовых месторождений Джидинского рудного узла. — Геол. и геофизика, 1964, № 2, с. 82.
110. *Туговик Г.И.* Генетические особенности мезозойской молибденовой минерализации Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. — Тр. ВМО Бурятского отд. Улан-Удэ, 1968, с. 80—84.
111. *Туговик Г.И., Носков А.Ф.* Закономерности размещения молибденовых и вольфрамовых месторождений юга Бурятии и их генетические типы. — Тр. БКНИИ СО АН СССР. Сер. геол. Улан-Удэ, 1962, вып. 9.
112. *Устинов В.И., Гриненко В.А.* Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 96 с.
113. *Фаворская М.А.* Некоторые металлогенетические аспекты проблемы магматических очагов. — В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 156—168.
114. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — Тр. Вост.-Сиб. Фил. СО АН СССР. Сер. геол. М.; Л., 1960, вып. 19.
115. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 511 с.
116. *Хренов П.М.* Вещественный состав швелитовых жил Икатского рудного поля и некоторые вопросы их генезиса. — Тр. ВСГИ СО АН СССР. Иркутск, 1963, вып. 13, с. 37—100.
117. *Хренов П.М.* Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра. 223 с.
118. *Шеремет Е.М.* Геология и геохимия раннемезозойских гранитоидов Витим-Каренского междуречья (Олекмо-Витимская горная страна). — В кн.: Ежегодник 1969. Иркутск: Сиб. ГЕОХИ СО АН СССР, 1970, с. 69—75.
119. *Шеремет Е.М.* Молибденоносные интрузии Джидинского рудного района. — В кн.: Ежегодник 1974. Новосибирск: Наука, 1976, с. 64—69.
120. *Шеремет Е.М., Козлов В.Д.* Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов молибденового пояса Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 132 с.
121. *Щеглов А.Д.* Эндегенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.
122. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 180 с.
123. *Щеглов А.Д.* Источники рудного вещества в областях тектоно-магматической активизации. — В кн.: Источники рудного вещества эндегенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 58—65.
124. *Язмир М.М.* Асимметрия структурно-формационных зон и складчатых деформаций рифей и нижнего палеозоя Бурятской АССР. — В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (Тектоника Забайкалья). Улан-Удэ; Бур. кн. изд-во, 1973, с. 42—44.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Тектоническое районирование Западного Забайкалья (Е.Е. Батурина)	5
Основные черты металлогении Западно-Забайкальской редкометальной провинции (Е.Е. Батурина)	18
Джидинский рудный район	20
Селенгинский рудный район	45
Курбино-Еравнинский рудный район	50
Средне-Витимский рудный район	58
Кижингино-Кудунский рудный район	65
Чина-Амалатский рудный район	66
Об особенностях геофизических полей редкометальных рудных районов	70
Общая схема металлогенического районирования Западного Забайкалья	72
Возраст и геохимические особенности рудоносных магматических комплексов (Г.С. Пунн, Е.Е. Батурина)	74
О возрасте рудоносных интрузий	75
Геохимические особенности гранитоидных комплексов	81
Генетические и минеральные типы месторождений (Г.С. Пунн, Е.Е. Батурина)	96
Молибденовые месторождения	96
Пегматитовые проявления	97
Скарновые проявления	97
Грейзеновые проявления	99
Гидротермальные месторождения	100
Гидротермальные месторождения	103
Вольфрамовые месторождения	104
Пегматитовые проявления	105
Грейзеновые проявления	105
Скарновые проявления	105
Гидротермальные месторождения	105
Геохимические особенности молибденовых и вольфрамовых месторождений (Г.С. Пунн)	108
Молибденовые месторождения	108
Пегматитовые проявления	108
Скарновые проявления	109
Грейзеновые проявления	110
Гидротермальные месторождения	113
Вольфрамовые месторождения	128
Грейзеновые проявления	128
Скарновые проявления	128
Гидротермальные месторождения	129
Основные закономерности формирования молибденового и вольфрамового оруденения Западного Забайкалья (Г.С. Пунн)	141
Литература	148

2р. 20 к.

4183

