

Г.С. Рипп

**Геохимия
эндогенного
оруденения
и критерии прогноза
в складчатых
областях**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г. С. РИПП

ГЕОХИМИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

и критерии прогноза
в складчатых
областях

Ответственный редактор

д-р геол.-мин. наук **В. В. Поликарпочкин**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1984

4320

Рипп Г. С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях.— Новосибирск: Наука, 1984.

В монографии проводится анализ геохимических особенностей пород, руд и минералов эндогенных образований складчатых областей южного обрамления Сибирской платформы. Показаны особенности формирования, размещения и эволюции многих месторождений. Проведена геохимическая паспортизация большинства известных формационных типов оруденения, включая данные по их изотопной характеристике. Детально рассмотрены вопросы, касающиеся источников рудного вещества, их эволюции во времени и проблемы рудообразования. Разработаны критерии прогноза оруденения, включающие оценку аномалий, рудопроявлений и отдельных площадей.

Для специалистов, интересующихся вопросами геохимии, рудообразования, металлогении и поисков полезных ископаемых.

Рецензенты А. Г. Миронов, А. А. Малышев

ВВЕДЕНИЕ

Научное обоснование геохимических критериев поисков и оценки эндогенного оруденения в складчатых областях, которые, как известно, представляют собой один из главных источников большинства видов минерального сырья, очень важно в практическом отношении. Высокая разрешающая способность геохимических методов обусловила широкое использование их при поисковых работах. Естественно, что в связи с этим необходимо постоянно совершенствовать такие методы, разрабатывать новые приемы, существенно увеличивающие их эффективность. Особенно необходимо это из-за резкого убывания фонда легко открываемых месторождений.

Ключевых вопросов здесь два: диагностика и критерии оценки аномалий и рудопроявлений по степени их перспективности; методика регионального геохимического прогноза площадей, определяющая долгосрочное планирование и направление поисковых работ на определенные типы полезных ископаемых.

Фонд невыявленных месторождений представлен в настоящее время большим числом труднодиагностируемых или находящихся в сложных ландшафтно-геоморфологических условиях аномалий и рудопроявлений. Отсутствие обоснованных критериев их оценки негативно сказывается на эффективности поисковых работ. Зафиксированный аномалией или минерализованной точкой рудный объект не всегда опознается достоверно, что приводит к удорожанию геолого-поисковых работ.

Недостаточно разработаны и принципы регионального геохимического прогноза конкретных типов оруденения, определяющие стратегию поисковых работ. Поэтому при составлении для складчатых областей металлогенических и прогнозных карт геохимическая информация используется не в полной мере.

Наша задача заключается в том, чтобы на примере складчатых областей южного обрамления Сибирской платформы изучить наиболее важные геохимические особенности месторождений, присущих этим областям, выявить их специфические черты. Конечная цель состояла в том, чтобы в результате всестороннего анализа

с привлечением максимально большого комплекса методов обнаружить на площади крупного региона закономерности формирования, специализации и размещения эндогенного оруденения, а затем на этой основе разработать критерии локального и регионального геохимического прогноза оруденения.

Объектом исследования было большинство эндогенных месторождений известных типов, распространенных в складчатых областях. Весьма благоприятным фактором послужило то, что исследования были проведены на обширной территории — вдоль южной границы Сибирской платформы от Енисейского края до Алдана. Формирование ее происходило в карельскую, байкальскую, каледонскую и герцинскую эпохи складчатости. Отдельные области прошли полициклическое развитие. Изучение разновозрастных подвижных областей позволило проследить основные тенденции в эволюции эндогенного оруденения, изменения его геохимических особенностей. Вовлечение консолидированных структур в последующие тектономагматические процессы, сопровождающиеся специфическим комплексом полезных ископаемых, представляет дополнительную ценность для обоснования критериев поисков месторождений.

Наличие месторождений разной формационной принадлежности, относящихся как к ранним, так и к поздним этапам развития подвижных областей, а также связанных с этапами тектономагматической активизации, обеспечило достаточный объем фактических данных для обнаружения статистически достоверных закономерностей.

С разной степенью детальности изучено около 200 месторождений и рудопоявлений. Основное внимание было уделено выявлению типичных характеристик эндогенных ореолов, руд, элементов-примесей в минералах, изотопному составу сульфидной серы и рудного свинца. Для этой цели были привлечены опубликованные и доступные результаты тематических, поисковых и разведочных работ, проводившихся на территории региона. Всего обработано 6000 анализов мономинеральных проб, свыше 1200 определений изотопного состава серы (для 230 точек) и около 730 — рудного свинца (203 точки).

Материалы по геохимическим особенностям гранитоидов (более 2600 проб), изотопных Rb — Sr (60 массивов и участков) и K — Ar (около 4500) определений взяты из литературы. Состав свинца определен в лабораториях Института земной коры СО АН СССР, ВСЕГЕИ, МГУ (часть проб проанализирована спектральным методом в Институте геологии и геофизики СО АН СССР). Количественное определение микроэлементов в минералах проведено в лабораториях СибГЕОХИ им. А. П. Виноградова, Геологического института БФ СО АН СССР, производственного объединения Бурятгеология.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Территория южного складчатого обрамления Сибирской платформы претерпела длительное геологическое развитие. Строение ее уже более 100 лет привлекает внимание многих исследователей. Накопленный за этот период обширный материал позволил выявить основные структурные элементы, последовательность формирования магматических и стратифицированных образований, геотектоническую позицию различных участков. Взгляды на особенности формирования региона с течением времени существенно менялись, и даже сейчас не все его структурные элементы интерпретируются однозначно.

Наиболее крупные обобщающие исследования в целом по региону и отдельным его частям проведены В. А. Обручевым, Н. С. Шатским, М. М. Тетяевым, Н. А. Флоренсовым, П. И. Налетовым, М. С. Нагибиной, И. В. Лучицким, Е. В. Павловским, П. М. Хреновым, Л. И. Салопом, В. П. Арсентьевым, Ю. В. Комаровым, А. Н. Булгатовым, В. А. Дворкиным-Самарским, В. Г. Беличенко, А. Д. Щегловым, М. М. Язмиром. Установлено, что территория Саяно-Байкальской горной области представляет собой сложнопостроенную полициклическую гетерогенную структуру с многоактными циклами тектономагматической активности, вулканизма и седиментогенеза. В настоящее время здесь выделен ряд разновозрастных складчатых поясов, подразделенных на эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны, внешние и внутренние геосинклинальные прогибы и сопряженные с ними геоантиклинальные поднятия.

По С. В. Бузовкину и Ю. М. Шувалову, основными особенностями тектонического строения и развития Забайкалья являются: положение региона в области сочленения Тихоокеанского и Урало-Монгольского подвижных поясов;

внутриконтинентальная позиция геосинклинальных структур, развивающихся на коре континентального типа и располагающихся между выступами основания древних платформ — Сибирской с севера и Маньчжуро-Китайской с юга;

неоднократное проявление процессов активизации в консолидированных структурах подвижных поясов и их обрамления.

В геологической истории Забайкалья, Прибайкалья и Восточного Саяна выделяется шесть геотектонических этапов и соответствующих им металлогенических эпох, которые охватывают возрастные интервалы от архея до неоген-голоцена. Достоверность выделенных этапов и особенно площади их распространения неоднократно ревизовались и окончательно не установлены.

Архейские и нижнепротерозойские комплексы слагают лишь отдельные блоки-выступы фундамента, преобразованные более поздними тектономагматическими циклами. В процессе байкальского тектогенеза в Саяно-Байкальской горной области накапливались мощные толщи терригенных и вулканогенных пород, внедрялись тела гипербазитов и базитов, крупные линейно вытянутые интрузии плагиогранитов и щелочно-земельных гранитов.

Байкальская складчатая зона, огибая южный выступ Сибирской платформы, образует складчатую дугу. Граница ее с платформой проводится по зоне Саяно-Байкальского глубинного разлома [81, 110]. Для детально изученных складчатых структур байкалид [28] характерно развитие мощных метаморфизованных геосинклинальных отложений, представленных карбонатными, терригенными и вулканогенными породами. В конце позднего протерозоя байкальская эпоха тектогенеза завершилась формированием крупных плутонов гранитоидов батолитовой формации, объединенных в баргузинский и саянский интрузивные комплексы [28, 62, 221].

В нижнем палеозое значительная часть Саяно-Байкальской складчатой области продолжала сохранять режим подвижного пояса [5], тогда она причленялась с юга и юго-востока к зоне байкальской складчатости. Разные авторы неодинаково определяют границы распространения каледонид. По данным одних исследователей, она проходит вдоль Саяно-Байкальского краевого шва или по контакту платформенного чехла и пород основания [5, 17], другие проводят границу между этими двумя зонами по Джида-Витимскому глубинному разлому [29]. В этот период в прогибах и грабен-синклинальных структурах накапливались породы терригенных, вулканогенных и карбонатных формаций. Выделяются Боксон-Сархойский, Джидинский, Удино-Витимский, Верхне-Ангарский геосинклинальные прогибы.

Плутонические образования широко распространены, разнообразны по составу и относятся к гипербазитовой, габбровой и батолитовой гранитовой формациям. Относительно масштабов проявления и площадного распространения гранитоидных пород в настоящее время у исследователей имеются существенные разногласия. В частности, отмечается тенденция к значительному сокращению объема наиболее крупного верхнепротерозойского Ангаро-Витимского гранитного батолита и переводу его в нижний палеозой [124]. Неоднозначно трактуется и сама природа гранитоидного магматизма. Существуют две альтернативные точки зрения, согласно которым гранитоиды в одном случае являются

продуктом орогенного этапа каледонской складчатости, в другом — внегеосинклинальной тектономагматической активизации.

Считается, что на площади к северу от рек Чикой и Ингода каледонским тектогенезом завершилось типично геосинклинальное развитие региона и он превратился в стабильно воздымающуюся амагматичную область. В то же время некоторые исследователи [62] приводят доказательства того, что и после каледонского тектогенеза рассматриваемая часть региона не утратила мобильности. Изменился лишь характер складчатости, состав магматических образований, расширилась жесткая внешняя зона, в которой происходили активные блоковые движения. В последнее время все большее распространение получает точка зрения о широких масштабах средне- и верхнепалеозойского магматизма [53], который связывается с процессами тектономагматической активизации консолидированных структур.

В среднем — верхнем палеозое область геосинклинального развития сместилась еще дальше к югу. Границей между каледонской и внешней зоной герцинской складчатости, связанной с развитием Монголо-Охотского подвижного пояса, считается Чикой-Ингодинский структурный шов [235], где образовывался герцинский Монголо-Охотский складчатый пояс [196].

С проявлением раннегерцинской складчатости область геосинклинального развития сократилась в Забайкалье до минимума, переместившись в основном в Даурскую структурно-формационную зону. В верхнем палеозое Зачикойская зона представляла уже краевую геосинклиналь, ограничивавшую Даурский геосинклинальный прогиб с северо-запада [196].

В результате герцинской складчатости, наиболее широко проявившейся в Забайкалье и Монголии, были дислоцированы осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, прорванные затем крупными многофазными массивами гранитоидов.

К началу мезозоя Саяно-Байкальская складчатая область и Западное Забайкалье превратились в жесткую консолидированную структуру с тенденцией к стабильному воздыманию. С этого периода здесь развивались специфические тектонические и тектономагматические процессы, обусловившие, как отмечали многие исследователи, особый характер магматизма и металлогении. Считается, что все Западное Забайкалье представляло собой в течение мезозоя область тектономагматической активизации. По интенсивности и характеру тектонических и магматических процессов в ней были выделены внешняя и внутренняя зоны [81]. Исследователи по-разному определяют границы активизации, но чаще всего проводят их по контуру распространения мезозойских впадин и ареалам развития интрузивного и вулканического магматизма. На значительной части территории граница примыкает к Джида-Витимскому глубинному разлому. Предполагается, что северная граница проходит по Саяно-Байкальскому краевому шву [216].

Во внешней зоне тектоническая активность сопровождалась главным образом перемещением отдельных блоков пород, подновлением старых и возникновением новых тектонических нарушений. Во внутренних зонах подобные движения, более дифференцированные и интенсивные по амплитудам, сопровождались заложением впадин, заполняемых континентальными и вулканогенными отложениями. Интрузивный магматизм менее распространен, а объем проявления его разные исследователи определяют неоднозначно.

Развитие мезозойской активизации проходило в несколько стадий, отличающихся характером вулканизма и осадконакопления [97, 235]. Наиболее четко выделяются две стадии [97, 235]. На первой проявился существенно кислый магматизм, на второй — базальтоидный субщелочной вулканизм при подчиненной роли средних и кислых дифференциатов. Природу активизации понимают в одних случаях как отражение процессов, протекающих в соседних областях, в других — как автономный процесс.

Наконец, в кайнозое сформировались своды и впадины «байкальского» типа [217], заполненные существенно терригенными обломочными отложениями. В этот же период происходили неоднократные излияния базальтов, которые связываются с процессами рифтогенеза, продолжающимися и в настоящее время.

В последние годы была предпринята попытка реконструировать особенности геологического развития отдельных участков региона с позиции тектоники плит. Согласно [119], полициклический характер развития Байкальской горной области объясняется не наложением отдельных циклов тектогенеза, а последовательным наращиванием континентальной коры в зоне взаимодействия литосферных плит. В Прибайкалье и Забайкалье выделяется семь аномалийных поясов магнитного поля, маркирующих на дневной поверхности офиолитовые пояса, представляющие фрагменты базальтового слоя океанической коры [131]. Предполагается, что оконтуренные пояса соответствуют ограничениям литосферных микроплит, которые на протяжении обозримой геологической истории характеризовались определенной автономией развития, запечатленной и в современной структуре верхней мантии.

Обе предложенные модификации возможного развития региона отвечают пока еще начальной стадии разработки и не имеют достаточного фактического обоснования геологическими данными.

Таким образом, суммируя известные данные о развитии южного складчатого обрамления Сибирской платформы, можно выделить три этапа геосинклинального развития, соответствующие байкальской, каледонской и герцинской складчатости. Намечается последовательная консолидация этих областей к югу и юго-востоку с преобразованием их в жесткие структуры. Реконструкция более древних этапов весьма затруднена тем, что их образования сохранились лишь в отдельных антиклинальных блоках и обычно интенсивно преобразованы поздними процессами.

На последующие тектонические напряжения консолидированные области реагировали как жесткие структуры. В результате

возникали дислокационные нарушения, подновлялись ранее заложённые разломы, послужившие каналами для проникновения магматического материала, в большей части подкорового и нижнекорового происхождения. Участки тектономагматической активизации консолидированных областей с внегеосинклинальным магматизмом выделены на значительной территории рассматриваемого региона. В Северном Прибайкалье, Витимском плоскогорье и в бассейне р. Джиды они контролировали размещение среднепалеозойских и мезозойских щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов. Предполагается, что такую природу имеют ареалы средне- и верхнепалеозойских гранитоидов повышенной щелочности в Восточном Саяне, Западном и Центральном Забайкалье [53].

В мезозое в Западном и Восточном Забайкалье с внегеосинклинальным магматизмом связываются многочисленные поля вулканитов — производных базальтоидной магмы, интрузивные тела существенно гранитного ряда [75]. Аналогичную природу имеет кайнозойский базальтоидный вулканизм.

Самое предварительное рассмотрение эволюции магматизма обнаруживает закономерное уменьшение масштабов проявления основного и усиление кислого магматизма от древних этапов к молодым, что присуще многим полициклическим складчатым областям. Отклонения от этой закономерности связаны с этапами тектономагматической активизации, не зависящими от геосинклинального развития. Области такой активизации, достоверно определяемые по геологическим данным и приуроченные к зонам глубокого заложения, содержат в основном магматический материал подкорового и нижнекорового источника (карбонатиты, базальтоиды, щелочно-ультраосновные комплексы). Менее достоверно определяемые как внегеосинклинальные образования средне- и верхнепалеозойского этапов имеют существенно гранитный состав. Для этих гранитоидов, образующих, по [53, 124], протяженные и крупные ареалы в Восточном Саяне и Забайкалье, можно построить не менее обоснованную модель их связи с растянутым во времени орогенным этапом каледонской или герцинской складчатости.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

Площадь южного складчатого обрамления Сибирской платформы более чем на 60% сложена магматическими породами, среди которых главенствующая роль принадлежит гранитоидным. Обобщая аналитические данные по распределению редких элементов, щелочей, фтора и бора в гранитоидах, мы ставили себе целью решить две задачи:

выявить тенденции изменения концентраций этих элементов на протяжении длительного отрезка времени формирования складчатых областей;

проверить на большом аналитическом материале по крупному региону аспекты металлогенической и геохимической специализации пород в отношении определенных типов полезных ископаемых.

Решение их самым непосредственным образом должно оказать влияние на алгоритм поисков и прогноза оруденения различных формационных типов. Достоверность полученных выводов ограничивается неодинаковой изученностью территории и особенно неоднозначностью оценки возраста массивов. Мы не ставили себе задачей детально рассмотреть поведение элементов при формировании плутонов и выявить причины, приводящие к дифференциации вещества. Подобный анализ на примере конкретных интрузивных тел и отдельных районов уже проводился неоднократно.

На интересующей нас территории выделяются ранне- и позднедокембрийские (в основном протерозойские), ранне-, средне-, верхнепалеозойские и мезозойские гранитоиды. Они соответствуют орогенным этапам крупных циклов геосинклинального развития региона (карельский, байкальский, каледонский) и постконсолидационной тектономагматической активизации (средне- и верхнепалеозойской, мезозойской).

Связь месторождений с гранитоидами не всегда точно установлена и относительно доказана только для гуджирского и куналейского комплексов. В остальных случаях она в основном постулируется. Как правило, месторождения и проявления молибдена, вольфрама, олова, редких металлов пространственно тяготеют к площадям распространения лейкократовых субщелочных, щелочных и повышенной кислотности гранитов, а также граносиенитов и сиенитов. В рудных полях кварц-шеелитового, скарново-шеелитового, молибденово-медного типов известны также гранодiorиты.

В большинстве гранитоидов различного возраста малые эле-

менты содержатся на кларковом уровне и лишь в некоторых случаях в 2,5—2 раза превышают его. Последнее выявлено как в безрудных, так и в сопровождающихся рудной минерализацией массивах. Посленижнепалеозойские и мезозойские граниты значительно чаще обогащены редкими и летучими элементами. Повышенные концентрации молибдена, вольфрама, щелочей, фтора характерны для гуджирского комплекса, специализированного на эти элементы. Высокая дисперсия их содержаний, при колебаниях от кларковых до значимо более высоких, свидетельствует о том, что часто мы имеем дело с наложенными процессами, тем более что это присуще главным образом массивам в рудных полях. Одновозрастные плутоны, не сопровождающиеся оруденением, содержат редкие и летучие элементы обычно на уровне кларков или ненамного выше. Механизм появления такого рода распределения детально рассмотрен Л. В. Таусоном [200, 201] и объясняет многочисленные неоднородности массивов, различия содержаний примесей в одновозрастных плутонах.

Неоднократно отмечалось, что в гранитоидных формациях складчатых областей от древних к молодым происходит прогрессивное увеличение щелочнометальности, степени окисленности железа, накопление большинства гранитофильных элементов, уменьшение содержаний бария, стронция, цезия, а также ряда элементов группы железа [63, 87, 104, 115, 120]. Считается, что эти процессы обусловлены последовательным парциальным плавлением силикатического субстрата, который от этапа к этапу обогащается легкоплавкими составляющими: кремнеземом, щелочами, гранитофильными элементами [68, 115].

Анализом геохимических особенностей региона, охватывающего южное складчатое обрамление Сибирской платформы и часть территории Монголо-Охотского подвижного пояса [200], выявлено, что распределение редких и рудных элементов подчиняется более сложным закономерностям и тенденция изменения во времени их концентраций в гранитоидах выглядит не столь определенно. Все же от древних к молодым гранитам происходило некоторое увеличение содержаний лития, рубидия, молибдена, фтора, бериллия, свинца, уменьшение количеств бария, стронция при отсутствии четкой картины у олова, цинка, бора, вольфрама (рис. 1, 2,

Таблица 1

Содержание редких элементов в разновозрастных гранитах южного складчатого обрамления Сибирской платформы*, г/т

Возраст	Li	Rb	Cs	Mo	W	Sn	Be	F	B	Pb	Zn	Ba	Sr
Докембрий	18	175	3,1	1,0	3,1	4,0	2,1	539	17	19	47	1422	452
Палеозой	30	190	2,8	1,8	2,4	3,1	4,0	596	17	24	33	844	298
Мезозой	49	260	14	1,7	2,6	3,5	4,6	957	23	30	41	388	182

* По данным ~2600 проб.

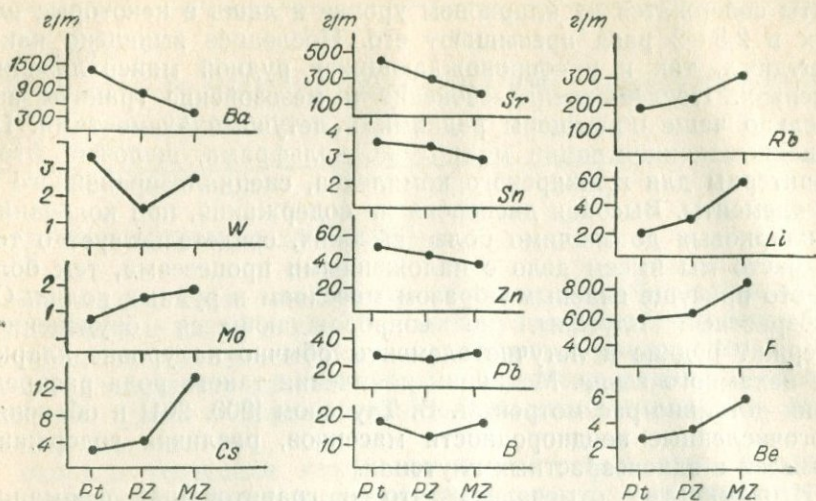


Рис. 1. Тренды изменения концентраций редких, рудных и летучих элементов в гранитоидах от древних к молодым.

табл. 1). Граниты, с которыми связываются молибденовые и вольфрамовые месторождения, имеют относительно других высокие концентрации редких щелочей, фтора, урана, тория. В случаях, когда с массивами ассоциирует молибденное оруденение, отмечено только несколько более высокое содержание молибдена, при пониженном — редких щелочей, фтора, олова. Уровень концентрации молибдена, вольфрама в палеозойских гранитоидах часто выше, чем в мезозойских, хотя месторождения этих элементов в связи с первыми встречаются реже.

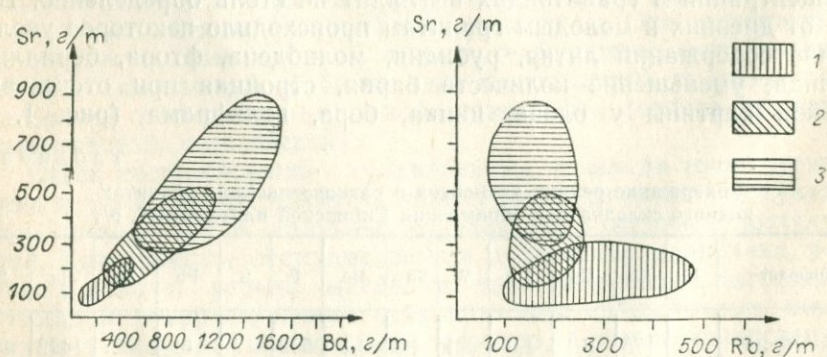


Рис. 2. Поля концентрации стронция, бария и рубидия в мезозойских (1), палеозойских (2) и докембрийских (3) гранитоидах.

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

При металлогенических и геологических исследованиях в Саяно-Байкальской складчатой области, Енисейском кряже, Байкало-Патомском нагорье, Западном и Восточном Забайкалье наряду с традиционными все большую роль начинают играть геохимические, и в том числе изотопные, методы. В силу ряда объективных и субъективных причин применяют их пока недостаточно, в основном для решения частных задач. Лишь К—Аг метод анализа применялся почти по всей территории. Но и здесь основной объем анализов (около 80%) приходится на магматические существенно гранитные породы, а негативный опыт применения К—Аг датировок для геохронологических целей привел к их резкому уменьшению.

К настоящему времени накоплено значительное число определений изотопного состава рудного свинца. По крайней мере все наиболее крупные месторождения различного возраста и формационной принадлежности уже имеют, хотя и неполные, изотопные свинцовые характеристики. Существенными издержками исследований (особенно прошлых лет) являются низкая точность и чувствительность анализа, и зачастую результаты анализов различных лабораторий по одним и тем же объектам трудно сопоставлять.

В 70-х годах положено начало изучению состава серы сульфидов и сульфатов из руд различных месторождений. За редким исключением, это были рекогносцировочные работы; сами исследования пока еще не систематичны, а выбор объектов определялся сугубо индивидуальными интересами.

Изучение распределения изотопного состава кислорода, водорода, стронция, углерода находится в начальной стадии, и результаты его пока еще не позволяют провести сколько-нибудь серьезных обобщений, проследить определенные тенденции и закономерности.

Начиная с 1975 г. мы исследовали изотопный состав серы и рудного свинца месторождений и рудопроявлений различного возраста, генетических и формационных типов [36, 109, 164, 166—168, 174—178]. В совокупности с результатами других авторов эти работы позволили получить обобщенную региональную картину распределения изотопного состава этих элементов. Детальные геохимические исследования совместно с изотопными в конкретных месторождениях оказались весьма эффективными при решении вопросов об источниках рудного вещества, некоторых проблем рудообразования, прогнозной оценке конкретных объектов и площадей [36, 109, 168, 176, 178].

Изотопные и геохимические данные, полученные при изучении месторождений и других геологических объектов, накладывают существенные ограничения на модели их формирования, решение вопросов об источниках вещества, связи месторождений с магматическими породами.

Распределение К—Аг возрастов. Успешное решение вопросов металлогенического районирования и связанная с ними прогнозная оценка территорий с конкретизацией направления поисковых работ в значительной мере определяются детальностью и надежностью датирования как главных, так и второстепенных этапов формирования геологического и металлогенического облика региона. Для эндогенного оруденения во всех случаях необходимы установление временных интервалов тектономагматических циклов, оценка возраста конкретных магматических комплексов и находящихся с ними в генетической или парагенетической связи разнообразных полезных ископаемых.

На территории южного складчатого обрамления Сибирской платформы, активно развивавшейся от раннего докембрия до позднего мезозоя и кайнозоя, с многочисленными этапами интрузивного и вулканического магматизма, определение времени геологических процессов приобретает особую важность. Крайне незначительное распространение стратифицированных образований, среди которых лишь часть имеет палеонтологическое обеспечение, создало большие трудности при выделении геохронологических рубежей тектономагматических процессов и рудообразования. Решалась эта задача с помощью соотношения между магматическими, осадочными и метаморфическими породами и результатов определений К—Аг абсолютного возраста. За редким исключением, лишь этими двумя методами и были выделены геохронологические рубежи геологических процессов. Датирование пород, особенно рудных образований, иными методами (изохронный Rb — Sr, U — Th — Pb, Pb — Pb), исключая разве что Енисейский кряж и некоторые другие районы, не проводилось или проводилось не систематически и в основном на территориях областей древней консолидации.

На рассматриваемой территории, включая районы Восточной Тувы, Северной Монголии, бассейна р. Олекма, мы изучали пространственное распределение К—Аг датировок. Основной объем известных определений (около 80 %) приходится на интрузивные породы, меньшая часть — на метаморфические, вулканические и дайковые. Всего обработано более 4000 анализов, представленных значениями как по валовым пробам, так и по отдельным минералам (слюды, амфиболы, пироксены, полевые шпаты). Результаты анализов заимствованы из «Каталога определений абсолютного возраста горных пород СССР радиологическими методами» [94], монографической работы группы авторов по докембрийским образованиям Сибири [50], а также из других многочисленных работ.

Обобщение этих данных имело целью получить дополнительную информацию по различным типам геохимических провинций. Предполагалась возможность расчленения региона на разновозрастные области и выделения в них участков проявления тектономагматических процессов с присущей им металлогенической на-

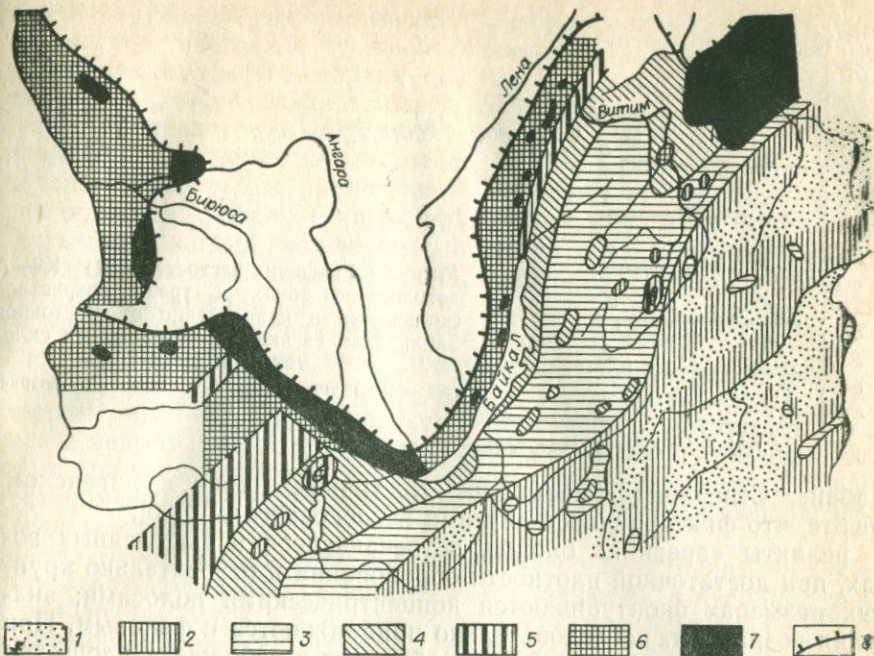


Рис. 3. Поля распространения значений К—Аг возраста (млн. лет) в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы.
 1 — менее 150; 2 — до 200; 3 — 200—300; 4 — 300—400; 5 — 400—500; 6 — 500—800; 7 — более 800; 8 — граница осадочного чехла Сибирской платформы.

грузкой. Большой объем аналитических данных должен был обеспечить высокую степень достоверности выводов.

В результате были получены весьма интересные данные о пространственном распределении величин К—Аг возраста. Основные из них сводятся к следующему:

в регионе выделяется серия субпараллельных зон с близкими возрастными величинами (60—75% цифр одного интервала), их последовательное удревнение и смена к северу и западу (рис. 3);

линии раздела между соседними зонами нечетки и фиксируются областью пограничных значений, на долю которых приходится до трети или несколько более объема выборки. Наложение значений и скользящие максимумы величин возраста хорошо видны на графиках (рис. 4). На интервале от 100 до 700 млн. лет кривая тренда временного скользящего плавная, и лишь на рубеже 700—800 млн. лет фиксируется четко выраженный ее излом;

значения возраста всех пород областей древней консолидации в таких зонах занижены. Так, в бассейне р. Олекма докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы, граниты оцениваются значениями 120—150 млн. лет. Аналогично занижен возраст в Хамар-

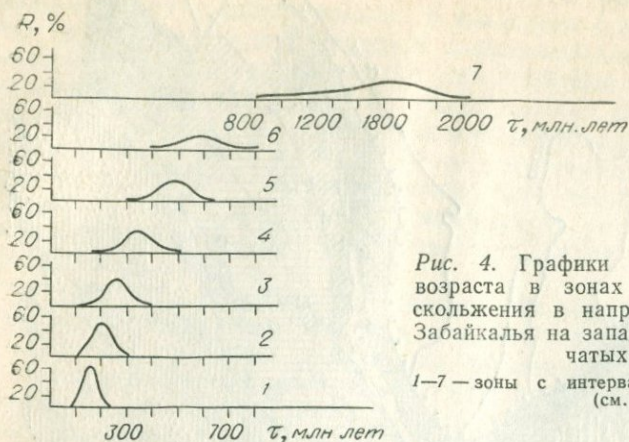


Рис. 4. Графики частоты (R) $K-Ag$ возраста в зонах и тренд возрастного скольжения в направлении от Восточного Забайкалья на запад и северо-запад складчатых областей.

1—7 — зоны с интервалами значений возраста (см. рис. 3).

Дабане, Северном Прибайкалье, Восточном Саяне и Заганском хребте, что фиксировалось другими исследователями [50];

реликты «древних» блоков, встречающиеся в выделенных зонах, при достаточной плотности опробования и относительно крупных размерах оконтуриваются концентрическими полосами; значения возраста их последовательно приближаются к фоновым. При недостаточной плотности сети опробования и небольших площадях таких блоков области переходных значений нечеткие или не зафиксированы. Омоложенные участки тяготеют к границам близлежащих зон с низкими значениями $K-Ag$ возраста, в редких случаях они обнаруживаются на удалении.

Отчетливо дискордантно к выделенным зонам положение наиболее удаленных областей, имеющих значения 800—1000 млн. лет и более. Они протягиваются вдоль осадочного чехла Сибирской платформы и включают породы кристаллического фундамента. В отличие от рассмотренных выше случаев, здесь отмечается существенная гетерогенность значений возраста. Лишь при высокой плотности опробования иногда фиксируются дискретные области переходных величин.

Ярко выраженная зональность в распределении $K-Ag$ датировок, а также перечисленные выше особенности их пространственного распределения показывают, что этот метод на территории с полициклическим развитием не дает достоверной информации о времени образования пород. Поэтому вслед за авторами работ [3, 50, 127] мы считаем, что возраст магматических и других пород, а также руд, определенный с помощью этого метода, должен быть ревизован.

Практически с самого начала использования $K-Ag$ метода выявилось несоответствие между цифрами абсолютного возраста, получаемыми этим и другими методами. Для объяснения подобной дискордантности исследователи привлекли много гипотез и предположений. В конечном счете главным и ответственным фак-

тором нарушения радиоактивного равновесия признали диффузию аргона под действием тепловой активации [43, 225, 247, 248, 250, 258]. Выяснилось, что сохранность аргона в разных минералах неодинакова [247]. Критической геоизотерме полевых шпатов соответствует температура в 100° , а слюд — 300°C [127]. Стрессовые нарушения вызывают нарушение структуры минералов, что также обуславливает выход радиогенного аргона [203], перемещение калия при более низких температурах. Например, в образцах, подвергшихся сжатию, изменение параметров структуры, начало дегидратации происходит на 150°C раньше, чем в образцах, не испытывавших давления [2].

Многочисленные примеры теплового влияния на K—Ar системы сводятся к трем достаточно простым случаям [43]: контактовый прогрев; потеря радиогенного аргона минералами пород, залегающих на большой глубине, под воздействием тепла, выделяющегося в недрах Земли; потеря радиогенного аргона при сравнительно кратковременном подъеме температуры, вызванном общей тектономагматической активизацией в масштабах целого региона (тепловой удар).

Таким образом, полученные K—Ar методом величины по существу отражают время последнего этапа прогрева, а числовые значения принимаются в качестве оценки минимального возраста образования пород [127]. Наличие критического уровня сохранения аргона в минералах открывает возможности использования этого метода для палеотермодинамических и палеотектонических реконструкций в докембрийских складчатых областях [50, 127].

Многочисленные случаи неправильного определения возраста геологических тел и негативные последствия их требуют критического переосмысления существующей схемы последовательности развития геологических событий и переоценки металлогенических построений. Это касается, в частности, этапа мезозойской тектономагматической активизации в Западном Забайкалье, с малыми интрузиями лейкократовых гранитов которого связывается большая группа молибденовых и вольфрамовых месторождений различных генетических и минеральных типов. Мезозойский возраст первой стадии этого этапа обоснован практически лишь K—Ar методом, в связи с чем области пространственного распространения активизации и ее масштабы выглядят весьма неопределенно. Вместе с тем среди молибденовых и вольфрамовых месторождений выделяются как минимум две группы с различными не только геохимическими, в том числе и изотопными, характеристиками, но и источниками их вещества, отражающими коренные различия условий генерации магматических пород, с которыми связано это оруденение [164].

Механизм появления региональной зональности в распределении значений K—Ar возраста не совсем ясен и скорее всего обусловлен процессами теплового прогрева различной природы, в том числе связанного с тектономагматической активностью. Немаловажную роль, вероятно, сыграли интенсивные тектонические процессы



и возникшие в результате структурные напряжения в породах. Смена возрастных зон с запада и севера на восток и юг при дискордантности их положений могла бы свидетельствовать о многоактности переработки субстрата или теплового воздействия на него и временном скользянии этапов в указанном направлении. Но относительно плавное изменение возраста от зоны к зоне и общая фокусировка их в одну область наводят на такую мысль: не является ли зональность продуктом моноасцедентного процесса, интенсивность которого падала по мере удаления от эпицентра? Время его логичнее всего определяется возрастом 100—150 млн. лет и соответствует заключительным этапам киммерийского тектогенеза.

Площадь распространения верхнемезозойских базальтоидов, средних и кислых эффузивов, имеющих достоверную возрастную датировку (см. рис. 13), удивительно хорошо совпала с зоной К—Аг возраста пород до 200 млн. лет. На данный эпицентр концентрическими полосами наслаиваются выделенные зоны. По мере удаления от него заметно падает интенсивность термального воздействия, хорошо проявляемая в выполаживании графиков частотей на рис. 4. Область Байкальского рифта и повышенное тепловое поле, фиксируемое, в частности, участками выхода и разгрузки термальных вод, как будто бы не оказали существенного влияния на значения К—Аг возраста, хотя вдоль западного и восточного бережья оз. Байкал и в некоторых других районах намечается несколько большая гетерогенность значений. В площадях распространения кайнозойских базальтоидов в Восточном Саяне, бассейне р. Джиды, Витимском плоскогорье отмечается заметная потеря радиогенного аргона, но масштабы процесса по крайней мере на порядок ниже, чем в случае мезозойской тектономагматической активизации, и результирующая его практически не повлияла на общую схему распространения К—Аг датировок.

С помощью **изотопного состава стронция** решаются вопросы оценки возраста магматических пород, их комагматичности, проблемы источников вещества и выясняются геохимические аспекты эволюции в связи с породо- и рудообразованием [9, 10, 141, 219].

По Г. Фору и Дж. Пауэллу [219], эволюция изотопного состава стронция в Земле была в значительной степени затронута ее дифференциацией на мантию и кору. Зависящие от времени вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в верхней мантии под континентами контролировались не только распадом ^{87}Rb в ^{87}Sr , но и изменениями отношения Rb/Sr в результате восходящей миграции рубидия в сиалическую кору. Согласно имеющимся данным они полагают, что эволюция отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подконтинентальной верхней мантии не была линейной вследствие относительной потери рубидия по сравнению со стронцием.

Важнейший генетический параметр в рубидий-стронциевой геохимии — так называемое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [219]. Обширный фактический материал, полученный для разных районов мира, позволил исследователям выявить особенности форми-

рования этого отношения. Было установлено, что мантийные породы (ультрабазиты, карбонатиты, щелочные комплексы) имеют низкие первичные стронциевые отношения. Близкие значения у древних ядер протоплатформ, докембрийских пород, сформировавшихся на субстрате, источником которого был существенно мантийный материал. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ исключает возможность вовлечения относительно больших масс древнего сиалического материала в процесс становления гранитов [219]. В отличие от них в коровых образованиях первичные отношения более высокие. Последующая переработка докембрийских образований, их сиалитизация вызывают повышение в них доли щелочей, в том числе рубидия и, следовательно, первичных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений. Таким образом, дифференциация вещества коры, ее сиалитизация должна проявляться в масштабах изменения стронциевых отношений, а многократная переработка пород — обуславливать наиболее высокие значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Следовательно, эти области будут отличаться потенциальной рудоносностью в отношении литофильной ассоциации элементов, и в первую очередь вольфрама, молибдена и других.

Поскольку в строении региона главенствующая роль принадлежит гранитоидам, то, естественно, наибольший интерес представляют изотопные данные именно для этих пород. Работы [20, 21, 22, 50, 78, 98, 112, 188, 195, 206, 229, 240], а также Н. И. Полевой, С. Л. Миркиной, И. А. Загрузиной, Г. К. Еникеева, Г. Л. Митрофанова по южному складчатому обрамлению Сибирской платформы позволяют провести предварительный анализ источника, глубины зарождения и условий формирования гранитоидных комплексов этой обширной территории (рис. 5, 6).

Наиболее яркая особенность рассматриваемых складчатых областей — весьма низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 6). Они колеблются в основном от 0,703 до 0,709, соответствуя океаническим и континентальным базальтам, при экстремальных значениях 0,700 и 0,803. Увеличение первичных отношений, достигающее 0,725 (иногда больше), отмечается в пегматитах, аплитах и пегматоидных гранитах, приуроченных к докембрийским гнейсогранитным комплексам, послужившим их источником.

Исходя из теоретических предпосылок и имеющихся данных по другим складчатым областям эволюционное развитие коры должно сопровождаться накоплением гранитофильных элементов в поздних геологических образованиях. Хотя для рассматриваемого региона в целом такая тенденция проявляется, все же она не выглядит столь четкой и имеет ясно выраженные отклонения. В соответствии с моделью последовательного преобразования коры и выплавки гранитоидов со все более высокой кремнекислотностью и щелочностью следовало бы ожидать соответствующего увеличения концентрации рубидия, которое должно фиксироваться в возрастающем первичном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Однако, как ни странно, подобный процесс на территории обширного региона не выявился (см. рис. 5). Лишь в ряду гнейсограниты — пегматоид-

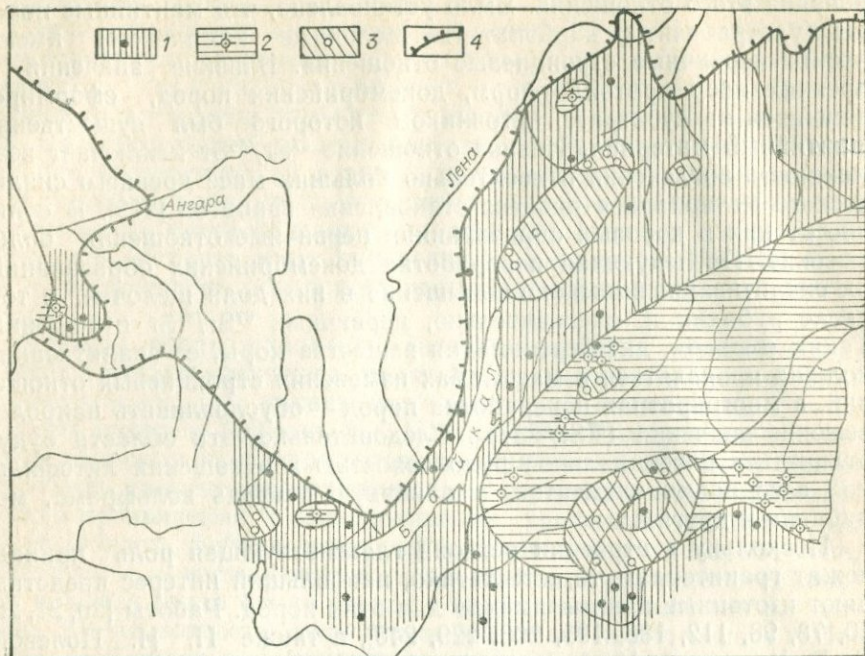


Рис. 5. Пространственное распределение первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ гранитов в складчатом обрамлении Сибирской платформы.

1 — менее 0,706; 2 — 0,706—0,709; 3 — более 0,709; 4 — граница распространения осадочного чехла Сибирской платформы.

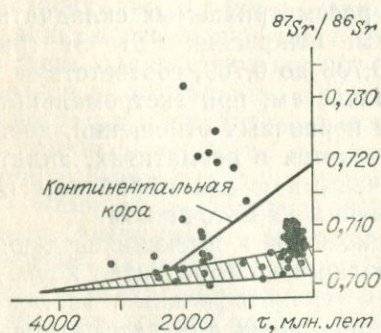


Рис. 6. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — возраст для гранитных комплексов южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Построен на диаграмме Г. Фора и Дж. Пауэлла [219]. Заштрихована область эволюции изотопных отношений в породах мантийного происхождения.

ные граниты — пегматиты увеличение этого отношения как бы фиксирует небольшой, но крутой отрезок эволюционного процесса. Здесь же весьма контрастно проявлена и тенденция к увеличению концентрации щелочей и гранитофильных компонентов.

Столь низкие отношения для большинства гранитов логично объяснять выплавкой материала из субстрата, содержащего значительную долю основных пород. А так как во времени существенного изменения стронциевых отношений не происходило, то

объяснение этому следует искать в том, что очаги зарождения магмы должны каждый раз опускаться на более низкие горизонты коры.

Не менее логично предположение о выплавке гранитов из метаморфических толщ, в которых, согласно [194], наиболее низкие из осадочных и магматических пород концентрации лития, цезия и рубидия. Эти элементы интенсивно выносятся из пород в результате метаморфических преобразований.

Ю. А. Балашов [10] оценивает возможность образования таких гранитов с позиции плавления гранулитовой фации метаморфических пород нижней коры и вероятностью формирования их по геосинклинальным осадочно-вулканогенным толщам. Породы же с резко повышенным Rb/Sr отношением образуются в результате плавления метаморфических комплексов рамы геосинклиналей.

Положение фигуративных точек начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах многих регионов ниже кривой эволюции изотопного состава стронция в земной коре объясняется в некоторых других случаях [20] воздействием трансмагматических растворов на базитовый субстрат, приведшим к образованию гранитов. Это предположение также логично, так как после консолидации участков возбуждение материала происходит на глубоких уровнях, что геологически обосновывается во многих работах. Отсюда следует весьма важный вывод: по величине изотопных отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ можно судить о глубине зарождения магматической породы, масштабах контаминации верхнекоровым материалом и, исходя из этого, о возможности проявления и реализации металлогенического потенциала региона.

С этих позиций понятна столь отчетливо выраженная обогащенность редкими гранитофильными элементами областей пегматообразования, которые представляют собой, как мы уже отмечали выше, яркий пример эволюции сиалического материала. Становится понятным и широкое распространение рудных свинцов со значениями μ_0 , также свидетельствующими о том, что источниками их в значительной мере послужили породы основного состава. Вместе с тем наличие четко выраженных зон с увеличением радиогенности свинцов к югу, увеличение концентраций рубидия и других литофильных элементов в гранитоидах от древних к молодым указывает на вовлечение в процесс переработки и сиалитизированного материала. Случаи, когда разновозрастные образования имеют близкий изотопный состав свинца, также объясняются моделью вовлечения в процесс переработки пород, обогащенных фермическим материалом.

Изменение первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ свидетельствует все же о нарастании сиалитизации коры складчатых областей (см. рис. 6). В соответствии с этим происходил рост интенсивности и экстенсивности главным образом редкометального оруденения, связываемого с гранитоидным магматизмом, и затухание сидерофильных тенденций.

Изотопный состав рудного свинца. Впервые анализ простран-

ственного распределения состава свинца различных месторождений провела группа сотрудников ВСЕГЕИ (Н. И. Полевая, С. В. Бузовкин, С. Л. Миркина). По ограниченным на то время и разрозненным данным они пришли к выводу, что большая часть месторождений свинца, располагающихся в Забайкальском выступе древнего активизированного фундамента Сибирской платформы, имеет состав свинца В-типа и древнее возраста оруденения. Состав оказался практически единым для всех месторождений, несмотря на их отчетливую разновозрастность. Это позволило предполагать единый и более древний, чем соответствующее оруденение, источник свинца. Свинцы же, участвовавшие в палеозойском и мезозойском рудогенезе, прошли сходные со свинцами Холоднинского месторождения пути эволюции.

Будучи первично-древними, они были несколько омоложены в позднем протерозое и раннем мезозое в результате обогащения радиогенными изотопами. Поздние геологические процессы не влияли на состав свинца, поскольку не нашли отражения в соотношениях различных изотопов. В геотектонических структурах Забайкалья эти исследователи выделили семь мегаблоков с близким составом рудного свинца, не зависящим от возраста [155], и разделенных, по их мнению, глубинными разломами. Для различных мегаблоков зафиксирована дискретность, скачкообразность его эволюции. Отмечается, что мощные процессы гранитообразования, связанные с этапами тектономагматической активизации, не вызывают повторной гомогенизации свинца, он сохраняет состав «доактивизационного» периода, а модельный возраст его древнее радиологического. Н. И. Полевая и соавторы [155] предположили, что изотопные характеристики свинца в Забайкалье определяются не столько временем рудообразования и геохимическими особенностями тех или иных геологических формаций, сколько всей историей тектонического развития, предшествующей рудогенезу. В отличие от сказанного, свинцово-изотопные провинции Енисейского кряжа, по [42], пространственно совмещаются с площадями распространения определенных разновозрастных геологических структур.

К настоящему времени изотопные исследования проведены более чем на 200 месторождениях, рудопроявлениях и минерализованных точках различного возраста и формационной принадлежности. Наибольший объем их приходится на рудные районы Енисейского кряжа, Западного и Восточного Забайкалья, Северного Прибайкалья. Менее детально изучены области Витимской горной страны и Восточного Саяна. Специализированные работы по свинцово-изотопной характеристике проводила большая группа исследователей [21, 23, 24, 40, 42, 74, 83, 109, 153, 155, 161, 205, 213, 256]. Их данные, а также результаты наших работ легли в основу предлагаемого обобщения.

Известно свыше 720 определений (сюда не включены спектральные анализы ЗаБНИИ), из них на долю спектрального метода приходится 230. Кроме того, точность анализа значительной части

проб недостаточна. Обе эти группы весьма неоднородны по своим значениям и непригодны для сколько-нибудь корректного исследования [82]. Несмотря на это, с разной степенью достоверности могут быть описаны практически все известные генетические, минеральные и возрастные группы рудных месторождений. Интерпретация результатов анализов и методика использования их для целей геохимических исследований проведены согласно [71, 72, 82, 89, 93, 180, 181, 193, 199, 233, 234, 241, 243—246, 254, 255, 260—262, 264]. Наиболее важные с точки зрения поисковой геохимии данные приводятся ниже.

Начиная с рифея в регионе не известно сколько-нибудь существенного количества рудных свинцов, строго согласующихся с моделью их одностадийной эволюции¹. Кроме преобладающих обыкновенных свинцов, лежащих в целом вдоль кривых нарастания с различными значениями μ , в источниках отмечается существенная часть свинцов В- и J-типов. Это хорошо согласуется с данными [93], свидетельствующими о том, что лишь в начальные этапы свинцы пород докембрийских щитов развивались в гомогенной (в отношении урана и свинца) геохимической среде, и только около 2 млрд. лет наблюдаются различия в изотопной эволюции свинцов. Для рассматриваемого региона рудные концентрации со свинцами древнее 2 млрд. лет пока не обнаружены, а значения изотопных отношений наиболее древних из них, выявленные в Гарганской глыбе в Восточном Саяне, уже существенно отклоняются от кривой одностадийного развития.

Основное число анализов относится к полю, ограниченному кривыми, которые, согласно модели плюмботектоники [71, 246], отражают развитие в орогене, в мантии, верхней и нижней коре (рис. 7). Разновозрастные этапы на графиках отношений изотопного состава свинцов достаточно четко группируются в автономные поля, отражающие, по нашему мнению, кроме возраста также и степень количественного соотношения источников различной генетической природы. В подавляющей части проб содержание ^{207}Pb понижено в сравнении со средним, обычным для верхней коры и орогенных областей. Свинцы золоторудных, золотосодержащих шеелитовых месторождений докембрийских этапов почти во всех случаях обогащены, а докембрийских колчеданно-полиметаллических и большой группы посленижнепалеозойских молибденовых, вольфрамовых, оловянных и свинцово-цинковых месторождений обеднены торогенным изотопом по сравнению со средним в земной коре, концентрируясь в поля соответственно выше и ниже кривой эволюции среднего состава корового свинца. В отличие от них свинцы колчеданно-полиметаллических, свинцово-цинковых и железорудных

¹ Кривые одностадийной эволюции свинца на графиках изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составлены по данным Б. Доу и Дж. Стейси. При расчетах использовались следующие параметры: по $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ $T=4,43$ млрд. лет, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}=9,58$; по $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ $T=4,57$ млрд. лет, $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}=36,5$; изотопный состав первозданного свинца — по Тацумото.

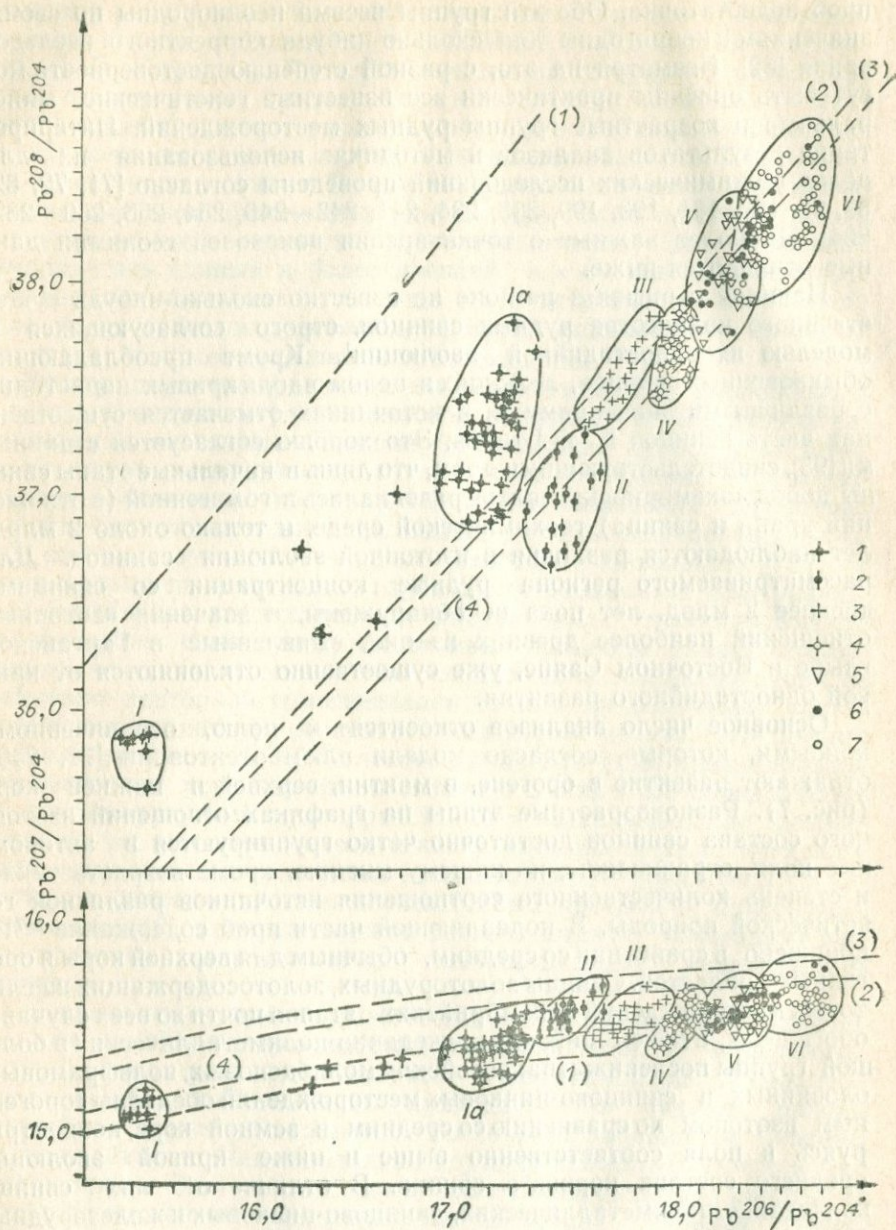


Рис. 7. Отношения изотопного состава рудных свинцов месторождений складчатых областей юга Сибирской платформы в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ — $^{208}Pb/^{204}Pb$.

1—7 — фигуративные точки составов свинца из месторождений: 1 — золоторудных, 2, 3 — докембрийских (2) и каледонских (3) колчеданно-полиметаллических, свинцово-цинковых, 4 — молибденовых, вольфрамовых, 5 — герцинических редкометаллических, оловянных, 6 — последние палеозойских золоторудных, 7 — свинцово-цинковых. Линии эволюции свинца в нижней коре (1), орогене (2), верхней коре (3), мантии (4).

месторождений среди карбонатных и вулканогенно-осадочных толщ нижнего палеозоя концентрируются весьма близко к этой кривой.

Значения μ_0 варьируют в основном от 8,6 до 9,4. Большая часть точек расположена в области ниже 9,0, что может быть следствием широкого распространения основных пород в источнике. В связи с этим заслуживает внимания тот факт, что многие гранитоидные комплексы, и в том числе рудоносные, имеют низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, также свидетельствующие о возможной их генерации в участках с высокой долей основных пород.

Выделяется восемь полей группировки свинцов (см. рис. 7).

Поля I и Ia с наиболее примитивным изотопным составом представляют золоторудные месторождения и рудопроявления глыбовых выходов фундамента и областей байкальской складчатости. Фигуративные точки их составов в основном сконцентрированы в участке, ограниченном линиями развития мантийного и нижнекорового свинца.

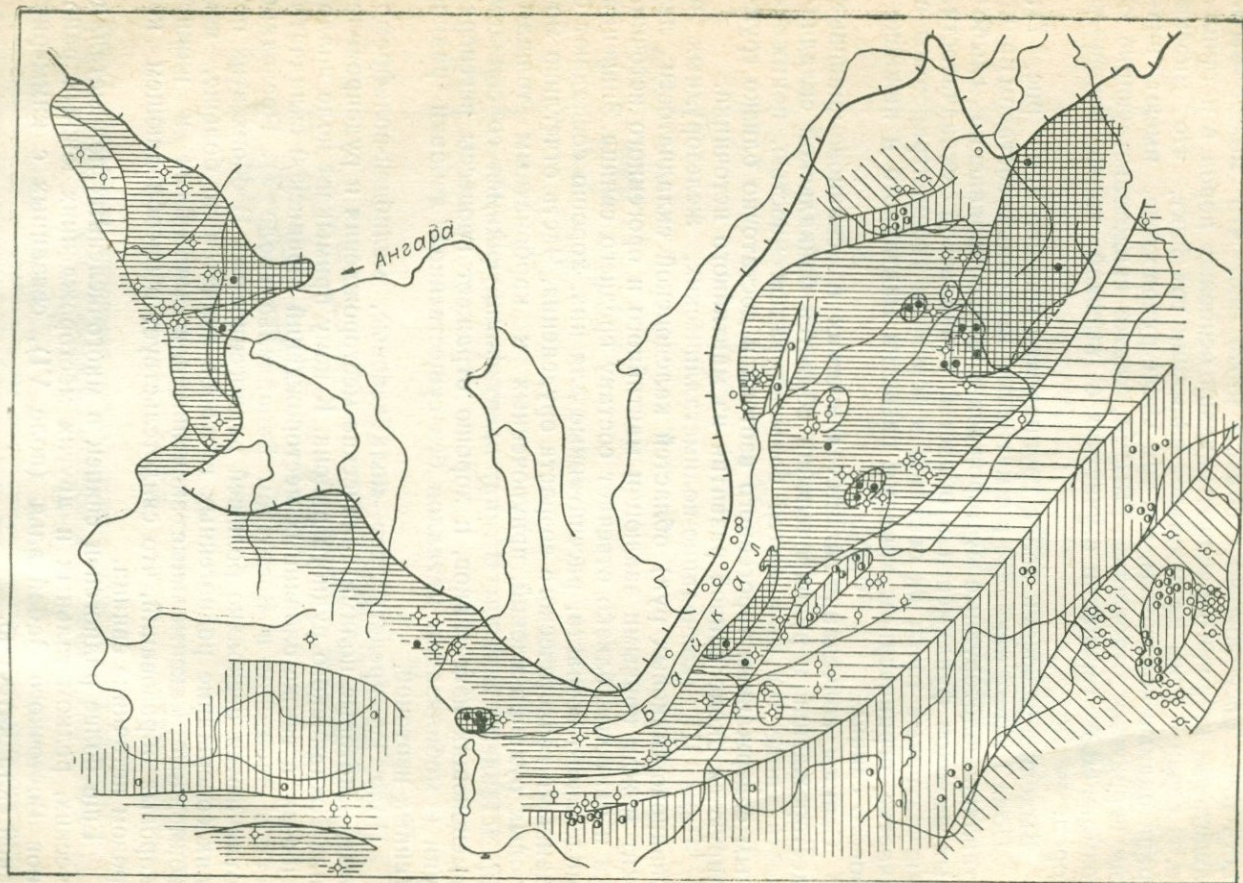
Свинцы колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений и рудопоявлений областей байкальской складчатости (поле II) отличаются большей радиогенностью, пониженным содержанием торогенного изотопа и достаточно близко группируются около кривой развития из мантийного источника.

Поле III (колчеданно-полиметаллических, железорудных и свинцово-цинковых руд) областей каледонской складчатости лежит между кривыми эволюции мантийного и орогенного источника и наиболее близко отвечает составу среднего свинца. Значения модельного возраста, рассчитанные для них, хорошо совпадают с данными геологического возраста оруденения. Часть отчетливо молодых рудопоявлений, приуроченных к карбонатным толщам, представлена свинцом В-типа, идентифицирующимся со свинцом вмещающих известняков, и хорошо отражает процессы регенерации и мобилизации металлов без существенной добавки радиогенных изотопов.

Поле IV представляет молибденовые, молибден-вольфрамовые, некоторые полиметаллические месторождения и рудопоявления Джидинского рудного района. К нему примыкает поле аналогичных, а также оловянных месторождений герцинской складчатости в Западном и Восточном Забайкалье (поле V). Последние отличаются несколько большей радиогенностью. В обоих этих полях содержание радиогенных изотопов значительно больше, чем возможные максимальные значения для мантийных и нижнекоровых образований, что свидетельствует о преобладающем коровом источнике свинца.

Еще более радиогенен свинец в многочисленных полиметаллических, редкометалльных и других месторождениях южных районов Восточного Забайкалья (поле VI), связанных с киммерийской складчатостью.

Крайне неоднороден состав и наиболее высока концентрация



← Ангара

- 1 [diagonal hatching]
- 2 [vertical hatching]
- 3 [horizontal hatching with diamond]
- 4 [horizontal hatching with diamond]
- 5 [grid pattern with dot]
- 6 [rectangle with dot]
- 7 [rectangle with line]

радиогенных изотопов в полиметаллических проявлениях, расположенных в зоне сочленения складчатого обрамления с Сибирской платформой (поле VIII). Как показывает анализ [21, 213], они являются яркими представителями аномальных свинцов J-типа со значениями отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, превышающими обычно 19—20. Такое обогащение радиогенными изотопами рассматривается как указание на неглубокий, верхнекоровый источник элемента, вынесенного из подстилающих толщ, как это имеет место для месторождений типа долины Миссисипи [220]. Изотопно тяжелый состав сульфидной серы некоторых изученных месторождений подтверждает вероятность этой гипотезы.

Перечисленные группы характеризуют определенные периоды становления металлогенического облика региона. Весьма интересным представляется значительный временной перерыв в докембрийском этапе, говорящий о существовании относительно спокойного периода развития или, по крайней мере, об отсутствии процессов, приводящих к формированию рудных объектов. Длительность его оценивается в 400—500 млн. лет.

В складчатом обрамлении выделяется несколько зон с близкими значениями изотопных отношений, несущих вполне определенную металлогеническую нагрузку (рис. 8). При этом степень радиогенности свинца увеличивается в направлении на юг и юго-восток, ооконтуривая площади, последовательно причленявшиеся к южному обрамлению Сибирской платформы.

Хотя в целом изотопные исследования и подтверждают намеченный геологическими данными общий ход развития региона, имеются некоторые весьма существенные отклонения, требующие объяснения. В частности, в бурятской части Забайкалья среди рудных свинцов палеозоя (за некоторым исключением) не выделяются крупные поля средне-верхнепалеозойских образований, имеющих, по мнению ряда исследователей [53], широкое распространение. Это должно свидетельствовать либо о незначительных масштабах переработки субстрата в этот период, либо о слабом развитии рудных процессов.

В Джиде-Витимском междуречье не выявлены свинцы, идентифицирующиеся с мезозойскими. В Джидинском рудном районе они близки к свинцам из областей герцинской складчатости. Отсюда возникает проблема достоверности оценки возраста молибденовых и вольфрамовых месторождений и рудопроявлений, а также возраста и площади распространения тектономагматических процессов, определивших металлогеническую специализацию региона.

Необычной представляется низкая радиогенность свинца фторредкометалльных и кварц-шеелитовых месторождений. Первые ложатся в область свинцов палеозойских месторождений, а вто-

Рис. 8. Распределение изотопного состава рудных свинцов в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы.

1—5 — области распространения свинцов с изотопными отношениями ^{206}Pb к ^{204}Pb : 1 — 18,4—18,7, 2 — 18,0—18,4, 3 — 17,6—18,0, 4 — 17,0—17,6, 5 — менее 17,0; 6 — зоны распространения свинцов J-типа; 7 — граница Сибирской платформы.

рые — рифейских, хотя по геологическим данным возраст оруденения определяется как более молодой. Одной из возможных моделей, объясняющих эти факты, является модель экстракции элемента из толщ с низким уран-свинцовым отношением. Вероятно, в процессе рудообразования при извлечении свинца из этих пород существенного «пая» радиогенных изотопов не поставлялось, и они сохранили в целом примитивный состав, близкий к составу вмещающих толщ, представляя собой свинцы В-типа. Тем не менее более древний возраст этих месторождений требует опровержения.

Изотопный состав сульфидной серы. В складчатой области и южной части Сибирской платформы изотопный состав серы определен в 230 точках (более 1200 анализов, в основном оригинальных), представляющих различные геологические образования. Интерпретация этих данных проведена исходя из результатов исследований [38, 39, 59, 163, 242, 249, 251, 253, 257, 259, 263, 265, 266].

Как и следовало ожидать, изотопный состав серы осадочных отложений Сибирской платформы, содержащих карбонатные, соленосные, ангидрито- и гипсоносные толщи, утяжелен относительно метеоритной более чем на 20‰ и в среднем приближается к значениям, характерным для кембрийских морских осадков при вариациях $\delta^{34}\text{S}$ от +16 до +44 ‰ [151].

Неожиданным оказался изотопный состав сульфидов железорудных месторождений, связываемых с трапповым вулканизмом. Величина $\delta^{34}\text{S}$ пиритов, сопровождающих магнетитовые руды, скарны и зоны околорудно-измененных пород, колеблется от +10,5 до +29,9‰ [36]. Близкие значения получены для ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы [142]. Эти данные однозначно свидетельствуют о том, что при формировании месторождений вовлекалась сера корового происхождения, источником которой послужили сульфаты мощных осадочных толщ кембрийского солеродного бассейна.

В качестве наиболее приемлемой модели может быть принят процесс сульфатредукции, приближающийся к условиям так называемого ограниченного запаса сульфатов [142], восстановление которых приводило к образованию H_2S , обогащенного ^{34}S . Не менее вероятно прямое восстановление сульфатной серы расплавом основного состава с получением изотопно тяжелой сульфидной серы, которое воспроизведено экспериментально [58]. Пространственное совмещение участков распространения соленосных отложений и магматических тел основного состава было, вероятно, фактором, обеспечившим возможность формирования промышленных концентраций железа.

Месторождения железа в кристаллическом основании на Алданском щите имеют значения, близкие к метеоритному уровню [227] (см. рис. 12). Этот случай подтверждает тезис о наличии в рудах древнейших образований недифференцированной серы [211].

Сульфидная минерализация на площади складчатого обрамления отличается весьма высокой неоднородностью и в целом суще-

ственным утяжелением изотопного состава серы. Такие характеристики имеет большая часть эндогенных месторождений, связываемых с интрузивными и вулканическими породами различного возраста. Величина $\delta^{34}\text{S}$ их колеблется в основном от +2 до +20‰ (железорудные, свинцово-цинковые, колчеданно-полиметаллические, некоторые формационные типы молибденовых, вольфрамовых и золоторудных месторождений). Прямая или опосредованная связь оруденения с магматизмом, метаморфическими процессами, вовлекшими в сферу своего влияния коровые образования, обусловила, с одной стороны, утяжеление серы, с другой — ее гетерогенность (рис. 9, 10).

Наиболее тяжелая и гетерогенная сера — в месторождениях, приуроченных к областям, развивавшимся в геосинклинальном ре-

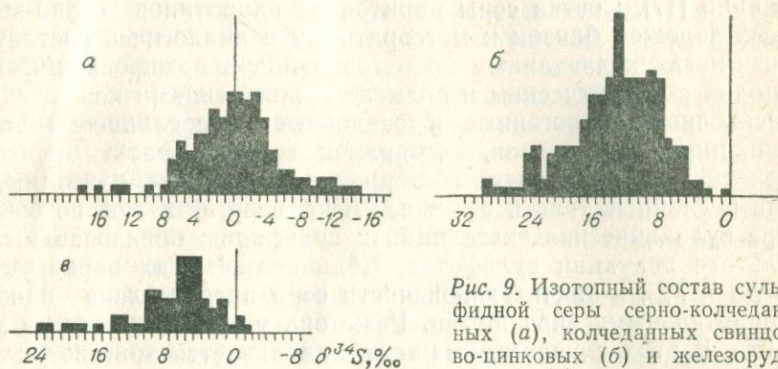


Рис. 9. Изотопный состав сульфидной серы серно-колчеданных (а), колчеданных свинцово-цинковых (б) и железорудных (в) месторождений.

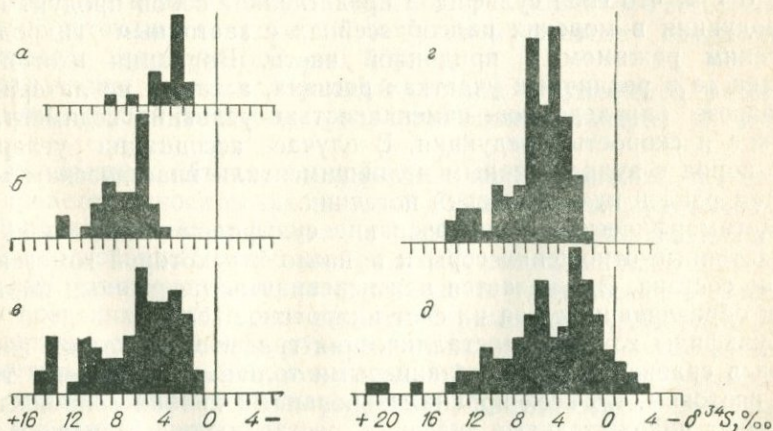


Рис. 10. Изотопный состав сульфидной серы вольфрамовых месторождений орогенного этапа (а), золоторудных, ассоциирующих с черносланцевыми толщами (б), флюорит-фенакит-бертрандитовых (в), молибденовых орогенных этапов (г) и свинцово-цинковых (д) месторождений.

жине, с карбонатными и вулканогенно-терригенно-карбонатными разрезами осадочных толщ (месторождения железных и колчеданно-полиметаллических руд рифея и нижнего палеозоя). Лишь на скарновых железорудных месторождениях сера относительно гомогенна и в среднем в два раза легче, чем в колчеданно-полиметаллических и железорудных водно-силикатных, осадочных и вулканогенно-осадочных (см. рис. 9). Изотопные величины определенно свидетельствуют о весьма высокой степени контаминации коровым материалом.

Иная изотопная характеристика у сульфидной минерализации в Джидинском синклинории, представляющем собой фрагмент эвгеосинклинальной зоны. Здесь в разрезе нижнепалеозойского геосинклинального комплекса широко распространены серии недифференцированных основных вулканитов спилит-диабазовой формации [17]. Состав серы пиритов и пирротинов серно-колчеданных залежей близок к метеоритному и аналогичен составу серы из многих колчеданных месторождений, сформировавшихся на площадях с океаническим и промежуточным типами коры.

Осадочно-вулканогенные и осадочные черносланцевые толщи геосинклинальных этапов, содержащие рассеянную первично-сингенетичную пиритовую и пирротиновую минерализацию, а также послойные тела и залежи, имеют серу, близкую по составу к сере вулканических эксгаляций и сульфидов, образовавшихся в результате редукции сульфатов. Величина $\delta^{34}\text{S}$ их варьирует от -10 до $+7\%$, в значительной части сера представлена пробами с отрицательными значениями. Реже она утяжелена более чем на $7-10\%$. В этих случаях обычно устанавливается эпигенетический характер минерализации. Изотопные данные и анализ геологических условий накопления углеродистых толщ свидетельствуют о том, что сера сульфидов представляет собой продукт сульфатредукции в морских палеобассейнах с застойным гидродинамическим режимом в придонной части. Вариации изотопного состава ее в различных участках региона, а также по латерали и в разрезе определялись изменчивостью условий седиментации осадков и скоростью редукции. В случае ассоциации углеродистых пород с вулканогенным излившимся или кластическим материалом реален вулканический источник.

Метаморфическое преобразование сульфидов мало повлияло на изотопные отношения серы и привело к некоторой гомогенизации ее состава. Это касается как перекристаллизованных пиритов, так и образовавшихся за их счет пирротинов [178].

Сульфиды железа кристаллических графитсодержащих известняков в сравнении с черносланцевыми толщами обогащены тяжелым изотопом. Во всех проанализированных пробах величины $\delta^{34}\text{S}$ их имеют положительные значения, составляющие в среднем около 6% .

Углеродистые породы с сингенетичной сульфидной минерализацией и существенно серно-колчеданные тела, распространенные как на площади колчеданных свинцово-цинковых месторождений,

так и за их пределами, также значимо отличаются от сульфидов продуктивных ассоциаций изотопным составом. Сера их сульфидов обогащена легким изотопом, или состав ее варьирует в области, близкой к метеоритному уровню [27, 142, 174, 178], а эти же минералы из кварц-пиритовых и колчеданно-полиметаллических руд обогащены ^{34}S , будучи одновременно высокогетерогенными.

Подобное различие сульфидов углеродистых пород и продуктивных ассоциаций отмечено и в других колчеданосных провинциях [224]. В связи с этим вывод о разновозрастности полиметаллической и серно-колчеданной минерализации, справедливый для других регионов [224], реален и в рассматриваемых случаях.

Аналогичная картина получена и для золотой минерализации, приуроченной к углеродистым породам. По [80] и нашим данным (бассейн р. Няндоя), сера сульфидов из продуктивных прожилков и жил утяжелена на 6—12‰ и значимо отличается от серы пиритов из рассеянной и послонной сульфидной минерализации вмещающих черносланцевых толщ.

Оруденение формации медистых песчаников, распространенное в докембрийских существенно терригенных метаморфизованных толщах Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны, Олекмо-Витимской горной страны (Удоканское, Бурпала), как и во многих других регионах [252], обогащено легким изотопом [197, 224], что рассматривается в большинстве случаев как результат бактериальной генерации H_2S .

В месторождениях областей орогенного развития (молибденовые, вольфрамовые, свинцово-цинковые, медные, редкометалльные), тесно ассоциирующих с гранитоидным магматизмом, сера более гомогенна, утяжелена на 4—8‰ и варьирует от +1 до +15‰. Они характеризуют метаморфогенный цикл эволюции серы, имеющей в значительной своей массе первично-гетерогенный коровый источник, но нередко в разной степени содержащей ювенильную присадку (см. рис. 10).

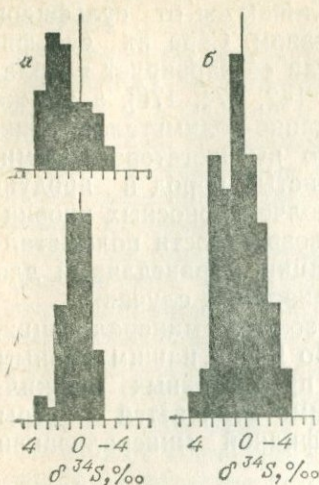
Аналогичны пределы вариаций состава у сульфидов метаморфических пород (гнейсов, кристаллических сланцев) и пегматитов.

В конкретных объектах сульфидная сера в большинстве случаев отличается относительно высокой гомогенностью, указывающей на однородность ее источника в момент минералообразования. Значения изотопных отношений в парах сосуществующих минералов свидетельствуют нередко о изотопных равновесиях в растворах и позволяют проводить расчеты параметров рудообразования.

Изотопно специфичны объекты, расположенные вдоль линейно вытянутых структур. Это зоны большой протяженности, трассируемые телами базитов и ультрабазитов, дайковыми и линейными физическими полями.

Ориентировка их нередко дискордантна к общему направлению геологических структур и контролируется тектоническими нарушениями глубокого заложения, краевыми частями глыбовых выходов фундамента. Кроме сульфидных медно-никелевых и ред-

Рис. 11. Изотопный состав сульфидной серы молибден-вольфрамовых (а), молибденовых областей тектономагматической активизации (б) и сульфидных медно-никелевых (в) месторождений. Данные по медно-никелевым месторождениям — по [61].



кометалльных месторождений, связанных с базит-ультрабазитовыми и ультраосновными щелочными комплексами пород (рис. 11, 12), выделяется еще четыре группы эндогенных образований, характеризующихся высокой гомогенностью серы и близостью ее к метеоритному уровню [177].

Во-первых, это месторождения золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Значительное количество золоторудных объектов докембрия и палеозоя пространственно сопряжено с зонами размещения базит-ультрабазитовых комплексов и площадями распространения зеленокаменно-измененных вулканитов основного состава. Природу этой связи можно объяснить по крайней мере двумя равновероятными способами. По одному из них, оруденение представляет собой продукт дифференциации магматического очага и отщепления от него рудоносных растворов, реализовавших рудный потенциал. Второй вариант, также имеющий реальное подтверждение на природных объектах, таков: оруденение связано с метаморфическим преобразованием основных и

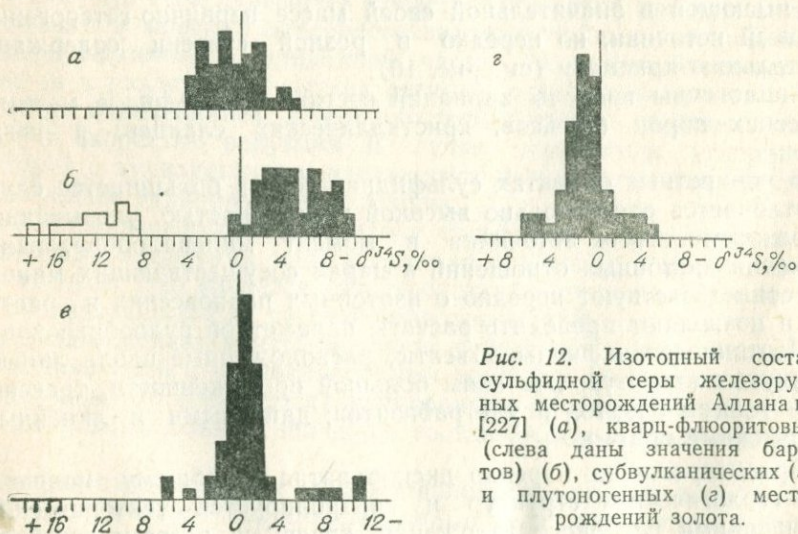


Рис. 12. Изотопный состав сульфидной серы железорудных месторождений Алдана по [227] (а), кварц-флюоритовых (слева даны значения баритов) (б), субвулканических (в) и плутоногенных (г) месторождений золота.

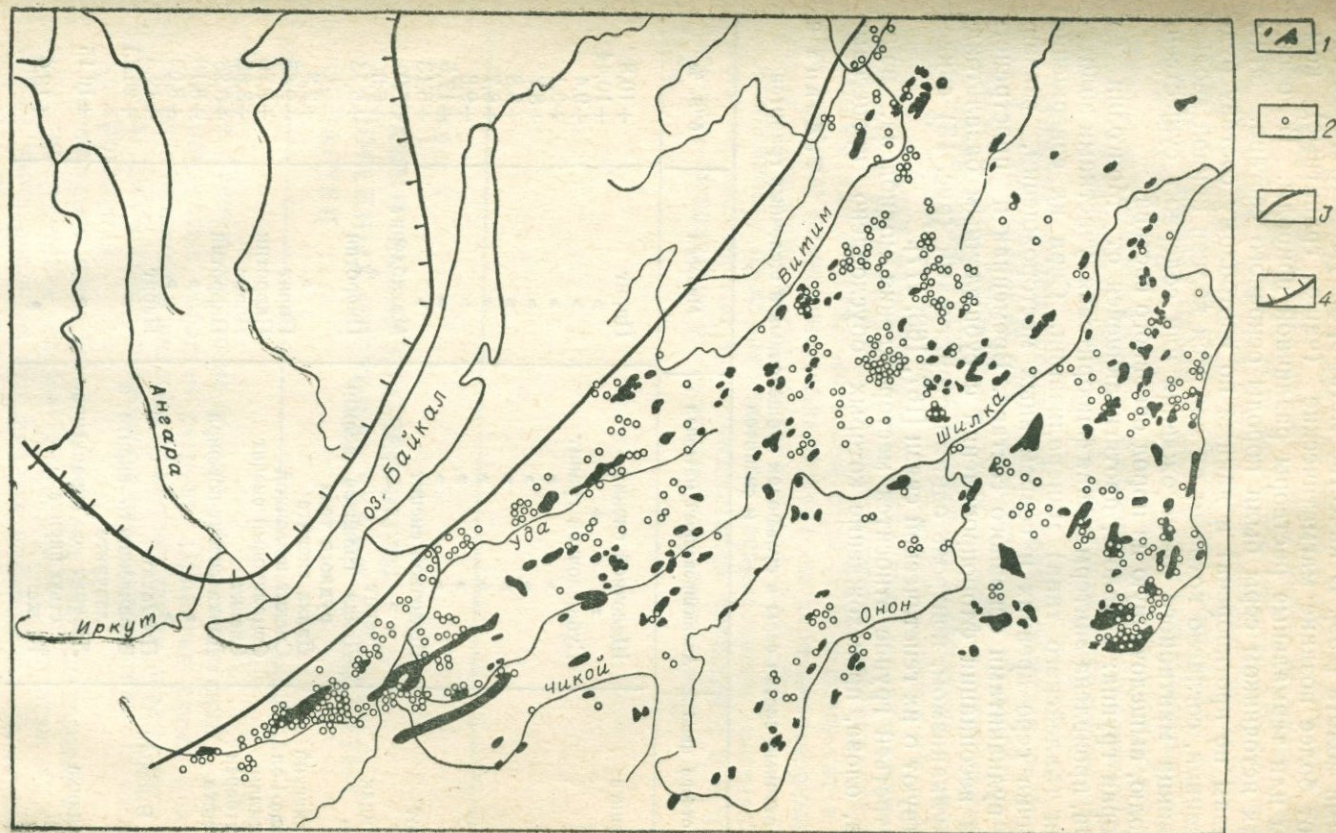


Рис. 13. Соотношение базальтоидного вулканизма и эпитеpмальной флюоритовой минерализации в Забайкалье.
 1 — поля распространения базальтоидов; 2 — участки эпитеpмальной флюоритовой минерализации; 3, 4 — границы распространения флюоритовой минерализации (3) и осадочного чехла Сибирской платформы (4).

ультраосновных пород, отличающихся, как известно, высокими кларками золота [239]. В качестве метаморфизирующего агента выступают более поздние магматические (чаще гранитные) комплексы или термальные растворы различной природы. В обоих случаях источником серы были породы основного состава. Этим гипотезам не противоречат и данные по изотопному составу рудного свинца, согласно которым он ложится вблизи кривой эволюции свинца мантийного происхождения или содержит существенную долю, выщелоченную из пород основного состава.

Вторая группа: в полосе, протягивающейся от Монголии до Алдана, проявлена эпитермальная флюоритовая, участками золото-рудная (балейского типа) минерализация. Сера их совершенно идентична сере древних и современных месторождений, связанных с вулканитами основного состава. Временная и пространственная ассоциация фторопроявлений с субщелочным базальтоидным вулканизмом, контроль одними структурами (рис. 13) свидетельствуют о их генетической связи [167, 168, 177].

К третьей группе относятся месторождения молибдена, вольфрама, олова, происхождение которых обусловлено процессами

Таблица 2

Изотопный состав серы в сульфиды субщелочных и щелочных гранитов и сиенитов

Место отбора проб	Анализируемый материал	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Р. Кижинга	Щелочной сиенит	Пирит	+10,8
	» »	»	+10,44
	Субщелочной гранит	»	+9,4
	» »	»	+9,1
	» »	»	+8,7
	» »	»	+8,8
	» »	»	+8,7
	» »	»	+9,3
Уч. Орот	Щелочной сиенит	»	+17,5
	» »	Молибденит	+6,13
Р. Амандак	Сиенит	»	+7,0
Р. Илеэ	Дайка гранитов вблизи рудного тела	Пирротин	+6,0
Уч. Уткинский	Дайка сиенита	»	+6,75
Уч. Хуша-Гол	Сиенит щелочной	Пирит	+2,3
Уч. Кигалам	Содалитовый сиенит	Пирротин	+9,85
Р. Амутберен	Сиенит	Пирит	+7,95
Уч. Билюта	Дайка сиенит-порфира	Пирротин	+3,85
	» »	»	+6,25
	» »	»	+8,18
Р. Мал. Быстрая	Пегматит	Пирит	+8,03
	Вкрапленность пирита в лазурите	»	+19,8
	Лазурит с вкрапленностью пирита	»	+26,25
Р. Слюдянка	То же	»	+16,15
	То же	»	+18,9

интенсивной дегазации по зонам глубинных разломов. Руды их содержат высокие концентрации фтора и серы, хотя известны случаи, когда установлена только сера (данные по хлору отсутствуют). Аномальные поля этих элементов нередко достигают площади в несколько десятков квадратных километров. Температурный режим и обилие летучих компонентов обеспечили в отдельных участках выплавку малых интрузий гранитов повышенной щелочности и кремнекислотности [168]. Гомогенность серы, близость состава к метеоритному уровню и общегеологическая позиция месторождений свидетельствуют о ее вероятном подкоровом источнике [168].

Четвертая группа представлена серой сульфидов редкоземельных и редкометалльных руд, ассоциирующих со щелочными комплексами пород, сформировавшихся в этапы тектономагматической активизации, также незначительно отклоняется от метеоритной. В отличие от них молибденовая, редкометалльная и редкоземельная минерализация, связанные с субщелочными и щелочными гранитоидами, характеризуются гетерогенным и утяжеленным (до 8—17‰) составом серы [175] и содержат в основном коровую компоненту. Аналогична им сера аксессуарных сульфидов рудоносных магматических пород (табл. 2).

Особенности пространственного распределения состава серы видны на рис. 14, где четко выделяются площади с существенно коровым, смешанным и существенно ювенильным источниками серы.

Глава 3

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Ниже будет рассмотрена большая часть эндогенных месторождений складчатых областей региона. Принятая схема классификации их обусловлена реально существующими различиями геохимических особенностей, позволяющими диагностировать аномалии и рудопроявления.

При описании вещественного состава руд использованы материалы геологических служб Министерства геологии СССР, но большая часть анализов сульфидных минералов и изотопного состава серы их являются оригинальными.

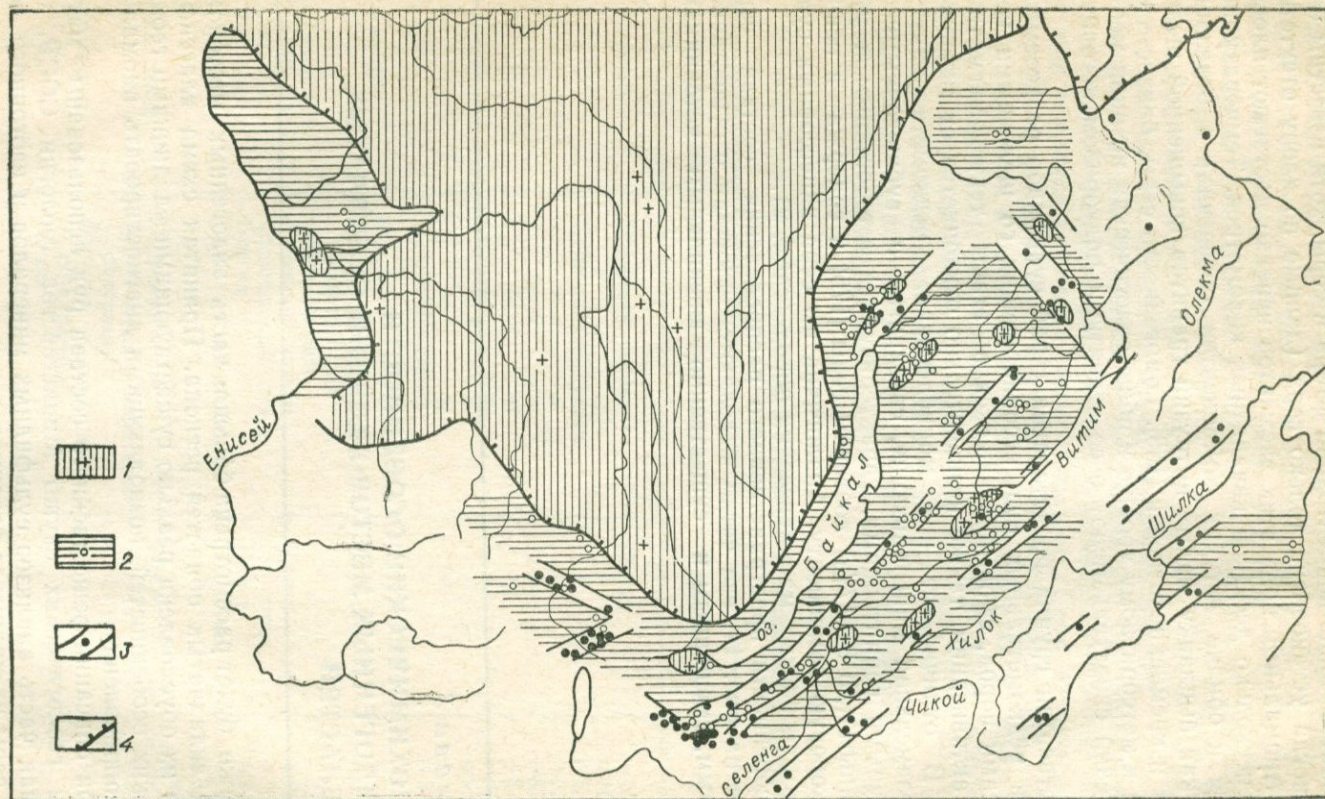


Рис. 14. Распределение изотопного состава сульфидной серы в складчатом обрамлении Сибирской платформы.
 1—3 — значения $\delta^{34}\text{S}$, ‰ более 10 (1), 3—10 (2), $-3 \pm +3$ (3); 4 — граница осадочного чехла Сибирской платформы.

КОЛЧЕДАННЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Выделяются рифейские и позднекаледонские колчеданные свинцово-цинковые месторождения. Первые из них локализованы в метаморфических толщах байкальской складчатости, в полосе, примыкающей к области сочленения с Сибирской платформой (Енисейский кряж, Северо-Байкальское нагорье), вторые известны в Западном Забайкалье на территории Витимского нагорья. Обе группы месторождений геохимически специфичны, в связи с чем мы рассматриваем их отдельно.

Каледонские месторождения распространены в Еравнинском рудном узле (Озерное, Ульдзутуйское, Гундуй, Звездное). Они приурочены к толщам пород, сложенных пачками переслаивающихся туфов, туффигов, известняков, известняковых брекчий, субпластовыми и секущими телами липаритовых, риолит-дацитовых порфириров, диабазовых и андезитовых порфиритов. Рудные тела пласто- и линзообразной формы, в основном согласные со слоистостью вмещающих пород, сложены мелко- и тонкозернистыми агрегатами пирита, сфалерита, галенита с подчиненными или аксессуарными количествами арсенопирита, халькопирита, пирротина и некоторых других минералов. Выделяются руды колчеданные (пиритовые) и колчеданно-свинцово-цинковые, на отдельных участках обнаружены повышенные концентрации сидерита и магнетита (Озерное). Пластовые руды сопровождаются чехлом кварцевых, кварц-карбонатных и баритовых прожилков с пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом.

Во вмещающих породах распространены пиритизация, баритизация, окварцевание, карбонатизация.

Детальную характеристику геологического строения и вещественного состава главным образом Озерного месторождения можно найти в работах [4, 64, 65, 111].

В рудах кроме свинца, цинка, кадмия содержатся барий (1—2%), мышьяк (0,0п%), медь (0,0п%), марганец (до 2%), серебро, таллий, не характерны селен, теллур, золото, галлий, олово, кобальт. Отношения содержаний цинк—свинец колеблются в среднем от 4 до 6. На глубоких горизонтах эта величина возрастает (8—12), на более высоких уровнях уменьшается (3—4). Отношения цинк—медь, свинец—медь составляют соответственно более 100 и 15—100.

Основным носителем таллия служат сульфидные минералы и лишь в незначительной части — силикатные, в то время как источником марганца являются карбонаты железа (сидерит, сидероплезит и др.).

Высокие концентрации бария приурочены к околорудным пространствам [172, 231] и не совпадают с эпицентрами колчеданного свинцово-цинкового оруденения. Уровень содержаний его на верхних горизонтах по меньшей мере на порядок больше, чем на нижних (соответственно проценты и десятые доли). Ульдзутуйское

месторождение обеднено барием, оно имеет повышенное цинк-свинцовое отношение в рудах, что, согласно известным в литературе данным, свидетельствует о его более глубоком срезе.

Известны участки существенно баритового оруденения, занимающие секущее положение относительно стратифицированных пород и колчеданных свинцово-цинковых залежей. Достаточно крупные концентрации их обнаружены на Гундуйском и Туркульском рудопроявлениях, где баритовые залежи имеют промышленные параметры, но детально не изучены.

На месторождениях развиты контрастные и многоэлементные первичные ореолы [172, 231]. Площадь их, в проекции на дневную поверхность на Озерном месторождении, превышает 1—2 км², на Ульдзутуйском — не менее 0,5 км². Наиболее широкие ореолы образуют сера, барий, цинк. В общем аномальном поле по интенсивности содержаний элементов трассируются рудные тела и зоны рассеянной минерализации. В составе их присутствуют цинк, свинец, барий, медь, серебро, таллий, мышьяк, иногда германий. Не образуют повышенных концентраций бор, редкие щелочи, никель, кобальт, молибден, вольфрам, цирконий, фосфор, хотя иногда отмечаются участки и отдельные аномальные точки некоторых из них.

Положительные аномалии сопряжены с участками выщелачивания ванадия, титана, кремния. Особенно контрастны они в подрудных сечениях. Здесь же резко уменьшаются размеры и продуктивность ореолов цинка, серебра, мышьяка, таллия и особенно бария, заметно возрастает величина Zn/Pb отношения (от 4:1 до 8:1).

Общая ширина ореолов нередко превышает первые десятки метров, а по простиранию и падению аномальные концентрации прослеживаются на сотни метров. Отчетливо наблюдается зональное распределение элементов. В тыловой зоне локализованы кадмий и таллий, на расстоянии до десятков метров (редко более 100 м) фиксируются серебро, цинк, свинец и медь, еще более широкие поля у бария и серы.

Отношения содержаний элементов в ореолах составляют для пар цинк — свинец 0,5—10 (86%), цинк — медь 10—50 и более (74%), свинец — медь 5—50 (59%).

Барий наиболее интенсивно проявлен в верхнерудных и надрудных частях месторождений. Суммарная мощность ореолов здесь до 200—300 м, а протяженность — более 600 м. В приконтактовых частях рудных залежей на расстоянии 10—20 м и в зонах их выклинивания содержание бария достигает нескольких процентов. Корневые части сопровождаются мало контрастными аномалиями этого элемента.

Коэффициенты корреляции и корреляционные отношения между содержаниями элементов нестабильны, что связано с неравномерностью распределения минеральных ассоциаций. Нередко сечения ореолов одинаковых уровней среза отличаются знаком и силой корреляционных связей между элементами [18]. У ореолов

рудных тел, имеющих близкие параметры, но залегающих в различных по составу вмещающих породах (в туфах, туффитах, известняках, сидеритах), обычно несопоставимые характеристики. Реальные корреляционные связи обеспеченной надежности существуют в парах цинк—свинец (0,83), цинк—таллий (0,67), свинец—таллий (0,86). Связь цинка и свинца с барием не прямой.

Процессы аддитивного метаморфизма, обусловленного массивом гранитов, определили повышенные концентрации калия, рубидия, молибдена, олова, вольфрама.

Таблица 3

Содержание элементов-примесей в сульфидах каледонских колчеданно-полиметаллических месторождений, г/т

Элемент	Сфалерит	Галенит	Пирит	Халькопирит
Cd	$\frac{400-3900}{1500 (72)}$	$\frac{30-200^*}{70 (27)}$	—	$\frac{10-48}{26 (4)}$
In	$\frac{0,6-50,0}{14 (49)}$	<10 (35)*	—	5 (4)
Ge	$\frac{\text{He обн.}-65}{7,2 (26)}$	8 (35)*	—	<5(3)
Sn	$\frac{<0,5-9}{2,7 (22)}$	He обн. (3)	—	6—14(3)
Co	$\frac{2-140}{32 (26)}$	—	$\frac{17-240}{80 (38)}$	45 (4)
Bi	$\frac{\text{He обн.}-17^*}{\text{He обн. (18)}}$	$\frac{\text{He обн.}-20}{10 (3)}$	<10 (45)*	$\frac{1-6}{4,5 (4)}$
Tl	<3 (35)	$\frac{10-200^*}{32 (35)}$	$\frac{5-70}{27 (4)}$	<3 (4)
As	—	—	40(2)	20 (1)
Ni	—	—	$\frac{\text{He обн.}-170}{76(24)}$	—
Te	$\frac{<3-6}{<3 (6)}$	16 (1)	$\frac{<3-16}{5,8 (11)}$	—
Se	4 (2)	20 (1)	$\frac{2,5-12}{6,2 (8)}$	—
Hg	$\frac{0,016-0,6}{0,06 (7)}$	0,2 (2)	$\frac{0,08-0,8}{0,36 (5)}$	0,4 (1)
Ga	$\frac{<0,5-5,8}{2,1 (21)}$	—	—	<0,5 (3)

Примечание. Здесь и далее в таблицах в числителе указаны пределы вариаций величин, или среднее; в знаменателе — среднее и количество анализов. У количественных анализов порог обнаружения составлял для германия, галлия 0,5 г/т; олова, индия — 1 г/т. Звездочкой отмечены полуколичественные спектральные анализы; в скобках указано количество анализов; тире — не опр.

Элементы-примеси в минералах. Минералы отличаются узким спектром элементов, отсутствующих в повышенных количествах (табл. 3). Сфалерит содержит кадмия в среднем в 1,5—2 раза меньше, чем в подобных месторождениях других регионов. Ранняя его генерация более железистая (1,3—5,7%), но с пониженной марганценосностью (менее 0,1%). Устойчивой связи между железом, кадмием и марганцем не установлено. Обнаруживается в целом невысокий уровень концентраций галлия, индия, ртути, германия, олова, таллия, селена и теллура.

Галениты обладают несколько повышенной таллиеносностью при низких концентрациях висмута, олова, теллура, ртути. В халькопирите выявлены в небольших количествах висмут, олово, кадмий. Не характерны для минерала галлий, германий, таллий, ртуть (менее 1÷5 г/т).

Главные примеси в пиритах — кобальт и никель. Значения Co/Ni отношения в них варьируют от 0,6 до 3, обычно около единицы или несколько больше. Характерны для минерала низкие содержания мышьяка, теллура, селена, ртути. В пирите из серноколчеданных тел (непродуктивная ассоциация) отмечается чаще преобладание никеля над кобальтом.

Сидериты Озерного месторождения (по [111] и А. Г. Лопатину) содержат 29—35% железа, 4,5—8,2% окиси кальция, 4% окиси марганца, 5,6—7,6 окиси магния (рис. 15).

Изотопные исследования. Особенность состава серы состоит в широкой вариации изотопных отношений, достигающей 28‰ [174]. Значения $\delta^{34}S$ колеблются от -3,2 до +24,8‰ (табл. 4), а в подавляющем большинстве проанализированных проб сера утяжелена в среднем на 8—20‰. Данные по пиритам свидетельствуют о наличии двух групп. В одну из них входит пирит серноколчеданных залежей с вариацией $\delta^{34}S$ от -3,2 до +7,0‰. Вторая более обогащена тяжелым изотопом ($\delta^{34}S$ их обычно выше 8—10‰) и представляет колчеданно-полиметаллическую ассоциацию (рис. 16). Остальные сульфиды колчеданно-полиметаллических залежей также обогащены тяжелым изотопом, но сера более гомогенна и в среднем несколько легче, чем у пирита продуктивной ассоциации. Близкие к ним значения имеют сфалерит и халькопирит из поздних кварц-сульфидных прожилков.

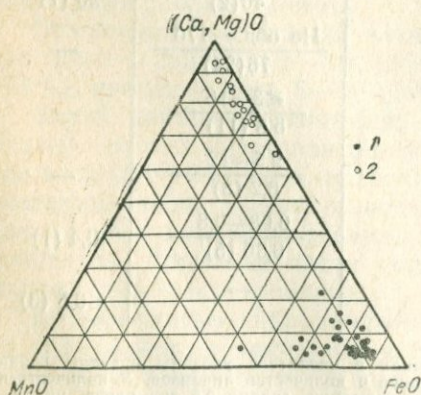


Рис. 15. Состав карбонатов из вмещающих толщ и колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения (по данным [111]).

1 — сидериты; 2 — анкериты и доломиты.

Изотопный состав серы сульфидов колчеданно-полиметаллических месторождений Озерного рудного узла

Материал	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
<i>Озерное</i>					
Колчеданно-полиметаллические руды	Пирит	16	8,7	24,5	16,88
	Сфалерит	10	9,40	24,8	15,58
	Галенит	7	9,38	17,9	13,97
Кварц-карбонатные прожилки	Сфалерит	2	9,49	10,95	10,02
	Галенит	2	7,0	10,35	8,67
Серно-колчеданные руды	Халькопирит	2	10,43	11,35	10,89
	Пирит	7	-2,8	7,0	2,55
<i>Ульдзугуйское</i>					
Колчеданно-полиметаллические руды	Сфалерит	2	13,2	16,9	15,05
	Галенит	1			13,3
<i>Звездное</i>					
Серно-колчеданные руды	Пирит	3	-1,8	-0,45	-1,07
Кварцевый прожилок	Сфалерит	1			8,4
<i>Гундуйское</i>					
Серно-колчеданные руды	Пирит	3	-3,2	+0,45	-0,8
<i>Октябрьский</i>					
Колчеданно-полиметаллическая руда	Пирит	1			27,5
<i>Сосновское</i>					
Серно-колчеданная руда	Пирит	1			4,9
<i>Назаровское</i>					
Серно-колчеданная руда	Пирит	1			3,2

Примечание. Здесь и далее n — количество анализов; при составлении таблицы использованы также данные А. И. Донца, А. Г. Гузман и [224].

Состав серы сосуществующих минералов свидетельствует о неравновесности системы в момент рудоотложения. Лишь в единичных случаях, главным образом в прожилковых рудах, устанавливалось изотопное равновесие для выделяющихся пар минералов. Эти же парагенезисы отличаются и несколько большей обогащенностью ^{32}S .

По Озерному месторождению известно 34 анализа изотопного состава свинца [41, 64, 102], из них 18 спектральных. Свинцы относятся в основном к обыкновенным. Отношения ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb к ^{204}Pb составляют в среднем 17,65; 15,45 и 37,6 (рис. 17). Точки изотопного состава ложатся между кривыми эволюции мантийного и орогенного источника и наиболее близко отвечают

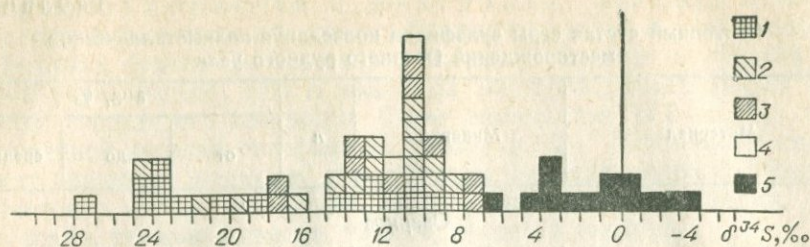


Рис. 16. Изотопный состав сульфидной серы каледонских колчеданных свинцово-цинковых месторождений.

1 — пирит, 2 — сфалерит, 3 — галенит, 4 — халькопирит, 5 — пириты серно-колчеданных залежей.

коровым значениям. Модельный возраст, рассчитанный для них, совпадает с данными геологического возраста оруденения. Результаты части анализов, если их принимать за достоверные, указывают на некоторое удревнение относительно вмещающих пород и приближаются к свинцам В-типа. Они могли развиваться в соответствии с одностадийной кривой роста и подобны свинцам, испытавшим омоложение и переотложение в более молодые породы без контаминации радиогенными изотопами в ходе миграции [44].

Докембрийские месторождения. В позднедокембрийский этап складчатости образованы Холоднинское месторождение в Северном Прибайкалье, проявления Линейное, Лимонитовое в Енисейском кряже, Мунгаргинское в Восточном Саяне, Каменное на Витимском плоскогорье. Месторождения приурочены к толщам кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов, метавулканических пород кислого, среднего, основного составов, претерпевших динамотермальный метаморфизм, пластические и хрупкие деформации. Руды также несут следы метаморфизма. Отмечаются перекристаллизация, заметное переотложение рудного вещества в зонах тектонических нарушений вдоль сланцеватости пород, в межпластовые пространства, а также новообразование таких специфических минералов, как ганит и цинкосодержащий ставролит [66]. На Хо-

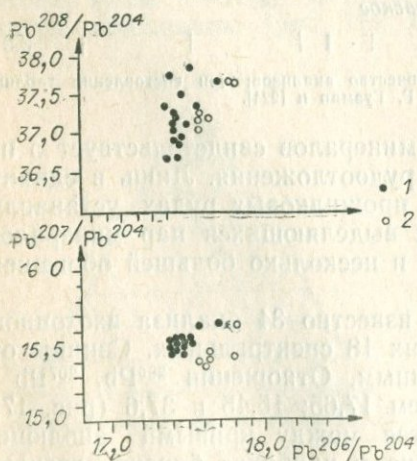


Рис. 17. Графики отношений изотопного состава рудных свинцов докембрийских (1) и палеозойских (2) колчеданных свинцово-цинковых месторождений.

лоднинском месторождении в метаморфический этап сформировались порфиробластические породы гранатового и амфибол-гранатового составов.

Во вмещающих породах широко проявлены процессы окварцевания, сульфидизации, серицитизации. Руды в виде согласных, субсогласных со слоистостью и секущих слоистость тел приурочены пространственно (но не всегда) к горизонтам алюмосиликатных пород, обогащенных графитистым веществом [66, 105, 182].

Главные минералы — пирит, сфалерит, галенит, участками пирротин. К второстепенным и редко встречающимся относятся халькопирит, арсенопирит, блеклая руда, магнетит. Существенно колчеданные руды (пиритовые, пирротиновые), локализованные на различных уровнях геологического разреза, несут черты явной стратификации. Отдельные участки месторождений обогащены медной минерализацией.

В рудах характерно постоянное преобладание цинка над свинцом. На Холоднинском месторождении отношение содержаний этих элементов меняется преимущественно в пределах 1—50, а главный максимум лежит в интервале 3—7 [172]. Эти отношения закономерно увеличиваются с глубиной.

По падению в целом происходит закономерное уменьшение концентраций цинка и свинца. Градиенты концентраций для первого колеблются от $-0,4$ до $-3,5$, а второго от $-0,3$ до $3,7$ на 100 м, с отклонениями в отдельных участках в сторону положительных значений. Существует значимая положительная корреляционная связь между содержаниями цинка и свинца (0,81 по 230 пробам). Прямой зависимости между концентрациями сульфидов железа и цинка (свинца) не устанавливается.

Графики распределения меди имеют полимодальную конфигурацию с двумя максимумами. Рассечение кривой и последующий анализ свидетельствуют о том, что часть меди непосредственно связана со свинцово-цинковой минерализацией (коэффициент корреляции 0,73). Другая часть ее автономна и локализована в существенно колчеданных рудах.

Кроме указанных элементов на месторождениях в относительно повышенных количествах обнаруживаются мышьяк (до 0,3%), кадмий, иногда германий, не характерны барий, селен, таллий, индий. Содержание висмута не превышает 20, а теллура 6—7 г/т.

Первичные ореолы. На Холоднинском месторождении главными ореолообразующими элементами являются цинк, свинец, медь, второстепенными — мышьяк, германий. Практически отсутствуют аномалии сурьмы (низкая чувствительность анализа), бария, таллия, олова и других элементов [231].

Малоконтрастный ореол цинка имеет ширину 1—1,2 км, а по простиранию прослежен на 7—8 км. В сторону от зальбанд конкретных рудных тел цинк отмечен на расстоянии первых десятков метров. Свинец распространен более локально. Со стороны висячего бока рудных тел ширина аномальных концентраций его не более 10—15 м. Суммарная ширина ореолов меди в плане колеб-

лется от 30 до 500 м, протяженность достигает 2,5—3 км. Нередко размеры их увеличены со стороны лежащего бока залежей. Отдельные рудные тела и зоны минерализации аномалиями меди не сопровождаются.

В тыловой зоне вблизи рудных тел, обогащенных цинком и свинцом, установлены серебро, мышьяк, иногда германий. ореолы последнего мало контрастны и распространены не далее 10 м. Барий встречен на отдельных разрозненных участках за пределами рудных тел, в содержаниях до десятых долей процента. В целом рудные зоны трассируются пониженными концентрациями бария и нередко ванадия (в два-три раза ниже фона). Между ними и суммой свинца—цинка установлены значимые отрицательные корреляционные связи в одних сечениях и отсутствие их в других.

В обобщенном виде первичный ореол имеет следующее строение: непосредственно в рудных зонах фиксируются свинец, цинк, медь, мышьяк, германий, серебро, аномальные точки сурьмы и таллия; в ближайшем экзоконтакте присутствуют германий, мышьяк и несколько дальше медь и свинец. Наиболее удален цинк. Расчеты корреляционных связей между шириной ореолов, мощностью рудных тел и концентрациями в них элементов на Холоднинском месторождении указывают на неоднозначность по-

Таблица 5

Содержание элементов-примесей в сульфидах Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения, г/т

Элемент	Сфалерит	Галенит	Халькопирит
Cd	$\frac{900-2100}{1300 (9)}$	$\frac{70-100}{80 (4)}$	—
In	$\frac{7-21}{16 (6)}$	$\frac{2-15}{8,5 (2)}$	12,7 (1)
Ga	30 (2)*	10 (4)*	
Ge	$\frac{\text{He обн.} - 5}{\text{He обн.} - (4)}$	<2 (1)	10,5 (1)
Sn	$\frac{\text{He обн.} - 6,3}{3,0 (4)}$	4,2 (1)	7,2 (1)
Bi	<10 (4)	17 (1)	He обн. (1)
Tl	<10 (2)*	20—50 (2)	—
Te	<3 (1)	<3 (1)	—
Se	5 (1)	5 (1)	—
Co	$\frac{10-27,5}{18,9 (4)}$	—	—

Примечание. В таблице использованы, кроме наших, также данные Н. Л. Горенкова, В. Э. Клец, Т. П. Рещиковой, Е. И. Андреевой.

лученных величин, свидетельствующих о сложности взаимосвязей между этими параметрами.

Элементы-примеси в минералах изучены недостаточно. Исследования проведены главным образом на Холоднинском месторождении по выборочным пробам (табл. 5).

В пиритах, образующих вкрапленность и послойные выделения в углеродистых сланцах (группа I), наиболее высоки содержания никеля и понижены — кобальта (табл. 6).

Таблица 6

Содержание элементов-примесей в пиритах Холоднинского месторождения, г/т

Группа	Co	Ni	Co/Ni	As	Te	Pb	Se
I	76 (31)	110 (31)	0,69	120 (1)	6 (1)	1 (1)	Не обн. (1)
II	104 (31)	55 (31)	1,9	1000 (2)	4 (3)	1 (2)	5 (1)

Примечание. При составлении таблицы использованы кроме наших также данные [116], Н. Л. Горенкова.

Величина Co/Ni отношения здесь обычно меньше единицы. Считается, что подобные значения присущи сульфидам осадочно-сингенетического происхождения [222]. Низкие концентрации элементов с отношением $Co/Ni < 1$ характерны для отдельных участков серно-колчеданных и кварц-пиритовых руд. В пиритах, претерпевших метаморфизм, резко увеличиваются содержания кобальта, а в новообразованных пирротинах они убывают, но возрастает концентрация никеля [179]. По [73], на Холоднинском месторождении отмечается четкое уменьшение Co/Ni отношений в пирите от кровли к подошве в одном из трех изученных пересечений. Кроме кобальта и никеля в пиритах единичными анализами определены селен (5 г/т), висмут (0,002%), мышьяк (до 0,15). Данные о примесях в пирротинах приведены в табл. 7. Железистость гексагональных пирротинов варьирует в пределах 47,27—47,72 ат. % (6 проб).

Изотопный состав серы и свинца. Сульфидная сера минералов продуктивной ассоциации и кварц-пиритовых массивных залежей (табл. 8) отличается высокой степенью гетерогенности и утяжеленности (в среднем на 8—20‰) относительно

Таблица 7

Содержание никеля и кобальта в пирротинах
Холоднинского месторождения, г/т

Материал	Co	Ni	Co/Ni
Углистый сланец (5)	134	338	0,39
Серно-колчеданные руды (2)	18	159	0,11

Изотопный состав серы сульфидов докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений

Материал	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
<i>Холоднинское</i>					
Вмещающие углеродистые сланцы	Пирит	31	-11	+13,6	2,41
	Пирротин	16	-3,6	+10,9	2,01
Колчеданно-полиметаллические и кварц-пиритовые руды	Пирит	42	6,1	21,9	15,98
	Сфалерит	13	6,6	17,9	12,6
	Пирротин	11	2,9	15,7	11,1
	Халькопирит	2			20,1
Прожилково-вкрапленные руды	Пирит	3	8,1	13,4	11,3
	Сфалерит	11	0,4	12,8	9,4
	Галенит	9	3,7	21,0	10,8
	Пирротин	22	3,1	21,6	12,31
	Халькопирит	1			8,1
<i>Уч. Космонавтов</i>					
Оруденелые черные сланцы	Пирит	2	7,4	17,4	12,4
	Сфалерит	3	7,2	15,2	9,9
<i>Линейное</i>					
Углистые сланцы	Пирит	8	-15,6	+1,8	
Колчеданно-полиметаллические руды	»	3	13,1	16,3	
	Сфалерит	3	8,8	13,2	
	Галенит	1			14,7
<i>Уч. Каменный</i>					
То же	Пирит	1			12,7
<i>Уч. Мунгарга</i>					
То же	Сфалерит	1			2,41

Примечание. По Холоднинскому месторождению, кроме наших, использованы данные А. Я. Жидкова и Г. В. Ручкина, по уч. Космонавтов — Г. М. Утехина, по Лнейному — [142].

метеоритного уровня [79, 133, 142, 174]. В массивных рудах средняя величина $\delta^{34}\text{S}$ несколько выше (+16‰), чем в прожилково-вкрапленных (+12,3‰). Иные значения у пирита и пирротина из рассеянной вкрапленности и послойных выделений в углеродистых сланцах ($\delta^{34}\text{S}$ их -15,6÷+13,6 со средним для пирита 2,4‰, пирротина -2,0‰).

Сера сульфидов из прожилково-вкрапленных руд, в отличие от массивных, более гомогенна и изотопно несколько облегчена. Процесс метаморфической перекристаллизации на Холоднинском месторождении, по [79] и нашим данным [174], не привел к сколько-нибудь существенному изменению состава, а в парагенезисах сосуществующих минералов в этих случаях изотопного равновесия

**Изотопный состав рудного свинца докембрийских
колчеданно-полиметаллических месторождений**

Материал	Отношение к ^{204}Pb		
	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
<i>Холоднинское месторождение</i>			
Галенит (23)	16,94—17,74	15,15—15,88	36,63—37,81
	17,43	15,56	37,03
Пирит (5)	17,31—17,84	15,37—15,72	36,90—37,92
	17,59	15,50	37,48
Пирротин (4)	17,42—17,71	15,52—15,77	36,32—37,09
	17,6	15,62	36,86
Сфалерит (1)	17,27	15,39	36,71
<i>Уч. Мунгарга</i>			
Галенит (1)	17,49	15,46	37,53

Примечания: 1. Таблица составлена по материалам [133, 191, 204, 209, 256], данным К. А. Маркова и нашим. 2. По Холоднинскому месторождению имеются также спектральные определения, приведенные в работах [66, 212].

не достигалось. В отличие от них в прожилковых рудах равновесие нередко устанавливалось.

Изотопный состав свинца на Холоднинском месторождении гомогенен и беден радиогенными изотопами (табл. 9). Средняя величина отношений ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb к ^{204}Pb в галените 17,43; 15,56 и 37,03 соответственно. Отношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ наиболее гетерогенно и варьирует от 36,6 до 37,8 со слабо выраженным максимумом в интервале 37,00 (см. рис. 17). Состав свинцов стратиформных залежей и прожилково-вкрапленных руд идентичен и может рассматриваться как доказательство их генетической связи. А. И. Тугаринов с соавторами [209] при сравнении свинцов вмещающих пород и руд Холоднинского месторождения выявили соответствие их изотопного состава, что, по их мнению, свидетельствует о сингенетичном происхождении рудных залежей.

СЕРНО-КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Серно-колчеданное оруденение локализовано в эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зонах Восточного Саяна, Южно-го и Северного Прибайкалья, Витимской горной страны, входящих в состав Саянской и Байкало-Муйской зоны байкалид, Удино-Витимской структурно-формационной зоны ранних каледонид.

Работ, освещающих геологическое строение и геохимические особенности рудопроявлений, немного, и они касаются в основном Зангодинского участка [152, 169, 178]. Большинство проявлений залегает в осадочных и вулканогенно-осадочных породах

нижнего и верхнего протерозоя, нижнего палеозоя. Рудовмещающие породы представлены углистыми сланцами, алевролитами, алевропесчаниками, углеродсодержащими карбонатными породами, претерпевшими метаморфические преобразования. Отложения с рассеянной вкрапленностью, маломощными линзами и послойными выделениями пирита прослеживаются по простиранию на километры, а в ряде районов даже на десятки километров. В редких случаях колчеданные залежи локализованы в карбонатных породах (Зангода). В результате процессов регионального и контактового метаморфизма пирит перекристаллизован, частично, а иногда и полностью преобразован в пирротин (Гасан-Дякит, Малый Ойногор). Эти же толщи изредка вмещают колчеданные свинцово-цинковые залежи и золото-кварц-сульфидную минерализацию.

Пластовые, линзовидные и жиллообразные рудные тела сложены пиритом с переменным количеством кварца, серицита, карбонатов, амфиболов. Отдельные проявления имеют существенно пирротинный и пирит-пирротинный составы. Последнее обусловлено метаморфическим преобразованием первичного пирита.

В небольших количествах и не всегда присутствуют халькопирит, магнетит. Специфический минеральный состав имеет Зангодинское месторождение, где обнаружены галенит, сфалерит, арсениопирит, станнин, висмутин, халькопирит и другие минералы [152].

Вмещающие породы пиритизированы, участками окварцованы, что связано в основном с диагенетическим и метаморфическим преобразованием толщ. На Зангодинском месторождении в доломитовых известняках широко проявились окварцевание, амфибололизация, карбонатизация, пиритизация.

Существенно пиритовые залежи ассоциируют иногда с магнетитовыми (Урса-Нур, Солонго, Назаровское, Зангода). Взаимоотношения их между собой не изучены.

Большинство проявлений относится к монометалльным. В несколько повышенных количествах обнаруживаются также медь (до 0,0п%), кобальт (до 0,00п%), марганец (до п%). На площади распространения черносланцевых толщ нередко рассеянная золотая минерализация.

Поликомпонентный состав имеют руды месторождения Зангода. Здесь выявлены медь (до 0,п%), кобальт, цинк, олово, свинец (до 0,0п%), молибден, висмут (до 0,00п%). Редкие щелочи, селен, теллур, таллий, золото и барий для руд не характерны. Отношения Zn/Pb , Zn/Cu , Pb/Cu составляют соответственно 0,2—0,5; 0,8—1,1 и 3—4. Часть сульфидов меди, свинца, цинка, олова пространственно разобщена от колчеданных тел и слагает самостоятельные минерализованные участки.

Первичные ореолы. Параметры первичных ореолов серно-колчеданных проявлений, как правило, не адекватны размерам конкретных рудных тел и рудопроявлений в целом. Бедность элементного состава и низкие концентрации компонентов приводят

к тому, что стандартными геохимическими методами серно-колчеданные залежи либо не оконтуриваются, либо проявляются мало-контрастными аномалиями [172]. Наибольшую информацию дает изучение минеральных ореолов (пирита, пирротина), фиксируемых до первых десятков метров со стороны висячего и лежащего боков рудных залежей. Малоконтрастные небольших размеров (до 10 м от зальбанд) ореолы иногда образуют медь, титан, марганец, кобальт. Из перечисленных элементов только медь встречается часто, но ее концентрации лишь ненамного превышают кларки вмещающих пород, и эта разница не всегда улавливается.

Специфический состав имеют первичные ореолы месторождения Зангода [172]. Здесь обнаружены медь, олово, кобальт, цинк, свинец, мышьяк, висмут, молибден, в ряде случаев — аномальные точки германия. Низкая концентрация элементов в рудах и слабая проницаемость пород определили небольшое площадное распространение ореолов, которые приурочены в основном к надрудной толще и участкам выклинивания рудных тел. Со стороны зальбанд мощность их обычно не превышает 10—20 м. В участках выклинивания залежей протяженность ореолов достигает нескольких десятков метров.

Во внутренней зоне ореола присутствуют кобальт, медь, олово, цинк, свинец, мышьяк, молибден, висмут. В промежуточной исчезают молибден и висмут, а свинец и мышьяк представлены единичными аномальными точками. Во внешней зоне — ореолы меди.

Расчеты коэффициентов корреляции между содержаниями элементов показывают, что в отличие от колчеданно-полиметаллических месторождений в рассматриваемом случае значимой связи между цинком и свинцом не устанавливается (0,41). Связь элементов в парах свинец — медь, цинк — медь отсутствует.

Элементы-примеси в минералах. Особенность пирита из углеродистых пород состоит в низкой концентрации элементов-примесей (табл. 10). Присутствуют главным образом кобальт и никель, содержание которых варьирует в интервале 30—700 г/т с отношением, меняющимся от 0,011 до 2 (редко 6—7), но в основном оно меньше единицы, что считается характерным для сульфидов осадочно-сингенетического происхождения [222]. Содержание мышьяка не превышает 80—200 г/т, серебра 1—2, золота 0,1, а висмута 3—5 г/т; не обнаружены таллий и теллур. Уровень концентрации элементов остается столь же низким в пиритах, подвергшихся метаморфической перекристаллизации. Лишь в наиболее метаморфизованных разностях увеличивается доля кобальта и уменьшается — никеля [178], в результате чего отношение их нередко превышает единицу (табл. 11). Образующийся в этих случаях по пириту пирротин обогащается никелем (до 0,п %) и обедняется кобальтом.

Специфичен состав примесей пиритов на месторождении Зангода. Здесь наряду с повышенным содержанием кобальта (350 г/т), мышьяка (110 г/т), висмута (30 г/т) отмечается крайне низкий уровень никеля (менее 10 г/т) и таллия (менее 3 г/т).

Содержание элементов-примесей в пиритах колчеданных тел
и углеродистых сланцевых толщ Саяно-Байкальской горной области, г/т

Участок, свита	Co	Ni	As	Ag	Au	Bi	Co/Ni
<i>Северное Прибайкалье</i>							
Няндонинская, авкит- ская, ондокская, тый- ская, нюрундуканская улунтуйская (протеро- зой)	$\frac{390}{17}$	$\frac{420}{17}$	$\frac{103}{3}$	$\frac{1,1}{3}$	$\frac{0,11}{2}$	$\frac{3,3}{3}$	0,62
<i>Витимское плоскогорье</i>							
Якшинская, ороченная (протерозой)	$\frac{130}{4}$	$\frac{580}{4}$	$\frac{100}{1}$	$\frac{0,1}{1}$	He обн. 1	—	0,23
Ольдинская (кемб- рий)	$\frac{108}{8}$	$\frac{102}{8}$	—	—	—	—	1,08
<i>Южное Прибайкалье</i>							
Бурлинская (протеро- зой)	$\frac{340}{7}$	$\frac{620}{7}$	$\frac{65}{6}$	$\frac{0,8}{4}$	—	$\frac{2,9}{7}$	0,56
<i>Юго-Западное Забайкалье</i>							
Кяхтинская (протерозой)	$\frac{160}{1}$	$\frac{190}{1}$	—	—	—	—	0,84
Хохюртовская, джидин- ская (кембрий)	$\frac{170}{8}$	$\frac{181}{8}$	—	—	$\frac{0,07}{2}$	—	0,93
<i>Восточный Саян</i>							
Ильчирская (протерозой)	$\frac{356}{12}$	$\frac{264}{12}$	$\frac{212}{8}$	$\frac{6,6}{9}$	—	$\frac{5}{9}$	1,3

Примечание. В числителе — среднее содержание (арифметическое); в знаменателе — количество проб.

Таблица 11

Содержание кобальта и никеля в метаморфизованных пиритах
из углеродистых толщ, г/т

Район опробования	n	Co	Ni	Co/Ni
Тыйское месторождение	2	660	440	1,5
Уч. Гасан-Дякит	4	960	57	16,8
Р. Горбылок	2	200	20	10,0
Р. Чипчикон	2	460	63	7,3
Верховья рек				
Иркут	2	640	310	2,1
Баргузин	4	4600	550	8,3

Изотопный состав серы сульфидов рассеянной минерализации черносланцевых толщ и колчеданных залежей

Материал	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
<i>Углеродистые толщи</i>					
Северное Прибайкалье	Пирит	13	-11,5	+7,35	-1,5
	Пирротин	3	-3,7	+7,6	+0,5
Южное Прибайкалье	Пирит	4	+1,52	+6,2	+3,9
Витимское плоскогорье	»	16	-7,4	+16,6	-0,1
Восточный Саян	»	14	-14,85	+1,5	-4,7
Месторождение Холоднинское	»	31	-11,0	+13,6	+2,41
Горевское	Пирротин	16	-3,6	+10,9	+2,01
	Пирит	2	-0,2	+0,1	-0,1
Линейное	»	8	-15,6	+1,8	
Герфед	»	5	-11,0	+1,5	
<i>Пиритовые залежи</i>					
Месторождение Зангода	Пирит	17	-3,2	+8,6	+2,12
	Халькопирит	2	-4,34	-0,35	-2,34
Еравнинский рудный узел	Пирит	15	-3,2	+7,0	+1,76
Уч. Гасан-Дякит	»	2	+2,95	+3,25	+3,10
	Пирротин	1			-12,6
Уч. Джидот	Пирит	4	-2,44	+2,27	-1,03
	Пирротин	2	-6,6	-2,8	-4,7
Малый Ойногор. пирро- тиновая залежь	Пирротин	2	-6,6	-2,8	-4,7

Примечание. По Енисейскому краю данные по [142].

В галените из этого же месторождения высокие содержания висмута, теллура, таллия, олова.

Изотопный состав серы и свинца. Изотопный состав серы пиритов и пирротинов варьирует в основном от -7 до $+6\%$ (табл. 12). Большая часть ее изотопно облегчена или лежит вблизи метеоритного уровня, иногда сера утяжелена более чем на $7-10\%$. В этих случаях минерализация обычно эпигенетическая. Имеющиеся изотопные характеристики и анализ геологических условий осадконакопления свидетельствуют о том, что сера сульфидов углеродистых толщ представляет собой продукт сульфатредукции в морских бассейнах с застойным гидродинамическим режимом в придонной части. Вариации изотопного состава ее в различных участках региона, а также по латерали и в разрезе толщ отражают изменчивость условий седиментации осадков и скорости редукции сульфатов. В рудах, ассоциирующих с вулканогенным материалом (Малый Ойногор), вполне реален ювенильный источник серы, значения которой, судя по литературным

данным по областям современного и древнего вулканизма [59], имеют подобные величины.

Метаморфические преобразования сульфидов в целом мало повлияли на изотопные отношения серы и привели к некоторой гомогенизации ее состава. Это касается как перекристаллизованных пиритов, так и образовавшихся за их счет пирротинов.

Рудный свинец проанализирован на месторождении Зангода (3 пробы). Он относительно беден радиогенными изотопами ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,58$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,45$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,59$). Модельный возраст свинца несколько древнее возраста вмещающих пород (В-тип).

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этого типа связаны с этапами байкальского и каледонского геосинклинального развития. В первый из них сформированы осадочные и вулканогенно-осадочные гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые руды, в том числе формации железистых кварцитов. В них незначительно распространены сульфидные минералы (бассейны рек Тья и Севиликон, рудопроявления Мысовское, Балбагарское, Онотско-Бельская группа).

Для каледонской эпохи более типичны скарновые и водно-силикатные месторождения (Солонго, Назаровское, Соболка, Харасан, Аришинское, Укыр, Мылдылгенское и др.). Известна также группа проявлений карбонатных железных руд.

Территории рудных районов сложены метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями позднего докембрия и нижнего палеозоя, сохранившимися в виде останцов и «провесов» кровли среди палеозойских гранитоидов.

Выделяется группа скарновых (Солонго, Алянга-IV, Соухусан, Харасан и др.) и предположительно вулканогенно-осадочных, гидротермальных (Аришинское, Укыр, Туркул и др.) месторождений и рудопроявлений. В отношении происхождения как первой, так и второй группы единого мнения нет, и генезис их трактуется с различных позиций. Оруденение, не сопровождающееся скарнами, мы объединили условно в группу водно-силикатных.

Рудные тела скарновых месторождений сложены магнетитом, гранатом, пироксенами, амфиболами, карбонатами, кварцем, обогащены сульфидной минерализацией (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит). Последняя сформирована позднее железорудной и нередко пространственно разобщена с ней.

Минералогия скарнов даже в одном участке непостоянна. Наиболее распространены пироксен-гранатовые, пироксеновые, меньше — везувиановые, эпидотовые, волластонитовые разновидности. На месторождении Солонго выявлены магнезиальные скарны форстеритового и клиногумит-шпинельфорстеритового составов.

Со стороны висячего бока рудных тел неизменные породы сменяются зоной пиритизированных, хлоритизированных, затем

амфиболизированных и скарнированных их разностей и, наконец, массивными скарнами. Масштабы метасоматических изменений пород не зависят от размеров конкретных рудных тел.

Руды месторождений с водно-силикатными парагенезисами сложены магнетитом с переменными количествами амфиболов, хлорита, эпидота, карбонатов, кварца. Отдельные участки их обогащены пиритом, пирротином, халькопиритом, редко встречаются сфалерит, арсенопирит. Сульфидная минерализация частично разобщена с магнетитовой и образует самостоятельные проявления.

Особенность магнетитовых залежей Еравнинского, Кондинского и Курбинского рудных районов состоит в обогащенности их серой, связанной главным образом с пиритом и пирротином (до 1—2%, иногда больше). На скарновых месторождениях присутствуют повышенные количества цинка, меди, кобальта, марганца, в отдельных случаях — бора, фтора, фосфора, молибдена, мышьяка. Кроме того, на этих же месторождениях известны автономные, существенно пиритовые, пирит-сфалеритовые тела, содержащие до нескольких процентов цинка (Солонго, Назаровское, Алянга-IV). Отношения цинк — свинец, цинк — медь, свинец — медь в рудах составляют соответственно более 10; 0,2—20; 0,1—0,7.

Меньше содержится сульфидов в месторождениях с водно-силикатными парагенезисами минералов, но и в этих случаях количество их достигает нередко 1—3%. В отличие от скарновых здесь иногда существенно возрастает роль медной минерализации (Аришинское). На месторождении Гурвунур известны пироксен-апатит-магнетитовые тела с содержанием апатита до нескольких процентов. Мышьяк, бор, германий для руд не характерны. Отношения цинк — свинец, цинк — медь, свинец — медь составляют соответственно 5—10, 1—8 и <1.

Первичные ореолы скарновых месторождений (Солонго, Орсок, Назаровское, Средний Мылдылген, Алянга-IV) достигают площади 0,2 км². На продолжении рудных тел по восстановлению они прослеживаются до первых сотен метров. Относительно контрастные ореолы образуют медь, цинк, марганец, сера, реже кобальт, фосфор, бор, мышьяк. Остальные элементы (молибден, свинец, олово, висмут, серебро, барий, вольфрам, ванадий) обнаруживаются в отдельных аномальных точках, реже в небольших ореолах. Связь их с железорудной минерализацией не всегда доказывается, а пространственное положение нередко дискордантно по отношению к железорудным и сульфидным телам, связанным с ними.

Выделяются три парагенетические группы элементов: марганец, ванадий, кобальт, фосфор, молибден, олово, германий; барий, марганец, вольфрам, молибден, олово; медь, цинк, свинец, олово, мышьяк, серебро, висмут, которые коррелируются с участками распространения магнетитовых залежей, скарнов и сульфидной минерализации соответственно. Пространственное сочетание этих различных по составу геологических образований, обусловленных многоэтапностью процесса, создает сложную картину объемного геохимического поля, трудно поддающегося расчленению и интер-

претации. На месторождении Солонго эта картина еще более усложнена формированием борного оруденения, более поздней грейзенизации и гидротермальной молибденовой минерализации.

Величины отношений в ореолах варьируют для пары цинк — свинец от 4 до 50 (60%), цинк — медь от 0,5 до 50 (85%), свинец — медь от менее 0,1 до 1—3 (80%). Б. К. Виноградов, Г. И. и Л. С. Дорошкевичи, И. П. Заревич для отдельных месторождений рассчитали коэффициенты зональности первичных ореолов, значения мультипликативных показателей. Полученные в результате этих исследований параметры в определенной мере могут быть использованы при оценке аномалий. Но необходимо иметь в виду, что геохимические поля изученных месторождений, и в частности Назаровского, Солонго, сформированы в несколько этапов, пространственное распределение и сочетание продуктов которых не укладываются в рамки моноасцентной модели развития процесса. Поскольку в месторождениях несколько стадий минералообразования накладываются одна на другую, мы имеем суммарно-гетерогенную геохимическую матрицу, оценка которой без расчленения на составные части не может быть корректной. Кроме того, здесь же известно оруденение иной формационной принадлежности (например, молибденовое, свинцово-цинковое), которое еще более усложняет картину строения геохимического поля.

Первичные ореолы водно-силикатных месторождений значительно меньше по размерам, чем скарновых. Ширина их достигает десятков метров, длина — первых сотен (редко больше). Ореолы малоконтрастные, представлены разобщенными участками с аномальными содержаниями меди, цинка, марганца, нередко фосфора. Менее характерны кобальт, молибден. На отдельных проявлениях известны ореолы и разрозненные аномальные точки ванадия, серебра. На участках, прилегающих к рудным телам, присутствует весь перечисленный комплекс элементов. На расстоянии единиц, иногда десятков метров ореолы представлены в основном медью. Величины отношений Zn/Pb , Zn/Cu и Pb/Cu составляют в основном 1—10 (83%), 0,5—5 (66%) и <1 (80%).

Элементы-примеси в минералах. В пирите обеих групп месторождений повышены (в сравнении с месторождениями других типов) кобальтоносность, мышьяковистость (табл. 13). Отношения Co/Ni варьируют главным образом в интервале 5—20 и в среднем составляют около 10.

Особенностью изученных только в скарновых месторождениях сфалеритов (табл. 14) является повышенное содержание железа, индия, марганца, кобальта. В халькопиритах (табл. 15) выявлены низкие содержания индия (до 19 г/т), в ряде случаев повышенные количества олова (до 38 г/т) и висмута (до 610 г/т). На водно-силикатных месторождениях в минерале практически отсутствуют индий, висмут, олово, германий, галлий, таллий (менее 1—5 г/т).

По А. Г. Гузману, Н. С. Лидину, Ю. А. Нуварьевой, Г. С. Румянцеву, в магнетитах низкий уровень содержаний титана, вана-

Содержание элементов-примесей в пиритах железорудных месторождений, %

Месторождение, рудопроявление	Co	Ni	As	Ag	Ce/Ni
Солонго	0,051 (4)	<0,005 (5)	0,060 (4)	3 (2)	8,7
Назаровское	0,11 (13)	0,007 (13)	0,19 (12)	6,2 (4)	15,9
Аришинское	0,048 (2)	0,008 (2)	0,10 (1)	4,8 (1)	6,1
Гурвунурское	0,16 (4)	0,03 (3)	0,09 (2)	3,1 (2)	5,7
Харасанское	0,14 (7)	0,026 (7)	0,05 (2)	1,3 (7)	5,4
Соухусанское	0,22 (4)	0,012 (3)	1,0 (1)	10 (1)	19,3
Туркул	0,16 (1)	0,016 (1)	—	3,2 (1)	10,0
Соболка	0,03 (1)	0,003 (1)	—	—	10,0
Альяга-IV	0,028 (4)	0,0033 (4)	0,04 (4)	3,0 (1)	8,5
Урса-Нур	0,1 (3)	0,011 (3)	—	8,1 (2)	11,0
Шара-Бугутуй	0,07 (2)	0,0069 (2)	—	0,8 (2)	10,3
Мухор-Горхон	0,238 (7)	0,029 (7)	0,0021 (7)	—	8,2
Балбагар	0,0024 (2)	0,036 (2)	—	0,8 (2)	15,0
Мал. Мылдылген*	0,1 (1)	0,03 (1)	0,01 (1)	1,0 (1)	3,3
Укыр	0,012 (1)	0,0072	—	—	1,7

Примечание. Ag — г/т.

Содержание элементов-примесей в сфалеритах скарновых железорудных месторождений и рудопроявлений

Элемент	Солонго	Назаровское	Альяга-IV	Харасан
Fe	$\frac{0,64-6,8}{3,43 (7)}$	$\frac{3,84-10,6}{7,22 (2)}$	—	—
Mn	$\frac{0,6-6,1}{2,64 (10)}$	$\frac{0,25-0,33}{0,29 (2)}$	—	—
Co	$\frac{0,0021-0,1}{0,057 (6)}$	$\frac{0,0044-0,0072}{0,0025 (4)}$	0,0059 (1)	0,0017 (1)
Cd	$\frac{0,1-0,20}{0,16 (10)}$	$\frac{0,17-0,48}{0,24 (8)}$	0,67 (1)	0,17 (1)
In	$\frac{60-260}{155 (5)}$	$\frac{30-210}{137,0 (8)}$	125 (1)	33 (1)
Ga	$\frac{\text{He обн.}-1,0}{\text{He обн. (3)}}$	$\frac{\text{He обн.}-4,8}{2,6 (3)}$	—	—
Ge	$\frac{\text{He обн.}-1,0}{\text{He обн. (5)}}$	$\frac{\text{He обн. (2)}{\text{He обн.}-11,0}}{\text{He обн.}-11,0}$	He обн. (1)	He обн. (1)
Tl	He обн. (3)	$\frac{4,2 (6)}$	—	—
Sn	$\frac{\text{He обн.}-28}{13,6 (3)}$	He обн. (3)	5,0 (1)	9,1 (1)

Примечания: 1. При составлении таблицы использованы, кроме наших, также данные Г. С. Румянцева, А. И. Донца, Л. П. Викуловой. 2. Fe — Cd в %, In — Sn в г/т.

Элементы-примеси в халькопиритах железорудных месторождений, г/т

Месторождение, рудопроявление	Sn	Bi	In
Солонго	20 (1)	610 (1)	Не обн. (1)
Алянга-IV	36 (3)	97 (4)	6,5 (5)
Гурвунур	7 (3)	10 (4)	3,1 (2)
Аришинское	Не обн. (4)	6 (4)	Не обн. (1)
Харасан	22,2 (2)	Не обн. (2)	15,3 (2)

Примечание. Содержания таллия, германия, галлия находятся за пределами порога обнаружения (3–5 г/т).

дия, магния, германия, хрома. Марганец чаще не превышает 1% и лишь на уч. Доватка и на месторождении Солонго достигает высоких значений (до 17%). Там же отмечаются повышенные количества цинка (0,22%) и олова (30 г/т) [92]. В пределах десятков граммов на тонну в магнетитах присутствуют кобальт, галлий, никель. Наиболее высокие концентрации никеля обнаружены на месторождениях Гурвунур и Мухор-Горхон, отличающихся повышенной фосфатностью руд. Диаграмма отношений марганца, магния и титана в магнетитах представлена на рис. 18. Среди всех изученных месторождений в особую группу выделяется Гур-

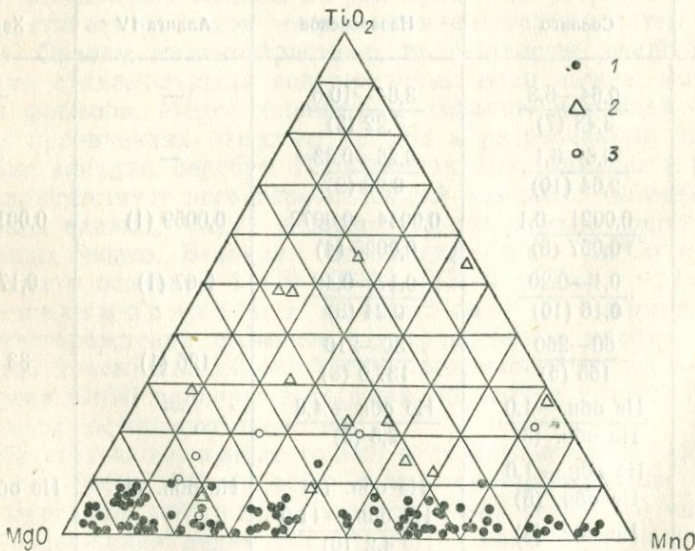


Рис. 18. Состав магнетитов железорудных месторождений Западного Забайкалья.

Диаграмма построена по данным Г. С. Румянцева, Е. В. Малинко, В. Н. Антипина, Н. С. Лидина, А. Г. Гузман.
1–3 — скарновые, водно-силикатные (11 месторождений) (1), Гурвунурское (2), Аришинское (3) месторождения.

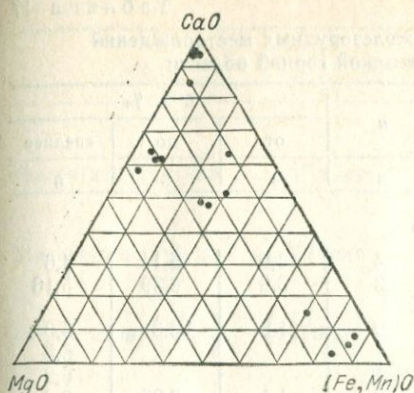


Рис. 19. Состав карбонатов в метасоматитах железорудных месторождений Западного Забайкалья по данным Г. С. Румянцева, Н. С. Лидина.

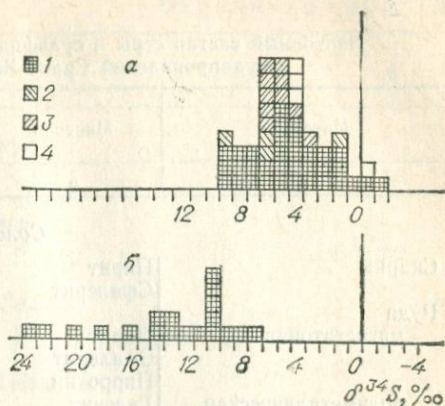


Рис. 20. Изотопный состав сульфидной серы скарновых (а) и водно-силикатных (б) железорудных месторождений Западного Забайкалья.

1 — пирит; 2 — пирротин; 3 — сфалерит; 4 — халькопирит.

вунурское, отличающееся значительно более высокими относительными концентрациями титана.

Состав главных компонентов карбонатов (по Г. С. Румянцеву, Н. С. Лидину) варьирует в широких пределах (табл. 16). Даже на одном месторождении они бывают представлены крайними членами (от существенно железистых до известково-доломитовых), отдельные разности отличаются повышенной марганценосностью (рис. 19).

Таблица 16

Состав карбонатов железорудных месторождений Кондинского и Еравнинского рудных районов, %

Месторождение	n	MgO	MnO	FeO	CaO
Солонго	8	8,10	0,40	0,69	42,51
Аришинское	8	10,11	3,11	19,38	18,30
Туркул	2	6,0	5,01	26,08	15,35
Соухусан	1	14,27	1,15	1,27	29,18
Укыр	1	5,32	0,67	1,31	43,39

Изотопный состав серы и свинца. В большинстве случаев сульфидная сера существенно утяжелена относительно метеоритного уровня при вариации $\delta^{34}\text{S}$ от $-0,7$ до $+23,2\text{‰}$ (табл. 17), группируясь на интервалах $+4 \div +7$ и $+10 \div +23\text{‰}$ (рис. 20).

Одна группа включает скарновые месторождения. Сера их сульфидов отличается высокой гомогенностью, свидетельствующей

Изотопный состав серы в сульфидах железорудных месторождений
и рудопроявлений Саяно-Байкальской горной области

Материал	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
1	2	3	4	5	6
<i>Солонго</i>					
Скарны	Пирит	4	4,0	5,1	4,6
	Сфалерит	3	3,3	6,39	5,16
Руда магнетитовая	Пирит	9	1,2	6,3	5,0
	Сфалерит	1			6,6
	Пирротин	1			6,9
полиметаллическая	Галенит	2	1,1	3,35	2,2
<i>Назаровское</i>					
Скарны	Пирит	3	4,1	8,9	6,07
	Сфалерит	4	5,2	6,61	6,16
Руда магнетитовая полиметаллическая пиритовая	Пирит	5	4,0	9,8	7,99
	Галенит	1			12,9
	Пирит	1			3,2
<i>Алянга-IV</i>					
Скарн	Сфалерит	1			4,25
	Пирротин	1			1,5
Магнетитовая руда	Пирит	1			4,5
	Халькопирит	2	4,4	4,9	4,6
<i>Харасан</i>					
Измененные эффузивы Магнетитовая руда	Сфалерит	1			7,0
	Пирит	1			5,6
	Халькопирит	1			4,1
<i>Соболка</i>					
Магнетитовая руда	Пирит	1			6,6
<i>Урса-Нур</i>					
Пиритовая руда	Пирит	1			0,81
<i>Соухусанское</i>					
Магнетитовая руда	Пирит	2	-0,7	2,7	1,0
	Пирротин	1			10,1
Пиритовая руда	Халькопирит	1			-0,14
<i>Гурвунурское</i>					
Измененные эффузивы	Пирит	2	10,9	14,6	12,7
<i>Аришинское</i>					
Магнетитовая руда	Пирит	3	16,8	23,2	20,7
	Халькопирит	1			18,5

1	2	3	4	5	6
	<i>Туркул</i>				
Магнетитовая руда	Пирит	1			13,8
	<i>Укыр</i>				
Магнетитовая руда	Пирит	1			7,7
	<i>Мухор-Горхон</i>				
Магнетитовая руда	Пирит	5	10,0	11,8	10,88
	<i>Мал. Мылдылген</i>				
Магнетитовая руда	Пирит	2	5,75	7,05	6,4
	<i>Шара-Бугутуй</i>				
Измененный известняк	Пирит	1			12,45
	<i>Балбагар</i>				
Измененный известняк	Пирит	1			8,6
	<i>Батанай</i>				
Магнетитовая руда	Пирит	1			13,45
	<i>Мылдылгенское</i>				
Магнетитовая руда	Арсенопирит	1			14,2

Примечание. По месторождениям Солонго и Назаровскому использованы также данные А. И. Донца и А. Г. Гузман.

о высокотемпературных условиях формирования руд и однородном по составу источнике. На месторождениях Кондинского рудного района (Соухусанское, Урса-Нур) она близка к метеоритному троилиту. Сульфиды из магнетитовых залежей, скарнов и прожилковой минерализации во вмещающих породах не имеют четко выраженного различия в изотопном составе, что в общем-то согласуется с данными минералогических исследований, указывающих на близкий температурный и временной диапазон выпадения основной массы сульфидов (главным образом после формирования скарновых парагенезисов и магнетита).

Данные о составе серы в сосуществующих пирите, сфалерите и халькопирите свидетельствуют о неравновесности системы.

Иной состав серы на месторождениях с водно-силикатными парагенезисами минералов (Аришинское, Гурвунур, Туркул, Укыр). Значения величины $\delta^{34}\text{S}$ их сульфидов группируются в интервале $+10\div +23\text{‰}$ и менее однородны [36, 174].

Изотопный состав свинца изучен в галенитах из свинцово-цинковых руд, локализованных в карбонатных породах. Связь их с железорудной минерализацией проблематична. Выделяется отно-

Изотопный состав свинца галенитов
железородных месторождений

Месторождение, рудопроявление	n	Отношение к ^{204}Pb		
		^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Солонго	3	17,81	15,48	37,67
Назаровское	1	17,76	15,47	37,44
Харасан	1	17,98	15,46	37,70
Альянга-IV	1	18,20	15,48	37,93

сительная бедность галенитов радиогенными изотопами (табл. 18). Модельный возраст его (по моделям Дое — Стейси и Рассела — Фуркуара — Каминга) совпадает с нижнепалеозойским возрастом вмещающих карбонатных пород. На рудопроявлении Альянга-IV свинец более радиогенен.

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В исследуемом нами районе выделяются месторождения двух генетических типов — скарнового и гидротермального, неравноценных по распространенности и значимости. Наибольший практический интерес представляет оруденение, локализованное среди карбонатных пород, имеющее нередко черты стратиформных месторождений. Достаточно крупные залежи образуют галенит-сфалерит-флюоритовый и барит-полиметаллический минеральные типы. Все многочисленные жильные кварц-полиметаллические проявления непромышленные.

Скарновые проявления относительно немногочисленны. Они приурочены к карбонатным и карбонатно-сланцевым породам, слагающим останцы кровли в гранитоидах палеозойского, иногда рифейского возраста. Оруденение пространственно совмещено со скарнами пироксен-гранатового, эпидотового составов, локализованными на контактах известняков со сланцами, эффузивами, дайками или в зонах тектонического нарушения, непосредственно в известняках (Етомынское, Шулуурхагское, Крутое, Хакусинское рудопроявления). Рудные тела имеют неправильную жилую и линзообразную форму, состоят из ассоциации скарновых силикатных минералов, кварца, кальцита, галенита, сфалерита, халькопирита, пирита, пирротина, арсенопирита, нередко с магнетитом. Количество перечисленных минералов варьирует в широких пределах. В качестве второстепенных и аксессуарных обнаружены флюорит, станнин, гематит, марказит, золото, самородное серебро, антимонит, блеклая руда.

В рудах установлены свинец и цинк (до десятков процентов), медь, мышьяк (до п%), олово (до 0,0п%), висмут, кадмий (до 0,00п%), аксессуарные количества серебра, в некоторых случаях золота, молибдена, вольфрама.

Первичные ореолы. С поверхности Етомынского месторождение (по В. С. Грачеву, В. Ф. Белоголовову) фиксируется аномальными концентрациями цинка, свинца, мышьяка, олова, серебра, молибдена, висмута. Суммарные ореолы высококонтрастные, но удалены в стороны от зальбанд рудного тела не далее первых десятков метров. В порядке убывания ширины ореола элементы располагаются в следующий ряд: свинец — цинк — олово — мышьяк — молибден — серебро — висмут — кадмий — вольфрам. Последние три элемента обычно не выходят за пределы рудных тел. Флюоритизация визуально отмечена на расстоянии в десятки метров от рудных тел.

Элементы-примеси в минералах. Галениты содержат мышьяк (до 0,6%), сурьму (до 0,2%), висмут (от 0,001 до 1%), индий (до 11,3 г/т), олово (15 г/т). На Хакусинском проявлении установлено 0,2% теллура (1 проба).

Сфалериты отличаются повышенной железистостью (до 9,5%), относительно высоким содержанием кадмия (0,42—0,58%), марганца (0,5%) и низким индия (до 25 г/т), кобальта (до 17 г/т), олова (до 16 г/т); не выявлены германий и таллий. В пирите уч. Илеэ обнаружены сотые доли процента кобальта, тысячные — никеля, а также висмут (69 г/т), олово (85 г/т). Арсенопирит из этого же проявления содержит висмут (0,002%) и олово (0,003%).

Таблица 19

Изотопный состав сульфидной серы
скарновых полиметаллических
рудопроявлений

Рудопроявление	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Етомой	Сфалерит	3,05
	Галенит	1,10
	Арсенопирит	2,10
Илеэ	Пирит	2,45
	Сфалерит	1,74
	Галенит	1,10
Цагатуй	»	2,76
Хакусы	Сфалерит	6,88
	Галенит	4,44

Таблица 20

Изотопный состав рудного свинца
скарновых полиметаллических
рудопроявлений

Рудопроявление	Отношение к ^{204}Pb		
	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Етомой	17,14	15,40	36,98
Илеэ	17,43	15,24	37,86
Цагатуй	17,37	15,39	37,63
Хакусы	18,33	15,49	37,99

Изотопный состав серы и свинца. Сера проанализированных проб гомогенна и несколько утяжелена относительно метеоритного уровня, исключение

составляет только уч. Хакусы (табл. 19). Распределение изотопного состава между сосуществующими минералами указывает на формирование их в условиях, близких к равновесным.

Рудопроявления, залегающие в докембрийских толщах, имеют примитивный состав свинца с модельным возрастом древнее возраста оруденения (свинцы В-типа). В отличие от них галенит уч. Хакусы, находящегося в другой структурно-металлогенической

составляет только уч. Хакусы (табл. 19). Распределение изотопного состава между сосуществующими минералами указывает на формирование их в условиях, близких к равновесным.

зоне, относительно обогащен радиогенными изотопами (табл. 20).

Гидротермальные месторождения. Галенит-сфалерит-флюоритовый минеральный тип. Эта специфическая группа месторождений (Таборное, Хибелен, Левоульканское и др.) приурочена к Прибайкальскому полиметаллическому поясу, протянувшемуся вдоль границы осадочного чехла Сибирской платформы с ее складчатым обрамлением. Геологическая характеристика их приведена в работах [103, 213]. Рудные залежи локализованы в терригенно-карбонатных толщах верхнепротерозойского возраста. Считается, что их положение в геологическом разрезе стратифицировано на нескольких уровнях карбонатных горизонтов [213]. Типогенные минералы представлены сфалеритом, галенитом, флюоритом, кварцем. Среди второстепенных установлены пирит, арсенипирит, кальцит, доломит, анкерит, сидерит, а редких — халькопирит, блеклая руда, буланжерит, висмутин, магнетит, тетрадимит, касситерит, хлорит. Зоны минерализации некоторых участков (Левоульканский, Баритовый, Рудный, Фестивальный) сопровождаются повышенными количествами барита.

Во вмещающих породах распространены процессы окварцевания, флюоритизации, баритизации. В рудах кроме свинца, цинка, фтора установлены олово, вольфрам, мышьяк, висмут. Цинк резко преобладает над свинцом. Типоморфными примесями являются германий, кадмий, ртуть [212].

Элементы-примеси в минералах. По данным Ю. А. Синчука, в галенитах из месторождений Западного Прибайкалья и Желиндинской зоны обнаружено небольшое количество серебра, сурьмы, кадмия, мышьяка (табл. 21). В сфалеритах содержатся кадмий (до 0,31%), серебро (до 9 г/т), германий.

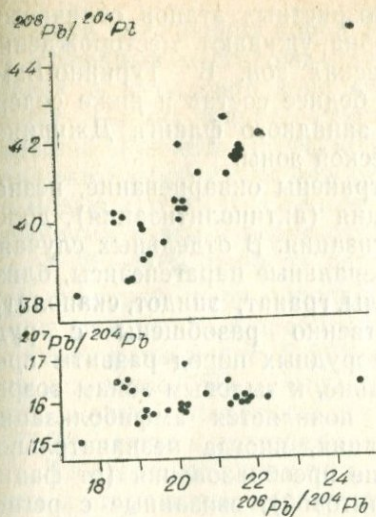
Изотопный состав серы и свинца. Немногочисленные анализы серы галенитов и сфалеритов из месторождений Западного Прибайкалья выявили существенное утяжеление ее изо-

Таблица 21

Содержание элементов-примесей в минералах галенит-сфалерит-флюоритовых месторождений и рудопроявлений, г/т (по Ю. А. Синчуку)

Минерал	Cd	Ge	Sb	As
<i>Барвинское месторождение</i>				
Галенит	15 (1)	Не обн. (1)	56(1)	Не обн. (1)
Сфалерит	2100 (1)	100(1)	40(1)	»
<i>Анайская группа рудопроявлений</i>				
Галенит	23(1)	10(1)	240(1)	60(1)
Сфалерит	100(1)	100(1)	10(1)	Не обн. (1)
<i>Желиндинская рудная зона</i>				
Галенит	42(1)	Не обн. (1)	170(1)	Не обн. (1)
Сфалерит	Не обн. (1)	27(1)	—	30(1)

Рис. 21. Графики отношений изотопного состава рудных свинцов галенит-сфалерит-флюоритовых месторождений Прибайкальского полиметаллического пояса.



ответственно (рис. 21). Они достаточно близки к величинам месторождений миссисипского типа. Неоднородность состава и обогащенность радиогенными изотопами служат признаком происхождения руд из источника с высоким U/Pb отношением. Значительная гетерогенность свидетельствует о смещении по крайней мере двух типов свинцов. По [213], доля радиогенного свинца в разных зонах рудного пояса неодинакова.

Галенит-сфалеритовый минеральный тип. Известно несколько циклов седиментогенеза и тектономагматической активности, сопровождавшихся оруденением различных формационных типов. Рудные тела их приурочены к вулканогенно-осадочным, осадочным, метаморфическим и редко интрузивным породам, имеющим возраст от протерозоя до мезозоя. Этапы максимальной минерализации связаны с посленижнепалеозойской эпохой, в меньшей мере с поздним докембрием.

Стратиформные месторождения пространственно тяготеют к областям распространения байкальской и каледонской складчатости. Генетическая связь их с определенными интрузивными и вулканогенными породами достоверно не доказана. Месторождения по геолого-структурному положению, вещественному составу околорудно-измененных пород близки к типу Каратау—Миссисипи. Они приурочены к карбонатным толщам рифея, венда, кембрия и представлены метасоматическими с незначительным количеством жильных минералов телами, зонами рассеянной прожилково-вкрапленной минерализации существенно галенит-сфалеритового состава (Худак, Доватка, Нахой-Дошо, Тарбагатай). Реже в них присутствуют арсенопирит, пирит, халькопирит, станнин, пирротин, блеклая руда, флюорит. В некоторых случаях руды сложены барит-полиметаллической ассоциацией (Намаминское, Иоко). Глубокие части рудных тел относительно обогащены сфалеритом, а верхние — галенитом и блеклой рудой.

Вещественный состав руд разновозрастных этапов отличается несущественно. Большую разницу обнаруживают месторождения различных структурно-металлогенических зон. В Туркино-Бамбуйской зоне они часто оловоносны; беднее состав и ниже содержания примесей в месторождениях западного фланга Джидино-Витимской структурно-металлогенической зоны.

Во вмещающих породах распространены окварцевание, незначительная пиритизация, амфиболизация (актинолитизация), доломитизация, серпентинизация, серицитизация. В отдельных случаях (Худак, Нахой-Дошо) выявлены минеральные парагенезисы, близкие к скарновым (пироксены, амфиболы, гранат, эпидот, скаполит). Такие участки нередко пространственно разобщены с рудными телами. Во внешней зоне окolorудных пород развиты прожилковая карбонатизация, окварцевание, к тыловым зонам возрастает интенсивность окварцевания, появляется амфиболизация (актинолитизация), слабая пиритизация, иногда незначительное скарнирование [166]. Метаморфические преобразования (от фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой), связанные с региональным и плутоническим метаморфизмом, обусловили перекристаллизацию и переотложение руд, появление силикатных и алюмосиликатных минералов, образование парагенезисов, близких по составу к скарновым.

В рудах кроме свинца и цинка присутствуют кадмий (до 0,0п%), медь, сурьма, мышьяк (до 0,п%). Отдельные проявления (Худак, Доватка, Троицкое) обогащены до десятых — тысячных долей процента оловом, висмутом (до 0,002%). Содержание бария, исключая некоторые проявления, не превышает 0,1%, не характерны также бор, фтор, железо, ртуть, редкие щелочи (рубий, литий, цезий), бериллий. Отмечено локальное повышение марганца (до 1—2%). В Туркино-Бамбуйской зоне месторождения обогащены оловом, в Восточном Саяне, кроме того, аксессуарными количествами серебра, золота и нередко мышьяка, висмута. Менее разнообразен состав примесей в месторождениях Южного Прибайкалья.

Первичные ореолы. Аномальные поля изученных месторождений, как правило, не превышают площадь 0,5 км². Относительно большие размеры в основном связаны с широким развитием непромышленной рассеянной минерализации. Ореолы рудных тел более локальны. В стороны от зальбанд они прослеживаются не далее чем на 10—20 м, в участках выклинивания на продолжении рудных тел обнаруживаются на расстоянии до 200 м и более. Главные ореолообразующие элементы — цинк, свинец. В аномальных точках, реже в небольших ореолах тыловой зоны, обнаруживаются медь, сурьма, олово, марганец. В отдельных проявлениях присутствует барий. Не характерны для месторождений редкие щелочи, никель, кобальт, стронций.

Ореолы отличаются высокой дисперсией содержаний элементов и низкими коэффициентами минерализации. Форма и размеры их связаны главным образом с особенностями тектонической под-

готовки вмещающих пород. Четкого зонального строения аномалий в изученных месторождениях установить не удастся. В рудных телах и в тыловой зоне фиксируются кадмий, сурьма, серебро, олово. Из них только серебро и олово образуют мало контрастные ореолы. Расчеты коэффициентов корреляции свидетельствуют о положительной связи между цинком и свинцом (до 0,86), свинцом и медью (до 0,72). Сила ее с глубиной ослабевает. Между содержаниями цинка и бария связь слабая отрицательная.

В 80—90% проб из первичных ореолов шести изученных месторождений и рудопроявлений значения отношений $Zn/Pb \leq 5$. При этом пробы с преобладанием цинка и свинца распределились в целом равномерно. В 90% случаев значения отношений $Zn/Cu > 5$, из них около 75% — выше 10. В 95% случаев свинец преобладает над медью. Максимальная частота отношений их содержаний (75%) лежит в интервале от 5 до 50.

Элементы-примеси в минералах. Обобщенные данные по изученным месторождениям приведены в табл. 22, 23.

Таблица 22

Элементы-примеси в сфалеритах галенит-сфалеритовых гидротермальных месторождений и рудопроявлений, г/т

Месторождение, рудопроявление	Cd	Sn	In	Co	Mn	Ga	Ge
Тарбагатай	3300(5)	Не обн. (4)	18,2(1)	56(5)	900(3)	0,8(2)	Не обн. (3)
Худакское	4300(3)	133(2)	82 (3)	42(3)	6400(1)	1,14(2)	> (3)
Доватка	2800(14)	103(6)	21,5(6)	10(6)	3400(8)	6,8(13)	> (14)
Зун-Дабан	3900(3)	4,3(2)	12,2(4)	37(3)	200(1)	2,0(4)	> (3)
Солнечный	800(2)	—	—	5(2)	2100(2)	—	—
Билюта	3700(1)	5,4(1)	10,7(1)	12(1)	—	—	2,3(1)
Огненское	3900(1)	4,5(1)	14,8(1)	19(1)	—	—	Не обн. (1)
Мунгут	1200(2)	Сл. (2)	18,6(2)	82(2)	—	2,2(1)	> (2)
Иоко	800(2)	Сл. (1)	14,4(1)	26(1)	—	—	> (1)
Баян-Гол	2600(11)	Не обн. (1)	20(1)	48(1)	100(11)	8(11)	>
Ондоко	—	Сл. (1)	16,6(1)	19(1)	—	—	>
р. Баргузин	1400(1)	Не обн. (1)	32,4(1)	32(1)	—	—	>
Хамнейское*	1000(12)	67(12)	41,6(12)	10(12)	3100(12)	—	Не обн. (12)

Существенная особенность сфалеритов — их обедненность галлием, германием, индием. Содержание кадмия варьирует в основном в пределах 0,2—0,4%, марганца 0,01—0,6%, кобальта 10—80 г/т. Группа проявлений, приуроченных к Туркино-Бамбуysкой зоне, имеет заметно повышенные концентрации олова.

В галенитах низки концентрации таллия, индия, теллура (табл. 23). Распределение висмута неравномерное и редко достигает сотых долей процента. Концентрация олова, как и в случае со сфалеритом, зависит от приуроченности проявлений к определенным металлогеническим зонам. Выделяются некоторые участки, в которых минерал обогащен этим элементом до 860 г/т.

В пиритах (Худак, Тарбагатай, Рыбачье, Намама) обнаруже-

Элементы-примеси в галенитах галенит-сфалеритовых месторождений
и рудопоявлений, г/т

Месторождение, рудопоявление	Ві	Sn	In	Ag	Tl	Sb
Тарбагатай	26(9)	1(2)	1,5(8)	3157(3)	3(5)	1600(2)
Худакское	69(7)	190(4)	34,9(4)	3391(4)	3(12)	2700(4)
Доватка	9(13)	500(3)	2,0(13)	4575(4)	3(13)	3200(3)
Зун-Дабан	20(1)	7,2(1)	He обн. (24)	2330(24)	He обн. (1)	700(1)
Билоя	22(2)	3,6(2)	11,2(2)	—	—	700(2)
Мунгут	1000(1)	He обн. (1)	2,0(1)	—	He обн. (1)	—
Иоко	He обн. (1)	»	9,8(1)	—	—	He обн. (1)
Нарын-Ичетуй	15(3)	He обн. (4)	10(1)	—	—	800(1)
Судуровское	17(3)	400(5)	0,4(1)	3035(1)	3(5)	6600(1)
Ондоко	18(2)	He обн. (2)	7(2)	—	—	He обн. (2)
Хангитуй	164(1)	4,8(1)	15,5(1)	—	—	2100(1)
Нахой-Дошо	60(2)*	6,5(1)	9,1(1)	250(2)*	10(2)*	He обн. (1)
Сухая Бадота	He обн. (1)	30,7(1)	6,6(1)	—	—	700(1)
Хортяк	26(1)	He обн. (1)	13,3(1)	—	—	400(1)
Ихесарам	1000(1)	12(1)	9,3(1)	—	—	200(1)
Намама	20(2)*	5,4(2)	9,8(2)	1000(2)*	10(2)*	800(2)
Мыкерт	He обн. (1)	He обн. (1)	9,2(1)	—	—	300(1)
Баян-Гол*	40(7)	He обн. (7)	10(7)	390(4)	10(7)	100(7)
Хамнейское*	43(10)	89(10)	10(10)	80(4)	10(10)	300(10)
Цагатуйское*	53(3)	He обн. (3)	10(3)	2330(3)	10(3)	1700(3)

ны тысячные и первые сотые доли процента кобальта и никеля, повышенные количества серебра, низкие — мышьяка (менее 0,01%).

На Намаминском барит-полиметаллическом месторождении (по Ю. А. Синчуку) в халькопирите содержится до 65 г/т индия, до 11,9 г/т германия и до 5 г/т галлия, в блеклой руде — до 3 г/т индия.

Изотопный состав серы и свинца. Изотопный состав серы сульфидов варьирует в диапазоне от —8,65 до +21,84‰ $\delta^{34}\text{S}$ (рис. 22, табл. 24), 70% проб концентрируются в интервале 3÷12‰ и 85% от 0 до 12‰.

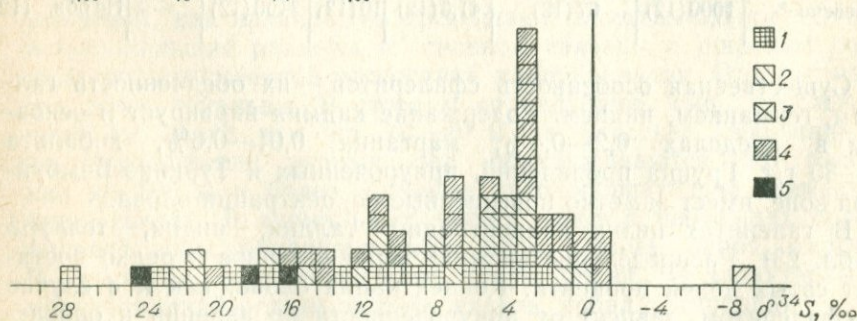


Рис. 22. Изотопный состав серы, свинцово-цинковых гидротермальных месторождений Саяно-Байкальской горной области и Забайкалья
1 — пириты, пирроиты, 2 — сфалерит, 3 — молибденит, 4 — галенит, 5 — барит.

Изотопный состав серы сульфидов галенит-сфалеритовых месторождений
и рудопроявлений

Месторождение, рудопроявление	Минерал	n	δ ³⁴ S, ‰		
			от	до	среднее
Тарбагатай	Сфалерит	2	1,94	2,0	1,97
	Галенит	1			-0,01
Зун-Дабан	Сфалерит	1			3,45
	Галенит	1			3,10
Худак	Пирит	1			6,25
	Сфалерит	1			5,25
	Галенит	2	2,53	3,3	2,91
Мунгут	Сфалерит	1			6,0
	Галенит	1			3,92
Доватка	Сфалерит	2	3,48	4,2	3,84
	Галенит	1			1,44
Билюта	Сфалерит	1			11,7
	Галенит	4	7,8	11,23	9,25
	Пирит	2	10,7	11,1	10,9
Иоко	Сфалерит	1			6,2
	Галенит	3	3,2	5,1	4,1
	Барит	2	15,7	19,0	17,8
Хамнейское	Сфалерит	1			5,15
	Галенит	1			3,55
Прямой	Пирит	1			8,2
	Пирротин	1			17,2
	Сфалерит	1			8,4
Намама	Пирит	2	13,65	14,45	14,05
	Галенит	2	7,0	9,25	8,1
	Барит	1			24,7
Рыбачье	Пирит	2	2,1	3,6	2,85
	Галенит	1			7,6
Сухая Бадота	»	1			11,5
Мыддылген	»	1			10,75
Троицкое	»	2	7,36	7,51	7,43
Солнечный	»	1			-8,65
Судуровское	»	2	-0,85	0,7	-0,1
Хангитуйское	»	1			7,7
Ихесарам	»	1			10,38
Сосновое	»	1			3,55
Верхний Икат	»	1			3,9
Мыкерт	»	1			-0,18
Баян-Гол	Сфалерит	2	0,39	2,95	1,67
	Молибденит	1			5,8
Огненное	Сфалерит	1			21,84
Восточный	Пирит	1			4,32
Горевское	»	3	19,1	28,6	24,0
	Сфалерит	4	12,7	21,9	17,8
	Галенит	4	11,7	20,5	16,3
Кадая	»	1			3,51
Благодатское	Сфалерит	2	4,07	4,41	4,14
	Галенит	2	2,22	2,61	2,41

Примечание. По Иоко и Прямому использованы данные [61], Г. М. Утехина и А. Я. Жидкова по Горевскому — [57], по Кадая и Благодатскому — [46].

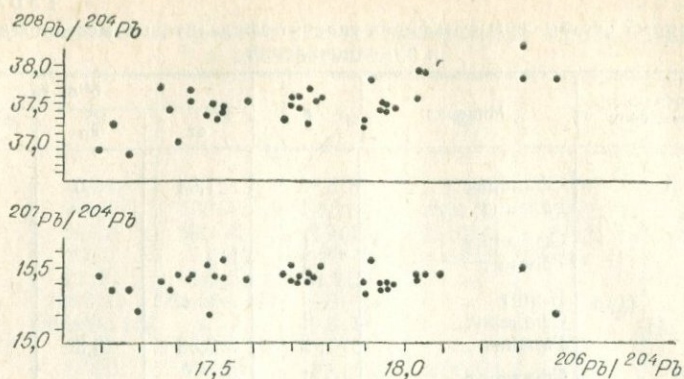


Рис. 23. Отношения изотопного состава рудных свинцов гидротермальных свинцово-цинковых месторождений Саяно-Байкальской горной области и Забайкалья.

Наибольшие различия наблюдаются для рудопроявлений из различных структурно-металлогенических зон. Данные по составу серы сосуществующих минералов свидетельствуют о достижении в большинстве случаев изотопного равновесия в растворах. В конкретных объектах степень гомогенности указывает в целом на высокую однородность серы в источнике. Величина обогащенности тяжелым изотопом падает от барита к пириту, сфалериту и галениту и хорошо совпадает с теоретическим рядом.

Состав рудных свинцов из галенитов (табл. 25, рис. 23) существенно зависит от вмещающих пород. Значительная часть их обеднена радиогенными изотопами и характеризует свинцы В-типа. Модельный возраст их, как правило, оказывается древнее геологического возраста формирования оруденения. В целом отчетливо коррелируется связь изотопного состава с возрастом вмещающих карбонатных толщ, которые, по всей вероятности, послужили источником галенита. Добавка радиогенной компоненты была невелика и лишь для отдельных объектов (Доватка, Баян-Гол) достигала значимых величин. Значения μ_0 близки к средним для коры.

Жильные кварц-полиметаллические проявления распространены на площадях всех известных рудных зон. Они связаны с докембрийскими, палеозойскими и мезозойскими этапами тектономагматической активности, сопровождая месторождения различных генетических и минеральных типов. В метаморфических толщах они выделяются в качестве самостоятельной минерализации, но нередко имеют повышенную золотоносность.

Рудные тела в виде жил и прожилковых зон сложены кварцем с вкрапленностью и гнездами, иногда полосовидными выделениями сульфидов, карбонатов (кальцит, доломит, анкерит). Из сульфидов чаще всего присутствуют пирит, галенит, сфалерит, халькопирит. Арсенопирит, блеклая руда, буланжерит, станнин

Изотопный состав рудного свинца галенит-сфалеритовых гидротермальных месторождений и рудопроявлений

Месторождение, рудопроявление	n	Отношение к ^{204}Pb		
		^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Тарбагатай	4	17,97	15,39	37,46
Доватка	1	18,40	15,18	37,87
Худак	5	17,73	15,42	37,46
Зун-Дабан	1	18,05	15,47	37,92
Судуровское	4	17,95	15,39	37,41
Нахой-Дошо	1	16,64	15,38	36,77
Баян-Гол	1	18,03	15,47	37,97
Мылдылген	1	17,91	15,55	37,82
Илька	1	17,38	15,37	37,42
Сухая Бадота	1	17,78	15,52	37,56
Ихесарам	1	17,57	15,43	37,43
Троицкое	1	17,49	15,20	37,52
Мунгут	1	17,75	15,47	37,71
Намама	2	17,59	15,45	37,30
Бамбуйка	1	17,43	15,43	37,54
Хангитуй	1	17,58	15,43	37,52
Билюта	1	17,43	15,46	37,69
Хамней	1	17,70	15,52	37,48
Иоко	3	17,28	15,36	37,16
Рыбачье	4	17,42	15,48	37,11
Мыкерт	1	17,23	15,37	37,23
Хортяк	3	18,42	15,61	38,29

Примечание. Кроме наших, использованы данные: по Тарбагатаю, Худаку и Судуровскому месторождениям — Н. И. Полевой; по Доватке — Н. В. Никитина; по Худаку, Судуровскому месторождению и Хортяку — [23, 24]; по Иоко и Рыбачью — Э. Г. Конникова, Г. М. Утекина, Г. К. Еникеева [209]; по Хортяку — К. А. Маркова.

встречаются спорадически. Во вмещающих породах распространено окварцевание, карбонатизация, слабая пиритизация, нередко хлоритизация.

В жилах установлены цинк, свинец (до п%), медь (до 0,1%), висмут, мышьяк (до 0,0п%), серебро, небольшие количества золота (до п г/т).

Первичные ореолы на проявлениях не изучались. Отрывочные данные имеются по составу элементов-примесей в минералах. В галените (Безымянный, Галенитовый) обнаружено 3—4 г/т олова, 9—13 г/т индия, 22—300 г/т висмута, 0,03—0,06% сурьмы, отсутствуют германий и таллий.

Изотопный состав серы и свинца определен в проявлениях Северного Прибайкалья (Чакчеун, Галенитовый, р. Намама) и Витимского нагорья (кл. Безымянный). Величины $\delta^{34}\text{S}$ представлены в табл. 26.

Значения изотопного состава серы галенитов и сфалерита варьируют от отрицательных до положительных величин $\delta^{34}\text{S}$ и

Изотопный состав серы сульфидов жильных кварц-полиметаллических проявлений

Проявление	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Устье р. Чипчикон	Галенит	1	-2,09
	Сфалерит	1	6,41
Кл. Безымянный	Галенит	1	-0,65
Уч. Галенитовый	»	4	$5,6 \div 7,3$
			6,3
Уч. Чакчеун	»	1	7,4

Примечание. По Галенитовому и Чакчеуну использованы также данные А. Я. Жидкова и Г. М. Утехина.

характеризуют неоднородный источник серы изученных проявлений.

Изотопный состав свинца (табл. 27) выявляет весьма неоднородный и различный источник вещества, вовлеченный в процесс минералообразования. Участкам Чакчеун и Галенитовый присуща обогащенность радиогенными изотопами, приближающаяся к проявлениям Прибайкальского полиметаллического пояса со свинцами J-типа. На рудопроявлении кл. Безымянного свинец с примитивным составом.

Таблица 27

Изотопный состав галенитов жильных кварц-полиметаллических проявлений

Рудопроявление	n	Отношение к ^{204}Pb		
		^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Уч. Чакчеун	1	17,97	15,34	37,63
Уч. Галенитовый	2	19,25	15,44	39,63
Кл. Безымянный	1	16,70	15,31	37,00
Бассейн р. Олекма	8	17,88	15,44	37,85

Примечание. По Чакчеуну и Галенитовому использованы данные А. Я. Жидкова, Г. М. Утехина, бассейн р. Олекма — по [22].

ВОЛЬФРАМОВЫЕ И МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматитовые проявления. Вольфрамсодержащие пегматитовые жилы немногочисленны и известны в бассейнах рек Баргузин, Лев. Мама, на Заганском хребте. Это одиночные жилы, редко серии жил, залегающие среди гранитоидов и кристаллических сланцев докембрия. Пегматиты графического и мелкоблокового строения участками альбитизированы, мусковитизированы,

содержат вольфрамит, шеелит, недиагностированные тантало-ниобаты, висмутин. Количество вольфрама в жилах не превышает 0,1—0,3%. Анализами определены также повышенные концентрации олова, ниобия, молибдена, циркония.

Грейзеновые месторождения. Проявления грейзенового типа редки и самостоятельного значения не имеют. Они представляют обычно один из этапов существенно гидротермальных месторождений и локализованы в апикальных частях и зонах тектонических нарушений массивов гранитов раннемезозойского, палеозойского возраста, реже в их экзоконтактовых частях. С ними связаны флюорит, молибденит, олово (в виде примеси в слюдах и касситерита), отчасти вольфрам, акцессорный берилл. Более поздние кварцевые прожилки в призальбандовой части содержат шеелит, вольфрамит, а в жильной массе — висмутовые минералы, пирит, галенит, сфалерит (обычно не более 1%). В рудах почти постоянно присутствуют молибден (0,003—0,47%), олово, висмут, свинец, цинк, серебро в количествах до тысячных — сотых долей процента.

Участки вольфрамоносных грейзенов сопровождаются слабо-контрастными первичными ореолами молибдена, олова, фтора и других элементов и редкими аномальными точками вольфрама, висмута, свинца.

Мусковиты, как и во многих грейзеновых месторождениях других регионов, отличаются повышенными содержаниями рубидия (до 0,1%).

Изотопный состав сульфидной серы определен в пиритах из грейзенов и кварцевых жил на Антоногогорском месторождении Восточного Забайкалья (3 ан). Средняя величина $\delta^{34}\text{S}$ их близка к метеоритному уровню ($-1,5\text{‰}$) с небольшим отклонением в сторону обогащения легким изотопом.

Состав рудного свинца проанализирован на Шерловогорском и Шумиловском олово-вольфрамовых месторождениях с топаз-слюдяно-кварцевым типом грейзенов [24]. Величины отношений ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb к ^{204}Pb составляют соответственно 18,55; 15,52 и 38,32 (2 ан.).

Скарновые месторождения. Большая часть вольфрамоносных скарнов отмечена в областях распространения палеозойских гранитоидов (Восточный Саян, Северное Прибайкалье, Витимское плоскогорье). Значительно реже они ассоциируют с мезозойскими и протерозойскими гранитами.

Линзо- и жилобразные или неправильной формы тела их приурочены к контактам карбонатных пород с гранитами, иногда обнаруживаются в некотором удалении от них. Состав скарнов варьирует от гранатовых до пироксеновых, везувиановых, нередко с эпидотом, амфиболом. В гидротермальную стадию сформировались кварцевые, кварц-полевошпатовые, кварц-кальцитовые прожилки.

Рудные минералы представлены шеелитом, молибденитом, магнетитом, халькопиритом, пирротинном, пиритом, в качестве второ-

степенных и акцессорных встречаются висмутин, сфалерит, галенит, станнин, золото. Суммарное количество их (исключая магнетит) не превышает 1—3%, а распределение крайне неравномерное. Они образуют незакономерную рассеянную вкрапленность, редко гнездообразные скопления, выполняют интерстиции в скарнах. Известны участки, содержащие из рудных минералов только шеелит (Улекчинское, Мухор-Горхон).

В рудах определены повышенные количества вольфрама, молибдена, меди, висмута (до 0,5%), иногда олова (до 0,15%), золота (до 1 г/т). В ряде случаев шеелит ассоциирует со скарнами железорудных месторождений (Харасан, Солонго). Здесь же имеются штоки палеозойских гранитов, сопровождающиеся гидротермальной молибденовой минерализацией.

Первичные ореолы. Вольфрам, молибден, медь, висмут образуют типичную ассоциацию и в первичных ореолах. К ним же нередко добавляются олово, марганец. Параметры ореолов не изучены.

Элементы-примеси в минералах. Шеелиты Амольского, Маректанского проявлений содержат 0,86—3,6% молибдена (по В. В. Васильченко). Имеющиеся два спектральных полуколичественных анализа 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 Оланского месторождения содержатся 36,3 г/т индия, 115 г/т кобальта и 7,9 г/т 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}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb к ^{204}Pb в галените (1 проба) составляют соответственно 17,71; 15,28 и 37,43. Модельный возраст его соответствует палеозойскому этапу.

В группе гидротермальных месторождений рассмотрены кварц-шеелитовый, кварц-вольфрамитовый и кварц-сульфидно-гюбнеритовый минеральный типы. Первый характеризует в основном палеозойский этап, а третий связан исключительно с ранним мезозоем. Кварц-вольфрамитовые малосульфидные проявления разновозрастны.

Кварц-шеелитовый минеральный тип. Типичные представители кварц-шеелитовых месторождений — Скалистое, Казачья Поляна, Гранитное, Байсинское, Ангокитское, Право-Асиктинское. Рудопроявления локализованы в областях развития посленижнепалеозойского гранитного магматизма, частично мезозойской тектономагматической активизации и байкальской складчатости. Они приурочены к осадочно-метаморфическим толщам, имеющим в своем составе карбонатные и карбонатсодержащие породы и прованным биотитовыми и лейкократовыми гранитами преимущественно палеозойского возраста. Кварцевые жилы и прожилковые зоны содержат шеелит, небольшое количество сульфидов, сульфо-

солей, карбонатов, флюорита, тремолита, серицита. Сульфиды представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. В качестве аксессуарных встречаются блеклые руды, в том числе серебросодержащие, станнин, молибденит, золото, энаргит, пирротин, арсенопирит. Общее содержание рудных минералов на жильную массу не превышает 1—3%. Они образуют неравномерную вкрапленность и гнездообразные скопления, изредка отмечается поясовое, грубополосчатое распределение.

Во вмещающих породах распространены окварцевание, тремолитизация, актинолитизация, незначительно проявлены флюоритизация и пиритизация.

Отличительной чертой месторождений является их общая бедность сопутствующими компонентами. В рудах определены цинк, свинец (до 1—2%), медь, мышьяк, сурьма (до 0,0п%), фтор (до 1—3%), аксессуарные количества серебра, золота, на отдельных проявлениях — олова. Цезий, рубидий, фосфор, германий, ниобий, барий и ряд других элементов присутствуют в количествах, не превышающих кларковые. Анализы на бор и ртуть не проводились.

Максимальные концентрации мышьяка и сурьмы (рудопоявление Скалистое) тяготеют к высоким гипсометрическим уровням жил. В этом же направлении несколько увеличивается количество свинца. Отношения содержаний Zn/Pb , Zn/Cu и Pb/Cu составляют соответственно 1,5; 3,0; 1,8.

Первичные ореолы. Аномальные концентрации образуют кремний, магний, сурьма, цинк, свинец, медь, молибден, фтор, серебро (Скалистое, Казачья Поляна). Вольфрам и сурьма ввиду низкой чувствительности анализа представлены аномальными точками. Ореолы отличаются небольшими размерами и низкой контрастностью. Интенсивность и ширина их в общем случае сопоставима с параметрами рудного тела.

Схема зональности распределения элементов по нормали к осевой зоне выглядит следующим образом (начиная от наиболее удаленных частей): кремний — магний — сурьма (?) — цинк — свинец — медь — вольфрам (?) — молибден. К верхним уровням среза тяготеют повышенные содержания сурьмы, в нижних — увеличивается магний.

Величины отношений содержаний элементов $Zn/Pb < 1$ составляют 53%, от 1,1 до 10 — 42%; Zn/Cu — от 1 до 10 — 58%; Pb/Cu от 1 до 10 — 64%.

Элементы-примеси в минералах. Галениты содержат теллур, сурьму (до 0п%), висмут (до 22 г/т), олово (до 12 г/т), индий (до 10,8 г/т), отсутствует таллий. Теллур, сурьма (0п%), а также олово и мышьяк (0,0п%) выявлены в халькопиритах, которые так же, как и галенит, бедны индием (10 г/т) и таллием.

В пиритах (2 пробы) никель преобладает над кобальтом (в 2—3 раза) при содержаниях в сотые доли процента. До десятых долей процента присутствуют мышьяк и серебро. В шеелитах об-

Изотопный состав серы сульфидов месторождений
кварц-шеелитового минерального типа

Месторождение	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Скалистое	Пирит	1	5,7
	Халькопирит	1	8,4
	Галенит	2	4,38
Ангокит Казачья Поляна Уч. Верхний	Пирит	1	1,52
	Галенит	1	4,7
	»	1	3,9

наружено 0,002—0,015% молибдена, до 0,02% стронция и редких земель (по В. В. Васильченко), 0,006% меди, 0,8 г/т висмута.

Изотопный состав серы и свинца. Изотопный состав сульфидной серы (табл. 28) утяжелен относительно метеоритного уровня ($\delta^{34}\text{S}$ в среднем +4,6‰) и близок к сере сульфидов гидротермальных молибденовых месторождений палеозойского этапа.

Свинец галенитов беден радиогенными изотопами (табл. 29, рис. 24). Значения модельного возраста его близко совпадают с возрастом вмещающих рифейских и вендских карбонатных толщ, которые, вероятно, послужили источником свинца.

Кварц-вольфрамитовый минеральный тип. Большинство мало-сульфидных кварц-вольфрамитовых проявлений сосредоточено в Джидинском рудном районе (Байбинское, Харгантуй, Запсар, Экин-Убур). Оруденение связывается с раннемезозойской тектономагматической активизацией, хотя существуют представления о возможной локализации части его в эпоху герцинской складчатости [235].

Жилы и прожилковые зоны залегают среди гранитов (Харгантуй), осадочно-метаморфических пород (Байбинское) и известняков (Запсар, Экин-Убур). Вольфрамит в них распределен неравномерно, слагая вкрапленники, гнездообразные и ленточные скопления. В небольших количествах присутствуют сульфиды, слюды, полевые шпаты, флюорит, шеелит. Из сульфидов диагностированы пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, молибденит, висмутин. Оруденение формировалось в не-

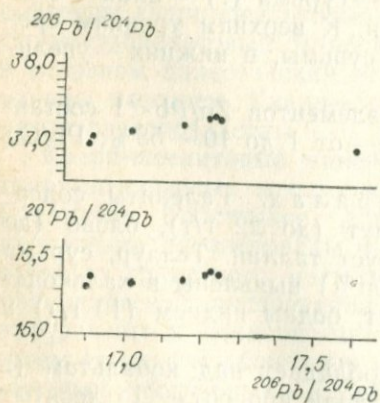


Рис. 24. Отношения изотопного состава рудных свинцов домезозойских шеелитовых месторождений Забайкалья.

Изотопный состав рудного свинца месторождений и рудопроявлений кварц-шеелитового минерального типа

Месторождение, рудопроявление	n	Отношение к ^{204}Pb		
		^{208}Pb	^{207}Pb	^{206}Pb
Казачья Поляна	3	17,20	15,397	37,32
уч. Широный	1	17,02	15,37	37,16
уч. Итыла	1	16,91	15,39	37,11
Скалистое	1	17,25	15,416	37,32
уч. Верхний	1	16,90	15,33	37,04
Ангокит	1	17,62	15,39	36,96

Примечание. По участкам Широный, Итыла и месторождению Ангокит — данные Б. С. Чернова.

сколько стадий. В одну из начальных были образованы грейзены, а в ряде случаев — и рассеянная кварц-молибденитовая минерализация.

В околорудных породах распространены грейзенизация (мусковитизация), окварцевание, значительно слабее проявлены флюоритизация, пиритизация. Мощность зон околожильного изменения не распространяется далее 0,5 м (редко до 1,5 м) в стороны от зальбанд. Грейзены кварц-мусковитового состава содержат флюорит, альбит, пирит, иногда в качестве аксессуарных присутствуют шеелит, берилл.

Одна группа проявлений тесно связана 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), относительно повышенными количествами свинца, цинка, сурьмы, мышьяка (1%), для второй характерна высокая оловоносность [165].

Контактные зоны и участки мусковитовых агрегатов содержат вольфрам, фтор (до n%), рубидий, литий (до 0, n%), олово и цезий. Кварцево-жильная часть обогащена халькофильными элементами и нередко фтором.

Первичные ореолы. Около рудного тела (Байбинское месторождение) установлены повышенные концентрации вольфрама, молибдена, меди, цинка, свинца, рубидия, фтора, цезия и др. [172]. Аномальными точками представлен фосфор. Ширина ореола со стороны зальбанд не превышает первого десятка метров. На имеющихся сечениях в аномалиях свинца и цинка характер убывания концентрации в сторону от рудной жилы экспоненциальный. Строение ореолов фтора, редких щелочей и молибдена более сложное.

Элементы-примеси в минералах. Вольфрамиты относятся к существенно марганцевой разновидности (табл. 30). Показательны для них отсутствие или низкая концентрация ниобия,

Химический состав вольфрамитов месторождений
кварц-вольфрамитового минерального типа, 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
Харгантуй	0,16	22,56	76,48	0,54

тантала, скандия, олова (менее 0,001%). В гюбнеритах проявлений Запсар, Экин-Убур, Харгантуй обнаружены молибден (до 10 г/т), иттрий, цирконий (до 0,01%). Наличие висмута, меди, свинца, цинка обусловлено включениями других минералов.

В шеелитах определены редкие земли (до 0,00п%), в отдельных пробах медь и стронций (до 0,01%). Флюориты также содержат стронций, иттрий, марганец. В некоторых пробах выявлены молибден, олово, висмут, свинец, связанные с внеструктурными примесями.

В мусковитах из зальбанд и жильного выполнения обнаруживаются стронций, барий, литий (0,0п%), галлий (до 300 г/т), свинец, олово, бериллий (0,00п%). Полевые шпаты из этих же жил содержат стронций, барий (0,0п%), галлий (0,00п%), а на Байбинском месторождении также олово.

Сульфиды Байбинского месторождения (табл. 31) обогащены оловом, висмутом, индием, обеднены таллием, германием (менее 3—5 г/т). В халькопирите отмечаются повышенные количества

Таблица 31

Содержание элементов-примесей в сульфидах и сульфосолях
кварц-вольфрамитовых месторождений, г/т

Минерал	n	Cd	In	Bi	As	Sn	Ga	Co	Ni
<i>Запсар</i>									
Блеклая руда	4	60	Не обн.	1500	—	—	Не обн.	—	—
<i>Экин-Убур</i>									
Блеклая руда	4	2000	Не обн.	160	—	—	Не обн.	—	—
Галенит	3	110	»	2000	—	—	20	—	—
<i>Байбинское</i>									
Пирит	1	—	—	10	300	—	—	60	30
Халькопирит	3	200	Не обн.	340	370	20	Сл.	37	12
Галенит	3	50	»	7300	—	103	—	—	—
Сфалерит	18	3500	320	480	—	55	7,8	39	8

Примечание. Во всех пробах не обнаружены германий, таллий. Примеси в пирите определены спектральным приближенно-количественным методом.

серебра, висмута. Особенность блеклой руды участков Экин-Убур и Запсар заключается в повышенной висмутосодержимости.

Изотопный состав серы. В халькопирите и сфалерите из вольфрамоносной жилы Байбинского месторождения величина $\delta^{34}\text{S}$ равна соответственно +4,0 и +0,75‰. Сера молибденита и пирита ранней стадии Алтанского проявления также несколько утяжелена относительно метеоритной (3,6 и 3,2‰).

К кварц-сульфидно-гюбнеритовому минеральному типу относится группа промышленно важных месторождений этапа мезозойской тектономагматической активизации (Холтосонское, Булуктаевское, Бом-Горхонское). Рудные тела их представлены кварцевыми жилами и штокверковыми зонами среди осадочно-метаморфических пород, гранитов, диоритов. Оруденение формировалось в течение нескольких стадий. В результате интеграции их продуктов были образованы многокомпонентные минеральные ассоциации.

В предрудный этап в рудоносных гранитных массивах и ближайших экзоконтактах проявились процессы грейзенизации, микроклинизации, альбитизации, сопровождающиеся рассеянной молибденовой, вольфрамовой минерализацией.

Выделяются два главных этапа рудообразования, между которыми происходило внедрение межрудных даек аплитов, сиенит-порфиоров, кварцевых сиенитов. В первый сформировалось исключительно молибденовое оруденение, во второй — редкометалльно-гюбнеритовое и затем сульфидно-гюбнеритовое. С завершающими стадиями связаны низкотемпературные кварцевые, кварц-карбонатные с флюоритом, иногда с сульфидами жилы и прожилки.

Площадь измененных пород на месторождениях 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, натрия, привносом фтора, серы, калия, редких щелочей, накоплением железа [100, 145]. В пострудный этап локально проявились флюоритизация, окварцевание и карбонатизация. Широко распространены они на периферии месторождений.

В 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 слюдястыми, флюорит-слюдистыми метасоматитами. Мощность зон околожильного изменения пород достигает десятков метров.

К типоморфным элементам руд относятся вольфрам, фтор, цинк, свинец, висмут, медь, а слюдястых образований — фтор (n%), рубидий (0,n%), цезий (0,0n%). Не характерны ниобий, тантал, бор, скандий, олово, хотя в грейзенах и отдельных участках руд последние присутствуют в количестве 0,00n%—0,0n%.

Отношения содержаний Zn/Pb, Zn/Cu, Pb/Cu в рудах равны соответственно 0,5—2; 2—5 и 2—4.

Распределение элементов и минералов в жилах связано с явлениями фациальной зональности. В течение большинства стадий последовательность минерализации выражена примерно по одной схеме. В начальных периодах высока активность щелочей, фтора, серы, затем формируется редкометальная минерализация и, наконец, возрастает роль полиметаллического и медного оруденения. Вместе с тем вертикальная и горизонтальная зональность выражена и улавливается только в мощных и протяженных жилах. За контурами промышленных вольфрамовых жил распространена существенно полиметаллическая минерализация. В отдельных жилах, удаленных от эпицентра оруденения, увеличивается количество блеклой руды. В случае штокверкового оруденения на глубоких горизонтах повышаются концентрации висмута, молибдена.

Первичные ореолы. В составе первичных ореолов (Булуктаевское, Холтосонское, Инкурское месторождения) представлены сера, фтор, рубидий, цезий, молибден, вольфрам, висмут, олово, цинк, свинец, медь, серебро, мышьяк, сурьма. Неконтрастные отрицательные ореолы (не всегда) образуют барий, ванадий, стронций. Эта широкая ассоциация является суммарной характеристикой двух основных этапов формирования месторождений — прерудного (фтор, сера, редкие щелочи, частично молибден, вольфрам, олово) и рудного (молибден, вольфрам, висмут, фтор, халькофильные элементы).

Контрастность ореолов наиболее высока для штокверкового оруденения, где фиксируются постепенные переходы от фоновых к промышленным содержаниям, и значительно ниже около кварцево-жильных тел.

Аномальное поле месторождений превышает 4—5 км². Наиболее широкие ореолы образуют фтор, сера, молибден, редкие щелочи. Площадь распространения редких металлов достигает 2—3 км². Ореолы отдельных кварц-вольфрамитовых жил невелики и сопоставимы с мощностью рудных тел.

При штокверковом оруденении аномалии имеют неправильную форму, соответствующую контурам промышленных залежей, около жильных тел — линейную. Со стороны всякого бока они больших размеров и контрастнее, чем со стороны лежащего. Параметры ореолов конкретных элементов не связаны прямолинейно с продуктивностью рудных тел. Во внутренних зонах ореолов максимальна контрастность редких металлов, щелочей, серы, цинка, свинца, олова и висмута, в промежуточной исчезают олово, висмут, а внешняя представлена аномалиями фтора, серы, рубидия и цезия. Во внешней зоне распространены также мелкие разрозненные проявления свинца, цинка и меди, образующие несплошной ореол.

В надрудной части распространены фтор, рубидий, цезий, мелкие полиметаллические проявления и аномальные точки мышьяка, сурьмы. В срезах на уровне сечения рудных тел набор элементов

максимален. На нижних срезах отмечается относительное повышение концентраций висмута, олова, молибдена (Инкурское месторождение).

Величины отношений Zn/Pb , Zn/Cu варьируют в основном от $<0,5$ до $5,0$ (75—80% проб).

Расчет коэффициентов линейной корреляции между содержаниями элементов в пределах штокверкового вольфрамового оруденения Инкурского месторождения выявляет значимые положительные связи между фтором, вольфрамом и свинцом. Значения корреляционных связей варьируют от выборки к выборке, абсолютные величины их не обладают индикаторными свойствами [172].

На Бом-Горхонском месторождении [106] в связи с процессами калишпатизации, сопровождающей образование гранитов, возник мало контрастный барий-стронциевый ореол шириной до 2—6 км и протяженностью более 30 км. Дегазация интрузий и пропаривание вмещающих пород обусловили формирование также мало контрастного ореола вольфрама, серебра, висмута, фтора, рубидия, цинка и свинца [106, 201]. С последующей грейзенизацией связаны более высококонтрастные аномалии молибдена, серебра, вольфрама, олова, висмута, фтора. Промышленное гидротермальное оруденение сопровождалось аномалиями вольфрама, серебра, олова, цинка и фтора.

Элементы-примеси в минералах. Из известных 67 анализов гюбнерита только в пяти содержится более 2% железа. Минерал отличается низкими концентрациями ниобия (до 0,4% Nb_2O_5), тантала (до 0,045% Ta_2O_5), скандия (до 0,004%). В слюдах и полевых шпатах повышены концентрации рубидия, цезия, низки — галлия (табл. 32). В шеелитах не обнаружено значимых содержаний редких земель (до 0,01%), стронция, меди. Сульфиды в целом обогащены висмутом, кадмием, индием, теллуrom, обеднены германием, галлием (табл. 33). Максимальные концентрации висмута отмечены в ранних генерациях. При удалении от эпицентров оруденения на флангах месторождений уровень содержаний уменьшается в 10 и более раз. Аналогичная тенденция у олова, индия. Повышенная сереброносность отмечена для га-

Таблица 32

Содержание элементов-примесей в слюдах и полевых шпатах месторождений сульфидно-гюбнеритового типа, г/т

Минерал	Be	Rb	Cs	Sn*	Ga	Ge
Мусковит	$\frac{43}{(27)}$	$\frac{2500}{(42)}$	$\frac{56}{(51)}$	$\frac{130}{(10)}$	$\frac{190}{(18)}$	$\frac{4,3}{(52)}$
Микроклин	$\frac{10}{(11)}$	$\frac{1500}{(36)}$	$\frac{25}{(36)}$	Не обн. $\frac{\quad}{(4)}$	$\frac{22}{(6)}$	—

Примечание. Таблица составлена по данным Д. О. Онтоева, Я. А. Косалса, Е. Е. Кучкина, В. А. Басиной, Л. И. Агаповой и автора.

Содержание элементов-примесей в минералах месторождений
сульфидно-гюбнеритового типа, г/т

Элемент	Сфалерит	Галенит	Пирит	Халькопирит	Блеклая руда
Cd	100—11400 6600(30)	Не обн. —730 200(19)	—	10—120 50(7)	—
In	11—300 163(28)	1—23 6(16)	—	<6—55 10(11)	<1—20 12(4)
Ga	0,3—10 2,6(17)	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 15,7(23)	—	20—600 265(35)	—	—
Bi	—	500—28000 6600(25)	Сл.—1100 192(16)	10—130 44(9)	60—12000 2300(6)
Ag	—	500—15000 3600(18)	1—46 3—8(5)	3—10* 7(2)	3300(1)
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. При составлении таблицы, кроме наших данных, использованы материалы Д. О. Онтоева, В. А. Басиной, М. М. Повилайтис, И. С. Вахромеева, А. П. Карабулькина.

ленита, халькопирита, блеклой руды и пирита. Средние значения содержаний примесей в сульфидах и пределы их вариаций представлены в табл. 33. Флюориты содержат до 0,0п% иттрия, стронций.

Изотопный состав серы и свинца. Анализ сульфидов выявил гомогенность изотопного состава серы и близость ее к метеоритной (табл. 34). Вариации изотопных отношений не превышают 3—4‰, а значения $\delta^{34}\text{S}$ в среднем составляют +1,18‰. В сравнении с серой молибденового этапа отмечается некоторое утяжеление ее состава.

Для изотопного состава рудного свинца характерна относительная бедность радиогенными изотопами в сравнении с той,

Изотопный состав серы сульфидно-гюбнеритовых месторождений

Месторождение	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			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			-0,35
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	1			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

которую можно было бы ожидать исходя из предположения о их мезозойском возрасте (табл. 35). Ни один из расчетов возраста свинца по различным моделям не дает удовлетворительной сходимости со значениями, определенными К—Аг методом.

Таблица 35

Изотопный состав рудного свинца сульфидно-гюбнеритовых месторождений

Месторождение	n	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 [24].

МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Молибденовая минерализация представлена пегматитовым, скарновым, грейзеновым и гидротермальным типами. Некоторые исследователи выделяют, кроме того, эпимагматический тип, представляющий относительно равномерную вкрапленность молибденита в магматических породах (обычно аплитах, гранит-порфирах, лейкократовых гранитах).

Пегматитовые проявления. Пегматиты с молибденитом обнаружены в Восточном Саяне, Северном Прибайкалье, Заганском хребте, на Витимском плоскогорье, в бассейне р. Джиды. Это оди-

ночные жилы, иногда небольшие скопления их в полях развития метаморфических, интрузивных и осадочных пород докембрийского, реже палеозойского возраста.

Пегматиты сложены существенно кварц-микроклиновым агрегатом. Молибденит в виде единичных чешуек, розеток или гнездообразных скоплений распределен неравномерно в альбандовых (иногда в экзоконтакте) и центральных частях или в незакономерной убогой вкрапленности в массе жильного материала, кварцевых ядрах. Иногда с ним ассоциируют пирит, халькопирит, магнетит, флюорит, чаще выделения его мономинеральные. Содержание сульфидной фракции достигает 0,5—1,5%. Количество молибдена в минерализованных участках жил не превышает 0,1%. Спорадически в повышенных количествах отмечаются вольфрам (до 0,18%), медь, свинец (до 0,03%), олово (до 0,001—0,006%).

Специального минералогического и геохимического изучения пегматитовых проявлений молибдена не проводилось. Нет данных по микроэлементному составу сульфидных, в том числе молибденитовых, фракций, не изучены и эндогенные ореолы.

Изотопный состав серы молибденитов двух рудопроявлений свидетельствует об утяжелении ее относительно метеоритной (Заганский хребет +4,85‰, верховье р. Кыджимит — среднее 9,6‰).

Скарновые месторождения. Известно несколько десятков молибденитовых проявлений, приуроченных к скарнам и скарноподобным породам. Большая часть их обнаружена в районах распространения палеозойского магматизма, реже — протерозойского и раннемезозойского. Скарны образованы по карбонатным, карбонатно-вулканогенно-терригенным (Кедровское, Семеновское, Котороконское, Верхне-Улунтуйское, Надежное, Хакусинское) породам и приурочены к экзоконтактовым частям с гранитами, сиенитами, диоритами, к зонам тектонических нарушений в непосредственной близости от интрузивных тел. В редких случаях известны молибденоносные эндоскарны (Кедровое). Интенсивное скарнирование проявилось вблизи апикальных частей массивов гранитоидов и в ксенолитах, распространенных на их верхних эрозионных срезках.

В зависимости от состава замещаемых пород скарновые тела имеют пироксеновый, гранат-пироксеновый, гранатовый, эпидот-пироксен-амфиболовый, эпидот-гранатовый, пироксен-скаполитовый состав.

С послескарновым этапом связано окварцевание. Кварцевые, кварц-карбонатные и карбонатные прожилки, сопровождаются нередко сульфидной, в том числе молибденовой, минерализацией. Прожилки, как правило, выходят за пределы метасоматических зон.

В составе рудных тел определены молибденит, пирит, в меньших количествах — пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенипирит. Суммарное содержание их не превышает 1—3%, но иногда достигает 15% (Котороконское). Известны скарны, сопровождающиеся магнетитовой (Алянга-IV), флюоритовой, шеелитовой (Ниже-Икатское, Фугловское, р. Потань) минерализацией.

Оруденение распределено неравномерно и представлено рассеянной вкрапленностью, молибденитовыми и кварц-молибденитовыми прожилками. Значительная часть его сосредоточена в скарных телах, где оно локализовано в мелких трещинках, межминеральных пространствах граната, пироксена, эпидота, амфибола. С молибденитом ассоциирует ранняя генерация пирита. Остальные сульфиды выделились в последующие стадии минерализации. Масштабы оруденения на всех известных в настоящее время рудопроявлениях невелики.

В рудных телах иногда присутствуют медь (до 0,02—0,05%), цинк (до 0,4%), свинец (до 0,2—2,0%), вольфрам (до 0,04%). На отдельных проявлениях обнаружены олово (до 0,009%), мышьяк (0,1%), серебро (3,2 г/т) и золото (0,8 г/т).

Данные о составе и особенностях распределения элементов в эндогенных ореолах отсутствуют. В литогеохимических пробах из рыхлых отложений рудопроявлений обнаруживаются молибден, свинец, цинк, медь, образующие небольшие по площади ореолы с содержанием до сотых долей процента. Аномальными точками представлены олово, мышьяк, серебро, вольфрам.

Элементы-примеси в минералах. В пиритах присутствуют никель, кобальт, серебро, висмут, мышьяк (табл. 36).

Таблица 36

Содержание элементов-примесей в пиритах из скарных молибденовых месторождений, г/т

Месторождение	Ni	Co	Bi	Ag	As
Чемуртаевское	50—500	400—690	5,5—10	1,0—2,5	Не обн. 1000(2)
	320(4)	605(4)	7,7(2)	1,8(2)	
Джидотское	20(1)	300(1)	300(1)	30(1)	—

Наличие свинца, цинка, меди связано большей частью с внеструктурными примесями. Не обнаружены таллий, теллур, сурьма.

Изотопный состав серы пирита и молибденита из скарных тел и сульфидно-кварцевой минерализации утяжелен относительно метеоритной. Для участков из разных зон эта величина существенно варьирует (табл. 37).

Таблица 37

Изотопный состав серы сульфидов из скарных молибденовых месторождений

Месторождение	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
Чемуртаевское	Пирит	2	3,03	3,6	3,31
Хуртага	Молибденит	1			5,15
Мальтинское	»	1			2,5

Изотопный состав рудного свинца из скарновых залежей не определялся. Галениты более поздней стадии имеют свинец, модельный возраст которого древнее предполагаемого возраста оруденения. Величина μ_0 близка к средним значениям для коры (табл. 38).

Таблица 38

Изотопный состав рудного свинца скарновых молибденовых месторождений

Месторождение	Отношение к ^{204}Pb		
	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Чемуртаевское	17,97	15,46	37,69
Джидотское	18,04	15,45	37,60

Примечания: 1. Джидотское месторождение — по [24]. 2. Здесь $n=2$.

Грейзеновые проявления. Рудоносные грейзены приурочены к апикальным частям штокообразных массивов (Верхняя Эгита, Дипкош, Шалоты, Хамбинское, Сангинское, Моностойское, Хайхотское, Хасуртинское), иногда отмечаются и среди крупных значительно эродированных тел гранитоидов (Талаканское, Малыгинское, Кадахтинское, Грейзеновое), в экзоконтактных частях (Тарасовское, Верхне-Амандакское, Талинское, Шибиртуйское-II). В ряде случаев это дайки грейзенизированных гранитов, аплитов, гранит-порфиров (Хамар-Дабанское, Талактинское, Сивоконское). Большинство гидротермальных молибденовых проявлений сопровождается грейзенизацией различной интенсивности, которая, как и во многих других регионах, предрудная. Но лишь небольшая часть полезных компонентов связана непосредственно с грейзенизацией. На этих участках нередко отмечаются скарнирование, альбитизация, микроклинизация, эпидотизация, пиритизация, свидетельствующие о многостадийности формирования оруденения.

Рудовмещающие массивы относятся к гипабиссальной, иногда близповерхностной фациям глубинности. Нередко проявления залегают среди гранитных батолитов, реже в массивах сиенитов, граносиенитов (Ходжертуйское, Гальинское, Тала, Моностойское). Грейзенизация в малых интрузиях часто имеет площадное распространение с постепенными переходами к неизменным породам. Подобные проявления связаны с мезозойскими, реже палеозойскими гранитами. Грейзены в батолитах слагают линейные зоны, контролируемые тектоническими нарушениями. Форма тел их линзо- и жилообразная, контакты с вмещающими породами резкие (Куйтун, Гинджигенское, Долинное, Аро-Борхен). Такого рода проявления типичны для палеозойских гранитов, хотя нередки случаи их связи с мезозойскими.

Площадь минерализованных участков колеблется от десятков квадратных метров до 2—4 км², при этом контуры измененных пород часто не имеют четких геометрических форм.

Главные минералы в грейзенах — кварц, мусковит, альбит, микроклин. В количествах не более 1—3% присутствуют флюорит, пирит, молибденит, как аксессуарные и второстепенные отмечены шеелит, вольфрамит, галенит, сфалерит, висмутин, халькопирит, магнетит, турмалин и ряд других минералов. Повышенные содержания сульфидов, и особенно флюорита, характерны для проявлений мезозойского этапа. Грейзены более древнего возраста минералогически беднее.

Рудная минерализация сопровождается в основном кварцевые прожилки и жилы. С молибденитом ассоциируют мусковит, частично флюорит и пирит, образующие рассеянную вкрапленность в грейзене. Чаще молибденит слагает мономинеральные прожилки или залбанды кварцевых жил. Иногда участки окварцевания обеднены молибденитом.

В количествах, 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 с аксессуарным касситеритом. Слюды обусловили также несколько повышенные содержания рубидия и цезия (до 0,00n%), что характерно для большинства известных слюдяных грейзенов месторождений различных типов.

Геохимические аспекты грейзенообразования на некоторых месторождениях региона рассмотрены в работах [100, 108].

Первичные ореолы. С поверхности участки грейзенизации выявляются широко, но мало контрастными дискретными полями аномальных концентраций молибдена, олова, фтора и других. Висмут, вольфрам, свинец, цинк, иногда медь представлены аномальными точками и фиксируют главным образом участки распространения более позднего окварцевания. Площадь аномальных полей достигает первых квадратных километров при содержаниях молибдена и олова до 0,003%, в экстремальных случаях — до сотых долей процента.

Элементы-примеси в минералах. В пиритах из грейзенов (табл. 39) в большинстве проб обнаруживаются значимые и довольно высокие концентрации висмута и нередко олова при низких содержаниях никеля и кобальта, отсутствию таллия и теллура.

Анализ сфалерита (по Б. К. Виноградову) выявил высокие концентрации в минерале индия (0,02%), мышьяка (0,05%), се-

Таблица 39

Содержание элементов-примесей в пиритах из грейзенов молибденовых и молибден-вольфрамовых месторождений, 10⁻³%

Месторождение	n	Ni	Co	Bi	Ag	Co/Ni
Будуктаевское	4	5	2,0	0,9	0,8	0,4
31-й пикет*	3	10	6,1	16	0,9	0,6
Солонго	1	4,8	2	4	1,0	0,5
Грейзеновое	1	1,2	2,2	—	—	1,8

Изотопный состав серы в минералах из грейзенов молибденовых месторождений

Месторождение	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
Солонго	Пирит	2	7,95	8,25	8,1
Верхне-Амандакское	»	1			4,8
Тарасовское	»	1			7,11
Хамбинское	»	1			6,58
	Молибденит	6	5,5	8,45	6,69
Джидотское	Пирит	2	1,69	2,7	2,19
Сохатинка	»	1			0,0
Сайд	»	1			0,01
Алтан	»	1			3,2

ребра (0,0015%), висмута (0,002%) и низкие — кадмия (0,15%), галлия (0,001%). Мусковиты из грейзенов и грейзенизированных пород разделены на две группы. Одну представляют молибденовые месторождения (Долон-Модонское, Хасуртинское, Джидотское, Чемуртаевское), другую — молибден-вольфрамовые (Буруктаевское, Первомайское). Содержание лития, рубидия, цезия, бериллия и олова в первых значительно ниже, чем во вторых (см. табл. 46).

По изотопному составу серы выделяется две группы (табл. 40). В одной из них сера утяжелена относительно метеоритной и гетерогенна, хотя в конкретных объектах величины $\delta^{34}\text{S}$ однородны. Она обычна в оруденениях палеозойского возраста. Во второй группе (Сохатинка, Джидотское, Сайд), связанной с мезозойской тектономагматической активизацией, сера близка к метеоритной.

Отношения ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb к ^{204}Pb рудного свинца на Тарасовском рудопоявлении (спектральный анализ) равны соответственно 17,79; 15,79 и 36,86.

Гидротермальные месторождения. Эта наиболее многочисленная, согласно [154], группа месторождений представлена молибденовой, молибден-вольфрамовой и молибденово-медной формациями. Первая наиболее распространена в домезозойских этапах геологического развития региона, хотя известны и более молодые (Долон-Модонское, Чемуртаевское, Джидотское). Молибден-вольфрамовую формацию принято связывать почти исключительно с раннемезозойской тектономагматической активизацией (Джидинское, Буруктаевское, Бом-Горхонское). Отдельные проявления в бассейне р. Турка (Алтанское, Зумбурукское) ассоциируют пространственно с палеозойскими гранитоидами.

Кварц-пирит-молибденит-флюоритовый минеральный тип. Этот промышленно важный тип входит в состав молибден-вольфрамовой формации (Первомайское, Орехитканское, Мало-Ойногорское, Буруктаевское). Месторождения сформировались в результате полистадийного процесса, сопровождавшегося интенсивной грей-

зенизацией, флюоритизацией, пиритизацией, микроклинизацией, окварцеванием. Детально эти процессы рассмотрены в работах [100, 108, 144].

Оруденение представлено штокверками и зонами молибденитовых, кварц-молибденитовых прожилков, в которых присутствуют также пирит, флюорит, айкинит. Некоторая часть молибденита ассоциирует с кварц-мусковитовыми грейзенами. Сульфидная минерализация (сфалерит, халькопирит, галенит, айкинит, пирит) сформирована в более позднюю стадию.

Вольфрамовый этап проявился с различной интенсивностью. В Джидинском районе с ним связаны промышленные концентрации гюбнерита и шеелита (Холтосонское, Булуктаевское месторождения), в других случаях минерализация не представляет промышленного интереса (Ореkitканское).

Грейзены образовались в дорудный этап, частично они сопровождают молибденовое оруденение. На Булуктаевском и Первомайском месторождениях грейзенообразование сопровождалось выносом кремнезема, натрия, кальция, отчасти железа и привносом калия, глинозема, воды, серы, фтора, магния и марганца [100]. Накапливались также рубидий, цезий, вольфрам, молибден, олово. В результате дорудной (в основном) микроклинизации (Первомайское, Булуктаевское месторождения) происходило незначительное накопление бора, фтора, вынос лития [108].

Флюоритизация и пиритизация связаны как с предрудными, так и с рудными стадиями. При этом площади распространения минералов превышают 1—2 км².

Руды содержат фтор (0,1—1,5%), висмут (до 0,05%), серу (до 1% и более), свинец (K_n^2 5—20), цинк (K_n^2 —3), медь (K_n до 10), а в участках развития грейзенов — вольфрам (до 0,01%), литий, рубидий (до 3—5 K_n), олово (до 20—25 г/т). Они практически не золотоносны, отличаются низкими концентрациями серебра (1,4—3,0 г/т).

Первичные ореолы. Аномальные поля месторождений сформировались в основном в два этапа. На первом, в связи с процессами дегазации гранитоидов, а затем грейзенизации, локализовалась большая часть фтора, редких щелочей, олова, частично молибдена, бериллия, вольфрама, на втором (рудном) этапе — молибден, фтор, цинк, свинец, висмут, вольфрам [150].

Площадь аномальных концентраций фтора, серы, молибдена и редких щелочей превышает 1 км². Более локальны и контрастны ореолы рудных тел. Границы ореолов повторяют в общем виде контуры рудных тел. Внешние зоны их трассируются фтором, серой, рубидием, в центральных частях наиболее контрастны аномалии молибдена, вольфрама, висмута. Ореолы свинца, цинка малоконтрастны и не совпадают с эпицентрами рудных тел.

Пространственная разобщенность продуктов различных стадий

² K_n — коэффициент накопления, т. е. отношение содержаний элементов в новообразованных породах к содержанию в исходных.

минералообразования обусловила гетерогенность геохимического поля месторождений. В связи с этим максимумы содержаний элементов в рудных полях обычно не совпадают. Выделяется три ассоциации элементов. В первую входят редкие щелочи, олово, вольфрам, молибден, тяготеющие к участкам развития слюдяных метасоматитов. Вторая представлена молибденом, нередко в парагенезисе с висмутом, фтором (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 автономны.

Элементы-примеси в минералах. Пириты из залобандов жил, залегающих среди пород основного состава, обогащены кобальтом, никелем, медью и обеднены ими в прожилках среди лейкократовых пород. Отношение $Co/Ni > 1$. Содержание мышьяка в основном не превышает 0,005% (табл. 41). Висмут в пирите (тысячные — десятые доли процента), а также медь обус-

Таблица 41

Содержание элементов-примесей в пиритах месторождений кварц-пирит-молибденит-флюоритового типа, г/т

Месторождение	Co	Ni	As	Cu	Ag
Первомайское	135	110	180	30	1,3
	13	13	11	11	10
Буруктаевское	220	210	50	190	1,9
	7	7	7	7	7
Ореkitканское	280	150	50	90	2,7
	16	16	16	13	1
31-й пикет	80	60	50	15	6,8
	14	14	14	14	14

Таблица 42

Содержание элементов-примесей в сфалеритах месторождений кварц-пирит-молибденит-флюоритового типа, г/т

Месторождение	Cd	Cu	In	Sn	Ga
Первомайское	5400	2600	128	81	27
	6	3	5	4	3
31-й пикет	6000	300	180	8,0	10
	5	5	5	5	5
Малый Ойногор	1200	—	109	9,1	—
	1	—	2	2	—

довлены в основном веструктурными примесями. По содержанию железа (до 0,5—1,0%) сфалерит относится к клейофану, отличается повышенной кадмиеносностью и индиеносностью (табл. 42). Максимальные концентрации кадмия достигают 0,75—0,90%. Наличие меди вызвано эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Присутствуют в сфалерите также олово и галлий, не обнаружены германий, таллий, кобальт. В галените отмечаются высокие концентрации висмута, серебра, теллура, не обнаружены олово и кадмий (табл. 43). В молибденитах среднее содержание селена составляет 0,0015%, теллура — 0,0038, рения — 0,0012%. Обобщенные данные о содержаниях элементов-примесей в сульфидах приведены в табл. 44.

Таблица 43

Содержание элементов-примесей в галенитах месторождений кварц-пирит-молибденит-флюоритового типа, г/т

Месторождение	n	Bi	Ag	Te	Tl
Первомайское	2	1800	600	—	3
Ореkitканское	5	12500	6000	430	50

В висмутовых минералах обнаруживаются постоянно серебро, сурьма, медь, а на Ореkitканском и Булуктаевском месторождениях — теллур (табл. 45). В халькопирите присутствуют индий, олово, галлий, висмут, серебро, а во флюорите — иттрий (0,011%), стронций, марганец. Сумма редких земель во флюорите (по А. П. Карабулкину) колеблется в пределах 0,018—0,07%. Вольфрамиты из грейзенизированных пород Первомайского месторождения содержат 0,45% ниобия (по Д. О. Онтоеву). В минерале более 95% представлено гюбнеритовой молекулой. Вольфрамит Ореkitканского месторождения значительно более железистый (FeO — 11,95%, MnO — 14,02%, по Я. М. Яблокову). Олово, тантал, скандий либо не обнаружены, либо присутствуют в единичных пробах (скандий, цирконий) в содержаниях, не превышающих тысячные доли процента (спектральный полуколичественный анализ). Слюды (мусковит, жильбертит) из грейзенов, рудных прожилков и околорудных метасоматитов (табл. 46) содержат литий, рубидий, цезий, галлий, олово. В микроклине обнаружено 23—47 г/т галлия.

Изотопный состав серы и свинца. Сера проанализированных сульфидов обладает высокой гомогенностью и близка к метеоритному стандарту (табл. 47). Величина $\delta^{34}\text{S}$ ее варьирует от $-2,7$ до $+4,2\%$. Пириты прерудной стадии, а также из парагенезиса с молибденитом более обогащены легким изотопом, чем пирит и сульфиды поздних стадий минерализации [164]. Изотопный состав свинца галенитов поздней стадии минерализации представлен в табл. 48 и на рис. 25.

Содержание элементов-примесей в сульфидах месторождений
кварц-пирит-молибденит-флюоритового типа, г/т

Элемент	Сфалерит	Галенит	Пирит	Халькопирит
Cd	$\frac{2000-8000}{5300(12)}$	$\frac{50-500}{220(4)}$	—	10(1)*
In	$\frac{40-300}{139(12)}$	He обн. —0,3(5)	—	100(1)*
Ga	$\frac{<0,5-43}{18(8)}$	He обн. (6)	—	10(1)*
Ge	<5 (10)	—	—	10(1)*
Sn	$\frac{15,9-158}{31(11)}$	He обн. (5)	—	150(2)*
Co	$\frac{\text{He обн. } -54}{21(7)}$	—	$\frac{30-850}{130(50)}$	—
Bi	$\frac{1000-1900}{1600(3)}$	$\frac{7000-2600}{1650(2)}$	$\frac{3-800}{109(12)}$	60(2)*
Ag	—	600(1)	$\frac{0,6-20}{2,6(32)}$	10(2)*
Tl	<10 (8)	$\frac{3-60}{30(7)}$	3(10)	10(1)*
As	—	—	$\frac{\text{He обн. } -30}{10(48)}$	—
Ni	—	—	$\frac{\text{He обн. } -100}{27(50)}$	—
Te	—	$\frac{28-620}{430(5)}$	—	—

Таблица 45

Содержание элементов-примесей в висмутовых минералах месторождений
кварц-пирит-молибденит-флюоритового типа, %

Месторождение	л	Te	Tl	Ag	Sb
Первомайское	3	He обн.	—	0,004	0,23
Ореkitканское	1	>1,0	0,003	>1,0	0,06
Булуктаевское	6	0,47	He обн.	0,0025	0,035

Примечание. Анализ спектральный приближенно-количественный. Не обнаружены мышьяк, индий, олово, германий, кадмий.

Интерпретация анализов, геологической обстановки и возраста оруденения свидетельствует, что рудный свинец относится к В-типу и формировался по меньшей мере по двухстадийной модели. Добавка радиогенного свинца к первичному составу была

Средние содержания элементов-примесей в мусковитах из грейзенов и рудных прожилков молибденовых и молибден-вольфрамовых месторождений, г/т

Месторождение	Li	Rb	Cs	Be	Sn	Ga
Долон-Модонское	—	—	—	8(5)	8(5)	48(5)
Студенческое	250(2)	—	—	25(2)	10(2)	100(2)
Хасуртинское	273(1)	1340(1)	50(1)	—	—	—
Чемуртаевское	272(2)	966(2)	44(2)	8(4)	7(4)	25(4)
Джидотское	280(1)	1220(1)	48(1)	—	—	—
Булуктаевское	500(9)	2512(2)	83(2)	34(7)	14(7)	21(7)
Первомайское	373(21)	2704(21)	58(19)	80(6)	200(6)	50(6)
То же*	500(25)	2600(26)	113(15)	—	—	—
Ореkitканское*	—	—	—	—	15(1)	19(2)

Примечание. Таблица составлена по данным Д. О. Онтоева, Я. А. Косалса, Л. И. Агаповой и автора. Звездочкой отмечены пробы из рудных прожилков и около-рудных метасоматитов.

Таблица 47

Изотопный состав сульфидной серы месторождений кварц-пирит-молибденит-флюоритового типа

Месторождение	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			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
Мал. 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
Шагайте-Гол	Молибденит	2	0,81	1,68	1,24

незначительной, если только свинец не отражает более древнего времени формирования оруденения.

Кварц-пирит-молибденитовый минеральный тип распространен на территории Западного Забайкалья, Прибайкалья, Восточного Саяна (Гонгота, Худакское, Малыгинское, Дылымдыкское, Жиримское, Амалатское рудопроявления). Это штокверки или зоны прожилковой молибденитовой, кварц-пирит-молибденитовой минерализации среди гранитов и осадочно-метаморфических пород. На площади их распространены пиритизация, окварцевание, микроклинизация, незначительная грейзенизация, альбитизация.

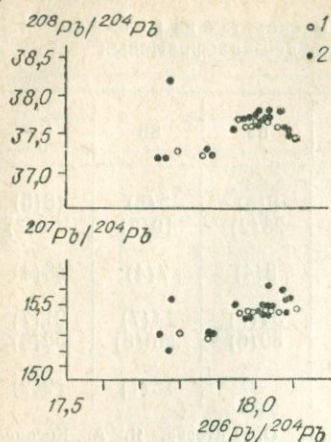


Рис. 25. Отношения изотопного состава рудных свинцов гидротермальных посленижнепалеозойских молибденовых (1) и молибден-вольфрамовых (2) месторождений Забайкалья.

Масштабы и интенсивность перечисленных процессов варьируют в широких пределах и не на всех объектах представлены в полном объеме. Чаще, за исключением пиритизации и окварцевания, они угнетены и проявлены локально.

Оруденение этапа мезозойской тектономагматической активизации (Долон-Модонское, Джидотское, Чермуртаевское месторождения) отличается более сложным составом, содержит в небольших количествах арсенопирит, сфалерит, галенит, флюорит, висмутовые минералы. Кварц-полиметаллические прожилки локализовались после молибденитовых и не всегда пространственно вписываются в контуры молибденового оруденения.

В грейзенах происходило небольшое накопление вольфрама, олова (2—3), фтора (4—8), бериллия (до 2—3), молибдена, редких щелочей (лития, рубидия). В целом геохимические особенности формирования их не отличаются от таковых в других регионах.

В грейзенах происходило небольшое накопление вольфрама, олова (2—3), фтора (4—8), бериллия (до 2—3), молибдена, редких щелочей (лития, рубидия). В целом геохимические особенности формирования их не отличаются от таковых в других регионах.

Таблица 48

Изотопный состав рудного свинца месторождений кварц-молибденит-пирит-флюоритового типа

Месторождение	n	Отношение к ^{204}Pb		
		^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Первомайское	1	17,99	15,44	37,705
Мало-Ойногорское	3	18,04	15,46	37,66
Ореkitканское	1	17,78	15,54	38,27

Примечание. По Первомайскому и Мало-Ойногорскому месторождениям — данные [24].

Флюоритизация и пиритизация значительно слабее по интенсивности и меньше по площади, чем в охарактеризованной выше группе месторождений. Концентрация фтора в околорудном ореоле редко достигает 0,2—0,5%.

Руды содержат в небольших количествах висмут, фтор, редкие щелочи, цинк, свинец, медь. Обычно отношение $\text{Pb}/\text{Zn} > 1$. На отдельных проявлениях присутствует золото (0,1—0,8 г/т), мышьяк (до 0,08—1,0%).

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

Элементы-примеси в минералах. Четких закономерностей в распределении кобальта, никеля, меди в пиритах не обнаруживается (табл. 49). На отдельных месторождениях пириты обогащены (до десятых долей процента) мышьяком, в единичных пробах обнаружены висмут (до 0,00п %).

Таблица 49

Содержание элементов-примесей в пиритах месторождений кварц-пирит-молибденитового типа, г/т

Месторождение, рудопроявление	n	Co	Ni	As	Cu	Ag
Чемуртаевское	10	90	15	600	30	2,2
Долон-Модонское	10	85	18	350	52	1,5
Джидотское	2	170	10	510	20	—
Студенческое	2	45	100	50	20	—
Нарын-Ичетуй	1	460	16	He обн.	10	1,6
Гонгота	1	250	He обн.	55	—	—
Дылымдыкское	3	100	8	50	160	3,1

Сфалериты содержат кадмий, олово, галлий (табл. 50). На Чемуртаевском месторождении в них установлены высокие содержания индия и меди. В галенитах присутствуют в основном висмут и серебро. Теллур, таллий и индий в большинстве проб не обнаружены (табл. 51). Галениты поздней кварц-полиметаллической жилы Чемуртаевского месторождения отличаются более высокими концентрациями висмута. В них обнаружены также теллур, таллий, индий, олово (см. табл. 51). Молибдениты (по А. П. Карабулькину) содержат селен, теллур, рений (табл. 52). Мусковит из грейзенизированных пород и зальбанд рудных прожилков отличается относительно невысокими содержаниями лития, рубидия, це-

Таблица 50

Содержание элементов-примесей в сфалеритах месторождений кварц-пирит-молибденитового типа, г/т

Месторождение	Cd	In	Cu	Sn	Ga
Чемуртаевское	2600	400	2500	5,0	8,8
	15	12	15	15	15
Долон-Модонское	3800	5	180	8,0	8,0
	8	1	8	8	8

Примечание. Не обнаружены германий, таллий, кобальт.

Содержание элементов-примесей в галенитах месторождений
кварц-пирит-молибденитового типа, г/т

Месторождение	Bi	Ag	Te	Tl	In	Sn
Долон-Модонское	$\frac{160}{9}$	$\frac{1700}{9}$	$\frac{\text{Не обн.}}{9}$	$\frac{\text{Не обн.}}{9}$	$\frac{\text{Не обн.}}{9}$	$\frac{\text{Не обн.}}{9}$
Чемуртаевское	$\frac{130}{4}$	$\frac{450}{4}$	$\frac{\text{Не обн.}}{4}$	$\frac{\text{Не обн.}}{4}$	$\frac{\text{Не обн.}}{4}$	$\frac{\text{Не обн.}}{4}$
1	$\frac{4900}{3}$	$\frac{2500}{15}$	$\frac{300}{4}$	$\frac{80}{6}$	$\frac{1,7}{3}$	$\frac{8,0}{1}$
2						

Примечание. На месторождении проанализированы галениты двух стадий: 1 — ранней, образовавшейся вслед за молибденовой, 2 — поздней.

зия, олова, несколько повышенными галлия (табл. 53). Галлий обнаружен в микроклинах из полевошпатовых, кварц-полевошпатовых прожилков Чемуртаевского (25 г/т) и Студенческого (60 г/т) месторождений.

Спектральным полуколичественным анализом в висмутине (?) из Студенческого месторождения установлены теллур (0,2%), серебро (0,002%), сурьма (0,08%) и мышьяк (0,01%). Индий, олово, кадмий в минерале не выявлены.

Изотопный состав серы и свинца. По изотопному составу серы выделяется две группы месторождений (табл. 54). Оруденение, приуроченное к осевым частям зон глубинных разломов, а также связанное с тектономагматической активизацией (Долон-Модонское, Студенческое, Ходжертуйское), характеризуется однородной серой, близкой к метеоритному уровню [164]. Часть проб их несколько обогащена легким изотопом и имеет отрицательное значение $\delta^{34}\text{S}$.

Другую группу представляют руды, ассоциирующие с палеозойским магматизмом орогенной стадии (Жин-Косон, Алтанское, Солонго, Харасан, Худанское, Гонгота). Сера их сульфидов во всех случаях утяжелена относительно метеоритной и варьирует в более широких пределах. Нарушение соотношений изотопного состава в пиритах и молибденитах свидетельствует о гетерогенности источников, одновременности формирования минеральных ассоциаций.

Рудные свинцы проанализированы в галенитах из поздней сульфидной стадии формирования Долон-Модонского месторождения, по Чемуртаевскому и Джидотскому результаты приведены выше. Отношения ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb к ^{204}Pb равны соответственно 18,11; 15,48 и 37,41 и совпадают со значениями, присущими большинству молибденовых месторождений Джидинского рудного района.

Рудопроявления кварц-молибденитового минерального типа известны в Прибайкалье, Восточном Саяне, Витимском нагорье, Се-

Содержание элементов-примесей в сульфидах месторождений
кварц-пирит-молибденитового типа, г/т

Элемент	Сфалерит	Галенит	Пирит	Молибденит
Cd	$\frac{1000-6000}{310(23)}$	$\frac{30-100^*}{60(28)}$	—	—
In	$\frac{\text{He обн.}-600^*}{200(23)}$	He обн.— 3 (3)	—	—
Ga	$\frac{\text{He обн.}-10}{8,4(23)}$	<0,5(1)	—	—
Ge	<10(23)	<5(1)	—	—
Sn	$\frac{\text{He обн.}-10}{6,5(23)}$	$\frac{3-10^*}{8(29)}$	—	—
Co	<10(23)	—	$\frac{30-690}{170(29)}$	—
Bi	He обн.— 10(23)	$\frac{30-10000^*}{600(31)}$	$\frac{<5-10}{<5(5)}$	—
Ag	$\frac{3-10^*}{7(23)}$	$\frac{20-3000^*}{1650(28)}$	$\frac{1-12}{2,1(29)}$	—
Tl	<10(23)*	$\frac{10-600^*}{160(28)}$	<10(39)*	—
As	—	—	$\frac{\text{He обн.}-3000}{194(29)}$	—
Ni	—	—	$\frac{<10-520}{24(29)}$	—
Te	—	He обн.— 900(2)	—	15—56 (3)
Se	—	—	—	3—9(2)
Re	—	—	—	6—28(3)

Примечание. Анализы молибденитов — по А. П. Карабулькину.

Таблица 53

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

Месторождение	n	Li	Rb	Cs	Ga	Sn
Джидотское	1	280	1220	48	—	—
Чемуртаевское	4	270	970	43	25,0	—
Долон-Модонское	5	—	—	—	48,0	8,0
Студенческое	2	250	—	—	88,0	10,0
Хасуртинское	1	270	1340	50	—	—

Примечание. Таблица составлена по [108] и нашим данным.

Изотопный состав сульфидной серы месторождений
кварц-пирит-молибденитового типа

Месторождение	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			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
Нарын-Ичетуй	Пирит	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
Жин-Косонское	Молибденит	2	3,6	7,3	5,5
	Пирит	2	6,2	7,0	6,6
Жиримка	Молибденит	1			6,1
	Пирит	2	8,8	10,5	9,65
Мальгинское	Молибденит	1			5,35
	Пирит	1			4,84
Худанское	»	2	0,57	14,1	7,33
Зум-Бурукское	»	3	9,74	13,53	11,29
Мало-Курбинское	Молибденит	3	4,55	6,0	5,43
Ариг-Горхонское	Пирит	2	-0,65	0,86	0,1
Колобки	»	2	4,23	5,41	4,72
	Молибденит	2	5,15	6,4	5,77
Шалоты	Пирит	4	6,04	7,85	7,0
	Молибденит	2	5,8	7,1	6,95
Харитоновское	Пирит	2	4,2	5,15	4,67
Харасан	»	1			6,4

ленгинской Даурии, 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 и локализованы среди палеозойских гранитов, докембрийских гранитогнейсов, кристаллических сланцев, кембрийских осадочно-терригенных отложений. В минерализованных участках распространены процессы мусковитизации, микроклинизации, окварцевания. Кроме молибденита в жилах отмечаются акцессорные количества пирита, берилла.

Единичные анализы пиритов из кварцевых жил указывают на низкие концентрации в них кобальта, никеля (до десятков грам-

мов на тонну), повышенные — меди, висмута (до сотен граммов на тонну).

Изотопный состав серы определен в пиритах и молибденитах шести рудопроявлений (табл. 55). Во всех случаях он оказался близким к нулевым значениям $\delta^{34}\text{S}$, с некоторым отклонением в сторону обогащения легким изотопом.

Положение рудопроявлений в осевых частях зон глубинных разломов позволяет предполагать ювенильный источник серы.

Таблица 55

Изотопный состав серы сульфидов проявлений кварц-молибденитового типа

Месторождение	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
Верхне-Бутугольское	Молибденит	1			—1,46
Уч. Пограничный	»	1			—1,42
Гольцовое	»	2	—2,15	—1,04	—1,6
Ципликанское	»	6	—2,75	0,04	—1,11
Тамирское	Пирит	6	0,01	3,93	—1,23
	Молибденит	2	2,38	2,68	2,53
Дылымдыкское	»	1			1,33

К кварц-халькопирит-молибденитовому минеральному типу относится группа малоизученных проявлений, имеющих черты сходства с молибденово-медной формацией (Телембинское, Маректинское, Кударинское, Кадалинское, Унтатское). Рудные тела их представлены прожилковыми зонами и кварцевыми жилами.

Молибденит слагает оторочки на зальбандах, частично рассеян в массе кварца. Пирит, халькопирит, висмутин, пирротин — более поздние, ассоциируют с кварцем, образуя в нем вкрапленность, гнезда.

Геохимические особенности проявления кварц-халькопирит-молибденитовой ассоциации почти не изучены. В рудах присутствуют, кроме молибдена и меди, в небольших количествах цинк, свинец, висмут, на уровне кларковых содержаний установлены барий, стронций, бериллий, цезий, литий, рубидий. В халькопиритах обнаружено 4—12 г/т олова, 6—30 г/т висмута, 40—140 г/т кадмия, 17—200 г/т кобальта, до 167 г/т индия. За пределами чувствительности анализа содержания таллия, галлия, германия, сурьмы, вольфрама. В пиритах выявлены первые сотни граммов на тонну кобальта и никеля, причем количественно преобладает первый.

Изотопный состав серы. В трех из изученных рудопроявлений сера по составу мало отличается от метеоритной (табл. 56). Значительная часть ее отклоняется в сторону обогащения легким изотопом, и только на Унтатском рудопроявлении заметно увеличение роли $\delta^{34}\text{S}$. Подобные значения имеет молибденово-медная минерализация Северной Монголии, непосредственно примыкающая к рудным районам с изученными участками.

Изотопный состав серы сульфидов проявлений молибденово-медного типа

Месторождение	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
Кударинское	Пирит	2	-4,84	-2,0	-3,42
	Халькопирит	1			-2,67
Телемба	»	1			-2,2
	Молибденит	4	-0,25	2,35	1,63
Унтатское	Пирит	2	0,56	1,14	0,85
	Халькопирит	1			-1,1
Эрдэнэт	Пирит	2	-1,8	-0,9	-1,3

Примечание. По месторождению Эрдэнэт и некоторым другим рудопроявлениям молибденово-медной формации изотопный состав серы изучен детально [210].

ОЛОВОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматитовые проявления залегают в докембрийских, реже нижнепалеозойских гнейсах и кристаллических сланцах. Они известны в Северо-Байкальском нагорье, Джидинском рудном районе (Тореатый, Малая Байба), бассейне р. Уда (Удинское). Повышенные концентрации олова обнаружены в пегматитовых жилах Восточного Саяна.

По мнению большинства исследователей, оруденение связывается с докембрийскими и раннепалеозойскими гранитоидами саянского, ирельского и конкудеро-мамаканского интрузивных комплексов. Оно представлено жилами непостоянной мощности, линзами и телами неправильной формы. Для продуктивных тел устанавливается большое разнообразие рудных и жильных минералов. Главными являются кварц, калиевый и калинатровый полевошпат, а из рудных — касситерит. В подчиненных количествах присутствуют слюды, флюорит, топаз, иногда турмалин, магнетит, пирит, гранат, берилл, минералы редкоземельных элементов.

Геохимические особенности пегматитового оруденения практически не изучены. Имеются лишь единичные анализы касситерита (по [188], И. К. Асланову), ‰: никель (0,0n), ниобий (до 0,97), титан (0,20), марганец (0,15), ванадий (0,11), тантал (до 0,68), скандий (до 0,05), индий (0,00n).

Данные о параметрах первичных ореолов и изотопном составе серы и свинца отсутствуют.

Скарновые проявления. Оловоносные скарны не характерны для региона (Лево-Кыджимитское, Высотное, Ара-Зазинское). Наиболее изучено из них Лево-Кыджимитское проявление. Согласно [143], оно локализовано среди нижнекембрийских вулканогенных пород, перемежающихся с горизонтами известняков и сланцев, прорванных лейкократовыми биотитсодержащими гранитами

средне- и позднепалеозойского возраста. Это кварц-турмалиновые метасоматиты с касситеритом и известковые скарны с вкрапленностью, гнездами магнетита. Оловорудная минерализация представлена кварц-касситеритовыми и кварц-касситерит-турмалиновыми прожилками, неравномерно распределенными среди кварц-турмалиновых метасоматитов.

В поперечном сечении скарновой залежи установлено следующее изменение минерального состава реакционных зон [143]: гранит — эпидозит — пироксен — эпидот — гранатовый скарн — пироксен — гранатовый скарн — гранатовый скарн — пироксеновый скарн — известняк. Примерно 80—90% олова содержится в составе изоморфной примеси в гранатах (0,2—0,27%), эпидоте (0,22%), магнетите (0,079—0,43%), феррогастингсите (0,17%).

По Э. Н. Зеленому, в скарнах кроме магнетита и касситерита присутствуют в небольших количествах халькопирит, арсенопирит, пирит, галенит, висмутин, шеелит, редко блеклая руда, кобальтин, борнит. Анализами определены (%): олово (1,0), цинк (0,3), свинец (0,3), медь (0,1), мышьяк (0,3), сурьма (0,02), висмут (0,05), вольфрам (0,02), литий (0,03), бор (1,0), фтор (10), молибден (0,1) и ряд других элементов.

В составе первичных ореолов установлены (%): олово (0,0п), цинк (0,0п), свинец (0,00п—0,0п).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Проявления касситерит-сульфидной формации представлены оловоносными кварцевыми жилами, штокверковыми зонами и метасоматическими телами неправильной формы (Амалатское, Сайжекское, Сиваконское), локализованными в карбонатных, терригенных и вулканогенных породах. Типичная минеральная ассоциация состоит из кварца, касситерита, пирита, пирротина. В небольших количествах присутствуют флюорит, висмутовые минералы, арсенопирит, галенит, сфалерит. Вмещающие породы окварцованы, серицитизированы, пиритизированы, флюоритизированы. В рудах кроме олова фиксируются (до 5—20 кларков концентрации) медь, цинк, свинец, висмут, мышьяк, фтор, сурьма, акцессорные количества серебра, золота.

В составе первичных ореолов (Бол. Амалат, Паренга, Сайжек) установлены олово, мышьяк, цинк, свинец, медь (0,0п—0,п%). Висмут и серебро встречаются в отдельных аномальных точках.

Элементы-примеси в минералах. В мономинеральных фракциях касситерита, по В. К. Хрусталеву, М. П. Материкову, К. А. Маркову, присутствуют титан, марганец, ванадий, кобальт, хром, никель, серебро, молибден, вольфрам, индий, висмут, цирконий, мышьяк, галлий. В сравнении с касситеритом из пегматитов и миаролитовых пустот гранитов он отличается повышенными содержаниями висмута, мышьяка (до 0,04%), вольфрама (до 0,1%),

пониженными — ниобия, тантала (менее 0,03%), индия, скандия (табл. 57). Наличие цинка, свинца, меди, сурьмы и висмута в касситеритах обусловлено механическими включениями различных минералов.

В галените участка Бол. Амалат К. А. Марков определил до 1% висмута, 0,3% олова, 0,00015% индия, 0,1% сурьмы. По М. П. Материкову, в пиритах содержатся десятые — сотые доли процента мышьяка, сотые доли кобальта и никеля.

Таблица 57

Элементы-примеси в касситеритах касситерит-сульфидных проявлений, г/т

Рудопроявление	W	Ta	Nb	In	Sc
Сайжекон	1750(1)	96(1)	390(2)	5(2)	5(1)
Бол. Амалат	520(1)	30(5)	30(5)	6(6)	41(5)
Паренга*	220(3)	—	—	20(3)	—

Примечание. Таблица составлена по данным М. П. Материкова, К. А. Маркова, И. Я. Кузьмина.

Изотопный состав серы. Имеется два анализа состава серы пирита из зон окварцевания и сульфидизации в конгломератах Амалатского проявления, величина $\delta^{34}\text{S}$ которых 5,57 и 6,05‰.

К кварц-касситеритовой формации отнесены проявления кварцевых жил с касситеритом, шеелитом, висмутином и сульфидами свинца, цинка (Имское, Бутинское, Варваринское рудопроявления), зоны грейзенизации с касситеритом, вольфрамитом, шеелитом, висмутином, флюоритом, а также, по И. Я. Кузьмину [117], проявления олова в апогранитах. Считается, что оруденение формировалось с раннего палеозоя до мезозоя [117]. Вероятно, аналогичную формационную принадлежность имеют кварц-полевошпатовые метасоматиты с касситеритом, халькопиритом, пиритом, гематитом, магнетитом (рудопроявление Моховое), связанное с докембрийским этапом.

В альбитизированных гранитах и апогранитах оловянная минерализация ассоциирует с тантало-ниобиевой. Здесь отмечены повышенные концентрации фтора, редких щелочей, участками молибдена, бора. В касситеритах высокие концентрации ниобия и тантала (от десятых долей процента до 3%).

На рудопроявлении Моховом Ж. Н. Рудакова определила изотопный состав серы в борните и халькопирите. В первом величина $\delta^{34}\text{S}$ — 2,9‰, во втором варьирует от —3,6 до +2,1‰.

Отношения ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb к ^{204}Pb в халькопирите соответственно 18,445; 15,545 и 37,775 (по Ж. Н. Рудаковой). На Хакусинском проявлении эти отношения равны 18,33; 15,49 и 37,99 и хорошо сопоставляются с данными по другим оловосодержащим проявлениям Кыджимитской оловоносной площади.

Касситерит-силикатно-сульфидная формация. Подобная минерализация выявлена на территории Западного Забайкалья в об-

ласти каледонской складчатости (Кыджимитское, Эпидотовое, Хакусинское, Средне-Алтанское). Оруденение приурочено к нижнекембрийским вулканогенно-осадочным породам, прорванным ранне- и среднепозднепалеозойскими гранитоидами.

Оловоносные жило- и линзообразные тела кварц-турмалиновых метасоматитов залегают среди песчано-сланцевых и вулканогенных пород. На интервалах с повышенным содержанием олова наиболее распространены кварц-арсенопирит-касситеритовая, кварц-касситеритовая и кварц-турмалин-касситеритовая минерализация [143]. В рудопроявлениях широко развиты кварц-турмалиновые и диопсид-плагиоклаз-актинолит-кварцевые метасоматиты.

Главными рудными минералами являются касситерит и арсенопирит, второстепенными — пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, леллингит, магнетит, гематит [143]. Часть этих минералов образует автономные более поздние кварц-сульфидные прожилки. Галенит и сфалерит слагают самостоятельные оловосодержащие полиметаллические залежи с небольшим количеством пирита.

В рудах кроме олова присутствуют бор, мышьяк, медь, вольфрам, фтор. Разобщенное от них свинцово-цинковое оруденение несет повышенные количества олова.

Первичные ореолы изучены на Кыджимитском месторождении В. А. Ваулиным, Г. И. Смирновым, А. А. Белоголовым [143]. Типоморфные элементы здесь — олово, мышьяк, цинк, свинец, медь, серебро, бор, висмут и вольфрам. Выявлено незакономерное чередование участков с резко различными содержаниями элементов, часто смещенных относительно известных рудных зон. Большинство элементов совмещено с метасоматически измененными породами. Бор фиксирует исключительно зоны турмалинизации, к которым не всегда тяготеют аномалии олова и сопутствующих ему мышьяка и висмута. Ширина ореолов бора до 300 м при концентрации от 50 до 600 г/т.

Ореолы олова более локальны, с ними совмещены аномальные концентрации мышьяка, висмута, вольфрама, меди. Их ширина не превышает 10—25 м. Цинк приурочен в основном к зонам серицитизации (до 100—300 г/т). Он образует ореолы шириной до 300 м, обычно вне главных оловоносных зон. Свинец сопровождает полиметаллические рудные тела. С ним ассоциируют цинк, серебро, часть олова, меди.

Выделяются два элементных парагенезиса (бор — олово — мышьяк — висмут — вольфрам и цинк — свинец), которые подтверждаются наличием значимых положительных парных коэффициентов линейной корреляции [143]. От ранних к поздним намечается следующий геохимический ряд элементов ассоциации: бор, олово, вольфрам — олово, висмут, мышьяк — медь, цинк.

Элементы-примеси в минералах. В единичных анализах проб галенита обнаружены на Хакусинском проявлении висмут (более 1%), теллур (0,2%), таллий (20 г/т), олово (15 г/т), а на Эпидотовом — кадмий (160 г/т) и мышьяк (70 г/т).

В касситеритах (Кыджимитское, Хортяжское, Правокыджимитское рудопоявления) установлены 0,01% вольфрама, 0,3% циркония, а также мышьяк, висмут, медь, цинк, свинец (данные В. К. Хрусталева).

Изотопный состав серы и свинца. На двух участках сера изотопно утяжелена, а в проявлении Эпидотовом незначительно отклоняется от метеоритного уровня (табл. 58). Если учесть, что все участки расположены в пределах одной Кыджимитской рудоносной площади, то можно сделать вывод о гетерогенности ее источника.

Таблица 58

Изотопный состав сульфидной серы месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации

Месторождение	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Месторождение	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Кыджимитское Эпидотовое	Арсенопирит	+11,9	Хакусы »	Галенит	+4,44
	Галенит	+0,45		Сфалерит	+6,88

Примечание. Здесь $n=1$.

В свинцах значительно более высоки концентрации радиогенных изотопов (табл. 59), чем в свинцах других месторождений и рудопоявлений иных формационных типов на прилегающих территориях. По своим характеристикам они весьма близки к свинцам расположенной южнее области герцинской складчатости. Расчет модельных возрастов дает значения в 300—400 млн. лет.

Таблица 59

Изотопный состав свинца в галенитах касситерит-силикатно-сульфидных проявлений Западного Забайкалья

Месторождение, рудопоявление	Отношение к ^{204}Pb		
	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Кыджимитское Эпидотовое	18,22	15,48	37,81
	18,28	15,52	38,02

Примечания: 1. По Кыджимитскому месторождению — данные [23], по Эпидотовому — наши и К. А. Маркова. 2. Здесь $n=2$.

Олово-полиметаллическая формация не всегда имеет четкие границы с собственно полиметаллической. Наибольшей оловоносностью отличаются некоторые небольшие залежи свинцово-цинковых руд в районе с оловянной минерализацией (Кыджимитская площадь, Чина-Амалатское междуречье). Рудные тела их приурочены к зонам тектонических нарушений среди карбонатных, терригенных, осадочно-вулканогенных пород и представлены гнездовыми, прожилково-вкрапленными и линзовидными телами существенно галенит-сфалеритового состава с небольшими количест-

вами пирита, касситерита, станнина, блеклых руд. Около руд породы окварцованы, амфиболизированы, хлоритизированы. В некоторых случаях отмечены кварц-турмалиновые породы (Хортякское проявление). В составе руд обнаруживаются свинец, цинк, серебро, мышьяк и олово, реже сурьма, медь, золото.

Первичные ореолы. По [143], типоморфными элементами первичных ореолов на Хортякском проявлении выступают свинец, цинк, олово, бор, мышьяк, отчасти медь, вольфрам. Распределение этих элементов обнаруживает определенную зависимость от состава гидротермально измененных пород. Полиметаллические минерализованные зоны сопровождаются двумя ассоциациями: мышьяк — вольфрам — олово — бор и серебро — медь — свинец — цинк. Коэффициенты парной корреляции в каждой ассоциации между всеми элементами имеют положительные значения, а между элементами разных ассоциаций связь отрицательная или незначимо положительная.

На рудопроявлении Доватка аномальные концентрации в ореолах образуют цинк, свинец, олово, сурьма, медь и цинк. Отношения Zn/Pb, Zn/Cu и Pb/Cu соответственно 1—10; 5—100 и 1—50.

Таблица 60

Содержание элементов-примесей в сульфидах рудопроявлений, г/т

Элемент	Доваткинское		Хортякское
	Сфалерит		Галенит
Fe, %	$\frac{4,24-7,80}{5,37(8)}$	—	—
Mn, %	$\frac{0,15-0,84}{0,34(8)}$	—	—
Cd, ‰	$\frac{0,21-0,38}{0,28(14)}$	$\frac{0,01-0,027}{0,014(13)}$	—
In	$\frac{5-27}{23,4(14)}$	<0,2(13)	13,3(1)
Ga	$\frac{4,8-8,7}{6,7(13)}$	—	—
Ge	Не обн.—15 Не обн. (14)	—	Не обн. (1)
Sn	$\frac{93-140}{120(6)}$	$\frac{5,8-860}{305(3)}$	>
Co	$\frac{8-11}{10(13)}$	—	—
Bi	—	Не обн.—25 11(13)	26(1)
Ag	—	$\frac{1879-5057}{3576(4)}$	—

Элементы-примеси изучены на проявлении Доватка (табл. 60). Здесь отмечаются повышенные концентрации олова и низкие — таллия, германия, галлия. Сфалериты содержат марганец и небольшие количества индия, кадмия. В галенитах не обнаруживаются золото, индий, характерны низкие содержания висмута.

Изотопный состав серы и свинца. Состав серы, определенный на трех проявлениях, в разной степени утяжелен относительно метеоритного уровня (табл. 61).

Таблица 61
Изотопный состав сульфидной серы олово-полиметаллических рудопроявлений

Месторождение	Минерал	n	δ ³⁴ S, ‰		
			от	до	среднее
Доватка	Сфалерит	2	3,48	4,2	3,81
	Галенит	1			1,41
Сосновое	»	1			3,55
Троицкое	»	2	7,36	7,51	7,43

Изотопный состав свинца проявлений Кыджимитской рудоносной площади и Курбинского рудного района (табл. 62) близок. В нем по сравнению со свинцами других рудопроявлений прилегающей территории, исключая Троицкое, повышены содержания радиогенных изотопов, сопоставимых с Кыджимитской оловоносной площадью и месторождениями области герцинской складчатости.

Таблица 62
Изотопный состав рудного свинца олово-полиметаллических проявлений

Рудопроявления	n	Отношение к ²⁰⁴ Pb		
		²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb
Хортякское	3	18,42	15,61	38,29
Доватка	1	18,40	15,18	37,87
Троицкое	1	17,49	15,42	37,52

Примечание. По рудопроявлениям Хортякское и Доватка — данные К. А. Маркова, по Хортякскому также — [23].

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Флюорит-редкометальные формации. Выделяются флюорит-фенакитовый, флюорит-бертрандитовый, флюорит-бертрандит-фенакитовый и флюорит-лейкофановый типы месторождений. Подробная геологическая и минералогическая характеристика их приведена в [45, 47].

По данным В. С. Грачева, месторождения связаны с дифференцированными интрузиями щелочно-известковых субщелочных и щелочных гранитоидов, сформировавшихся в процессе тектономагматической активизации консолидированных складчатых областей. Рудные тела приурочены к карбонатным или переслаивающимся карбонатным и алюмосиликатным породам. Влияние вмещающих пород на рудообразование сказывается в появлении флюорита, который служит главным компонентом руд. Рудоотложению предшествовали процессы скарнирования, микроклинизации и альбитизации вмещающих пород, проявленные с разной мерой интенсивности на различных месторождениях. Характерными скарновыми минералами являются диопсид, гранат (гроссуляр-андрадит) и везувиан.

Рудные тела распространены в надинтрузивной зоне и представлены метасоматическими залежами в известняках и прожилковыми зонами в алюмосиликатных породах.

Главные минералы руд — флюорит, микроклин, альбит, кварц и карбонат. Редкометалльные минералы представлены фенацитом, берtrandитом, лейкофаном, реже эвдидимитом, мелинофаном, миларитом, гельвином и бавенитом. В состав руд входят пирит, галенит, сфалерит, реже пирротин, арсенопирит, минералы тория, редких земель, молибденит, касситерит, станнин. Содержание флюорита в апоизвестняковых метасоматических залежах достигает 85%.

На месторождениях устанавливается три — четыре стадии минералообразования. В одну или две начальные стадии были сформированы минеральные ассоциации, включающие флюорит и редкометалльные минералы. В следующую, карбонатно-сульфидную или кварц-карбонатную, происходило отложение главной массы сульфидов. Минералообразование на отдельных месторождениях завершалось выделением низкотемпературных разновидностей кварца и кальцита.

Сульфиды встречаются как в виде единичных вкрапленников, так и значительных по размерам обособлений (прожилки, линзы, залежи) в рудах и вмещающих породах. Они локализовались на флангах месторождений или телескопированы в участках проявлений более ранних минеральных ассоциаций.

Главным из них является пирит. Первые его генерации формируются близкоодновременно с флюорит-редкометалльной минерализацией и приурочены к метасоматически измененным сланцам, гранитоидам, грейzenам или скарнам. К ранним образованиям относится также некоторая часть арсенопирита. Более поздние генерации пирита встречаются в ассоциации с галенитом, сфалеритом, молибденитом, пирротинном и арсенопиритом.

В рудах помимо главных элементов присутствуют в повышенных количествах свинец, цинк, рубидий, редкие земли (до 0,п%), участками торий, в отдельных рудопроявлениях — олово (до 0,0п%), молибден (0,00п%). Барий, бор, цезий, германий, мышьяк, медь, цирконий обнаруживаются спорадически в количествах,

не превышающих обычно 2—4 кларков. В составе редких земель 60—70% достигает цериевая группа. Отмечаются случаи существенного преобладания иттрия. Количество редких земель иттриевой группы редко доходит до 15%. Отношения Zn/Pb, Zn/Cu, Pb/Cu в рудах соответственно 0,8—3 для первой пары, и более 5 — для второй и третьей.

Первичные ореолы. В алюмосиликатных породах и участках чередования их с карбонатными размеры ореолов в десятки раз больше, чем в монотонных известняках. В последних ореолы локальны, низкой контрастности и продуктивности. Площадь аномального поля на поверхности колеблется в пределах сотен квадратных метров. Распределение элемента в общем ореоле месторождения неоднородно. Отмечается несколько обычно не совпадающих эпицентров максимальных содержаний как рудообразующих, так и сопутствующих элементов. Можно выделить следующие группы элементов с относительно независимыми друг от друга ореолами:

фтор, бериллий;
молибден, редкие земли, торий;
олово, рубидий, цезий, фтор, литий;
цинк, свинец, мышьяк, фтор.

Четкое поле образуют в основном фтор, бериллий, молибден, редкие земли, литий, рубидий. Олово, свинец, цинк, германий, бор, марганец не всегда и не на всех месторождениях создают контрастные ореолы. Остальные элементы представлены главным образом аномальными точками (ниобий, цирконий, мышьяк, фосфор, иттрий, серебро, висмут). Повышенные концентрации некоторых элементов (барий, олово), вероятно, обусловлены перераспределением во вмещающих породах в результате широко проявившихся метасоматических процессов. Зональность ореолов выражена неотчетливо. Внутренняя зона представлена наиболее полным спектром элементов, внешняя — бериллием, фтором и далее одним только фтором. Молибден широко распространен вблизи контактов интрузивных тел, а максимальные концентрации олова, лития, рубидия фиксируют распространение грейзенов и слюдитов. Скарны, содержащие везувиян, обусловили аномальные концентрации бора.

Элементы-примеси в минералах. В большинстве рудных и нерудных минералов обнаружен бериллий (слюды, полевые шпаты, флюорит, амфиболы, везувиян, апатит, пироксены и другие). В отличие от других месторождений, в сфалеритах высоки содержания марганца (до 2,3%), кадмия и кобальта (табл. 63), повышены — германия. Последний обнаружен также и в других минералах (фенаките, бертрандите). Галениты характеризуются высокой висмут- и таллиеносностью, низкими содержаниями олова. Особенность пиритов заключается в преобладании никеля над кобальтом.

Во флюоритах присутствуют редкие земли (по А. С. Назаров-

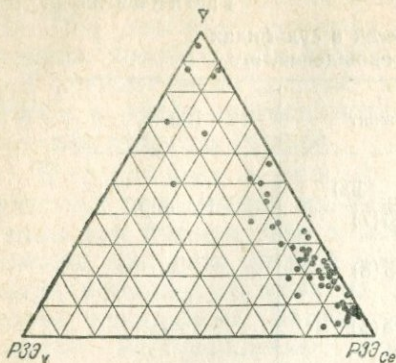
Содержание элементов-примесей в сульфидах
фтор-редкометалльных месторождений, г/т

Элемент	Сфалерит	Галенит	Пирит
Cd	$\frac{3900-18600}{10300(13)}$	$\frac{300-1300}{690(7)}$	Не опр.
In	$\frac{2,5-44}{15,3(12)}$	<5(8)	—
Ga	$\frac{0,5-4,6}{0,5(4)}$	<5(6)	—
Ge	$\frac{<5-60}{19,6(8)}$	$\frac{4-23}{8,9(6)}$	—
Co	$\frac{50-1000}{330(10)}$	—	$\frac{20-180}{90(16)}$
Bi	19—600(4)	$\frac{1700-12000}{4865(13)}$	$\frac{5-69}{35(7)}$
Ag	1(1)*	10(1)*	$\frac{0,5-20^*}{6(7)}$
Tl	$\frac{<10-100}{<10(5)}$	$\frac{3-1200}{336(10)}$	10(7)*
As		Не опр.	$\frac{10-300}{60(5)}$
Ni		>	$\frac{20-400}{36(16)}$
Sn	$\frac{7,9-12}{8,9(7)}$	$\frac{4-23}{8,9(6)}$	—

вой) преимущественно цериевой группы, некоторая часть проб обогащена иттрием (рис. 26).

Изотопный состав серы и свинца. Результаты изотопных исследований свидетельствуют об отчетливо выраженном утяжелении состава серы в сульфидах всех месторождений. Величина обогащения тяжелым изотопом для разных месторождений неодинакова при вариации $\delta^{34}\text{S}$ в большинстве случаев от +4 до +10—11‰ (табл. 64). В конкретных объектах сера достаточно гомогенна, но в целом по рассматриваемому типу она варьирует в широких пределах, достигая в экстремальных случаях +18‰. Сера пиритов предрудной и рудной стадий изотопно заметно легче серы более поздней сульфидной стадии. Она отличается также и большей гомогенностью, что вполне согласуется с относительно высокотемпературными условиями формирования минеральных парагенезисов этих стадий. Разница в величинах $\delta^{34}\text{S}$ пиритов выделяемых стадий колеблется от +1,4 до +6,3‰.

Рис. 26. Диаграмма составов РЗЭ и иттрия во флюоритах фтор-редкометалльных месторождений.



Изотопное равновесие между сосуществующим пиритом, сфалеритом, галенитом, судя по значениям $\delta^{34}\text{S}$, достигалось чаще всего в жилах выполнения открытых трещин.

Значимое различие изотопного состава пиритов из вмещающих пород (месторождения № 2, 4)

и сульфидов рудного этапа свидетельствует о том, что источником серы послужили нижележащие толщи.

Изотопный состав галенитов представлен в табл. 65. Особенность его состоит в бедности радиогенными изотопами, что определяет более древний их модельный возраст в сравнении с геологическим и позволяет отнести к свинцам В-типа. Отчетливо коррелируется связь изотопного состава с возрастом вмещающих карбонатных толщ, которые, по всей вероятности, послужили источником свинца. Повышенные количества радиоактивных элементов в рудах большинства месторождений и рудопроявлений не оказали существенного влияния на изотопный состав рудного свинца.

Редкометалльные метасоматиты (бертрандитовая формация). Как и в случае с флюорит-редкометалльной формацией, оруденение ассоциирует с щелочными гранитами и сиенитами предположительно верхнепалеозойского—нижнемезозойского возраста. Это полевошпатовые породы с кварцем, вкрапленностью бертрандита, участками циркона, фенакита, гельвина, минералов редких земель. В небольших количествах (обычно пространственно несколько разобщенных от эпицентров бериллиевой минерализации) развита сульфидная минерализация, в составе которой присутствуют пирит и молибденит. Известно, что полевошпатовые метасоматиты сопровождаются эндогенными ореолами бериллия, молибдена, лантана, ниобия, иттрия, тория, серебра, марганца. На более детально изученном проявлении кварц-бертрандитовой формации в надрудном срезе распространены аномалии бериллия, фтора, свинца и серебра, на уровне рудных тел — бериллия, фтора, молибдена, вольфрама, рубидия, цезия, таллия; в подрудном пространстве — кобальта, олова, иттрия, иттербия.

Геохимические особенности оруденения мы не изучали. Определен лишь изотопный состав серы, который выявил существенное утяжеление ее относительно метеоритной ($\delta^{34}\text{S}$ пирита 6,13, молибденита +7,0‰).

На проявлениях кварцевых метасоматитов с гельвином и полевошпатовых метасоматитов с бертрандитом, приуроченным к

Изотопный состав серы сульфидов участков
флюорит-редкометалльной формации

Уча- сток	Стадия минерало- образования	Минерал	n	δ ³⁴ S, ‰		
				от	до	среднее
1	I и II III	Пирит	18	7,05	17,5	12,7
		»	2	12,7	14,4	13,6
		Сфалерит	2	10,6	11,45	11,0
		Галенит	1			6,1
		Молибденит	1			11,5
2	Вмещающие сланцы I и II III	Пирит	6	-6,7	0,8	-3,3
		»	8	2,18	4,5	3,6
		Арсенопирит	1			4,55
		Пирит	7	1,83	14,9	5,6
		Сфалерит	2	2,76	4,8	3,78
		Пирротин	1			5,4
		Молибденит	3	2,78	6,5	4,37
3	I и II III	Пирит	6	3,75	7,4	5,14
		»	3	5,7	6,85	6,45
		Галенит	1			6,5
		Сфалерит	2	3,65	4,95	4,3
		Молибденит	1			6,0
4	Вмещающие вулкани- ты III	Пирит	1			2,45
		Пирротин	1			6,75
		Галенит	3	-1,0	7,9	4,4
5	III	Пирит	1			4,8
		Пирит	4	2,95	8,18	6,35
6	I и II III	»	2	10,7	11,1	10,9
		Сфалерит	1			11,7
		Галенит	4	7,8	11,23	9,24
		Пирит	2	3,6	6,2	4,9
7	I и II	»	1			7,25
		Пирротин	1			2,3
8	I и II	Галенит	1			1,7
		Пирит	1			9,85
9	III	Галенит	1			0,5
10	I и II	Пирит	1			
11	III	Галенит	1			

Примечания: 1. I и II — предрудная и рудная; III — кварц-карбонатно-сульфидная стадии. 2. От 1 до 9 — флюорит-фенатик-бертрандитовые; 10, 11 — флюорит-лейкофановые.

Таблица 65

Изотопный состав свинца галенитов участков
флюорит-редкометалльных формаций

Уча- сток	n	Отношение к ²⁰⁴ Pb			Уча- сток	n	Отношение к ²⁰⁴ Pb		
		²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb			²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb
1	5	17,73	15,42	37,56	6	1	17,57	15,37	37,79
2	2	17,52	15,35	37,29	7	2	17,89	15,31	37,61
3	1	17,64	15,48	37,63	8	1	17,57	15,48	37,66
4	1	17,29	15,43	37,38	9	1	17,43	15,46	37,69
5	1	16,43	15,30	36,57					

полю развития верхнепалеозойских субщелочных сиенитов, в рудных телах участками содержатся повышенные количества галенита. В последнем определено 0,625% висмута, 53 г/т индия, 19 г/т олова, 151 г/т сурьмы. В пирите никель преобладает над кобальтом при содержании в тысячные доли процента.

Изотопный состав свинца. Изотопный состав свинца, так же как и в случае с фтор-редкометальной формацией, отличается бедностью радиогенными изотопами ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,57$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,48$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,66$) и относится к В-типу. Величина μ_0 характеризует коровый источник свинца.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Минерализация представлена золото-кварцевыми, золото-сульфидно-кварцевыми проявлениями и месторождениями, приуроченными к областям развития докембрийских, в меньшей мере каледонских, герцинских и киммерийских образований. Известны также стратиформное оруденение (в конгломератах, углеродистых толщах), золотоносные колчеданные залежи, железорудные, редкометальные и полиметаллические руды. Наиболее распространен золото-кварцевый тип с переменными количествами сульфидов. В ряде проявлений повышены количества магнетита, шеелита, блеклых руд, теллуридов, серебросодержащих и сурьмяных минералов.

По геохимическим особенностям наиболее четко выделяются три группы месторождений— гидротермальные плутоногенные, метаморфогенно-гидротермальные и телетермальные близповерхностные.

Рудные тела плутоногенных месторождений приурочены к различным по составу метаморфическим, осадочным и магматическим породам. Они представлены одиночными жилами или их сериями, прожилковыми зонами. В зависимости от минеральных типов жилы содержат в переменных количествах пирит, пирротин, сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит, висмутин, карбонаты, в отдельных проявлениях— шеелит, турмалин, магнетит, молибденит, теллуриды золота, серебра, висмута, блеклые руды, антимонит.

Околорудные породы окварцованы, нередко пиритизированы, в ряде случаев отмечаются березитизация, хлоритизация, карбонатизация. Интенсивность околорудных процессов с параметрами золотого оруденения обычно не коррелируется и обусловлена многочисленными геологоструктурными неоднородностями участков минералообразования.

Малосульфидные и золото-сульфидно-кварцевые проявления и месторождения, распространенные на площадях байкальской и каледонской складчатости, содержат кроме золота и серебра свинец и цинк (0,0п—п%), медь, мышьяк (до 0,п%), в отдельных случаях— сурьму, теллур, висмут. В герцинской складчатости

сти известны месторождения с повышенными и высокими концентрациями мышьяка, молибдена, бора, железа.

Отношения содержаний Zn/Pb, Zn/Cu, Pb/Cu колеблются в интервале 0,1—1,2; 2—40 и 2—100 соответственно.

Первичные ореолы. Аномальные поля на месторождениях образуют золото, серебро, мышьяк, сурьма, висмут, вольфрам, медь, свинец, цинк [15, 95, 118, 147]. Реже встречаются молибден, бор, олово. Для высокотемпературных месторождений характерны золото, висмут, в ряде случаев — медь, мышьяк, вольфрам, серебро, в качестве второстепенных — молибден, олово, бор, кобальт, иногда свинец и цинк [15, 118]. К индикаторам среднетемпературного оруденения отнесены золото, серебро, мышьяк, реже свинец, медь. Золото-полиметаллический тип отличается интенсивными ореолами свинца и цинка, а также ртути и бария [15, 118].

Элементами надрудных горизонтов считаются мышьяк, серебро, свинец, сурьма, висмут, кадмий, ртуть [95]. Здесь зафиксированы наиболее высокие отношения серебра и висмута к золоту, свинца к цинку.

Для подрудных зон минеральный и элементный состав руд резко упрощается, одновременно появляются повышенные количества вольфрама (в форме шеелита), кобальта, никеля, молибдена. В первичных ореолах золото-полиметаллической ассоциации на верхних горизонтах наиболее продуктивны свинец, цинк, медь, мышьяк, сурьма (в порядке уменьшения размеров), на нижних — цинк, свинец, медь, мышьяк. Корневым частям месторождений и нижним горизонтам соответствуют убогие содержания элементов и незначительные размеры ореолов с преобладанием цинка [34].

Элементы-примеси в минералах. Сульфиды отличаются в целом низкими концентрациями олова, германия, галлия, индия, таллия (табл. 66). Отдельные пробы халькопирита содержат повышенные количества висмута. Последний обнаружен в галените и блеклой руде. Большинство минералов отличается высокими содержаниями серебра.

Отношение Co/Ni в пиритах варьирует в пределах 2—10. Спектральным полуколичественным анализом в них обнаруживаются переменные количества мышьяка, серебра. В блеклой руде выявлены индий (до 17 г/т), висмут (до 0,1%), серебро (до 1%), цинк, свинец, медь. Известны находки в золотосодержащих жилах фрейбергита, жозеита и других минералов существенно серебристого, висмутового и смешанного состава и, в том числе, теллуридов.

Изотопный состав серы и свинца. По изотопному составу серы сульфидов выделяется две группы (табл. 67). В одной из них значения $\delta^{34}\text{S}$ близки к метеоритному уровню, интервал вариации узок (от $-2,0$ до $+2,5\%$). Изотопные отношения в сосуществующих минералах свидетельствуют о достижении равновесия в рудообразующих растворах и о различных температу-

Содержание элементов-примесей в сульфидах
золото кварцевых месторождений, г/т

Элемент	Сфалерит	Галенит	Пирит	Халькопирит
Cd	$\frac{2800-5300}{3500(6)}$	$\frac{38,9-53}{45,9(2)}$	—	$\frac{\text{He обн.} - 200^*}{60(6)}$
In	$\frac{1,5-63}{21,5(29)}$	$\frac{\text{Сл.} - 13,8}{11,3(15)}$	—	<0,5(1)
Ga	$\frac{\text{He обн.} - 18,2}{6,9(28)}$	<0,5(1)	—	<0,5(1)
Ge	<5(2)	<5(15)	—	<5(1)
Sn	$\frac{\text{He обн.} - 8,2}{4,3(29)}$	$\frac{\text{He обн.} - 26}{3,8(20)}$	—	$\frac{\text{He обн.} - 100}{33,7(10)}$
Co	$\frac{19-200}{60(10)}$	—	$\frac{150-1100}{367(7)}$	$\frac{\text{He обн.} - 10}{8(5)}$
Bi	—	He обн.— 2000	10(36)*	10—10000(3)*
Tl	<10(1)	<10(1)	—	<10(1)
As	—	—	$\frac{\text{He обн.} - 3000^*}{700(48)}$	He обн.— 200(3)*
Ni	—	—	$\frac{10-160}{72(7)}$	He обн.— 100(3)*

Примечание. При составлении таблицы использованы, кроме наших, данные А. В. Загоскина и Г. А. Феофилактова.

рах выпадения минеральных парагенезисов. Картина распределения изотопов между минералами соответствует известному эмпирически установленному ряду. Порядок обогащенности минералов ^{34}S следующий: арсенопирит, молибденит — пирит — сфалерит — галенит. Минеральные ассоциации поздних стадий рудообразования обогащаются тяжелым изотопом.

Во второй группе сера утяжелена на 5—14‰, более гетерогенна. Средние значения и интервал вариаций ее специфичны для каждого месторождения и характеризуют неоднородность источника и, вероятно, условий рудообразования.

На диаграммах отношений $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204} - \text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ и $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204} - \text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ точки составов разновозрастных месторождений концентрируются в локальные поля, располагающиеся вдоль кривых эволюционного развития с низкими значениями μ_0 (см. рис. 7).

Наиболее примитивен свинец (табл. 68) в месторождениях, приуроченных к глыбовым выходам фундамента. Вторая группа представляет объекты областей байкальской складчатости. Фигуративные точки составов ураногенных свинцов обеих групп в основном сконцентрированы в участке, ограниченном линиями

Изотопный состав серы золотокварцевых месторождений

Место- рож- дение	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее

Группа 1

Байкало-Патомское нагорье

1	Галенит	5	-3,5	7,7	0,63
	Сфалерит	2	0,45	5,2	2,8
	»	19	-2,4	5,5	1,5
2	Галенит	1			1,2
3	Сфалерит	1			6,4
	Пирит	1			-1,43

Саяны

4	Пирит	6	0,71	3,1	1,83
	Галенит	3	0,52	0,65	0,57
	Молибденит	1			1,62
5	Пирит				1,47
	Галенит	1			1,41
6	Пирит	4	1,2	2,9	1,7
7	»	1			1,3
8	Галенит	2	1,6	2,36	1,98

Прибайкалье

9	Пирит	1			3,11
10	Галенит	5	-5,7	2,47	-1,5

Забайкалье

11	Пирит	1			1,53
12	»	1			-1,0
13	»	1			-1,89
14	»	2	-0,1	1,0	0,55
	Сфалерит	4	1,2	2,61	1,7
	Галенит	2	-0,8	0,1	-0,35
	Арсенопирит	2	-0,3	-0,1	-0,2

Группа 2

15	Галенит	1			-4,2
16	Сфалерит	1			5,85
	Пирит	10	4,8	8,2	6,65
	Халькопирит	2	6,1	6,8	6,45
	Галенит	1			5,5
17	Пирит	7	6,7	13,7	10,5
18	Галенит	3	6,3	10,0	7,7
19	Пирит	1			9,4
20	»	5	8,4	9,5	

Примечание. По 17, частично по 1—данные И. А. Загрузиной, Ж. Н. Рудаковой, по 14—[46, 56], по 20—[142].

развития мантийного и нижнекорового источника. Они же, в сравнении с известными месторождениями других типов, обогащены торгенным изотопом.

Изотопный состав свинца золотокварцевых месторождений в докембрийских толщах складчатого обрамления Сибирской платформы

Месторождение	n	Отношение к ^{204}Pb			Источник
		^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	
4	7	15,48	15,09	35,83	Наши данные, Ю. А. Исаков, Г. А. Феофилактов
5	1	15,82	15,14	36,09	Ю. А. Исаков
7	1	15,07	15,08	35,86	Он же
21	1	15,13	15,12	35,96	»
22	1	15,54	15,15	36,30	»
23	1	15,16	15,0	—	»
24	1	16,59	15,27	36,41	Наши данные
25	1	16,70	15,31	37,0	То же
3	2	17,23	15,30	37,12	»
2	8	17,40	15,45	37,30	Наши данные, Ю. А. Исаков
26	12	17,53	15,43	37,62	Ю. А. Исаков
27	1	17,64	15,24	37,22	С. В. Бузовкин
16	1	17,41	15,39	37,27	Наши данные
17	1	16,99	15,41	37,42	Ж. Н. Рудакова
28	1	17,63	15,46	37,55	Наши данные
29	1	17,09	15,33	36,90	А. Н. Булгаков
1	18	17,16	15,39	37,27	Наши данные, Ж. М. Рудакова
30	4	17,06	15,25	37,00	[40]
31	2	17,17	15,25	36,88	[40]

Примечание. Месторождения 4—25 и 1 расположены в глыбовых выходах докембрийского фундамента. Остальные находятся на площадях развития байкальской складчатости.

Для свинца месторождений более молодых этапов (табл. 69) значения μ_0 также более низкие, и, хотя фигуративные точки изотопного состава сконцентрированы ниже кривых развития свинцов верхней коры и орогена, в них все же заметно увеличена роль корового материала.

Таблица 69

Изотопный состав свинца золотокварцевых месторождений посленижнепалеозойского этапа

Месторождение	n	Отношение к ^{204}Pb			Источник
		^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	
32	1	17,96	15,51	38,18	[73]
33	1	18,16	15,53	37,89	[73]
14	2	17,96	15,50	38,05	[40, 73]
36	1	18,28	15,64	39,19	С. В. Бузовкин
37	1	18,40	15,80	38,96	Он же
38	1	18,19	15,54	37,86	[24]
39	1	18,42	15,65	38,68	[73]
40	1	18,40	15,75	38,95	С. В. Бузовкин
41	1	18,67	15,75	38,66	[73]
42	19	18,39	15,55	38,17	[24, 73]
43	2	18,50	15,60	38,51	[73], С. В. Бузовкин

В метаморфогенно-гидротермальных месторождениях значительная часть оруденения пространственно ассоциирует с полями распространения докембрийских черносланцевых толщ, чем подчеркивается важная геологическая роль последних [25, 26, 32]. Промышленных концентраций золота более молодого возраста, связанных с углеродистыми породами, не известно. Исследователи рассматривают два возможных варианта формирования месторождений. В одном случае считается, что метаморфогенные растворы выносят золото и другие компоненты из высокотемпературных зон и отлагают их в низкотемпературной. Сторонники другой точки зрения предполагают, что происходило лишь локальное перераспределение золота в ходе наложенных процессов без сколько-нибудь существенного привноса из глубинных зон. При этом выдвигается гипотеза о решающей роли в размещении месторождений первичных осадочных концентраций золота. Предполагается также, что отдельные проявления образовались в результате воздействия массивов гранитоидов на породы, первично обогащенные золотом [26, 158]. Практически все исследователи считают, что по крайней мере часть золота заимствована из окружающих пород.

Во вмещающих осадочных толщах повышены, но неравномерно распределены концентрации золота, превышающие иногда на 1—2 порядка кларк для осадочных пород. Последние (глинистые, алевроитово-глинистые сланцы, филлиты и др.) содержат от долей до 10—20% углеродистого материала. Связь содержания золота с $C_{орг}$ неустойчива [25]. Зоны концентрации, как правило, приурочены к локальным площадям усиленного метасоматоза пород, относящегося к регрессивной стадии регионального метаморфизма, проявленного в окварцевании, карбонатизации, серицитизации. Здесь же содержатся повышенные концентрации пирита, иногда пирротина. Золотоносные участки сопровождаются арсенипиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пирротином.

Выделяется две формы проявления минерализации [32] — кварцевые жилы и зоны сульфидной вкрапленности. Характерные особенности первых — низкие (обычно менее 0,5—1%) концентрации сульфидов, золота и серебра, отсутствие прямой зависимости между их содержаниями [32]. Зоны вкрапленного оруденения отличаются относительно равномерным распределением золота, частым отсутствием пропорциональной зависимости от количества сульфидов (представленных в основном пиритом).

В рудах присутствуют серебро, мышьяк, свинец, цинк, вольфрам, кобальт, никель, висмут [31, 32]. При этом в рудах кварцевожильного типа чаще встречаются серебро, мышьяк, висмут, а для сульфидных зон специфичными оказываются медь, никель, кобальт, мышьяк, серебро [159]. Уровень концентрации перечисленных элементов обычно незначительно превышает содержание в исходных толщах [31]. С увеличением золотоносности сульфидных зон возрастает общая интенсивность гидротермально-метасоматических изменений, в частности вынос кремнезема и привнос калия

[32]. Повышение продуктивности рудной зоны и уменьшение глубины эрозионного среза сопровождаются ростом Ni/Co отношения [31].

Первичные ореолы. На месторождениях распространены эндогенные ореолы золота, серебра, свинца, цинка, висмута, меди, мышьяка, вольфрама, никеля, кобальта, серы [31, 187]. Контрастность их невысока. В рудоносных зонах концентрация элементов, наиболее тесно ассоциирующих с золотом, незначительно превышает содержания в исходных толщах, а во многих случаях вообще не фиксируется как повышенная [31].

Элементы-примеси в минералах. Сульфиды рудных тел отличаются низким уровнем концентрации серебра, меди и других элементов [32]. В пирите из кварцевых жил и золотосульфидной вкрапленности никель преобладает над кобальтом в 1,5—4 раза, а содержание мышьяка составляет сотые—десятые доли процента. По мере повышения золотоносности жил величина отношения и мышьяковистость пирита увеличиваются, одновременно уменьшается железистость сфалерита. Величина отношения Ni/Co, по [31], является показателем глубины эрозионного среза и золотоносности рудных тел. Она варьирует от 0,7 в корневых частях рудных зон до 1,5—2,6 в верхних. В пирротинах, кроме никеля (до 0,0п%) и кобальта (до 0,0п%), присутствуют обычно серебро (до 0,00п%) и медь (до 0,0п%).

Изотопный состав серы и свинца. Изотопный состав сульфидной серы характеризуется гетерогенностью и утяжелением относительно метеоритного уровня (табл. 70). Величина $\delta^{34}\text{S}$ пиритов варьирует от -15 до $+23,4\%$. В кварцево-жильных телах она более однородна и колеблется в области положительных значений с размахом не более $5-6\%$. В зонах золотосульфидной минерализации выделяется две группы. Первая из них с облегченным изотопным составом в значительной части проб имеет отрицательные величины $\delta^{34}\text{S}$. Это пириты и пирротины рассеянной послылойной минерализации вмещающих пород [80], реже

Таблица 70

Изотопный состав серы сульфидов метаморфогенно-гидротермальных золоторудных месторождений

Район	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
Витимское плоскогорье	Пирит	12	-7,40	+23,4	+11,5
	Сфалерит	1			+1,27
	Галенит	1			+2,43
Байкало-Патомское нагорье	Пирит		+2,4	+16,5	+8,2
Енисейский кряж	Пирротин	4	+6,1	+13,8	
	Пирит	5	-11,0	+1,5	

Примечание. Для Витимского плоскогорья — из проб Н. М. Меланиной, для Байкало-Патомского нагорья — по [80], для Енисейского кряжа — по [142].

золотосульфидных тел. Она характеризует первично-седиментогенную и, в том числе частично перекристаллизованную, переотложенную сульфидную серу. Вторая группа имеет серу практически всегда утяжеленную относительно метеоритной на 4—12% и иногда до 15—20% и представляет продуктивный этап.

Изотопный состав свинца определен в рудах месторождений двух районов (табл. 71). В первом свинец имеет относительно примитивный состав [40], мало отличающийся от обыкновенных свинцов, хотя и несколько обогащен торогенным изотопом. Свинец галенитов второго района (данные Ю. А. Исакова), в отличие от предыдущих, существенно обогащен радиогенными изотопами и по своим характеристикам может быть определен как свинец J-типа.

Таблица 71

Изотопный состав свинца гидротермально-метаморфогенного золотого оруденения Байкало-Патомского нагорья (по Ю. А. Исакову)

Место- рожде- ние	n	Отношение к ^{204}Pb			Место- рожде- ние	n	Отношение к ^{204}Pb		
		^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb			^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
1	1	18,67	15,68	38,78	8	4	17,51	15,48	37,72
2	1	18,58	15,68	38,57	9	1	15,89	15,27	35,86
3	2	18,00	15,50	37,88	10	1	18,51	15,58	38,44
4	1	18,20	15,54	37,92	11	2	17,33	15,38	37,31
5	1	18,50	15,59	37,92	12	1	16,76	15,35	36,98
6	9	16,49	15,39	35,96	13	1	16,56	15,26	37,01
7	2	18,65	15,61	38,52					

Субвулканические месторождения (балейский тип). Эта группа близповерхностных телетермальных месторождений — наиболее молодая среди известных золоторудных месторождений. Она сформирована в этап киммерийской тектономагматической активности, получившей распространение в Восточном и частично в Западном Забайкалье. Возраст ее определяется юрой — мелом. Пространственно и во времени минерализация ассоциирует с основными и средними вулканитами, приурочиваясь к бортам мезозойских депрессий, выполненных терригенными осадками.

Рудные тела представлены жилами гребенчатого и халцедоновидного кварца или зонами прокварцевания в различных по составу породах. В них содержатся тонкозернистые, участками метакolloидные выделения золота, пирита, антимонита, галенита, сфалерита, арсенопирита, блеклой руды и ряда других минералов. Нередко с кварцем ассоциирует флюорит.

В рудах кроме золота отмечаются повышенные концентрации серебра, сурьмы, мышьяка, фтора, ртути, висмута. Характерна низкая пробность золота.

Первичные ореолы. Высокоинтенсивные ореолы на месторождениях образуют золото, серебро, мышьяк, сурьма, ртуть, фтор, хлор, менее типичны молибден, медь, свинец, цинк, висмут, никель, кобальт, представленные отдельными аномальными точка-

ми или мало контрастными аномалиями [95, 118, 126, 138, 157]. В надрудной части ореолов накапливаются мышьяк, медь, ртуть и сурьма, а области повышенных концентраций золота и серебра пространственно ассоциируют с ореолами лития и хлора, минералами-концентраторами которых служат смешанослоистые фазы типа хлорит — монтмориллонит [157].

Изотопный состав серы и свинца. Изотопный состав серы сульфидов месторождений балейского типа весьма близок к составу серы из месторождений, связанных с продуктами базальтоидного вулканизма (табл. 72; см. рис. 12). Для них характерна обогащенность значительной части проб легким изотопом. В среднем величина $\delta^{34}\text{S}$ мало отличается от метеоритного уровня. Вариации изотопного состава невелики, что свидетельствует о высокой гомогенности серы в источнике.

Таблица 72

Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений и рудопроявлений балейского типа

Месторождение, рудопроявление	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
Балейское	Пирит	20	-11,8	+11,0	+0,16
	Арсенопирит	8	+1,0	+2,3	+1,7
	Блеклая руда	2	-0,5	-0,3	-0,4
Рудопроявления в районе Балейского месторождения	Пирит	4	-1,7	-1,6	-1,7
	Сфалерит	4	-2,8	-1,3	-2,2
	Арсенопирит	4	-1,3	-0,6	-0,9
	Антимонит	8	-2,0	-0,4	-1,1
44	Пирит	1			-7,1

Примечание. По Балейскому р-ну — данные [56], по 44 — из пробы Г. И. Тувика.

Имеются единичные анализы изотопного состава свинца из руд Балейского месторождения. Величины отношений ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb к ^{204}Pb составляют соответственно 18,61, 15,71 и 38,40 по [73].

ФЛЮОРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Практически все кварц-флюоритовое оруденение связывается с мезозойской тектономагматической активизацией [29, 70, 85, 235, 236]. В оценке точного возраста его единого мнения нет, но считается, что главная эпоха флюоритообразования приходится на позднюю юру — нижний мел.

Размещение месторождений контролируется региональными и оперяющими разломами, часто ограничивающими верхнемезозойские впадины, выполненные континентальными пресноводными отложениями. Эти разломы контролируют дайки основных, субще-

лочных пород, а также многочисленные поля вулканитов преимущественно основного состава. Они же, по мнению некоторых исследователей, определяют размещение несколько более ранних гипабиссальных и близповерхностных интрузий кислых, субщелочных и щелочных гранитоидов.

Для большинства месторождений характерен структурный контроль, осуществляемый главным образом открытыми трещинными полостями, тела замещения распространены значительно реже. Месторождения, размещаясь вдоль глубинных разломов, образуют серию флюоритоносных зон. Параметры их в каждом конкретном районе неодинаковы. Обращает на себя внимание большая их протяженность, нередко достигающая нескольких сотен километров при ширине в десятки километров.

Распространены главным образом кварц-флюоритовый (Наранское), в меньшей мере кальцит-кварц-флюоритовый (Эгитинское, Дархинское), барит-кальцит-кварц-флюоритовый (Абагатуйское) и сульфидно-кварц-флюоритовый (Калангуйское) минеральные типы. Рудные тела представлены жилами выполнения и минерализованными зонами брекчированных пород.

Главными рудообразующими минералами являются кварц и флюорит, находящиеся в различных количественных соотношениях. Иногда отмечается повышенное содержание кальцита, связываемое с влиянием вмещающих карбонатсодержащих пород. В качестве второстепенных обнаруживаются пирит, барит, адуляр и глинистые минералы.

В околорудном пространстве распространены окварцевание, флюоритизация, аргиллизация, незначительная пиритизация. Наиболее характерен процесс аргиллизации [29, 223]. В аргиллизированных породах присутствуют каолинит, диксит, галлуазит, гидромусковит, монтмориллонит. Интенсивность изменений зависит от состава вмещающих пород и степени их трещиноватости, а особенности изменений — исключительно от состава пород [29].

Первичные ореолы. Площади аномальных концентраций изученных месторождений (Хурайское, Наранское, Дархинское) колеблются от сотен квадратных метров до 0,5 км², редко достигают больших величин [172]. Форма их линейно вытянутая, подчеркивающая общее направление зон повышенной проницаемости. Размеры ореолов в целом адекватны параметрам рудных тел. В случаях приуроченности оруденения к карбонатным породам в ореолах кроме фтора отмечаются аномальные точки бария, иногда марганца и стронция. В алюмосиликатных и особенно гранитоидных породах, когда процесс оплавления, аргиллизации и окварцевания был интенсивным, в результате перераспределения участками аномально концентрировалось до 2—3 кларков молибдена, бериллий, литий, ниобий и олово. Зоны оплавления сопровождаются отрицательными аномалиями циркония [139].

По данным Р. З. Архипчука [6], в подрудных частях зон аргиллизации увеличивается содержание меди, свинца, цинка, фосфора и титана. Содержание других элементов на протяжении 200—400 м

по вертикали не изменяется. В рудных телах, сформировавшихся в одну стадию минерализации, геохимическая зональность до глубины 150—250 м отсутствует.

Специальными исследованиями [99] зафиксированы ореолы ртути протяженностью по вертикали в сотни метров. Вне зависимости от литологии вмещающей среды обнаружено более пяти форм нахождения ее. Преобладает обычно галоидная ртуть (от 20 до 80%), подчиненное значение имеют сульфидные (17—41%) и изоморфные (1—23%) составляющие. Выявляется закономерное распределение различных форм, выраженное в преимущественном накоплении определенных соединений этого элемента на разных горизонтах.

Элементы-примеси в минералах. Данные о микроэлементном составе кварца, барита и кальцита сколько-нибудь существенной информации, необходимой для оценочных или прогнозных работ, не содержат. В этих минералах незакономерно выявляются фтор, марганец, стронций, иногда другие элементы, обусловленные чаще наличием внеструктурных примесей.

Состав, концентрация и распределение примесей во флюорите представляют, за исключением нескольких элементов, довольно пеструю картину [29, 35]. Характерна бедность состава примесей минерала различных морфологических типов, а также цвета и временного диапазона выделения.

В качестве внеструктурных примесей присутствуют обычно кремний, алюминий, магний, железо, титан, марганец, натрий, иногда барий. Содержания их незакономерно варьируют в широком интервале значений. Более однородно распределены стронций, бериллий, литий, содержания которых [29, 35] изменяются обычно в пределах 0,0п%, 1—3 г/т и 40—100 г/т соответственно.

Состав редкоземельных элементов 23 месторождений и рудопроявлений [29, 35, 48, 86] показал на неоднородность их распределения для разных объектов. В целом заметна низкая суммарная концентрация их и иттрия, колеблющаяся от 10 до 150 г/т, иногда достигающая больших величин. Примерно в 75% проб преобладает иттрий при низких концентрациях как тяжелых, так и легких

редких земель. В некоторых месторождениях Монголии, отдельных пробах Абагайтуйского и Калангуйского месторождений выявлена преимущественно цериевая группа [35, 48, 86]. На тройной диаграмме состава редких земель и иттрия во флюоритах (рис. 27) видно, что фигуративные точки в целом отчет-

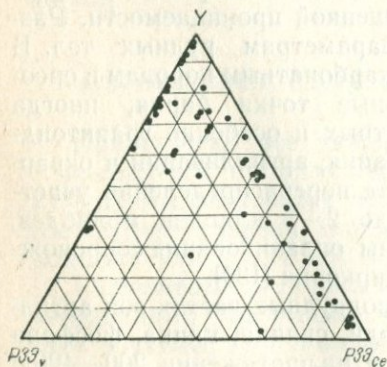


Рис. 27. Диаграмма составов P3Э и иттрия во флюоритах эпитермальных кварц-флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии.

диво тяготеют к вершине максимума иттрия. Содержание тяжелых лантаноидов иногда достигает 20—30% от общей суммы редких земель.

Данные об изотопном составе серы минералов 14 месторождений и рудопроявлений Забайкалья и Монголии приведены в табл. 73. Отличительная особенность серы пиритов состоит в обогащенности легким изотопом. Величина $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от +0,4 до $-9,7\text{‰}$ и составляет в среднем $-3,75$ по семи месторождениям.

Сера пиритов пострудной стадии (Калангуйского, Наранского, Новопавловского II), в отличие от серы начальных стадий, имеет в среднем на $3,4\text{‰}$ более легкий изотопный состав (см. рис. 33). На Наранском и Калангуйском месторождениях разница достигает $4,5\text{—}5\text{‰}$.

Таблица 73

Изотопный состав серы минералов кварц-флюоритовых месторождений

Месторождение, рудопроявление	Минерал	n	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
			от	до	среднее
Калангуйское	Пирит	35	-2,0	-9,7	-7,66
Неранское	>	6	0,4	-6,8	-3,41
Новопавловское-II	>	15	0,17	-6,3	-3,38
Хурайское	>	2	-4,4	-5,65	-5,02
Хамнейское	>	2	-1,7	-3,45	-2,57
Третьяковское	>	1			-1,8
Тосо-I	>	1			-2,4
Аро-Таширское	Барит	2	10,7	13,7	12,2
Новопавловское-II	>	1			9,1
Перевальное	>	1			15,8
Баян-Ундурское	>	1			16,5
Нижне-Кижингинское	>	1			19,0
Абагайтуйское	>	3	9,5	14,7	11,5
Усуглинское	>	1			12,65
Галшарьинское	>	3	10,3	13,35	12,1

Примечание. 25 проб Калангуйского месторождения — по [30, 224].

Известны единичные анализы изотопного состава свинца из месторождений в Восточном Забайкалье [24]. Величины отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляют соответственно 18,50; 15,56 и 38,40, указывают на молодой возраст оруденения и ложатся вблизи линии развития конформных свинцов.

При металлогеническом анализе в регионе главная роль всегда отводилась изучению рудолокализирующих структур и связи месторождений с магматическими комплексами. Столь узкий подход обусловил противоречивость, недостаточную обоснованность, а порой тенденциозность выводов генетического порядка, отразившихся в направлении поисковых работ на отдельные виды полезных ископаемых. Составление металлогенических карт разного масштаба на территории Восточного Саяна, Прибайкалья, Западного Забайкалья проводилось без анализа геохимической информации, а роль геохимии была сведена в лучшем случае к регистрации ореолов.

Ниже нами сделана попытка восполнить пробел, касающийся вопросов возникновения и распределения широкого круга полезных ископаемых на основе геохимических данных. При этом, как нам кажется, узловым моментом является проблема источника рудного вещества. Именно анализ последнего существенно дополняет наши знания в закономерностях размещения месторождений. Имеющийся обширный материал по геохимическим особенностям различных типов минерализации, в том числе сведения о изотопном составе серы, стронция, рудного свинца, позволяют дифференцировать территорию по составу и источнику рудного вещества и скорректировать многочисленные гипотезы относительно происхождения и эволюции руд и пород.

Районирование по перспективности в отношении полезных ископаемых и выделение конкретных площадей с признаками оруденения или только прогнозируемых осуществляются на основе комплекса данных о геологическом строении и металлогении каждого конкретного участка земной коры. Они предусматривают главным образом отражение особенностей проявления месторождений полезных ископаемых в пространстве и времени. Основные принципы их классификации рассмотрены Е. Т. Шаталовым [226]. Исходя из состава и строения коры, на которой формировалась складчатая область, положения ее по отношению к другим структурам, особенностей осадконакопления, магматизма, метаморфизма, тектонических дислокаций и процессов рудообразования выделено несколько типов металлогенических провинций [186]. Классификация с геохимическими типами регионов фемического, сиалического, сиалическо-фемического и других положены в основу многих последующих металлогенических работ.

Рудная специализация подвижных областей определяется в первую очередь особенностями их геологического развития. Существует четыре типа геосинклинальных зон, различающихся по ме-

таллогении [189]. Как крупные специализированные тектонические элементы выделяются срединные массивы, внутренние и периферические зоны геосинклинали, рвы внутренних зон рамы геосинклиналей и глубинные разломы, передовые прогибы и парагеосинклинали [189].

В качестве осложняющих факторов выступают наложенные структуры, сопровождающиеся определенным комплексом полезных ископаемых. В эту группу входят два типа рудных поясов [237]: пояса, формирование которых обусловлено геосинклинальной областью, развивающейся на смежной территории; пояса, возникающие в результате процессов автономной тектономагматической активизации древних сооружений.

В первом случае рудные пояса тесно примыкают к более молодой складчатой области, локализуясь в ее раме. Относительная глубина проникновения эндогенных процессов в геосинклинальное обрамление составляет 20—50% от поперечного сечения складчатых областей [189]. Предполагается, что тектонические движения, вызывающие и сопровождающие активизацию, проявляются только в верхних горизонтах земной коры и с глубинными процессами, происходящими в мантии, не связаны [128].

Негеосинклинальные подвижные структуры земной коры или области тектономагматической активизации, по Е. А. Радкевич, П. М. Хренову, А. Д. Щеглову, М. И. Ицикуну, обладают специфическими чертами геологического развития. Металлогения их рассмотрена Е. А. Радкевич [162] и главным образом А. Д. Щегловым [235, 236, 238]. В регионе в качестве наложенных выделяются: молибден-вольфрамовый пояс Западного Забайкалья, северный флюоритовый пояс Забайкалья, флюоритовый пояс Монголии [238]. Такую же природу имеет пояс редкоземельных и редкометалльных руд, связанных со щелочными породами в Северном Прибайкалье.

Геологические исследования показали существование полициклических и моноциклических геосинклинально-складчатых областей. Выявление и изучение первых представляет определенные трудности, связанные прежде всего с надежностью обоснования геологического возраста рудоносных формаций. Особенности металлогении их рассмотрел на примере Алтае-Саянской провинции В. А. Кузнецов [113]. Яркое выраженное полициклическое развитие прошло южное обрамление Сибирской платформы. Здесь отчетливо выделяются байкальская, каледонская и герцинская складчатые области и серия разновозрастных зон тектономагматической активизации. Отличаясь друг от друга особенностями геологического развития, они характеризуются соответственно и спецификой металлогении. Более молодые геосинклинальные зоны закладывались частично на раздробленных структурных предшествующих по возрасту складчатых областей.

Региональные геохимические исследования до настоящего времени не получили широкого развития, а работы, посвященные этим вопросам, все еще единичны [84, 88, 160, 162]. Одна из таких по-

пыткой была предпринята с целью выявить общие закономерности рудных месторождений в земной коре [84]. На основании анализа разновозрастных складчатых областей, платформ и зон активизации было установлено, что во всех случаях рудные концентрации литофильных элементов (лития, рубидия, цезия, бериллия, тантала, вольфрама, олова и др.) приурочены к участкам, развивавшимся по типу поднятий, тогда как компоненты сидерофильной группы (никель, кобальт, платиноиды, титан, хром и др.) — к опущенным блокам. Халькофильные элементы (свинец, медь, цинк, серебро, молибден, золото, сурьма и др.) проявляются в промышленных концентрациях, с одной стороны, в погруженных блоках, а с другой — в краевых частях поднятых структур.

Исходя из средних содержаний окислов фемического ряда различных комплексов и количественного соотношения последних в разных структурных системах, на территории Забайкалья намечаются три петрохимические зоны «гранитного слоя», различающиеся также уровнем региональных гравитационных и магнитных аномалий [129]:

диоритовые зоны, охватывающие территорию юга Сибирской платформы и Витимо-Олекминской структурной системы (средний состав соответствует диориту);

«гранодиоритовые» зоны, пространственно располагающиеся на территории протерозойской и раннекаледонской складчатых областей;

собственно «гранитная» зона, включающая палеозойскую складчатую область.

В Прибайкалье и Забайкалье помимо мантии и коры предлагается выделять переходную зону — «коромантийную смесь». Для этой территории картируются семь аномальных зон магнитного поля, маркирующих, по мнению Г. И. Менакера [131], на дневной поверхности офиолитовые пояса — фрагменты базальтового слоя древней океанической коры. В Байкало-Муйском, Каларском, Удино-Витимском и Пришилкинском поясах габбровые и габбро-амфиболитовые комплексы выведены на дневную поверхность и в основном находятся во вторичном залегании. В Селенгино-Витимском, Чикой-Ингода-Нерчинском и Приаргунском такие комплексы оконтурены по геофизическим данным, залегают на небольшой глубине, распространяясь вплоть до кровли современного базальтового слоя, и находятся в первичном залегании. Офиолитовые пояса [131] соответствуют ограничениям литосферных микроплит, которые на протяжении всей обозримой геологической истории развивались в определенной степени автономно. В дополнение к диорит-метаморфическому слою выделяются фрагменты преобразованного базальтового слоя [131].

Рассматривая эволюцию магматизма складчатых областей, обрамляющих Сибирскую платформу, А. А. Додин с соавторами [69] пришли к выводу о том, что в байкальских и каледонских подвижных поясах преобладают формации эвгеосинклинального типа, свидетельствующие о преимущественно фемическом характере маг-

матизма. Для герцинской и мезозойской складчатых областей обычны формации салического типа.

В настоящее время исследователи принимают во внимание три главных источника вещества — мантийный (ювенильный), коровый, связанный с гранитоидным магматизмом, и метаморфогенный [16, 132, 190]. Роль каждого источника в формировании конкретных типов месторождений оценивается неоднозначно, что обусловило многообразие мнений.

Важность районирования территорий по типу связи оруденения с источниками вещества подчеркивается в работах ряда исследователей. Предлагается [114] выделять площади с источниками: подкоровым; с рудными комплексами, производными гранитоидных интрузивных магм; метаморфогенного рудообразования; осадочного рудообразования. Группа месторождений с подкоровым источником классифицируется по связи с верхнемантийным базальтоидным магматизмом и глубинномантийным с щелочным и щелочно-карбонатитовым магматизмом и метасоматозом [132].

Глубинная природа происхождения базитовых, ультрабазитовых и щелочных комплексов в основном не вызывает сомнений. Так же в целом не оспаривается существование трех главных типов источников вещества в эндогенном рудообразовании. Касательно же руд конкретных месторождений расхождения во взглядах весьма существенны.

Широкое распространение гранитоидного магматизма и связанных с ним месторождений вполне логично послужило обоснованием тезису об исключительности коровой природе оруденения как в районах орогенного развития, так и в областях, позднее вовлеченных в тектономагматическую активизацию, внегосинклинального происхождения. Наряду с этой гипотезой известны модели, в которых все объясняется привносом части компонентов (главным образом калия) в очаг магмообразования трансмагматическими растворами. Концепция существования мантийных потоков летучих и щелочей развивается в работах [101, 115, 121, 183, 184, 192, 215, 218], а необходимость привноса флюидными потоками мантийного калия при гранитообразовании обосновывается в [8, 115].

Менее распространена гипотеза собственно мантийного происхождения гранитоидов. Для Забайкалья они рассматриваются в одних случаях как продукт последовательной дифференциации базальтоидных магм чаще всего в коре [202], в других как выплавки в мантии [123]. Одним из доказательств мантийного источника гранитов служит низкая величина первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Аномально высокие первичные отношения изотопов стронция (0,725—0,810) свидетельствуют о связи их с собственно коровым магматизмом, сложности истории их возникновения, возможно, в результате многократного частичного плавления материала коры [132].

Происхождение рудного вещества областей активизации оценивается с позиций нескольких гипотез. По одной из них [235] предполагается в основном подкоровый источник (молибден, вольфрам,

олово, бериллий, флюорит, ртуть, сурьма, цинк, свинец и др.). Из вмещающих пород заимствуются петрогенные элементы и реже рудные. По другой [146] гранитоиды являются продуктом многократного палингенеза сиалической коры, а наиболее вероятным источником вещества их редкометалльных фаций (фтористых, агпаитовых) следует считать легкоплавкую составляющую гранитов орогенного этапа. Поступление вещества из глубинных источников проблематично и ограничивается инициаторами палингенеза, в первую очередь водой.

Я. А. Косалс считает, что субстратом для большей части гранитоидных комплексов (средне-позднепалеозойских и мезозойских) ряда районов Забайкалья также послужили главным образом кислые интрузивные породы более ранних этапов развития региона. Лишь сиенит-гранит-лейкогранитовая маγμα куналейской и ичетуйской вулканоплутонических ассоциаций генерировалась в базальтовом и диорит-метаморфическом слоях под влиянием трахибазальтовых магм.

В отличие от других исследователей существенно мантийную природу значительных масс гранитоидов Забайкалья пытается обосновать Б. А. Литвиновский [123]. В частности, он считает источник редкометалльной минерализации, связанной с сиенитами в бассейне низовьев р. Селенга и ее притоков [125], мантийным. Выдвигается гипотеза о генетической общности рудных компонентов с веществом, привносимым глубинными флюидными потоками при гранитообразовании.

Образование месторождений в Забайкалье, зональность рудных поясов, по [90], находят объяснение в особенностях состава пород, вмещающих продуктивные гранитоидные массивы. В частности, металлогеническую специфику полиметаллического пояса определяют пачки докембрийских и палеозойских доломитов и сланцев, оловянно-вольфрамового — палеозойские и нижнемезозойские глинистые сланцы, молибденово-золотого — протерозойские кристаллические сланцы. Предполагается, что формирование основной массы рудных месторождений Восточного Забайкалья связано с мобилизацией рудного вещества из первично рудоносных отложений с последующим перераспределением в благоприятных тектонических структурах под воздействием процессов метаморфизма и магматизма [1].

А. Д. Канищев и Г. И. Менакер [91] проанализировали данные о химическом строении земной коры Центрального и Восточного Забайкалья. Подсчитав суммарный объем различных промышленных и непромышленных руд, заключенных в месторождениях и рудопоявлениях, они установили, что блоки с наиболее мощной гранито-осадочной оболочкой (до 7 км) имеют самую высокую суммарную интенсивность оруденения и весьма высокую для олова, вольфрама и фтора. В блоках с гранито-осадочной оболочкой мощностью до 4 км резко возрастает роль молибдена, а максимум свинца, цинка и золота наблюдается в блоках с выходами диорито-метаморфической оболочки. Там, где гранито-осадочная оболочка

ка перекрывает диорито-метаморфическую, устанавливается совмещение олова, вольфрама, свинца, цинка и золота с преобладанием последних трех элементов.

Иначе рассматривают специализацию металлогенических поясов другие исследователи. По [96], эти пояса определились условиями зарождения и формирования гранитоидных комплексов. Гранитоиды золото-молибденового пояса кристаллизовались из относительно высокотемпературных палингенных расплавов, гибридизированных в результате усвоения щелочно-базальтоидных магм, а в оловянно-вольфрамовом поясе (кроме отличия в составе) повышена концентрация воды и других летучих. Эти генетические различия магм и определили разную металлогению поясов.

Большая группа исследователей считает, что значение гранитоидных масс сводится в основном к роли источника тепла и активации гидротермальных растворов, которые при метаморфизме вмещающих пород экстрагируют рудные компоненты и, переотлагая их, формируют рудные тела. Так, исходя из результатов изучения поведения урана и свинца в геологических образованиях, А. И. Тугаринов приходит к заключению о том, что источником рудного вещества месторождения «гидротермального» типа являются не магматические расплавы, а осадочные и метаморфические породы [208]. Согласно проведенным расчетам, не более 3% рудного свинца в полиметаллических (скарновых) месторождениях может быть связано с первичным свинцом глубинных зон. Аналогично этому, исходя из данных по изотопному составу свинца и руд и вмещающих свинцов по Дж. Р. Ричардсу [181], также нет необходимости в привлечении гипотез об их мантийном происхождении.

На примере изучения оловорудных месторождений и результатов экспериментальных исследований В. Л. Барсуков [11, 13] показал, что в аспекте перехода рудных металлов в позднемагматический флюид кислые магмы даже с ординарными содержаниями рудных элементов потенциально рудоносны. Подчеркивается, что в большинстве случаев гидродинамические и кинетические факторы препятствуют реализации этой потенциальной рудоносности на магматической стадии. Доказывается, что массовая мобилизация металлов, обособляющихся в значительные массы флюидом, реализуется на постмагматической стадии. Роль мантийных флюидов оценивается не столь высоко, хотя для вещества сульфидно-касситеритовых и некоторых других месторождений предполагается именно этот источник.

Результаты изотопных исследований накладывают ряд ограничений на некоторые из приведенных выше гипотез. Наиболее важные из них сводятся к следующему.

На рассматриваемой территории начиная с рифея практически не известно сколько-нибудь существенного количества рудных свинцов, строго согласующихся с моделью их одностадийной эволюции. Наряду со свинцами, концентрирующимися вдоль кривых нарастания с различным μ в источниках, отмечается часть свинцов В- и J-типов. Интервал значений μ_0 эволюционных кривых

ограничен в основном пределами 8,8—9,4 и соответствует коровым источникам. Гетерогенность состава свинца большой группы месторождений, отчетливое отклонение от средней кривой одностадийного развития указывают на формирование его по крайней мере в рамках двустадийной модели. Неоднократная переработка субстрата, смещение и переотложение свинцов различного состава и возраста, более интенсивное нарастание радиогенного компонента относительно мантийного и нижнекорового материала являются показателем того, что начиная по крайней мере с рифея районы Восточного Саяна, Прибайкалья и Забайкалья развивались по типу континентальной коры. Значительная доля низких μ_0 свидетельствует об относительно широком распространении в источнике пород основного состава. Особенно это характерно для золоторудных месторождений.

На рис. 28, иллюстрирующем распределение величины μ_0 рудных свинцов, выделяются три группы площадей. Одна из них, с наиболее низким значением этой величины, трассирует зоны распространения базит-ультрабазитового магматизма; вторая имеет значения, присущие в основном коре; третья соответствует областям, в которых в рудный процесс вовлечен материал верхнекорового источника.

Выделяется несколько грубосимметричных зон с близкими изотопными отношениями (см. рис. 8). При этом радиогенность свинца увеличивается в направлении на юг и юго-восток. Контуры зон определяют границы максимального развития байкальской, каледонской, герцинской и киммерийской складчатости, последовательно причленявшихся к южному обрамлению Сибирской платформы, конкретизируют и корректируют, таким образом, области поисков полезных ископаемых.

Хотя в целом изотопные исследования и подтверждают намеченный геологическими данными общий ход развития региона, все же есть некоторые весьма существенные отклонения, которые необходимо объяснить. В частности, в бурятской части Забайкалья среди рудных свинцов палеозоя, за некоторым исключением, не выделяются крупные поля средне- и верхнепалеозойских образований, имеющие, по данным некоторых исследователей, широкое распространение. Это должно свидетельствовать либо о незначительных масштабах переработки субстрата в этот период, либо о слабом развитии рудных процессов. Менее реальна гипотеза привноса в систему свинца или выноса из нее урана.

В Джиде-Витимском междуречье не выявлено также свинцов, идентифицирующихся со свинцами мезозойского этапа. В Джидинском рудном районе они близки к свинцам из областей герцинской складчатости. Отсюда возникает проблема достоверности оценки возраста большого числа молибденовых и вольфрамовых месторождений и рудопроявлений, а также возраста и площади распространения тектономагматических процессов, определивших металлогеническую специализацию региона.

Среди полей с относительно однородным свинцом выделяется

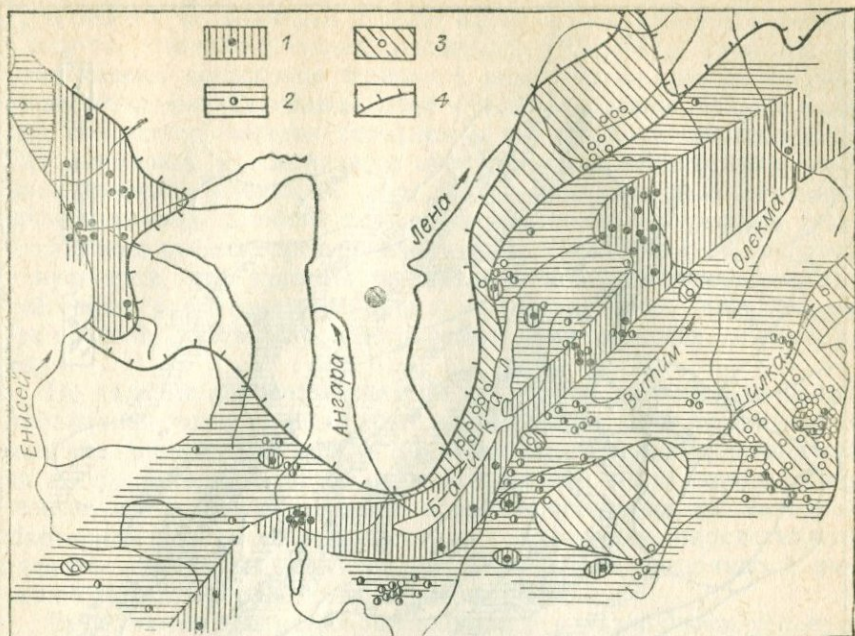
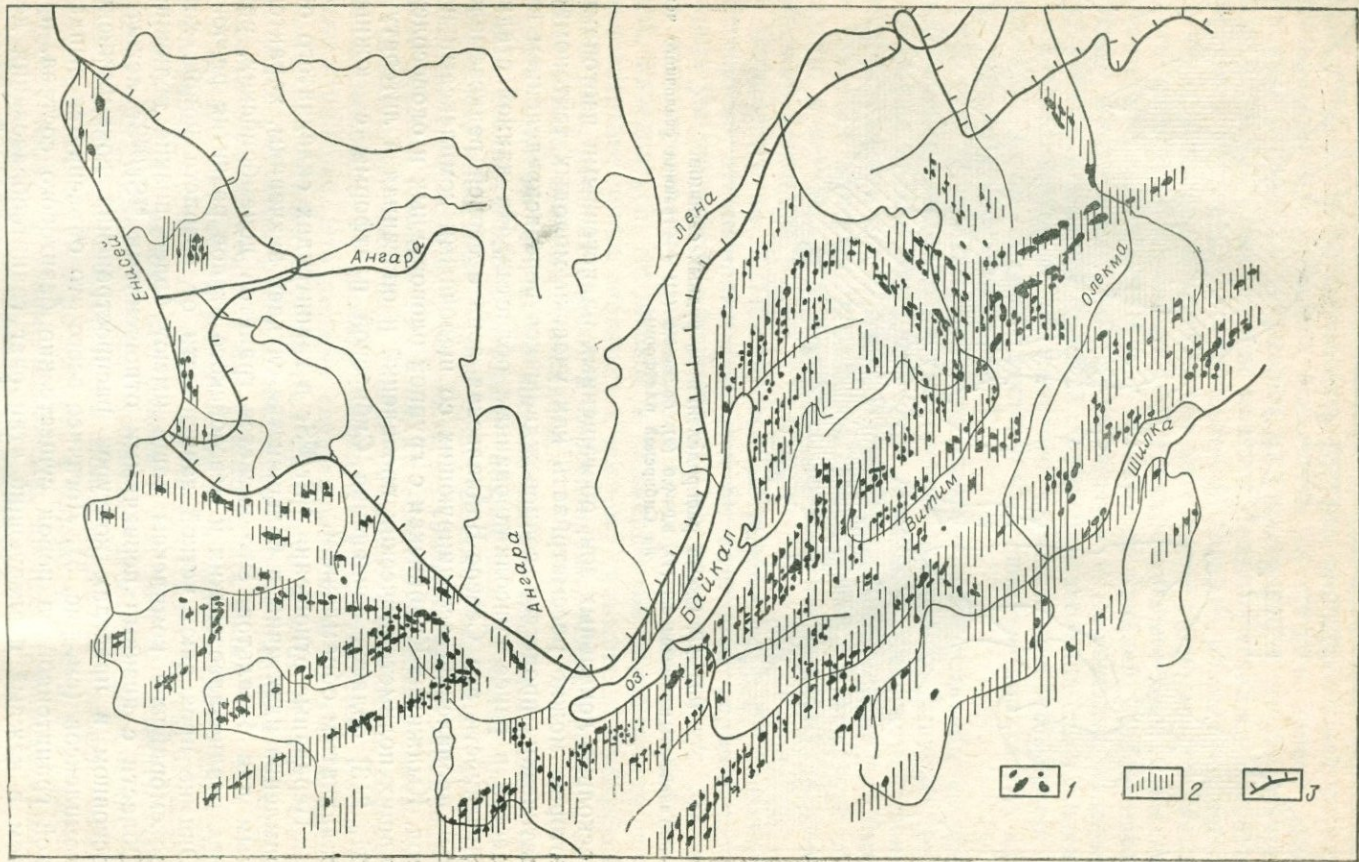


Рис. 28. Схема распределения μ_0 рудных свинцов.

1—3 — значения μ_0 : менее 8,9 (1), 8,9—9,0 (2), более 9,0 (3); 4 — граница осадочного чехла Сибирской платформы.

несколько локальных зон, обогащенных радиогенными изотопами, которые можно рассматривать как участки молодых тектономагматических процессов, сопровождавшихся перераспределением вещества в ранее консолидированных областях. На данной стадии изученности это Северо-Байкальская зона с серией редкоземельных проявлений, ассоциирующих со щелочными комплексами пород, Кыджимит-Курбинская с группой оловорудных и оловосодержащих полиметаллических проявлений и описанная в литературе [21, 213] область сочленения Сибирской платформы с южным складчатым обрамлением.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах складчатого обрамления идентичны в большинстве случаев значениям, характерным для базальтов. Это касается гранитов докембрийских, ранне-, позднепалеозойских и мезозойского этапов развития региона. Они не проявляют четкой зависимости от возраста пород, хотя докембрийские комплексы чаще имеют более низкие величины. Области с низкими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ лежат в основном в пределах контуров распространения докембрийских комплексов (см. рис. 5). Логичнее всего это объясняется выплавкой гранитоидов из пород существенно базитового состава, притом в каждый последующий этап очаг гранитообразования должен опускаться на более глубокий гипсометрический уровень,



практически не вовлекая в свою сферу ранее гранитизированных участков. Низкие значения отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ гранитов распространены достаточно широко и известны во многих регионах. Положение фигуративных точек $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ ниже кривой эволюции изотопного состава стронция в земной коре объясняется по [20] выплавкой из базитового субстрата под воздействием трансмагматических растворов, а по [132] — возможностью мантийного происхождения. В обоих случаях практически отвергается весьма логическая модель, предложенная А. С. Павленко [146], в которой допускается, что граниты выплавляются из сиалитизированного субстрата и совсем нереальным представляется возникновение гранитов в результате многократного палингенеза сиалической коры.

Не находит подтверждения по изотопным данным для районов Забайкалья тезис о выплавке значительных масс гранитоидов в мантии, приведенный в [123, 125]. Изотопные характеристики свинца и серы минерализации, сопровождающей такие породы, свидетельствуют о преобладающем коровом источнике их материала. Изотопный состав серы акцессорного пирротина, определенный в сиенитах отдельных массивов и дайковых тел, связанных с ними, также свидетельствует о их коровой природе.

Выделяются три категории площадей с различными условиями формирования эндогенного оруденения (см. рис. 14) — с существенно коровым смешанным и ювенильным источниками (распределение конкретных типов месторождений рассмотрено выше). Первая охватывает территорию осадочного чехла платформы и отдельные участки складчатых областей с геосинклинальными образованиями начальных этапов, развивавшихся на континентальной коре. Величина $\delta^{34}\text{S}$ их обычно превышает $+10\%$. Вторая категория включает эндогенные образования орогенных этапов развития. Сера в них существенно более гомогенна, но обогащена тяжелым изотопом относительно стандарта в среднем на $5\text{—}7\%$. Часть серы их связана с ювенильным источником, смешанным в различных соотношениях с коровым.

И наконец, третья категория объединяет группу объектов, концентрирующихся вдоль узких линейно вытянутых структур, представляющих области тектономагматической активизации на площади консолидированных блоков и зоны глубинной проницаемости. Они контролируются тектоническими нарушениями глубокого заложения (рис. 29). Вдоль них нанизываются точки рудных объектов различных формационных типов, имеющих однородный, близкий к метеоритному уровню изотопный состав серы. Круг таких месторождений весьма широк, а временной интервал охватывает период с рифея до позднего мезозоя. Некоторые зоны вскрывались неоднократно и функционировали длительное время.

Рис. 29. Схема размещения базитов и ультрабазитов в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы.

1 — поля распространения базитов и ультрабазитов; 2 — выделяемые зоны глубинных разломов; 3 — граница осадочного чехла платформы.

Намечается тенденция к изменению во времени изотопного состава серы эндогенных руд. На ранних этапах в связи со слабой дифференциацией материала сера была однородна и близка к метеоритной. Этапы геосинклинального (в том числе орогенного) развития областей, особенно развивавшихся на континентальной коре, отличались высокой дифференциацией серы и вовлечением больших объемов корового материала. После консолидации складчатых областей эндогенный рудный процесс был обусловлен глубинными причинами, что привело к поступлению ювенильной серы. А так как это были узкие зоны, то контаминация коровым материалом была незначительной, хотя для отдельных случаев она весьма высока.

В этой связи не поддается объяснению выделенная как область тектономагматической активизации средне-, верхнепалеозойского возраста обширная территория Западного Забайкалья. Отсутствие сколько-нибудь значительных количеств базитового и ультрабазитового магматического материала, характерного для областей активизации, одновременно с четко выраженным обогащением тяжелым изотопом продуктов рудного процесса свидетельствует о их существенно коровом происхождении. Причину, породившую столь мощный магматизм, по нашему мнению, необходимо искать в связи с развитием каледонид, существенно растянутым во времени.

КОЛЧЕДАНЫЕ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В южном складчатом обрамлении выделяются три колчеданосные провинции — Западно-Забайкальская [102], Северо-Байкальская [232] и Енисейская. Но колчеданная минерализация и ее признаки распространены шире и известны в джидинском рудном районе, Восточном Саяне, на Витимском плоскогорье [4, 169]. Широкое распространение колчеданных и свинцово-цинковых месторождений позволило высказать идею о существовании Южно-Сибирской полиметаллической провинции, охватывающей полициклическую складчатую систему Алтае-Саянской области и Забайкалья [64].

Выделяются два крупных периода локализации оруденения — протерозойский и нижнепалеозойский, соответствующие байкальскому и позднекаледонскому этапам развития подвижных областей. Оруденение приурочено к осадочным и вулканогенно-осадочным толщам и сформировалось в основном в начальные этапы развития геосинклиналей. Большая часть геосинклинальных областей сопровождалась существенно недифференцированными сериями пород основного вулканизма спилит-кератофирового и спилит-диабазового составов (эвгеосинклинальные зоны Восточного Саяна, Джидинского синклиория, Витимского плоскогорья, Енисейского кряжа). Рудная минерализация их представлена серно-

колчеданными, редко медно-колчеданными залежами. Менее распространен вулканизм последовательной и контрастно-дифференцированной серий, сопровождающихся колчеданным свинцово-цинковым оруденением. В отдельных рудных районах продукты вулканизма присутствуют в незначительном количестве или не обнаруживаются.

Формирование геосинклинальных зон на континентальной коре обусловило специфику осадочных и вулканогенно-осадочных толщ и локализованного в них оруденения. Эвгеосинклинальные зоны характеризуются существенно серно-колчеданной минерализацией, области с редуцированным развитием (по Э. Н. Зеленому) — карбонатными и реже вулканогенно-осадочными толщами с колчеданно-полиметаллическим типом оруденения. Наиболее полно докембрийские эвгеосинклинальные зоны проявлены в Восточном Саяне, Витимском плоскогорье, а каледонские — в Джидинском синклинии. Соответственно специализацию этих регионов определяет существенно серно-колчеданная минерализация. Имеются перспективы для обнаружения медных и медно-цинковых колчеданных руд.

Данные по изотопному составу сульфидной серы проявлений всех трех перечисленных районов отражают недифференцированность ее и близость к метеоритному уровню, присущему месторождениям, формировавшимся на коре океанического и переходного типа. В связи с этим нельзя признать корректным прогноз промышленного колчеданно-полиметаллического оруденения в некоторых из этих районов. Данные по микроэлементному составу руд, изотопному составу серы, элементам-примесям в пиритах колчеданного оруденения со всей очевидностью свидетельствуют об этом.

В отличие от них на месторождениях колчеданно-полиметаллической формации геохимические особенности руд, пород и минералов весьма специфичны. Рудный свинец их хотя и беден радиогенными изотопами и приближается к конформному, все же сильно отклоняется от линии развития свинца мантийного источника и сосредоточен ближе к кривой орогенного развития (среднее значение для коры).

Специфичен и изотопный состав сульфидной серы, отличающийся крайне высокой гетерогенностью и утяжелением относительно метеоритного уровня ($\delta^{34}\text{S}$ от +4 до +29‰).

В рудных полях широко распространены залежи и рассеянная пиритовая минерализация, не несущие сколько-нибудь значимых концентраций свинца и цинка. Они сформировались одновременно с осадочными и вулканогенно-осадочными толщами и распространены более широко, чем продуктивная ассоциация. По геохимическим характеристикам они близки к серно-колчеданной минерализации районов проявления геосинклинальных недифференцированных серий вулканитов основного состава, но сильно отличаются от пиритов и пирротинов продуктивных ассоциаций, что позволяет уверенно их диагностировать [174, 178, 179].

Обращают на себя внимание крупные размеры геохимических полей, включающие в себя помимо объектов с промышленными параметрами также большую группу сульфидных рудопоявлений и точек минерализации. Поля сульфидной минерализации охватывают площади в десятки квадратных километров и обнаруживаются вне зависимости от масштабов геохимических поисков и ландшафтно-геоморфологических условий их ведения. Специфика геохимических особенностей руд, различного типа метасоматитов и сульфидных минералов позволяет четко идентифицировать их. В частности, по содержанию кобальта и никеля в пиритах и их отношению, а также изотопному составу серы они хорошо отличаются от внешне сходных колчеданных залежей и послонной сульфидной минерализации в черносланцевых толщах [178, 179].

Метаморфические преобразования, наложившиеся на минерализацию докембрийских руд, затушевывали некоторые индикаторные признаки (например, кобальт-никелевые отношения), но в целом по сумме их все же можно диагностировать минерализацию.

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В рассматриваемом регионе широко распространена свинцово-цинковая минерализация различных генетических и минеральных типов. Большая часть ее представлена мелкими проявлениями и непромышленными месторождениями, залегающими среди осадочных, вулканогенно-осадочных, метаморфических и редко интрузивных пород, имеющих возраст в интервале от раннего докембрия до мезозоя. Максимум оруденения связан с поздним докембрием и главным образом с посленижнепалеозойской эпохой. В обоих случаях время формирования рудопоявлений в основном совпадает с орогенными этапами байкальской и позднекаледонской складчатости. Как и для большинства других регионов, генетическая связь оруденения с определенными интрузивными и вулканогенными породами достоверно не установлена.

Достаточно интенсивный и нередко неоднократный метаморфизм осадочных толщ, представленных в настоящее время разрозненными блоками провесов кровли среди полей гранитоидов, не оставил следов, которые могли бы указывать на первично-осадочную природу рудных концентраций, а морфология рудных тел и особенности распределения минеральных агрегатов определенно свидетельствуют об эпигенетичности оруденения.

Минеральный состав руд разновозрастных этапов отличается несущественно. Большая разница обнаруживается между месторождениями из различных структурно-металлогенических зон. В частности, в Туркино-Бамбульской зоне они, как правило, обогащены оловом. Беднее набор и ниже содержание примесей в месторождениях Юго-Западного Забайкалья (западный фланг Джидино-Витимской структурно-металлогенической зоны). В це-

лом по составу и уровню концентраций примесей рассматриваемые месторождения мало отличаются от подобных в других регионах.

Жильные кварц-полиметаллические проявления распространены в металлогенических зонах различного возраста. Они отражают часто завершающие стадии формирования оруденения, локализуясь во фронтальных частях рудных полей, на флангах месторождений, хотя нередко и в тыловых частях. Минеральные и геохимические особенности их варьируют в широких пределах, нередко несут следы принадлежности к определенному формационному типу, хотя чаще относятся к неинтерпретируемым объектам.

Специфическую группу представляют месторождения флюорит-полиметаллической формации, распространенные в зоне сочленения складчатой области с осадочным чехлом Сибирской платформы. Выделяемый здесь полиметаллический пояс детально описан в литературе [103]. Оруденение, кроме особенностей минерального и химического состава руд, на фоне всех известных месторождений контрастно выделяется изотопными характеристиками свинца (J-тип), свидетельствующими о верхнекоровом источнике вещества.

Состав свинца рудопроявлений и месторождений других участков неоднороден. Чаще всего он приближается к свинцу галенитов, рассеянных в карбонатных толщах. Модельный возраст их оказывается идентичным или близким к возрасту карбонатных пород и лишь в некоторых случаях моложе или древнее. Поскольку оруденение на данный момент несет явные следы эпигенетического происхождения, то можно говорить только о том, что источником свинца в основном послужили вмещающие и иногда подстилающие более древние породы. При этом ввиду низкого U/Pb отношения в них существенной добавки радиогенных изотопов в момент рудообразования не произошло, и свинцы сохранили примитивный состав (B-тип). Значения μ_0 во всех изученных объектах подтверждают их коровую природу.

Крайне неоднородный состав сульфидной серы отражает многообразие условий возникновения оруденения. Более низкие, чем сера в известняках, значения $\delta^{34}\text{S}$ указывают на привнос части ее из других резервуаров. Количественная доля различных источников определила степень неоднородности и зафиксировала существующие значения состава серы. Значение $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от метеоритного уровня до величин, приближающихся к составу серы морских эвапоритов (см. рис. 10). Последний случай ярко проявлен на Горевском месторождении, где первично-сульфатная природа серы детально обоснована [57]. Для оруденения Саяно-Байкальской горной области и Западного Забайкалья, локализованного в останцах и провесах кровли среди обширных полей гранитоидов, существенную роль сыграла сера иных источников, причем существенной, вероятно, была роль ювенильного.

Наиболее крупные рудные районы с молибденовой и вольфрамовой специализацией тяготеют к областям широкого распространения гранитоидного магматизма. Один из них — Восточная Сибирь, включающая 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 тектономагматической активности с разнообразной эндогенной минерализацией, ведущую роль в которых играют молибден и вольфрам.

Со времени появления первой работы, обобщающей закономерности распределения этих элементов в Западном Забайкалье [238], накоплен большой объем информации, в том числе геохимической, позволяющей провести дальнейшую расшифровку особенностей формирования оруденения. Представилась возможность систематизировать на различных уровнях выявленные типы месторождений, сравнивать геохимические особенности рудоносных гранитоидных комплексов с безрудными, выделить типоморфные признаки разновременных рудных этапов и подойти к решению вопросов об источниках магматических пород и рудного вещества, связываемого с ними.

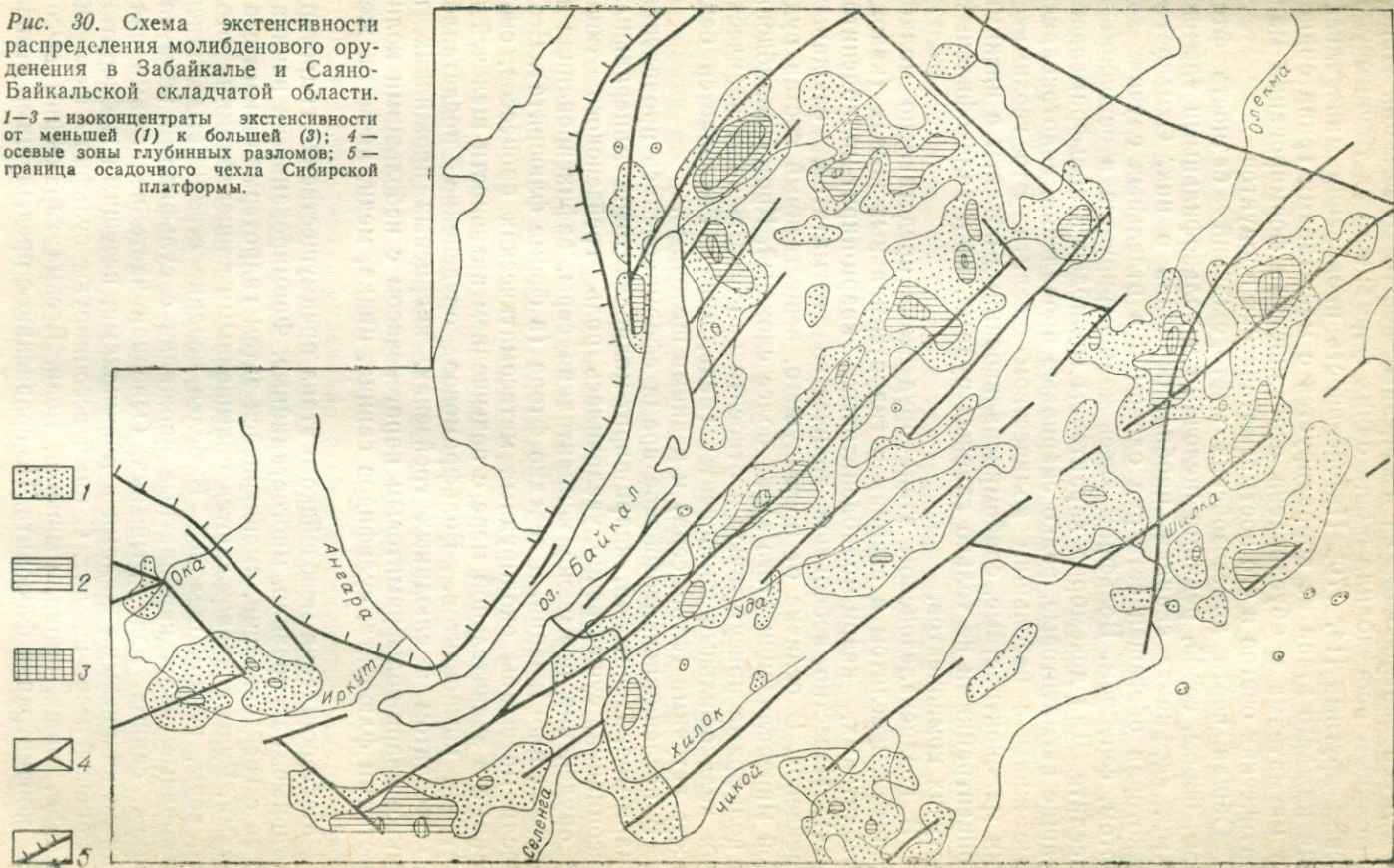
Следствием длительности геологического развития региона стала полицикличность проявления различных типов полезных ископаемых. Анализ геологических данных позволяет наметить четыре разновозрастных этапа концентрации элементов, отличающихся набором генетических групп месторождений и их геохимическими особенностями [165]. Еще до 70-х годов молибденовая и вольфрамовая минерализация в основном связывалась с мезозойскими гранитоидами гуджирского комплекса или его аналогами. Лишь для некоторых рудопроявлений предполагался более древний возраст. В настоящее время вопрос о разновременности оруденения находит все большее признание у геологов.

Сложное геологическое развитие региона обусловило многообразие генетических и минеральных типов. Уже в докембрии известен ряд небольших проявлений этих элементов. На 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, вольфрамом. Сопоставление схемы экстенсивности распределения молибденового оруденения (рис. 30) с геологическими границами распространения разновозрастных магматических пород свидетельствует о том, что области докембрийских образований практически лишены сколько-нибудь существенных концентраций этого металла.

Различие геохимической специализации разновозрастных этапов и условий локализации месторождений выразилось в составе

Рис. 30. Схема экстенсивности
распределения молибденового ору-
денения в Забайкалье и Саяно-
Байкальской складчатой области.

1—3 — изоконцентраты экстенсивности
от меньшей (1) к большей (3); 4 —
осевые зоны глубинных разломов; 5 —
граница осадочного чехла Сибирской
платформы.



руд и сопровождающих их измененных пород. От древних этапов к молодым происходила смена одних формационных типов оруденения другими [14, 170]. Интенсивность проявления минерализации каждого этапа не коррелируется с масштабами гранитоидного магматизма и обусловлена особенностями формирования магматических очагов и его постмагматических продуктов.

Общая черта домезозойских месторождений — бедность фтором, бором, серой, редкими щелочами и халькофильными элементами, «дефицит» скандия, ниобия, бериллия в них. Отмечается некоторая обогащенность руд оловом и в отдельных случаях золотом, серебром. Вольфрам здесь концентрируется в основном в шеелите. Для докембрия характерны молибден и вольфрамсодержащие пегматитовые, редко скарновые проявления, золотокварцевые жилы с небольшим количеством шеелита. Это геохимически мало контрастные, слабоминерализованные объекты с низкими концентрациями не только главных рудных, но и халькофильных, летучих компонентов.

В позднекаледонском этапе оруденение представлено молибденитом, шеелитом в скарнах и гидротермальных жилах (кварц-шеелитовых, кварц-молибденитовых, кварц-пирит-молибденитовых). Известно небольшое количество пегматитов, слюдяных грейзенов. В отличие от предыдущего, вещественный состав рудной минерализации этого этапа более сложный. Кроме молибдена и вольфрама присутствуют в относительно повышенных количествах халькофильные компоненты (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. В оруденении повышена концентрация серы, зафиксированная 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, железа.

Месторождения мезозойского этапа преимущественно гидротермальные, как правило, многостадийные. Формирование их начиналось 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, 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, меди. Весьма характерны высокие концентрации флюорита. По сравнению с предыдущими этапа-

ми резко возрастают масштабы околорудных изменений, особенно грейзенизации, флюоритизации, пиритизации.

Таким образом, от древних этапов к молодым отчетливо заметно усложнение минералогического и геохимического облика молибденовой и вольфрамовой минерализации. Необходимо подчеркнуть, что, 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 в рудопроявлениях первых двух этапов является их значительная эродированность. Вследствие этого мы не находим фаций, специфичных для надрудных и верхнерудных зон, апикальных частей гранитоидных массивов.

До сих пор не решена проблема связи молибденового и вольфрамового оруденения с магматическими породами. Большинство гидротермальных проявлений пространственно ассоциирует с лейкократовыми кислыми и ультракислыми гранитами. В то же время не меньшее число гранитных массивов аналогичного петрохимического состава не сопровождается редкометальным оруденением. Данные по геохимическим особенностям гранитов различных комплексов и по возрасту свидетельствуют о том, что средние содержания молибдена и вольфрама в них, так же как и многих других элементов, в целом близки к кларковым. Постмагматические процессы обуславливали увеличение дисперсии и уровня содержания на порядок. С этим, например, связаны участки аномально высоких концентраций молибдена, вольфрама в гранитах отдельных массивов.

В отличие от других комплексов, в гуджирском отчетливо заметно обогащение щелочными металлами, фтором и другими. Следовательно, металлогеническая специализация магматических пород в отношении молибдена и вольфрама не обязательно должна проявляться их изначально геохимической специализацией. Многие исследователи показали, что рудогенерирующий потенциал гранитных массивов связан в большей мере с количеством в них летучих компонентов и условий формирования массивов [13, 108, 201, 215].

Постоянная связь оруденения с кислым магматизмом привела к мысли о существенно коровом источнике вещества сформированных месторождений. Роль подкорового слоя оценивается весьма неопределенно как в отношении конкретных компонентов, так и масштабов привноса их в верхний структурный ярус. Анализ общегеологических данных, состава и размещения продуктов магматических и постмагматических процессов, связанных с тектономагматической активизацией, позволил высказать мнение о подкоровом источнике существенной части редкометальных месторождений [237].

Действительно, как показывает анализ геологических условий размещения месторождений и рудопроявлений молибдена и вольф-

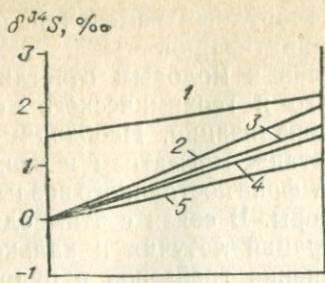


Рис. 31. Тренды величин $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы молибденовых и молибден-вольфрамовых месторождений во времени.

1—5 — Мало-Ойногорское (1), 31-й Пикет (2), Долов-Модонское (3), Джидинское (4), Булуктаевское (5) месторождения. Стрелка показывает направление к более поздним стадиям минерализации.

рама, многие из них контролируются зонами глубинных разломов. Нередко такие зоны трассируются телами базитов, протяженными дайковыми поясами и линейными физическими полями. Это касается в первую очередь месторождений этапов тектономагматической активизации консолидированных складчатых областей. Кроме того, изотопный состав сульфидной серы месторождений удивительно однороден и лежит вблизи метеоритного уровня. Такие же значения получены А. И. Тугариновым с соавторами [210] и нами для сульфидов медно-молибденового месторождения Эр-дэнтун-Обоо (МНР). Это подтверждают геологические данные о глубинности происхождения ее источника.

Формирование многостадийных, особенно комплексных молибден-вольфрамовых месторождений, сопровождалось заметным разделением изотопов. Интересно, что сера пирита предрудного и молибденового этапов несколько обогащена легким изотопом и приближается к составу серы вулканических эксгаляций. Поздние сульфидные парагенезисы содержат больше ^{34}S (рис. 31). Величины $\delta^{34}\text{S}$ сосуществующих минералов показывают на достижение изотопного равновесия в рудообразующих растворах, что позволяет рассчитывать параметры рудообразования.

Серa месторождений орогенных этапов значимо утяжелена 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 подчеркивает, что, в отличие от предыдущей группы, эпицентры его экстенсивности в основном лежат за пределами осевых зон глубинных разломов (см. рис. 30). Приуроченность гранитных тел областей тектономагматической активизации к линейным зонам глубинных разломов, их небольшие размеры, ультракислый состав, повышенное количество щелочей и летучих должны как будто бы свидетельствовать о том, что они представляют собой коровые выплавки, обусловленные потоками тепла и летучих из подкорового слоя. Фтор, сера, щелочи явились своего рода флюсом в данном процессе [168].

Гомогенный и близкий к метеоритному состав серы в продуктах постмагматических процессов указывает на угнетенность про-

цессов 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 увеличение модельного возраста относительно геологического. Если минерализация приурочена к карбонатным толщам, устанавливается прямая корреляционная связь состава его с возрастом известняков (кварцшеелитовый минеральный тип). Последнее, как известно, есть показатель принадлежности их к В-типу. Вероятно, свинец был мобилизован из вмещающих пород при проработке их постмагматическими растворами.

Галениты мезозойских месторождений среди всех известных месторождений (исключая герцинские и мезозойские Восточного Забайкалья и часть проявлений в верховьях рек Курба и Турка) наиболее обогащены радиогенными изотопами. Но и в этом случае модельный возраст их значительно древнее предполагаемого. Изотопная однородность свидетельствует о достижении гомогенизации, вероятно всего, на стадии магматического расплава. Отсутствие конформных свинцов при достаточно высоких значениях μ_0 указывает на существенно коровый их источник.

Примитивный состав свинца может быть объяснен с помощью двух моделей. По одной из них, некомпенсированность адекватным количеством радиогенных изотопов (несмотря на относительно повышенные содержания урана и тория в мезозойских гранитоидах) связана с тем, что источником основной части их послужили породы мафического состава с низким U/Pb 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 истинному возрасту. Геологических или иных ограничений этой гипотезе пока нет, тем более что обоснование возраста месторождений базируется в основном лишь на данных К — Ag метода.

Сравнение этапов мезозойской и выделяемой в последние годы средне-верхнепалеозойской тектономагматической активизации указывает на весьма существенные различия их геологического развития, магматизма, металлогенической и геохимической специализации. Если в мезозойский этап проявлялись продукты подкорового вещества (базальтоидный вулканизм), и в том числе компонентов, вошедших в состав месторождений, то для средне-верхнепалеозойского более типичны продукты корового магматизма. Последний весьма сходен с магматизмом орогенных этапов развития регионов. Роль подкорового вещества хотя и доказывается в отношении некоторых компонентов (щелочей), но 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 месторождений конформных свинцов и существенные вариации изотопного состава серы сульфидов, значимо отклоняющейся от метеоритного уровня, должны свидетельствовать о преобладающей роли корового материала в формировании продуктов этого этапа.

ОЛОВОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

За исключением герцинских, известные в регионе немногочисленные эндогенные оловянные проявления имеют непромышленные параметры или относятся к разряду мелких месторождений. Наиболее древняя минерализация распространена во внешней зоне складчатого обрамления в докембрийских метаморфических толщах (Восточный Саян, Северное Прибайкалье, Западное Забайкалье). Это главным образом оловосодержащие пегматиты и отдельные проявления кварцевых и кварц-полевошпатовых метасоматитов с касситеритом, магнетитом, небольшим количеством сульфидов (Моховое).

Поздняя минерализация представлена проявлениями гидротермальных касситерит-кварцевой, касситерит-силикатно-сульфидной и олово-полиметаллической формаций. Образование ее длительное время связывали с этапом раннемезозойской тектономагматической активизации. К настоящему моменту сложилось мнение о домезозойском [143, 165, 230], преимущественно средне-верхнепалеозойском возрасте. Одновозрастными с ними считаются оловосодержащие скарны (Лево-Кыджимитское, Высотное), пространственно ассоциирующие с гидротермальными проявлениями.

Как было показано нами в [165], олово в повышенных концентрациях присутствует в самых разнообразных по составу геологических образованиях. Отчетливо проявлена тенденция к обогащенности этим элементом отдельных площадей и зон, главным образом домезозойского возраста.

Более многообразно оловянное оруденение областей герцинской и киммерийской складчатости Восточного Забайкалья (забайкальская часть Монголо-Охотского складчатого пояса). Здесь распространены оруденения олово-вольфрамового, касситерит-силикатно-сульфидного, кварц-касситеритового, олово-полиметаллического типов, имеющие нередко промышленные параметры.

Среди гранитоидов самая высокая концентрация олова в докембрийских, а наименьшая — в более молодых породах. В процессе формирования многофазных комплексов выявлены тенденции как к уменьшению, так и к увеличению концентрации элемента [108, 149]. И в том и в другом случае оловорудные проявления не обнаружены.

В постмагматических продуктах оловоносность увеличивается

от протерозойских к мезозойским. Для посленижнемезозойского этапа специализация на олово отсутствует, а повышенные концентрации его связаны с ассимиляцией из вмещающих пород при воздействии на них реакционно-активных фторсодержащих растворов [165].

Оловоносность эндогенных месторождений различных типов связана часто не столько с первичной обогащенностью рудообразующих растворов этим элементом, сколько с характером метасоматических процессов во вмещающих породах. Максимальные концентрации обусловлены грейзенизацией гранитов. Масштабы обогащения как будто бы не зависят от возраста этих процессов (табл. 74, 75) и коррелируются с их интенсивностью. Одинаково обогащены элементом связанные как с палеозойским, так и мезозойским магматизмом грейзены.

Таблица 74

Содержание олова в метасоматических породах

Состав метасоматических пород	Типы месторождений	Возраст	КК
Слюдяные, кварц-слюдяные грейзены	Молибденовые	MZ	2—70
	»	PZ	1—70
	Редкометалльные апограниты	PZ ₃	3—200
	Фтор-редкометалльные	PZ ₃ —MZ ₁	3—400
	Вольфрамовые	PZ, MZ	2—150
Скарны	Безрудные	PZ, MZ	2—70
	Железорудные	PZ ₁	1—10
	Свинцово-цинковые	PZ ₂₋₃	1—15
	Шеелитовые	PZ	1—60
	Молибденовые	PZ, MZ	1—25
	Безрудные	PZ	1—10

Примечание. Здесь и в табл. 75 КК — кларки концентрации элемента относительно литосферы по [37].

Существенную роль в концентрации олова играет фторовый метасоматоз, развивавшийся по алюмосиликатным породам. Значительная доля его на редкометалльных месторождениях связана именно с этим процессом. Образование полевошпатовых пород существенным накоплением олова не сопровождалось, а нередко приводило к выносу этого элемента [165]. Минимальные содержания олова отмечены в осадочных (хемогенных) месторождениях и в случаях, когда можно предполагать генетическую связь с производными подкорового магматизма (медно-никелевые, титаномагнетитовые, железорудные, колчеданные, марганцевые) (см. табл. 75). Они отличаются также пониженным уровнем содержания редких щелочей, фтора, бора. В рудах, имеющих существенно коровый источник вещества, концентрация олова значительно выше, хотя и колеблется в широком интервале значений.

Среди близких по формационной принадлежности месторождений наибольшая оловоносность отмечена в случаях активного

Концентрация олова в рудах и метасоматических породах месторождений
Саяно-Байкальской горной области

Месторождения	Руды, метасоматиты	КК
<i>Протерозойские, нижнепалеозойские</i>		
Медно-никелевые	Пирротин-халькопирит-пентландитовые	<1,0
Титаномагнетитовые	Ильменит-магнетитовые	<1,0
Марганцевые (осадочные, метаморфизованные)	Карбонатные, силикатные	<1,0
Железородные водно-силикатные, метаморфогенные	Магнетитовые	<1,0
	Гематитовые	<1,0
скарновые	Магнетитовые	<1—6
	Сульфидные	1—10
Колчеданно-полиметаллические	Сфалерит-галенит-пиритовые	<1—35
Серно-медно-колчеданные	Пиритовые (с халькопиритом)	<1—60
Медные (гидротермальные)	Кварц-халькопиритовые	1—3
Пегматиты редкометальные		1—60
Золоторудные	Золотокварцевые с сульфидами	<1—10
<i>Посленижнепалеозойские</i>		
Свинцово-цинковые скарновые гидротермальные	Галенит-сфалеритовые	1—70
	»	1—2000
Кварц-шешелитовые	Кварц-шешелит-полиметаллические	1—400
Молибденовые скарновые	Пироксеновые, гранат-пироксеновые с молибденитом	1—25
грейзеновые	Кварц-сланцевые грейзены с молибденитом	1—70
Редкометальные апограниты	Альбититы, микроклиниты	3—300
	Слюдяные метасоматиты (грейзены)	3—200
Фтор-редкометальные	Флюорит-редкометальные	1—10
	Грейзены	3—400
	Микроклиниты	<1—70
<i>Мезозойские</i>		
Молибденовые гидротермальные	Кварц-молибденитовые с флюоритом	1—20
грейзеновые	Слюдяной грейзен с молибденитом	2—70
Вольфрамовые (гидротермальные)	Сульфидно-гюбнеритовые	<1—10
	Метасоматиты	
	полевошпатовые	<1—2
	сланцевые	2—150
Флюоритовые	Кварц-флюоритовые, флюоритовые	<1—20

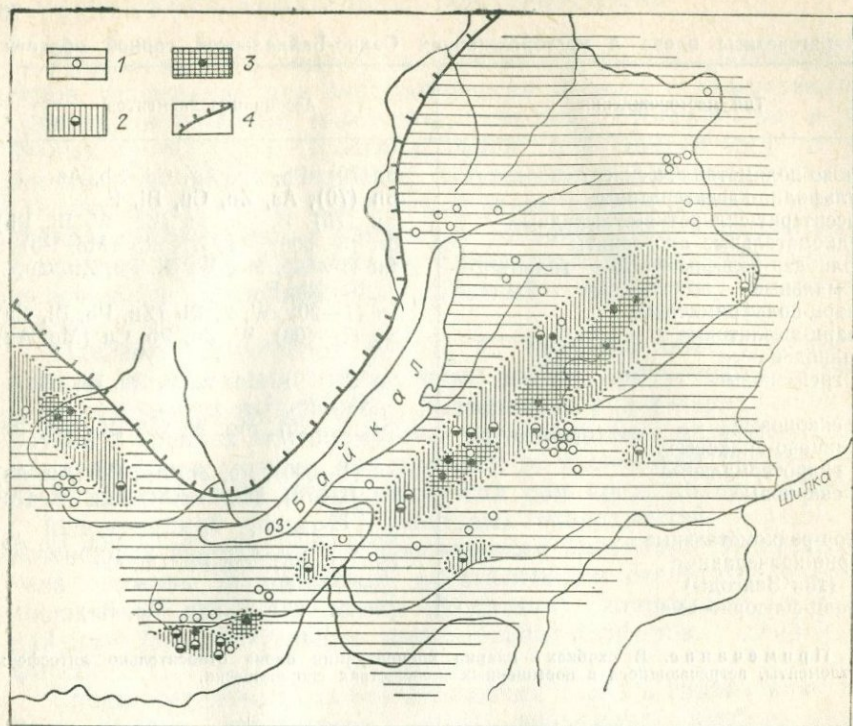


Рис. 32. Схема распределения концентраций олова в сфалеритах и галенитах месторождений Забайкалья.

1—3 — участки различных концентраций от меньших к большим; 4 — граница осадочного чехла Сибирской платформы.

участия в рудообразующих процессах летучих и щелочей. Так, на молибденовых месторождениях, обедненных фтором и с угнетенными процессами грейзенизации (Студенческое, Чемуртаевское, Долон-Модонское), содержание элемента значительно ниже, чем на тех, где широко проявились грейзенизация и процессы фторового метасоматоза (Первомайское, Булуктаевское).

Существенным фактором, определяющим оловоносность руд, являются провинциальные особенности площадей. Оруденение различных генетических и минеральных типов в Туркино-Бамбульской структурно-формационной зоне более обогащено оловом, чем подобные образования других участков, в частности в Джидинском рудном районе. Это отчетливо прослеживается на примере свинцово-цинковых и редкометальных месторождений. Аналогично выделяются рудные районы в Восточном Саяне. Характерно, что в таких участках известны самостоятельные оловорудные проявления. Подтверждением сказанному служат данные рис. 32, где по уровню концентрации олова в сульфидах месторождений различных формационных типов четко обособилась Туркино-Бамбульская оловоносная зона.

Парагенезисы олова в месторождениях Саяно-Байкальской горной области

Тип месторождения	Ассоциация элементов
Олово-полиметаллические Сульфидно-касситеритовые Касситерит-силикатно-сульфидные Редкометалльные апограниты Молибден-вольфрамовые гидротер- мальные	Sn (70), Pb, Zn, Ag, Cd, Sb, As Sn (70), As, Zn, Cu, Bi, F Sn (70), B, Cu, As (Zn, W, Bi, Pb) Sn (3—300), Ta, Nb, Rb (Mo, Pb) Sn (1—60), Mo, W, Bi, Pb, Zn, Cu, Be, Rb, F
Кварц-вольфрамитовые Кварц-шеелитовые Молибденовые грейзеновые	Sn (1—20), W, F, Rb (Zn, Pb, Bi, Cu) Sn (1—400), W, Zn, Pb, Cu (Mo, Au) Sn (2—70), Mo, W, F, Rb, Bi, (Li, Be, Pb, As)
скарновые Свинцово-цинковые гидротермальные скарновые	Sn (1—25), Mo, W, Cu, Bi, (Zn, Pb) Sn (1—200), Pb, Zn, Ag, Cd (Au, As) Sn (1—70), Pb, Zn, As, Ag, Cd, (Au, F)
Фтор-редкометалльные Серно-колчеданные (тип Зангоды) Кварц-флюоритовые	Sn (1—400), Mo, Pb, Zn (Rb, Th, As) (Sn < 1—60), Zn, Pb, Cu, Co (As, Mo, Bi) (Sn < 1—20), F (Nb, Mo, Ba)

Примечание. В скобках — кларки концентрации олова относительно литосферы и элементы, встречающиеся в повышенных количествах спорадически.

Типичные парагенетические ассоциации олова на месторождениях представлены в табл. 76. Наиболее устойчивую связь с ним проявляют две группы элементов. В одну из них входят цинк, медь, свинец, мышьяк; в другую — вольфрам, ниобий, молибден совместно с фтором, щелочами и халькофилами. Соответственно различны и формы нахождения олова в рудах месторождений. Если в первых обычны сульфостаннаты, касситерит и изоморфная примесь в сульфидах, то во вторых оно представлено преимущественно примесью в слюдах, касситеритом, отчасти стanniном.

Гетерогенность изотопного состава серы и значимое утяжеление относительно метеоритного уровня в сульфидах оловопроявлений Витимского плоскогорья свидетельствуют о существенной роли корового источника. На некоторых из них (Моховое рудопроявление, уч. Эпидотовый) значения $\delta^{34}\text{S}$ приближаются к мантийным.

Рудный свинец проявлений Туркино-Бамбуьской зоны обогащен радиогенными изотопами и приближается к свинцам герцинских месторождений Забайкалья. Значения μ_0 их соответствуют величинам, характерным для коры.

Герцинские месторождения Забайкалья (Хапчеранга, Гранитовое) имеют серу, близкую к метеоритной. Большая часть ее обогащена легким изотопом и приближается по своим значениям к сере месторождений субвулканического происхождения.

Месторождения, подразделенные на несколько минеральных типов, генетически или парагенетически связаны с дифференцированными интрузиями щелочно-известковых, субщелочных и щелочных гранитоидов. Пространственно они приурочены к областям тектономагматической активизации консолидированных складчатых областей. Наиболее крупная из них, известная в Забайкалье, совмещена с площадью распространения щелочно-гранитоидных пород. Аналогичная минерализация сопровождается субщелочной и щелочной гранитоидный магматизм Восточного Саяна.

Массивы гранитоидов (по В. С. Грачеву) объединяются в ареалы, имеющие вид протяженных поясов, приуроченных к крупным разрывным нарушениям. Размещение рудогенерирующих интрузий в ареалах контролируется региональными разломами. Размеры массивов в плане, как правило, не превышают первых квадратных километров. Морфологически они представлены штоками с куполовидной формой апикальных поверхностей, нередко осложненных апофизами и гребневидными выступами. Интрузивные тела сложены щелочными и субщелочными сиенитами и граносиенитами (начальные фазы внедрения), аляскитами, а также дайками (заключительные фазы) гранит-порфиров, сиенит-порфиров.

Среди всех известных магматических пород в гранитоидах наиболее высоки содержания фтора, повышены — ниобия, циркония, молибдена, редких земель и других. Верхние части интрузивных тел обычно изменены постмагматическими процессами — альбитизированы, микроклинизированы, реже грейзенизированы. Возраст интрузий от среднего палеозоя в Восточном Саяне до нижнего мезозоя в Забайкалье.

Ряд исследователей, изучавших магматические комплексы пород, считают, что они являются продуктом дифференциации щелочной базальтоидной магмы подкорового происхождения [33]. Без каких-либо доказательств и обоснования был предположен подкоровый (мантийный) источник и для рудного вещества месторождений [125]. Данные по изотопному составу серы, в том числе сульфидов, рассеянных в магматических породах ($\delta^{34}\text{S}$ от +4,2 до +6,4‰), свидетельствуют о наличии существенной части серы корового происхождения. Логичной представляется модель генерации очагов щелочногранитоидной магмы в земной коре, взаимодействия расплава с коровыми образованиями, извлечением из них сульфатной серы.

Имеющиеся значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов руд флюорит-редкометалльных месторождений (от +2 до +17,5‰) могут быть получены в том случае, когда в магматический очаг было привнесено от 20 до 75% ювенильной серы. Вероятно, вместе с серой попадал и фтор. Разница в количественных соотношениях различных источников обусловила величины $\delta^{34}\text{S}$, характерные для каждого конк-

ретного месторождения. Миграции серы из вмещающих пород в гранитоидные магмы, ее накоплению и гомогенизации в расплаве благоприятствовала высокая щелочность последних, которая способна удерживать длительное время повышенные концентрации серы.

Весьма характерной особенностью обладают свинцы галени-тов. Они относятся к В-типу, модельный возраст их в большинстве случаев оказывается весьма близким к возрасту вмещающих и подстилающих карбонатных пород. Величина μ_0 соответствует средним для коры значениям. Этот факт, а также значительно утяжеленный состав серы сульфидов достаточно красноречиво свидетельствуют о контаминации свинцом, частью серы и, вероятно, некоторыми другими компонентами подстилающих (воз-

Таблица 77

Изотопный состав сульфидной серы флюоритсодержащих месторождений

Тип месторождения	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Флюорит-редкометалльные (14)	+6,4
Флюорит-редкоземельные (3)	-2,6
Флюоритсодержащие молибден-вольфрамовые (3)	+0,5
кварц-вольфрамитовые (3)	+2,9
Кварц-флюоритовые (7)	-3,7

Примечание. В скобках — количество изученных месторождений.

можно, в участках зарождения магматических очагов) осадочных древних толщ.

Столь специфический изотопный состав серы сульфидов, связанных с флюорит-редкометалльной минерализацией, позволяет хорошо диагностировать ее среди собственно флюоритовых и других флюоритсодержащих типов месторождений (табл. 77), в том числе связанных со щелочно-ультраосновными и щелочно-габ-

броидными комплексами, и правильно подходить к оценке обнаруженных проявлений.

Тесная ассоциация месторождений с породами щелочно-гранитоидной формации с весьма специфическими геохимическими особенностями, локализованных в достаточно обособленных пространственно и геологически специфичных территориях (участки активизации консолидированных складчатых областей), позволяет достаточно надежно оконтурить площади, перспективные на фтор-редкометалльную минерализацию.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Намечается отчетливая временная эволюция состава парагенезисов золоторудных месторождений. Наиболее древние из них относятся к золото-кварцевому малосульфидному и золотосульфидному минеральным типам. Главный рудный минерал — пирит (или пирротин). Для этих этапов характерна также золотошеелитовая минерализация. В молодых проявлениях существенно возрастает роль арсенопирита, сфалерита, галенита, нередко оруденение относится к золото-полиметаллическому типу. На киммерийском

этапе отмечается повышенный уровень сурьмы, мышьяка, ртути, представленных антимонитом, блеклыми рудами, арсенопиритом, киноварью.

Среди промышленных месторождений выделяются три группы — плутогенные, метаморфогенно-гидротермальные и субвулканические эпитеpmальные. Граница между двумя первыми достаточно условна. Возраст оруденения, за исключением юннокиммерийских месторождений балейского типа, однозначно не решен, так же как не решен и вопрос о связи их с определенными магматическими породами. На основании большей частью субъективных оценок выделяются протерозойский, рифейский, позднекаледонский, герцинский и позднекиммерийский этапы.

Широкое развитие гранитоидного магматизма в складчатом обрамлении способствовало распространению мнения о связи с ними золотого оруденения. В отношении месторождений, распространенных в черносланцевых толщах, развивается гипотеза метаморфогенно-гидротермального генезиса, которую поддерживают в настоящее время многие исследователи. Существуют лишь различия в интерпретации РТ-условий, режима метаморфизма пород и масштабов переработки субстрата, мобилизации, дальности расстояния миграции и особенностей отложения золота, соотношения с процессами контактового метаморфизма и гранитизации пород.

В большинстве изученных нами плутогенных золото кварцевых и золотосульфидно-кварцевых месторождений состав серы однороден и приближается к метеоритному уровню (см. рис. 12). Как известно, такие значения изотопных отношений характерны для базитов и ультрабазитов и не типичны для гранитоидов. Аналогичные данные получены некоторыми исследователями для месторождений других регионов [77]. Кроме того, в большей части докембрийских месторождений встречается рудный свинец, изотопный состав которого отличается низкими концентрациями радиогенных изотопов, лежащими в основном в пределах площади, ограниченной линиями эволюции мантийного и нижнекорового свинца (см. рис. 7). Подобные изотопные характеристики опровергают модель, по которой в качестве источников золота могли бы выступать гранитоидные породы. По изотопным данным изученных плутогенных месторождений, не могут быть ими также углеродистые черносланцевые, карбонатные и терригенные толщи. Сера из черносланцевых толщ несколько легче, чем метеоритная (процесс накопления ее связан обычно с бактериальной сульфатредукцией), а в рудных свинцах значительно более высока концентрация радиогенной компоненты, отражающей повышенную ураноносность этих толщ. Известняка даже при низком U/Pb отношении содержат изотопно тяжелую серу.

Таким образом, наиболее реальный источник золота — основные породы. Экстенсивность распределения золотой минерализации отчетливо коррелируется с контурами распространения базит-ультрабазитового магматизма (интрузивного и вулканогенного). Возможны два взаимоисключающих варианта этой связи. По од-

ному из них оруденение есть продукт гидротермальных растворов, отщепляющихся при дифференциации магматических очагов. По другому породе основного состава ввиду своей первичной обогащенности золотом были лишь источником этого металла, реализация которого в рудные концентрации могла происходить на любых последующих этапах в связи с метаморфизмом различной природы. Обе гипотезы равновероятны, хотя по геологическим данным вторая выглядит более реальной.

Накопленный в результате многочисленных исследований по другим регионам [134, 228, 239] большой объем аналитических данных показывает, что существует определенная связь золотого оруденения с породами основного состава, которая прослеживается от древнейших до современных геологических образований. В первую очередь она проявляется в наличии высокого кларка золота основных пород. Очень часто они пространственно сопряжены с участками золотого оруденения [134, 228]. Ведущая роль основной магмы в качестве рудогенерирующей устанавливается для месторождений золото кварцевой и золотосульфидной формаций Северной Америки, Австралии и Океании [228]. Непременным условием при этом считается дифференциация расплава с появлением кислых дифференциатов. Наиболее крупные месторождения золота Канады и Австралии приурочиваются к зеленокаменным толщам, слагающим прогибы или трогги [228], а важнейшая особенность Канадского щита состоит в широком развитии в нем диабазовых даек, вулканитов основного состава. В восточных и северо-восточных районах СССР эпитермальная золоторудная минерализация пространственно и генетически также связана с основным вулканизмом.

Одна из специфических черт процессов гранитизации, развивающихся по метабазитам, базитам и ультрабазитам, — перевод в подвижное состояние большого количества рудных элементов и, в частности, золота [122]. Для некоторых из них содержания в гранитизированном субстрате на 1—3 порядка ниже, чем в исходной породе. Золото концентрируется за фронтом гранитизации; особый интерес здесь представляют пылевидные тонкодисперсные формы, являющиеся основой формирования россыпей при разрушении этих пород [122].

Анализ поведения золота в условиях различных фаций метаморфизма [134] показывает, что в общем случае концентрации его прямо пропорциональны степени меланократовости пород, однако происходит перераспределение его под влиянием различных физико-химических факторов. Золото выносится при возрастании метаморфизма и частично перераспределяется, мигрируя в область низких давлений и температур. Закономерности локализации месторождений показывают, что наиболее благоприятные условия для отложения его создаются в фации зеленых сланцев. Наблюдались многочисленные случаи, когда при прорывании базитов гранитоидами или гранитизации их из метаморфизируемых пород происходил интенсивный вынос золота и других элементов [134].

Геохимические особенности субвулканических близповерхностных месторождений балеЙского типа, включая данные по изотопному составу серы, не отличающейся от метеоритной, так же как и плутоногенных месторождений, позволяют связывать их с основным магматизмом. Пространственная и временная сопряженность с позднемезозойскими базальтоидами служит достаточно надежным свидетельством этому. Подобного рода или близкая минерализация нередко отмечается в эпитермальных кварц-флюоритовых жилах, ассоциирующих с субщелочным базальтоидным вулканизмом юрского — нижнемелового возраста. Некоторая обогащенность серы легким изотопом свидетельствует о субвулканическом близповерхностном способе формирования руд.

Генезис оруденения в докембрийских углеродистых толщах ряда рудных районов рассматривается преимущественно с трех различных позиций: плутоногенной, в связи с гранитоидными массивами; метаморфогенно-гидротермальной, обусловившей вынос золота из более глубоких частей, подвергающихся метаморфическому преобразованию пород и отложению в низкотемпературных зонах; в связи с перераспределением в первично обогащенных золотом породах. Большинство исследователей отмечает высокие концентрации золота в углеродистых толщах, одновременно отличающихся повышенным количеством первичного сульфидного материала, что служит достаточно веским аргументом в пользу их связи.

Пространственное размещение кварцево-жильных тел месторождений Енисейского кряжа подчиняется четкому структурно-литолого-стратиграфическому контролю [148]. Все известные промышленные месторождения расположены среди песчаников и сланцев (кординской, удерейской и других свит сухопитской серии), обладающих высоким кларком золота.

Сера сульфидов из руд рассматриваемой группы месторождений обогащена тяжелым изотопом и свидетельствует о том, что источником ее не могли быть магматические породы ни гранитного, ни основного состава. Широкий диапазон вариаций изотопных отношений, обнаруженный в рудах многих месторождений, указывает на гетерогенность ее в источнике, а гомогенизация не была достигнута ни в очаге, ни в процессе рудообразования; значит, путь миграции растворов был не очень длинным. Тем более нельзя говорить о вовлечении серы в магматический очаг, в котором неизбежно должна была произойти гомогенизация ее состава. Обращает на себя внимание и достаточно резкое различие серы сульфидов вмещающих неоруденелых черносланцевых толщ и рудных тел (табл. 78), обогащение первых легким изотопом (сера редко утяжелена до 7—10‰ и более).

Имеющиеся изотопные характеристики и анализ геологических условий осадконакопления углеродистых толщ свидетельствуют о том, что сера сульфидов представляет собой продукт сульфатредукции в морских бассейнах в основном с застойным гидро-

Изотопный состав серы пиритов (и пирротинов) вмещающих черносланцевых толщ и золотосодержащих сульфидных зон, кварцевых жил

Район	Анализируемый материал (количество проб)	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Северное Прибайкалье	Пирит сланцев (8)	$-11,5 \div -7,3$ <u>-3,4</u>
	кварцевых прожилков (2)	$5,3 \div -7,1$ <u>6,2</u>
Восточный Саян	Пирит сланцев (9)	$-14,8 \div -1,2$ <u>-7,6</u>
	кварцевых жил (12)	$0,71 \div -5,5$ <u>2,1</u>
Енисейский край	Пирит сланцев (5) [142]	$-11,0 \div -1,5$ <u>6,1 \div -13,8</u>
	Пирротин жил (4)	<u>9,7</u>
Витимское плоскогорье	Пирит сланцев (12)	$-7,4 \div -12,8$ <u>2,64</u>
	рудных тел (8)	$4,7 \div -23,4$ <u>10,36</u>
Восточная Сибирь [80]	Пирит сланцев	$-6,5 \div -20,0$ <u>2,4 \div -16,2</u>
	рудных тел (II)	<u>8,2</u>

намическим режимом в придонной части. Вариации состава ее в различных участках региона, а также по латерали и в разрезе толщ характеризуют изменчивость условий седиментации осадков и скорости редукции сульфатов [178]. Особенностью первично-осадочного пирита из углеродистых пород служит также низкая концентрация элементов-примесей, главные из которых — никель и кобальт. Содержание их варьирует от 30 до 700 г/т. При этом Co/Ni отношение, которое в большей части проб не превышает единицы, меняется от 0,01 до 2, что считается обычным для пиритов осадочно-сингенетического происхождения [222]. Содержание мышьяка не превышает 80—200 г/т, серебра 1—2, золота 0,1, а висмута 3—5 г/т. Почти не присутствуют в минералах таллий и теллур (содержание до 1 г/т).

Уровень концентрации элементов остается столь же низким в пиритах, подвергшихся метаморфической перекристаллизации. Лишь в наиболее метаморфизованных разностях увеличивается доля кобальта и уменьшается — никеля, в результате чего отношения $\text{Co/Ni} > 1$. Образующийся в этих случаях по пириту пирротин резко обогащается никелем (до десятых долей процента) и обедняется кобальтом [178]. Приведенные данные свидетельству-

ют о том, что источником серы послужили в основном породы нижележащих горизонтов. Возможно, существенная доля ее была связана с сульфатным источником.

Для ряда районов на немагматический источник указывает также изотопный состав свинца галенитов, который существенно гетерогенен и, кроме того, обогащен радиогенными изотопами. Свинцы относятся к J-типу. Источником их послужили образования верхней коры с повышенным U/Pb отношением.

Результаты изучения пиритов первично-сингенетического происхождения в углеродистых породах и пиритов продуктивных ассоциаций Саяно-Байкальской горной области, а также других районов свидетельствуют о значимом различии их геохимических особенностей. Это обстоятельство обязывает более осторожно относиться к оценке продуктивности углеродистых сланцевых пород, поля распространения которых охватывают многие сотни квадратных километров и площадное недифференцированное опоскование которых может повлечь значительные непроизводительные расходы.

Таким образом, наиболее важными региональными особенностями размещения золоторудной минерализации, определяющими направление поисковых работ, являются:

пространственная и генетическая связь плутогенных месторождений с областями распространения базитовых и ультрабазитовых комплексов, образующих разнонаправленные линейно вытянутые зоны;

в этих же зонах широко представлены зеленокаменно измененные вулканы основного состава. Поскольку такие породы наиболее широко были развиты в докембрии и составляют нередко значительную часть геологических разрезов толщ, то поля распространения докембрийских метаморфических пород — одни из наиболее благоприятных для поисков золотого оруденения;

близость изотопного состава серы к метеоритному уровню и наличие свинца, бедного радиогенными изотопами, со значениями $\mu_0 < 9,0$ при соответствующей геологоструктурной обстановке — благоприятный признак на промышленное оруденение;

в углеродистых толщах признаком возможного наличия золотого оруденения служит утяжеленный и гетерогенный состав серы, неоднородный и часто обогащенный радиогенными изотопами (вплоть до свинцов J-типа) рудный свинец;

установленная связь наиболее молодых телетермальных близповерхностных месторождений с базальтоидным вулканизмом локализует соответственно площади поисков на территориях, где распространены такие породы. Помимо киммерийского этапа, аналогичная минерализация может быть связана с неогеновым и четвертичным базальтоидным вулканизмом. Отсутствие метаморфического преобразования наиболее молодых вулкаников несколько снижает их перспективность;

поскольку эпитермальная флюоритовая минерализация также связана с базальтоидным вулканизмом (что, как было показано

выше, есть благоприятная предпосылка для золотого оруденения), необходима ревизия известных флюоритовых проявлений в отношении золота;

исходя из данных районирования территории на основе изотопно-свинцовых характеристик и статистического распределения их среди золоторудных объектов, выделяются поля (зоны), наиболее перспективные в отношении золотого оруденения. В первую очередь это поля свинцов глыбовых выходов фундамента и распространения верхнепротерозойских и рифейских образований. Значительна продуктивность областей распространения герцинид и отдельных участков мезозой. Низкой продуктивностью отличаются нижнепалеозойские образования;

особенность свинцов докембрийских и плутоногенных месторождений состоит в некоторой обогащенности их торогенным изотопом, что является существенным признаком древних комплексов, характеризующихся обычно повышенной меланократовостью;

нарастающая сиалитизация верхнего этажа складчатого обрамления и резкое уменьшение поступления мафического материала обусловили четко выраженное уменьшение интенсивности и экстенсивности золотого оруденения от древних геологических образований к молодым. Эта общая тенденция нарушилась лишь в результате проявления мезозойской тектономагматической активизации, вызвавшей обильное поступление из подкоровых областей базальтоидного материала, с которым связывается золотое оруденение.

ФЛЮОРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Многие исследователи отмечают тесную связь флюоритообразования с тектонической и тектономагматической активизацией областей завершенной складчатости. Время консолидации территории при этом не оказало существенного влияния на параметры оруденения, а промышленные концентрации известны в байкальской, каледонской, герцинской и более молодых складчатых областях. На территории складчатого обрамления, помимо самостоятельной кварц-флюоритовой, известны флюорит-полиметаллическая, флюорит-редкометалльная, слюдисто-флюоритовая и карбонатитовая формации. Флюорит сопровождает редкометалльные пегматиты, редкоземельные руды и ряд других месторождений. Наиболее важное промышленное значение имеет флюорит-кварцевая формация. Относительно крупные концентрации связаны с карбонатитами, некоторыми полиметаллическими (Барвинская группа) флюорит-фенакит-бертрандитовыми, редкометалльно-молибден-вольфрамовыми (Джидинское, Булуктаевское) месторождениями.

Формирование минерализации растянуто во времени от докембрия до позднего мезозоя. На ранних этапах она связана с пегматитами, в палеозое сопровождает некоторые свинцово-цинковые,

вольфрамовые, редкоземельные месторождения, в позднем палеозое и мезозое — разнообразные редкометалльные месторождения, а в позднем мезозое представлена собственно кварц-флюоритовой формацией. При этом отчетливо увеличивается интенсивность и экстенсивность оруденения от древних этапов к молодым.

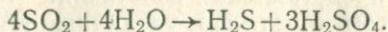
Оруденение ассоциирует с кислыми, основными, щелочными и щелочно-ультраосновными комплексами пород. Причем каждая из указанных групп пород определяет геохимическую специфику рудных тел, четко фиксируемую в первую очередь минеральными парагенезисами. В случаях связи со щелочными породами флюорит сопровождается редкоземельные, ниобиевые, циркониевые и ториевые минералы (пироксид, лопарит, бастнезит, паризит, циркон). В отдельных рудных телах присутствуют повышенные количества апатита. Минерализация гранитоидного ряда характеризуется парагенезисом флюорита с молибденитом, вольфрамитом, шеелитом, касситеритом, сульфидами висмута, мышьяка, свинца, меди, железа. Оруденение, являющееся продуктом субщелочных и щелочных гранитоидов, представлено ассоциацией флюорита с фенакитом, берtrandитом, подчиненными количествами молибдена, пирита, пирротина, станнина, группы тантало-ниобиевых минералов, торита (ферриторита), галенита, арсенопирита, сфалерита.

Минералогически и геохимически наиболее проста группа поздне-мезозойских кварц-флюоритовых (относимых к эпитермальным) проявлений, формировавшихся приблизительно в одно время с базальтоидным вулканизмом. Источник их еще окончательно не установлен. Прослеживается отчетливая трансформация взглядов от связи оруденения с кислым гранитоидным интрузивным и вулканическим магматизмом до связи с базальтоидной магмой [107, 167, 168, 237]. Некоторые исследователи предполагают, что эпитермальное флюоритовое оруденение пространственно и генетически связано с молибден-вольфрамовым и даже со свинцово-цинковым.

Анализ изотопного состава сульфидной серы показал, что она близка к сере сероводорода и пирита вулканического происхождения, значения $\delta^{34}\text{S}$ которых, как известно [137], лежат обычно в области отрицательных величин.

Расчеты, проведенные по методике Х. Омото [259], показывают, что имеющиеся величины $\delta^{34}\text{S}$ пиритов и баритов могли быть получены при высокой фугитивности кислорода в растворе ($\log f\text{O}_2 \geq -36$) и кислой реакции последнего. Если считать, что в растворах достигалось равновесие, то фракционирование между окисленными и восстановленными формами серы на 14—20%, согласно [163], должно было происходить в интервале температур 350—400 °С. Температурный интервал совпадает с областью критического состояния воды и началом диссоциации электрически нейтрального сероводорода. Вероятно, в этом случае мы имеем дело с температурами образования и сонахождения различных соединений серы, при которых осуществлялись окислительно-восстановительные и изотопные обменные процессы. Схема подобно-

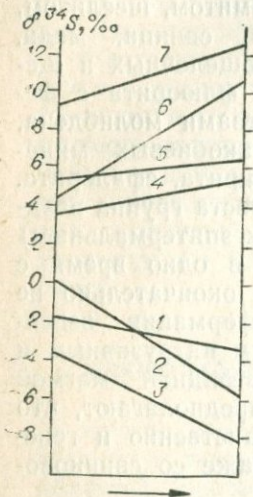
го превращения может быть представлена в виде реакции ювенильной двуокиси серы с водой:



Близкоповерхностные условия образования месторождений определили повышенное парциальное давление кислорода в растворах и послужили, таким образом, причиной окисления части соединений серы и ее изотопного разделения.

Серя пиритов пострудной стадии, в отличие от начальных, имеет в среднем на 3,4‰ более легкий изотопный состав. Иная тенденция проявлена на фтор-редкометалльных месторождениях (рис. 33).

Рис. 33. Тренды величин $\delta^{34}\text{S}$ (‰) сульфидной серы флюоритовых (1—3) и флюорит-редкометалльных (4—7) месторождений во времени.



На Наранском и Калангуйском месторождениях разница достигает 4,5—5‰. Это объясняется высокими начальными температурами минералообразования и незначительной ролью окислительно-восстановительных процессов. Часть пирита в околорудных зонах представлена рассеянной вкрапленностью и «сухими» прожилками практически без жильного материала, что наводит на мысль о привносе серы в газовых эманациях. Возрастание на поздних стадиях минералообразования окислительно-восстановительных процессов, протекавших при невысоких температурах, обусловило фракционирование состава серы.

Серя пиритов обогащалась легким изотопом, а баритов — тяжелым.

Полученные таким образом данные о термодинамических условиях формирования флюоритового оруденения хорошо согласуются с результатами геологических и термобарометрических исследований. Микрокалориметрические определения рН водных вытяжек из флюорита, в том числе из индивидуальных газожидких включений, показали кислую реакцию растворов со значениями рН, лежащими в интервале 5,4—6,8 [7]. Расчеты давлений растворов во включениях флюорита, содержащих жидкую углекислоту, на месторождениях Восточного Забайкалья [70] показывают, что они варьируют от 10 до 150 атм. Более высокие значения, достигающие 300—400 атм, получены для отдельных месторождений Западного Забайкалья [7].

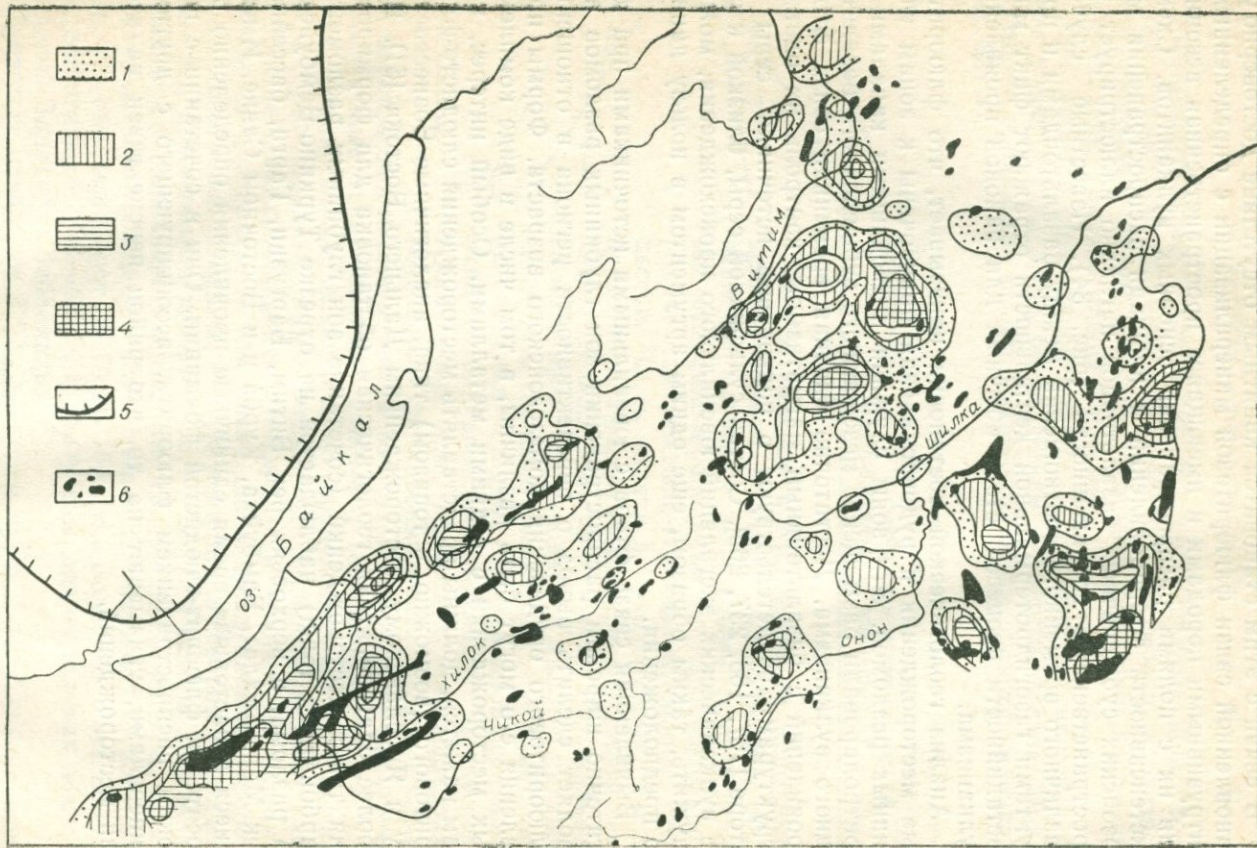
Принимая начальное $\delta^{34}\text{S}_{\text{общ}}$ равным нулю и имея средние величины $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}} = 3,75\text{‰}$, а $\delta^{34}\text{S}_{\text{бар}} = +13,6\text{‰}$, с помощью простых расчетов получаем, что при температурах 350—400 °С количест-

венное соотношение H_2S и SO_4^{-2} в гидротермальных растворах должно быть соответственно 0,75 и 0,25.

В связи с этим становится понятным отсутствие достоверно установленной связи флюоритовой минерализации с определенными интрузивными породами и имеющаяся пространственная ассоциация их с полями распространения основных вулканитов. Схема экстенсивности фторпроявлений и площади распространения мезозойских субщелочных базальтоидов наглядно иллюстрирует их пространственную сопряженность (рис. 34). Известные случаи различного временного соотношения между базальтоидами и продуктами газогидротермальной деятельности отражают факт многостадийности процесса, столь обычный для районов проявления вулканизма.

Анализ геологической обстановки показывает, что флюоритовые месторождения и рудопроявления приурочены к зонам глубинных разломов. Эти зоны служили подводящими каналами и контролировали размещение мезозойского субщелочного базальтоидного вулканизма. Достаточно близкая временная связь фторпроявлений с базальтоидным магматизмом, контроль их одними структурами свидетельствуют о подкоровом источнике серы и фтора [167, 168, 237, 265]. Состав сульфидной серы, близкой к сере вулканических эксгалаций ювенильного происхождения, может служить, таким образом, еще одним аргументом в пользу данного предположения.

Выявленная связь фтора с ювенильными источниками при достаточно широком распространении зон глубинных разломов позволяет сделать вывод о перспективности региона в отношении флюоритового оруденения домезозойского возраста. Формы проявления его могут быть различны, в том числе в виде комплексных месторождений с редкими металлами. Особый интерес, как нам кажется, должны представлять месторождения слюдисто-флюоритового (возможно, с топазом) типа, аналогичные Вознесенскому и Ярославскому месторождениям Дальнего Востока [51]. Наиболее благоприятная геологическая обстановка для формирования таких месторождений (сочетание зон глубинных разломов и карбонатных толщ) наблюдается на отрезке Туркино-Бамбуйского разлома, в верховьях рек Витим, Баргузин, Гарга, бассейнах рек Мал. Амалат, Бамбуйка, Курба и в Восточном Саяне. Имеющиеся в настоящее время единичные проявления определенно относятся к флюорит-слюдистой формации. Они в сочетании с широким распространением флюорита, ассоциирующего с другими минералами, указывают на то, что район перспективен на этот тип месторождений.



ОЦЕНКА АНОМАЛИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Методика оценки по геохимическим данным рудоносности магматических пород, рудопроявлений, первичных и вторичных ореолов описана в работах [12, 49, 54, 55, 72, 135, 140, 156, 185, 198, 200, 220, 233, 234, 255, 259, 263 и др.]. Ниже рассмотрим часть аспектов, характеризующих специфику оруденения складчатых областей южного обрамления Сибирской платформы, и покажем ряд приемов интерпретации (диагностики) геохимических аномалий и рудопроявлений.

Информативность элементов при поисках и диагностике природы аномалий неодинакова. Величины их информационного веса, рассчитанные по [67], в первичных ореолах для 20 типов месторождений представлены в табл. 79. Наибольшим информационным весом обладают цинк, свинец, медь, серебро, олово, молибден, фтор. Анализом проб только на эти семь элементов можно выявить геохимические поля месторождений практически всех изученных типов. В то же время, обладая избыточной информацией, они не могут быть использованы в качестве прямых индикаторов для диагностики формационной принадлежности объекта. С этой точки зрения значимость их находится в обратной зависимости от информационного веса. Низкие значения коэффициента избыточной информации имеют серебро, молибден, ниобий, фтор, бериллий, редкие земли. Но и в этих случаях вероятность правильной диагностики не превышает (исключая вольфрам, молибден) 30—40%.

Оценка геохимических аномалий. Все многообразие промышленного оруденения разделено на геохимически контрастное, средне- и малоконтрастное (см. табл. 80). По различию основных характеристик на их площади выделяются ореолы месторождений (или ореолы первого порядка) и рудных тел. Первые, согласно [52], объединяют ореолы рудных полей и собственно месторождений. Расчленить их удается не всегда, но в отдельных случаях различия их весьма существенны [60, 201].

В связи с длительностью, многостадийностью процесса рудобразования на геохимически контрастных месторождениях формировались сложные интегральные геохимические поля. Они превосходят размеры ореолов рудных тел в 3—10 раз и занимают площадь от 1 до 40 км² (Озернинское, Холоднинское, Джидинское,

Рис. 34. Схема экстенсивности распределения эпипермального флюоритового оруденения в Забайкалье.

1—4 — изоконцентраты экстенсивности от меньшей к большей; 5 — граница осадочного чехла Сибирской платформы; 6 — поля распространения мезозойских базальтоидов.

Информационный вес элементов в первичных ореолах месторождений

Элемент	P	P ₁	P ₂	K	Элемент	P	P ₁	P ₂	K
Cu	0,15	0,55	0,20	5,0	Sn	0,05	0,25	0,35	12,0
Zn	0,25	0,50	0,40	3,6	Mo	0,25	0,30	0,25	2,2
Pb	0,20	0,45	0,35	4,0	W	0,20	0,10	0,25	1,7
Mn	0,05	0,15	0,10	5,0	Be	0,10	0,20	0,15	3,5
Co	0,05	0,20	0,10	6,0	Nb	0,05	0,05	0,10	3,0
P	0,05	0,15	0,10	5,0	Ba	0,05	0,15	0,25	8,0
Ag	0,20	0,40	0,15	2,7	F	0,15	0,40	0,10	3,3
Tl		0,05	0,05		Li, Rb, Cs		0,20	0,10	
As		0,15	0,40		TR	0,05	0,10	0,05	3,0
Sb			0,20		Ge			0,20	
Bi	0,05	0,10	0,30	8,0					

Примечание. P — вес месторождений в совокупности, P₁ и P₂ — информационный вес в качестве ореолообразующего (P₁) и второстепенного, сопутствующего (P₂) элемента; K — коэффициент избыточной информации ($K = P_1 + P_2/P$).

Буруктаевское, Бом-Горхонское). Низкая контрастность и малоэлементный состав у геохимических полей осадочных фосфатных, марганцевых руд (Икатское рудное поле). Общие размеры полей геохимически малоконтрастных месторождений на 1—2 порядка меньше.

В простых случаях в ореолах максимумы концентрации отдельных элементов распределяются в целом соответственно «универсальной» зональности Овчинникова — Григоряна [140]. На месторождениях, где телескопированы продукты различных стадий и этапов оруденения, зональность усложняется. Здесь удается выделить три зоны. Внешняя охватывает все рудное поле, средняя оконтуривает промышленное оруденение, внутренняя отвечает конкретным рудным эпицентрам.

Важная особенность строения геохимического поля — наличие в нем аномальных центров, соответствующих сходным или разным по составу рудным центрам. В этом плане на материале изученных месторождений В. Ф. Белоголовов выделяет структуры: с одним аномальным центром; с несколькими центрами одного состава; с несколькими центрами различного состава, но связанными единым процессом рудообразования; с аномальными центрами, генетически не связанными между собой.

Наши исследования и анализ результатов многочисленных производственных работ показывают, что геохимические поля первого типа редки. Как правило, количество аномальных центров больше одного. К этому типу можно условно отнести некоторые геохимически неконтрастные месторождения, в которых основная часть запасов сосредоточена в одном рудном теле (Худакское полиметаллическое, Мылдыгенское железорудное). Аналогичную структуру имеют мелкие проявления, пространственно отторженные от известных рудных полей, сформировавшиеся в результате проникновения по протяженным зонам повышенной проницаемости.

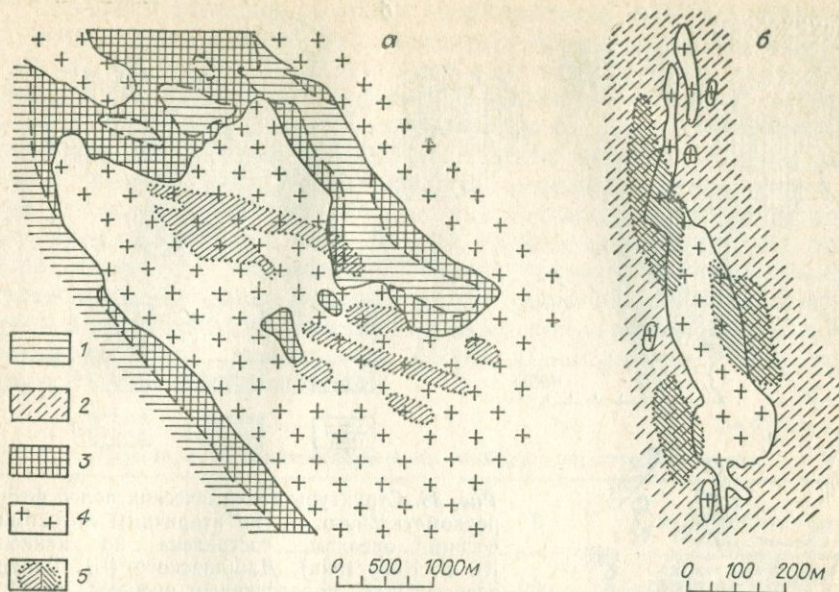


Рис. 35. Распределение эпицентров молибденового оруденения на Чумуртавском (а) и Долон-Модонском (б) месторождениях (по данным А. Ф. Носкова, Ю. Т. Телеги).

1 — осадочные существенно карбонатные породы; 2 — породы вулканогенно-осадочной толщ; 3 — контактово-измененные (скарнированные, ороговикованные) породы; 4 — граниты; 5 — эпицентры молибденового оруденения.

Геохимические поля с несколькими центрами одного состава (рис. 35) более распространены. Характерны они для месторождений существенно моноэлементного или относительно простого состава (эпитермальные флюоритовые, кварц-молибденитовые, телетермальные галенит-сфалеритовые в карбонатных толщах, сульфидные медно-никелевые, осадочные марганцевые, фосфоритовые, апатитовые ошурковского типа).

Поля третьего типа образуют многостадийное оруденение с тенденцией к дифференциации вещества во времени и пространстве. Такую структуру имеют молибден-вольфрамовые, колчеданно-полиметаллические, флюорит-редкометалльные и некоторые другие месторождения (рис. 36).

И наконец, последний тип представлен участками, в которых неоднократно проявлялась тектономагматическая активизация, сопровождавшаяся формированием разновозрастного оруденения. При этом специализация оруденения практически не повторялась, а временной перерыв между формированием месторождений нередко составляет эпохи и даже эры. Примером их могут служить Еравнинское рудное поле с центрами колчеданно-полиметаллического, железорудного, молибденового оруденения и Джидинское с молибден-вольфрамовой, эпитермальной флюоритовой, ртутной минерализацией. Соответственно от первого к четвертому типу

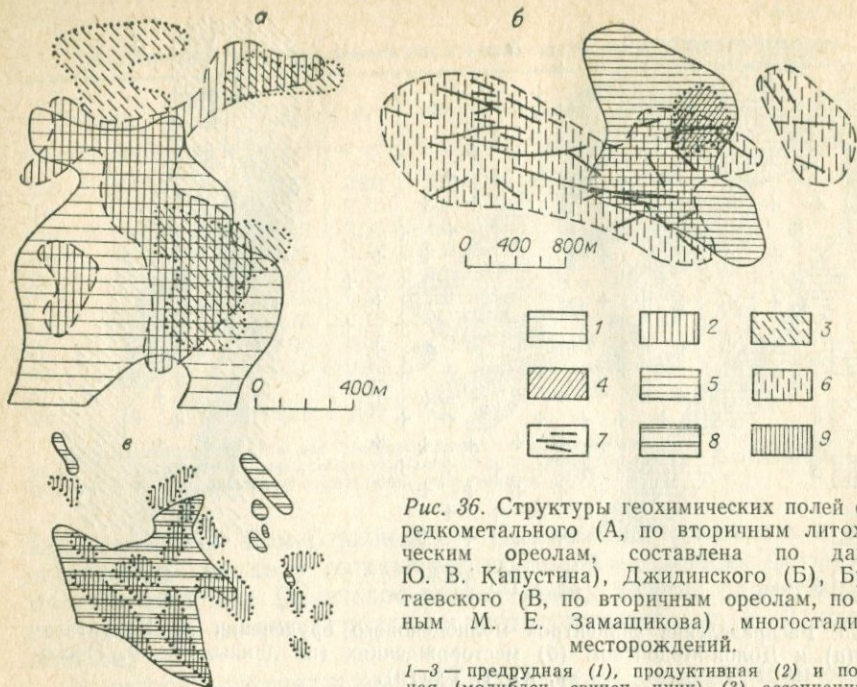


Рис. 36. Структуры геохимических полей фтор-редкометалльного (А, по вторичным литохимическим ореолам, составлена по данным Ю. В. Капустина), Джидинского (Б), Булуктаевского (В, по вторичным ореолам, по данным М. Е. Замашикова) многостадийных месторождений.

1—3 — предрудная (1), продуктивная (2) и пострудная (молибден, свинец, цинк) (3) ассоциации элементов; 4—6 — эпицентры распределения продуктов молибденового (4), редкометалльно-вольфрамового (5) и сульфидно-гюбнеритового (6) этапов; 7 — вольфрамоносные жилы; 8—9 — ореолы молибденового (8) и вольфрамового (9) этапов.

усложняются состав ореолов, их морфология, зональность, увеличиваются общие размеры. Усложняется сама задача оценки таких объектов.

Важной суммарной характеристикой месторождений, как уже отмечалось, является их геохимическая контрастность. Она в основном определяет сложность и вероятность выявления минерализации разных типов. По условиям ведения поисков выделяются площади (элементы рельефа) трех категорий — открытые, полужакрытые и закрытые [76] с преимущественным развитием соответствующих типов вторичных ореолов. На основе этих двух параметров определены девять типов поисковых ситуаций [172]. Оптимальная методика работ в каждой ситуации будет, естественно, особой (комплекс методов, последовательность их применения, глубина и сеть пробоотбора и др.). Так, в случае малококонтрастного оруденения в закрытых районах существующие варианты поверхностной металлотрической съемки не дадут положительного результата. Аналогичные поиски геохимически контрастных месторождений в открытых и полужакрытых районах будут эффективными. В каждом случае должны использоваться объективно существующие зависимости и соотношения между оруденением и первичными ореолами, с одной стороны, и вторичными — с другой.

Совершенствование методов геохимических поисков обусловило возрастание количества выявляемых аномалий. Но оценка перспектив изученных площадей все еще недостаточно надежна и может быть дана лишь дифференцированно по отношению к определенным типам оруденения в зависимости от ландшафтно-геоморфологических условий на участках ведения поисков. Месторождения по выявляемости геохимическими методами ранжируются на три категории (табл. 80). Сопоставив оптимальные размеры ореолов, представленные в табл. 80, с масштабом проведенного пробоотбора, достаточно определенно можно сказать о неудовлетворительном опoisковании большей части площадей региона в отношении малококонтрастных золотокварцевых, кварц-шеелитовых, кварц-вольфрамитовых, шеелитовых, фтор-редкометалльных и некоторых других типов месторождений.

Таблица 80

Группировка месторождений по размерам первичных ореолов

Ореолы	K	S	I	Тип месторождения
Контрастные N=3/4a	I	>1,0	200	Колчеданно-полиметаллические, серно-колчеданные, молибден-вольфрамовые, кварц-молибденитовые (с флюоритом), апатитовые (ошурковский тип), фосфоритовые
Среднекоконтрастные N=1/2;-1/5a	II	0,5—1,0, иногда больше	10—20 до 200	Кварц-молибденитовые, фтор-редкометалльные, флюоритовые, скарно-вые железорудные, свинцово-цинковые в известняках
Малококонтрастные N=1/5;-1/100a	III	0,05	20	Кварц-касситеритовые, золотокварцевые, золотосульфидные, кварц-вольфрамитовые, кварц-шеелитовые, жильные месторождения других типов

Примечание. K — категория выявляемости месторождений; S — размеры ореолов, км²; I — минимальный шаг пробоотбора, м; a — удлинение ореолов; N — ширина ореола, приведенная к удлинению.

Этап разбраковки вторичных ореолов. Задача этого этапа — определить тип возможного оруденения и его масштабы на основе анализа суммы геохимических, геологических и ландшафтно-геоморфологических признаков.

Тип оруденения определяется при сравнении качественного состава изучаемой аномалии с ореолообразующей ассоциацией эталонных объектов (табл. 81), а также некоторых специфических корреляционных отношений элементов (например, цинк — свинец,

Состав первичных ореолов месторождений складчатых областей

Месторождения	Элементы (максимальные кларки концентрации)	
	главные ореолообразующие	сопутствующие
Колчеданно-полиметаллические каледонские	Zn, Pb; Ag (100), As (500), Ba (50)	Sb (500), Tl (30), Mn (10), Cu (2—3)
рифейские	Zn, Pb; Ag (100), Cu (50)	As (500), Ge (5)
Серно-колчеданные	Cu, Co (5)	Mn (5), Ti (3)
То же, тип Зангоды	Pb, Co (20), Zn (15), Cu (50), As (500), Ag (5)	Bi (1000), Mo (100), Sn (70), W (100), Ge (3)
Магнетитовые		
скарновые	Cu, Zn (15), Mn (1—10), Co, P (2—3)	Mo, W, Ag (10), As (300), Pb (5), Sn, Ba, Ge, V (3), B, Bi
водно-силикатные	Cu (10), Co, P (3), Mn (5)	Zn, V (10), Mo (3), Ag (5)
Свинцово-цинковые гидротермальные	Pb, Zn; Ag (100)	As (100), Sb (500), Cu (10), Sn (5)
скарновые	Pb, Zn; Ag (100), As, Cu (5)	Bi (1000), Sb (500), Mo, W, F (10), Sn (5)
Молибден-вольфрамовые	Mo, W; Bi (100 000), F, Rb (50), Cs, Pb, Zn, Ag (10), Li (70), Be	Sb (500), Sn (20), Tl, Cu (10), Ba, P, Ge, Sc (2—3)
Молибденовые	Mo (100), F (10)	Pb, Zn, Sn, Li (5), Be (3), As (100)
Кварц-вольфрамитовые	W; Rb, Li, Mo (10), F (20)	Pb, Zn, Cu, Be, P (5), Cs (10)
Кварц-шеелитовые	W; Rb, Zn, F (10), Ag (100)	Sb (500), Cu (5), Mo (2)
Фтор-редкометалльные	Be, F; Mo (100), Pb, Zn, Rb (5)	Th, Y, Ag, Ce (10), Ba, Ge, Cs (3), Yb, As, Sn
Касситерит-сульфидные	Sn, F (20), As, B	Cu, Zn (5), Bi
Редкоземельные	Nb, TR, Zr, Th (100), F (10)	P, Ba, Cs, Li (10), Be (5)
Золотокварцевые	Au, Pb, Zn (5), Ag (100)	Pb, Zn (3)
Кварц-флюоритовые	F	Cu (5), As, Te
Апатитовые (магматические)	P, Ti (5), Ba, F, Sr (3)	Mo, Be, Ba, Sn, Nb (3)
		Pb, Zn (3—4)

цинк — медь и др.). В последнем случае возможен расчет вероятностей предполагаемого типа оруденения по формуле

$$R = 1/n \sum_{i=1}^n (r_1 + r_2 + \dots + r_n),$$

где R — вероятность предполагаемого типа оруденения; r_1, r_2, \dots, r_n — частоты отношений содержаний элементов в ореоле. Так, для серно-колчеданных месторождений (тип Зангоды) отношение содержаний цинк — свинец от единицы и менее встречается с частотой 63%, в то же время на колчеданно-полиметаллических — 23%, скарновых железорудных — 8%. Суммируя частоты, мы можем рассчитать общую вероятность появления того или иного типа

оруденения. Значения индикаторных отношений содержания элементов и их частости для различных месторождений приведены в табл. 82. Диагностика возможна также по интенсивности аномалий и соотношению размеров ореолов отдельных элементов [12].

Так как значительная часть месторождений сопровождается широкими ореолами пиритизации, для их опознания могут быть привлечены данные об элементах-примесях и изотопном составе сульфидной серы. В частности, сера из ореолов молибденовых и вольфрамовых месторождений джидинского типа близка к троилитовой фазе метеоритов. Аналогичную серу имеют пирротины сульфидных медно-никелевых месторождений, связанных с базитовыми комплексами. Специфичен изотопный состав серы пиритов из черносланцевых толщ, руд колчеданно-полиметаллических и других месторождений.

Все ореолы после такого анализа делятся на потенциально рудные, безрудные (породные, сформировавшиеся на различных геохимических барьерах) и неясной природы. Состав ореолов, связанный с некоторыми безрудными метасоматитами, представлен в табл. 83.

Комплекс анализируемых элементов, особенно на ранних стадиях геохимических поисков, в регионе был неполным. Это приводило к обеднению состава и пропуску аномалий, образующих небольшие по размерам ореолы (сурьма, вольфрам, германий) с низкой чувствительностью определения (висмут, вольфрам, мышьяк, сурьма) или требующих специального анализа (золото, фтор, бор, ртуть, рубидий, цезий).

В силу указанных причин, а также отсутствия геохимических данных о промышленных и непромышленных типах месторождений разбраковка аномалий велась и ведется на основе неполной и недостаточно надежной исходной информации. Это значительно снижает и нейтрализует возможности геохимических критериев.

На этапе оценки аномалий, когда исключается неопределенность, связанная с условиями гипергенеза, принадлежность ореолов к конкретным типам оруденения можно оценить более уверенно. Задача сводится в основном к определению уровня среза ореола, его положения относительно рудного тела. Решение основано на явлении зонального распределения элементов и минералов, которое выражается в преимущественном накоплении или уменьшении их концентрации в вертикальном, горизонтальном сечении и изменении корреляционных отношений в различных частях ореолов [171, 173]. Следует иметь в виду, что последнее не всегда связано с зональностью. Менее четко и не всегда зональность выражается изменением силы корреляционных связей между элементами. Л. Н. Овчинников и С. В. Григорян [140] по результатам изучения большой группы месторождений выделили следующий эмпирический ряд распределения элементов в эндогенных ореолах (сверху вниз): $Ba - (Sb, As^1, Hg) - Cu^1 - Cd - Ag - Pb - Zn - Sn^1 - Au - Cu^2 - Bi - Ni - Co - Mo - U - Sn^2 - As - Be - W$.

Отношения содержаний элементов в

Месторождения	Zn/Pb					
	<0,5	0,5-1	1,1-5	5,1-10	10,1-50	>50
Магнетитовые						
скарновые	3	5	26	42	21	3
водно-силикатные			18	66	14	2
Колчеданно-полиметаллические	4	19	49	18	9	1
Колчеданные (тип Зангоды)	28	35	28	8	1	
Свинцово-цинковые	14	15	46	14	9	2
Сульфидно-гюбнеритовые	4	8	61	22	5	
Кварц-шеелитовые	23	29	28	14	4	2
Фтор-редкометалльные	7	14	57	15	6	1

Для рассматриваемого региона этот ряд дополняется фтором, бором и редкими щелочами (Rb, Cs, Li), которые в большинстве случаев представляют собой элементы надрудных зон. Для определения уровня эрозионного среза ореола рекомендуется рассчитывать отношение содержаний (продуктивностей) элементов надрудных и подрудных зон [12, 55]. Выбор таких элементов производится исходя из результатов изучения ореолов эталонных месторождений или из приведенного выше ряда зональности. Для усиления слабых ореолов некоторые исследователи рекомендуют суммирование (аддитивные ореолы) или перемножение (мультипликативные ореолы) содержаний элементов в каждой пробе [55]. Таким способом увеличиваются размеры их и выявляется эпицентр аномалии. С. В. Григорян также установил, что зональность таких ореолов по сравнению с моноэлементными более стабильна.

Предложенные методики не могут быть использованы для оценки уровня среза аномалии молибденовых месторождений. Из нескольких десятков изученных гидротермальных молибденовых месторождений и рудопроявлений ни в одном случае не установлено, чтобы молибденит тесно ассоциировал с какими-либо другими (исключая пирит) рудными минералами, а молибденитсодержащие прожилки сменялись по простирацию или падению прожилками иного состава. Оруденение представлено «сухими»

Таблица 83

Состав первичных ореолов безрудных метасоматитов

Метасоматит	Ореол
Грейзен слюдяной	Be, Sn, Li, Mo, Pb, Rb, F
Скарн гранат-пироксеновый	Cu, Mn, Mo, Zn
Альбитит	Be, Nb, Sn

первичных ореолах и их частости, %

	Zn/Cu						Pb/Cu					
	<0,5	0,5-1	1,1-5	5,1-10	10,1-50	>50	<0,1	0,1-0,5	0,5-1	1,1-5	5,1-10	10,1-50
6	21	38	15	14	6	8	56	14	12	5	4	1
12	30	44	10	4	2	14	64	13	9			
	1	7	18	44	30		3	5	23	25	34	10
16	17	40	17	10		4	13	18	30	20	13	2
2	3	8	18	36	33		3	5	18	21	37	16
14	25	52	8	1		3	58	23	14	2		
5	12	39	20	16	8	2	4	10	32	37	11	4
3	16	34	30	14	3	2	19	25	37	8	7	1

молибденитовыми или кварц-молибденитовыми прожилками. Парагенезис с молибденитом обычно кварц, реже пирит и флюорит. Распределение продуктов последующих стадий минералообразования контролируется зонами проницаемости, возникшими как на ранних, так и на поздних этапах. В этих случаях единственным индикатором возможного оруденения является молибден, который образует протяженные аномалии, а аномальные концентрации других элементов фиксируют зоны проявления сопутствующей минерализации, не имеющей практического значения.

При расчете коэффициентов зональности аномалий, связанных с полистадийным оруденением, необходимо предварительное расчленение выборки на составляющие различных стадий. Парагенезис ассоциации элементов ряда таких месторождений свидетельствует о сложности интерпретации аномалий (табл. 84). Многообразие комбинаций пространственного сочетания продуктов минералообразования различных стадий предопределяет необходимость индивидуального подхода к оценке каждой конкретной геохимической аномалии.

Оценка надежности проведенных геохимических исследований, связанная с выявлением всех возможных эпицентров и оптимального шага пробоотбора при поисках месторождений и конкретных рудных тел, может быть рассчитана по формуле $M=N/n$, где M — шаг пробоотбора, N — ширина ореола, n — необходимое достоверное количество аномальных точек в ореоле. Последняя величина эмпирически принимается равной трем или пяти. В случаях, когда на месторождениях рудные тела образуют ореолы шириной до 10—15 м, шаг пробоотбора не должен превышать 2—5 м, при ширине ореолов более 100 м он без ущерба для качества может быть увеличен до 20—30 м. Значения величины N и минимальный шаг пробоотбора при поисках различных типов месторождений приведены в табл. 80.

Парагенетические ассоциации элементов полистадийных месторождений

Этап минералообразования	Ореолообразующие элементы
<i>Молибден-вольфрамовые (гидротермальные)</i>	
Предрудный (грейзеновый)	Mo, W, F, Li, Rb, Cs, Be, Sn
Молибденовый	Mo, F, Be, Bi
Вольфрамовый	W, F, Be, Bi, Li, Rb, Cs, Zn, Pb, Cu, Sn, As
Полиметаллический	F, Zn, Pb, Cu, As, Sb
Пострудный	F
<i>Молибденовые гидротермальные</i>	
Предрудный (грейзеновый)	Mo, F, Li, Rb, Cs, Be, Sn
Молибденовый	Mo, F
Полиметаллический	Zn, Pb, As, Cu, Bi, (F)
<i>Молибденовые скарновые</i>	
Предрудный (скарновый)	Mo, W, Mn, Cu
Молибденовый	Mo
Полиметаллический	Zn, Pb, Cu, Bi
<i>Флюорит-фенакит-берtrandитовые</i>	
Предрудный	Be, F, TR, Sn, Rb, Cs, Li, Mn, B
Продуктивный	Be, F, TR, Th
Полиметаллический	F, Zn, Pb, Mo, As, Sn,
Пострудный	F
<i>Касситерит-силикатно-сульфидные</i>	
Предрудный	B, Sn, Zn
Продуктивный	Sn, B, As, Cu, W, Bi
Полиметаллический	Zn, Pb, Sn, Cu, Ag
<i>Железорудные скарновые</i>	
Предрудный (скарновый)	Mn, Ba, B, W, Mo, Sn
Продуктивный	Mn, Zn, Co, V, P, Ge
Полиметаллический	Zn, Cu, Pb, Ag, Bi, As

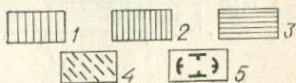
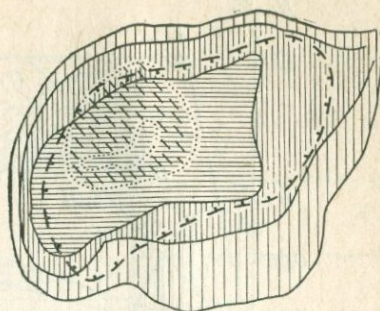
Этому этапу геохимических поисков также присущи свои недостатки. В частности, диагностика оруденения осложняется неравноценной и в целом недостаточной изученностью непромышленных объектов. Формирование параметров первичных ореолов обусловлено взаимодействием нескольких процессов. Оно связано со строением дорудного геохимического поля, перераспределением и частичной ассимиляцией элементов вмещающих пород, наложением и разобщением концентраций элементов в результате полистадийности рудо- и ореолообразующего процесса и их поздних метаморфических преобразований.

В зоне воздействия экзогенных процессов четко проявлены две тенденции. С одной стороны, в результате выветривания происходит вынос поверхностными водами ряда легкоподвижных элементов

Рис. 37. Соотношение первичного и вторичного (литохимического) ореолов молибдена на Жарчихинском месторождении.

1—3 — концентрации молибдена в первичном ореоле, %: 0,0005—0,001 (1), 0,001—0,01 (2) и более 0,01 (3); 4 — площадь вторичного литохимического ореола; 5 — граница рудоносной структуры.

По данным А. Ю. Зяблицева.



(рис. 37), особенно таких, как цинк, медь, бор, молибден [19, 214]. При этом еще до стадии механической дезинтеграции пород концентрации элементов в верхних частях ореолов иногда уменьшается на порядок. С другой стороны, на фоне уменьшения контрастности ореолов

происходит увеличение площади их распространения в основном к подножию склонов и в области дренажа грунтовых вод [136]. Вместе с тем характер и степень гипергенного изменения эндогенных ореолов и оруденения учитываются не всегда, что приводит нередко к нерациональному заложению горных выработок и пропуску рудных тел.

Оценка рудопроявлений. Как известно, у многих групп месторождений есть некоторые общие, в частности минералогические и геохимические, признаки. Поэтому выявление рудной минерализации часто на первых этапах не снимает неопределенности относительно ее формационного типа. Имеются примеры, когда рудопроявления и даже месторождения относились к совершенно иному типу оруденения. На начальной стадии поисковых работ, как правило, выявляются прожилки и жильная минерализация с сульфидами железа, свинца, цинка, меди или зоны флюоритизированных пород, столь обычные для различных месторождений. Решение этой задачи возможно несколькими путями, например с помощью геохимических особенностей минералов (рис. 38—42).

В гл. 3 в таблицах приведены средние значения концентраций элементов-примесей в наиболее распространенных сульфидах различных месторождений. Сравнивая с ними результаты анализов минералов изучаемого объекта, можно с определенной долей уверенности проводить диагностику. В частности, состав и уровень содержания элементов-примесей минералов из руд и околорудно-измененных пород во многих случаях служат показателем принадлежности оруденения к определенному типу месторождений и указывают положение среза рудного тела. Например, высокая висмутонность галенитов и индиенность сфалеритов — существенный признак вольфрамового оруденения; низкие содержания кадмия в сфалерите характерны для колчеданно-полиметаллических и скарновых железорудных месторождений; высокая кобальтоносность пирита типична для железорудных и некоторых серно-

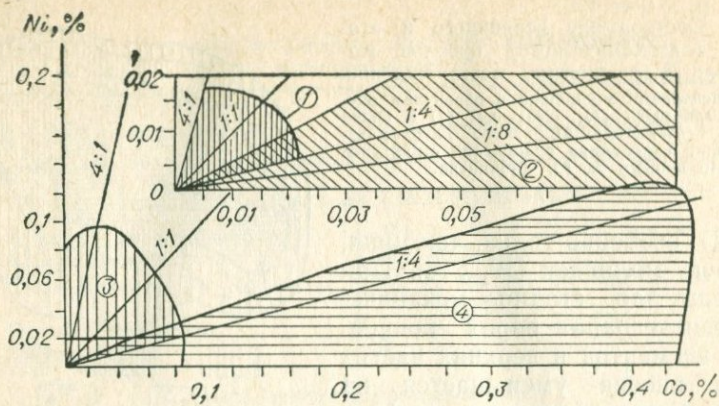


Рис. 38. Поля концентраций кобальта и никеля в пиритах месторождений различных формационных типов.

1 — колчеданные свинцово-цинковые; 2 — молибденовые и вольфрамовые; 3 — серно-колчеданные и черносланцевые толщи; 4 — железорудные скарновые, водно-силикатные месторождения.

колчеданных залежей. По мере удаления от эпицентра минерализации на вольфрамовых месторождениях уменьшаются концентрации висмута в галените, возрастает роль блеклых руд, сурьмы и мышьяка.

С помощью табл. 85 и 86, содержащих данные о распределении элементов-примесей по классам содержаний, по формуле

$$R = 1/n \sum^n (r_1 + r_2 + \dots + r_n)$$

Таблица 85

Распределение элементов-примесей в пиритах по классам содержаний (г/т) и их частости (%)

Месторождения	Co					Ni		
	<50	50-100	100-500	500-1000	>1000	<50	50-100	>100
Колчеданно-полиметаллические	15	64	18	3		20	56	24
Серно-колчеданные	13	17	52	13	5	7	9	84
Железорудные скарновые	5	10	31	34	20	72	17	11
водно-силикатные			19	31	50	21	22	57
Свинцово-цинковые	10	15	70	5		40	40	20
Вольфрамовые	8	18	68	6		68	17	17
Молибденовые	13	21	53	10	3	82	10	8
Фтор-редкометалльные	30	60	10			40	40	20
Золото кварцевые			44	42	14	28	44	28
Оруденение в базитах			4	4	92		12	88

Примечание. По оруденению в базитах и ультрабазитах привлечены данные [207].

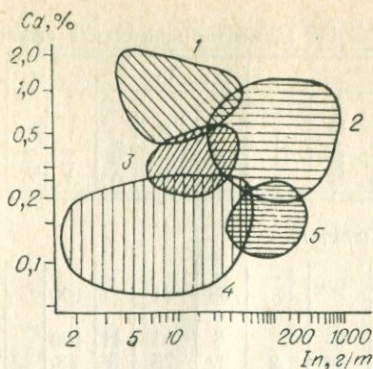
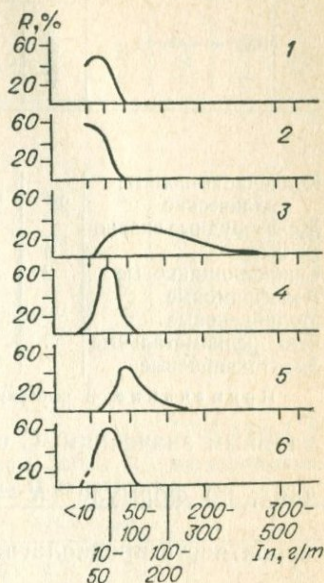


Рис. 39. Поля концентраций кадмия и индия в сфалеритах колчеданно-полиметаллических (4), железорудных (5), свинцово-цинковых (3), вольфрамовых (2) и фтор-редкометалльных (1) месторождений.

Рис. 40. Распределение индия в сфалеритах месторождений различных типов по классам содержания и их частости (R).

1 — золоторудные (плутоногенные); 2 — фтор-редкометалльные; 3 — молибден-вольфрамовые; 4 — свинцово-цинковые в карбонатных породах; 5 — железорудные скарновые; 6 — колчеданные свинцово-цинковые месторождения.



определяется вероятность формационной принадлежности минерализации. Выделив тяжелую фракцию из протолок, взятых в первичном ореоле, а затем анализируя минералы, получим аналогичный результат. Переводя табличные данные на графики, можно составить номограммы, количественно оценивающие вероятность заданных гипотез.

Предварительная диагностика возможна при сравнении отношения содержаний некоторых элементов в рудах, например Zn/Pb , Zn/Cu (см. табл. 81).

Для большинства случаев оказываются полезными данные по изотопному составу серы и свинца рудных минералов. В частности, сульфидная сера молибден-вольфрамовых, сульфидных медно-никелевых месторождений гомогенна и близка к метеоритному стандарту. Такие же величины характерны для руд медно-молибденовых месторождений соседних регионов и ряда проявлений рассматриваемой площади. На железорудных месторождениях сульфидная сера значительно обогащена тяжелым изотопом, а для седиментогенных образований морских бассейнов она близка к составу эвапоритов. Формация колчеданно-полиметаллических руд гетерогенна, изотопный состав серы утяжелен, диапазон ее вариаций широк. В отличие от них колчеданная минерализация осадочного генезиса, тесно связанная с черносланцевыми толщами, обычно имеет более легкий изотопный состав. В табл. 87 представлена ранжировка изотопного состава серы и их частостей по интер-

Распределение элементов-примесей в сфалеритах и

Месторождения	Cd					In			Ga		Ge	
	<1000	1000-2000	2000-3000	3000-7000	>7000	<10	10-100	>100	<10	>10	<10	>10
<i>Сфалериты</i>												
Колчеданно-полиметаллические	22	60	18			39	61		100		71	29
Железорудные скарновые	5	60	25	10		6	53	41	100		100	
Свинцово-цинковые	2	9	39	48	2	22	75	3	78	22	93	7
Вольфрамовые			6	49	45	3	38	59	82	18	100	
Молибденовые		14	14	44	28	20	47	33	90	10	100	
Фтор-редкометалльные				36	64	58	42		100		50	50
Золотокварцевые	20	40	40			59	41	75	25	100		

Примечание. В выборку по вольфрамовым месторождениям не включены кварцевальным значениям. С ее помощью, как и в описанных выше случаях, по формуле $R = 1/n \sum_{i=1}^n (r_1 + r_2 + \dots + r_n)$ рассчитывается вероятность предполагаемого оруденения.

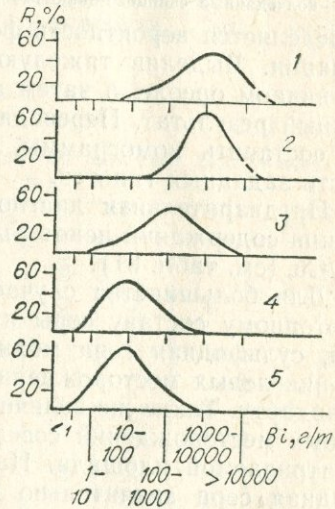
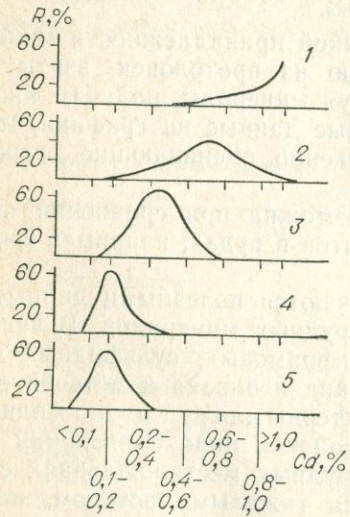


Рис. 41. Распределение кадмия в сфалеритах месторождений различных типов по классам содержаний и их частости (R).

Рис. 42. Распределение висмута в галенитах месторождений различных типов по классам содержаний и их частости (R).

1 — фтор-редкометалльные; 2 — молибден-вольфрамовые и кварц-вольфрамитовые; 3 — свинцово-цинковые; 4 — железорудные скарновые; 5 — колчеданные свинцово-цинковые месторождения.

1 — молибден-вольфрамовые и кварц-вольфрамитовые; 2 — фтор-редкометалльные; 3 — золоторудные плутоногенные; 4 — колчеданные свинцово-цинковые; 5 — свинцово-цинковые в карбонатных толщах месторождения.

галенитах по классам содержаний (г/т) и их частости (%)

	Bi					In		Tl			Sn		
	<10	10-100	100-1000	1000-5000	5000	<10	>10	<10	10-100	>100	<10	10-50	>50
<i>Галениты</i>													
26	45	24	5			100		50	44	6	85	15	
10	60	20	10			30	70	86	14		76	12	12
25	54	18	3			82	18	93	7		52	30	18
4	8	12	14	62		63	37	67	31	6	100		
		27	46	27		100		30	55	15	100		
			55	45		91	9	20	30	50	67	33	
13	18	36	18	15		69	31				86	14	

шеелитовый и скарново-шеелитовый типы.

Таблица 87

Распределение изотопного состава сульфидной серы ($\delta^{34}S$, ‰) месторождений и рудопроявлений по классам содержаний и их частости, %

Типы месторождений	n	$\delta^{34}S$, ‰ (от - до)									
		<(-6)	-6	-2	+2	+6	+10	+14	+18	+22	>(+22)
Колчеданно-полиметаллические	190			2	6	23	31	21	9	8	
Серио-колчеданные	102	6	22	50	17	5					
Железорудные скарновые	51			16	50	32	2				
водно-силикатные	19			5	16	48	16	10	5		
Медно-никелевые	60		1	91	8						
Свинцово-цинковые	85		2	16	41	27	12	1	1		
Вольфрамовые палеозойские	11			9	73	18					
Молибден-вольфрамовые	67		7	63	28	2					
Молибденовые											
1	72		5	80	15						
2	95			6	50	37	7				
Молибденово-медные	42		12	74	14						
Фтор-редкометалльные	53			4	41	36	11	8			
Золоторудные плутоногенные	71			8	64	25	3				
метаморфогенно-гидротермальные	43			2	16	53	25	2		2	
субвулканические	70			74	7	4	1				
Флюоритовые	53	6	12	63	25						

Примечание. Молибденовые месторождения: 1 — областей тектономагматической активизации и зон глубинных разломов, 2 — орогенных этапов (домезозойские).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили выявить следующие основные геохимические особенности в формировании и размещении эндогенного оруденения в полициклических складчатых областях:

1. Состав и масштабы эндогенного оруденения наряду с известными закономерностями, обусловленными конкретными геолого-структурными условиями в участках их становления, в значительной мере определяются соотношением мантийных и коровых источников рудного вещества и флюидов, чем и объясняется установленная зависимость от степени зрелости складчатых областей и количества тектономагматических циклов.

2. Металлогеническая специализация каждого конкретного геотектонического цикла определялась типом субстрата, в котором происходили процессы магматизма и рудообразования. Существенно континентальный тип коры начиная с палеозоя обусловил наибольшее проявление литофильных элементов, тогда как в докембрии и частично в нижнем палеозое наряду с литофильными не меньшее значение имели медь, никель, свинец, цинк, хром, титан, золото, железо.

3. Интенсивность и экстенсивность месторождений литофильных элементов возрастали от древних этапов к молодым. Одновременно усложнялся геохимический спектр руд и метасоматических образований, резко ослабевали сидерофильные и халькофильные тенденции.

4. В эндогенном оруденении большинства типов происходила закономерная смена формационных и минеральных типов, отчетливо проявляющаяся в ассоциациях элементов геохимических полей. Увеличивалась сложность состава руд, возрастала роль калия, редких щелочей и особенно фтора.

5. Эволюция эндогенного оруденения все же прослеживается не столь отчетливо, как это можно было бы ожидать в случае последовательной и непрерывной сиалитизации коры. Значительно ниже возможного градиент накопления редких элементов в молодых гранитоидных комплексах по сравнению с древними. Значе-

ния первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в многочисленных массивах гранитов свидетельствуют о том, что очаги магмообразования не вовлекали в свою сферу значительных объемов сиалитизированного субстрата. Этим объясняются также пониженные μ_0 рудных свинцов, что говорит о широком развитии в участках возникновения магматического очага пород основного состава.

6. В качестве осложняющего фактора в эволюционном развитии выступают процессы тектономагматической активизации консолидированных структур. Специфика их заключается в проникновении вдоль глубинных разломов потоков ювенильного вещества с высокой концентрацией летучих (серы, фтора) и щелочей, обусловивших вынос ряда рудных компонентов (молибден, ртуть). Взаимодействие их с породами коры вызвало экстракцию специфического комплекса элементов (вольфрам, молибден, бериллий, олово, свинец). Глубинная природа флюидов подчеркивается приуроченностью к зонам глубокого заложения, нередко дискордантных к общему направлению геологических структур, фиксируемых телами базитов, ультрабазитов, линейными физическими полями, а также однородным и близким к метеоритному уровню составом сульфидной серы. Кроме сульфидных медно-никелевых и редкометальных месторождений (связанных с щелочно-габброидными и щелочно-ультраосновными комплексами) выделяются еще четыре группы эндогенных образований. Это месторождения золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой формаций, эпитеpmальные золоторудные (балейский тип) и флюоритовые месторождения, месторождения молибдена, вольфрама и олова, возникших под влиянием процессов интенсивной дегазации по зонам глубинных разломов.

7. Поля экстенсивности золотого оруденения (исключая минерализацию в черносланцевых толщах) большей частью концентрируются вдоль зон, трассируемых интрузивными телами базитов и ультрабазитов, полями вулканитов основного состава. Связь их с этими породами подчеркивается и изотопным составом серы, близким к метеоритному, рудным свинцом, отличающимся бедностью радиогенными изотопами. Модальные точки состава последнего ложатся обычно вдоль линии развития свинцов нижнекорового и мантийного источников.

8. Вещество молибденовых, вольфрамовых, редкометальных, редкоземельных проявлений, связываемых с гранитоидами орогенных этапов, имеет существенно коровое происхождение, фиксируемое данными изотопного состава серы и рудного свинца. Эпицентры экстенсивности проявления их расположены обычно за пределами осевых зон глубинных разломов. Эти проявления, в отличие от рассмотренной выше группы, представляют собой обычно геохимически мало контрастные объекты.

9. Выделяются три категории площадей, отражающие условия формирования эндогенного оруденения — области корового, смешанного и существенно ювенильного источника серы. Первые охватывают территорию осадочного чехла Сибирской платформы и

участки складчатых областей, на которых широко развиты геосинклинальные отложения. Значения $\delta^{34}\text{S}$ их обычно более 10‰. Вторая категория включает эндогенные образования орогенных этапов развития складчатых областей. Сера в них более гомогенна, средние значения $\delta^{34}\text{S}$ составляют 5—7‰. Она является продуктом смешения ювенильного и корового источников. И наконец, третья группа объектов концентрируется вдоль узких линейно вытянутых структур, представляющих участки тектономагматической активизации консолидированных областей и зоны глубокой проницаемости. На них нанизываются точки рудных объектов различных формационных типов, имеющих однородный и близкий к метеоритному уровню состав серы. Круг таких месторождений весьма широк, а время формирования охватывает период от протерозоя до мезозоя. Состав и строение геохимического поля, комплекс полезных ископаемых каждой из этих зон специфичны.

10. По величине изотопных отношений в рудных свинцах картируются несущие определенную металлогеническую нагрузку зоны, выраженные также и в параметрах геохимических полей. Контуры их определяют области максимального развития байкальской, каледонской, герцинской и киммерийской складчатости, последовательно причленявшихся к южному обрамлению Сибирской платформы, конкретизируют и корректируют, таким образом, площади поисков определенных типов полезных ископаемых.

11. Осуществление локального прогноза возможно с помощью геохимических паспортов, составленных для оруденений различных минеральных, генетических и формационных типов. Они включают данные о составе, структуре геохимических полей, элементов-примесей и их индикаторных отношениях в минералах, рудах, метасоматитах, о составе изотопов серы и рудного свинца.

Существующие в настоящее время трудности в оценке аномалий и рудопроявлений, отсутствие критериев регионального геохимического прогноза оруденения для складчатых областей, которые непосредственно сказываются на эффективности поисков, определяют задачи внедрения полученных результатов в практику геохимических поисков и разработку мероприятий, направленных на увеличение их разрешающей способности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Д. Н. Эволюция рудогенеза в истории развития геологических формаций (Забайкалье).— В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Чита, 1968, с. 6—8.
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, с. 120—121.
3. Амшинский Н. Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов. Новосибирск: изд. СНИИГГИМС, 1973. 200 с.
4. Андреев Г. В., Рипп Г. С., Галабурда С. Г. Колчеданные месторождения Западного Забайкалья.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 332—338.
5. Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 9. Улан-Удэ, 1965, с. 3—21.
6. Архипчук Р. З. Вертикальная минералого-геохимическая зональность флюоритовых месторождений Западного Забайкалья и оценка величины их эрозийного среза.— В кн.: Повышение эффективности геохимических поисков на территории притрассовой полосы БАМ. (Тезисы докладов). Улан-Удэ, 1977, с. 42—43.
7. Архипчук Р. З., Росихина А. И. Условия формирования флюоритовой минерализации Западного Забайкалья по данным минералотермометрии.— Геол. рудных месторожд., 1969, № 5, с. 110—113.
8. Балашов Ю. А. О сопряженности корового и мантийного магматизма.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 4, с. 969—971.
9. Балашов Ю. А. Эволюция изотопной неоднородности верхней мантии Земли.— Геохимия, 1979, № 12, с. 1767—1873.
10. Балашов Ю. А. Источники гранитоидных магм.— В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала. (Тезисы докладов). Свердловск, 1981, с. 4—5.
11. Барсуков В. Л. О проблеме источника рудного вещества гидротермальных месторождений.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 21—29.
12. Барсуков В. Л., Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 317 с.
13. Барсуков В. Л., Рябчиков И. Д. Об источнике рудного вещества.— Геохимия, 1980, № 10, с. 1439—1449.
14. Батурина Е. Е., Рипп Г. С., Пак А. С. и др. Минералого-геохимические и структурно-морфологические особенности вольфрамовой минерализации Бурятии.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1975, с. 36—45.
15. Баумштейн Р. А., Грабелюк Р. В. Основные особенности состава и строения первичных ореолов золоторудных месторождений.— В кн.: Геология

- рудных полезных ископаемых Забайкалья и смежных территорий. (Тезисы докладов). Чита, 1981, с. 133—135.
16. **Белевцев Я. Н.** Об источнике рудообразующих веществ эндогенных месторождений.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Метаморфизм и метасоматоз. Кн. 1. М., 1972, с. 419—430.
 17. **Беличенко В. Г.** Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 205 с.
 18. **Белоголовов В. Ф., Рипп Г. С.** Некоторые данные по распределению элементов в первичных ореолах рассеяния колчеданно-полиметаллических месторождений Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ: Бургиз, 1967, с. 386—392.
 19. **Белоголовов В. Ф., Рипп Г. С., Кузьмин В. С. и др.** К вопросу о низкой контрастности вторичных ореолов и несоответствии их элементного состава с первичными ореолами.— В кн.: Материалы II сессии Сибирской секции СГПМ. Ч. I. Улан-Удэ, 1972, с. 64—68.
 20. **Брандт С. Б., Бухаров А. А., Лепин В. С. и др.** О низких начальных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для молодых комагматических серий пород.— В кн.: VII симпозиум по геохимии магматических пород. (Тезисы докладов). М., 1981, с. 24—25.
 21. **Брандт С. Б., Бухаров А. А., Раклинский Э. И. и др.** Об абсолютном возрасте магматических комплексов Байкальского и Приморского хребтов (Западное Прибайкалье).— Сов. геология, 1978, № 3, с. 142—148.
 22. **Брандт С. Б., Грабкин О. В., Лепин В. С. и др.** К геохронологии западной части Алданского щита.— Сов. геология, 1981, № 3, с. 58—67.
 23. **Брандт С. Б., Санин Б. П., Фефелов Н. Н.** Свинцово-изотопные исследования при поисках рудных месторождений.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 32—38.
 24. **Брандт С. Б., Санин Б. П., Фефелов Н. Н.** О применимости свинцово-изотопных данных при изучении генезиса рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1980, № 3, с. 67—76.
 25. **Бровков Г. Н., Ли Л. В., Даценко В. М. и др.** Некоторые вопросы золотоносности черносланцевых толщ докембрия западного складчатого обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов и золота Сибири и Дальнего Востока. Чита, 1977, с. 117—118.
 26. **Бровков Г. Н., Ли Л. В., Мирошников А. Е. и др.** Стратиформное оруденение цветных металлов и золота Красноярского края.— В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 40—47.
 27. **Бровков Г. Н., Охакпин Н. А., Голышев А. И. и др.** Особенности изотопного состава серы свинцово-цинковых руд Енисейского кряжа.— Сов. геология, 1979, № 8, с. 50—58.
 28. **Булгатов А. Н.** Геосинклиналильные структуры и комплексы байкалид в области тектонотипа.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. X. Новосибирск: Наука, 1980, с. 30—37.
 29. **Булнаев К. Б.** Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.
 30. **Булнаев К. Б., Кавиладзе М. М.** Об изотопном составе и источнике серы пиритов Калангутуйского флюоритового месторождения (Вост. Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 4, с. 972—974.
 31. **Буряк В. А., Парада С. Г.** Особенности геохимических поисков по первичным ореолам золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа.— В кн.: Второй Международный симпозиум. (Тезисы докладов). Иркутск, 1981, с. 140—141.
 32. **Буряк В. А., Попов Н. П.** Геолого-геохимические особенности золотого оруденения Ленского золотоносного района.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений золота по первичным ореолам. Чита, 1973, с. 92—93.

33. Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Мезозойские щелочные гранитоиды Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 168 с.
34. Васильев Б. М., Васильева Н. Л., Григорьев Н. Г. и др. Применение комплекса минералого-геохимических и геофизических методов при поисках золоторудных месторождений в Юго-Восточном Забайкалье.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений золота по первичным ореолам. Чита, 1973, с. 103—105.
35. Василькова Н. Н., Соломкина С. Г. Типоморфные особенности флюорита и кварца. М.: Недра, 1965. 133 с.
36. Вахрушев В. А., Рипп Г. С., Кавиладзе М. Ш. Изотопный состав серы железорудных месторождений Восточной Сибири.— Геол. и геофиз., 1981, № 1, с. 74—82.
37. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
38. Виноградов А. П., Гриненко В. А. Причина значительной дисперсии изотопного состава осадочных сульфидов.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М.: Наука, 1964, с. 581—588.
39. Виноградов А. П., Чупахин М. С., Гриненко В. А. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов.— Геохимия, 1957, № 3, с. 183—186.
40. Волобуев М. И., Зыков С. И. Возраст и геохимические особенности свинцовых рудопроявлений Енисейского кряжа.— Геол. и геофиз., 1963, № 12, с. 22—34.
41. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. и др. Генетические особенности рудных месторождений по изотопам свинца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 92—99.
42. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. и др. Свинцово-изотопные провинции складчатых областей юга Сибири и их геологическое значение.— В кн.: Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981, с. 55—63.
43. Вороновский С. Н., Овчинникова Л. В. Термические модели занижения калий-аргоновых датировок.— В кн.: Изотопные методы измерений возраста в геологии. М.: Наука, 1979, с. 103—119.
44. Гамилтон Е. И. Прикладная геохронология. Л.: Недра, 1968. 256 с.
45. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия/Гинзбург А. И., Заболотная Н. Т., Куприянова И. Н. и др. М.: Недра, 1975. 248 с.
46. Генкин А. Д., Басалаева И. В., Добровольская М. Г. и др. Распределение кадмия, марганца, селена и изотопов серы в сосуществующих галените и сфалерите из свинцово-цинковых месторождений.— В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука, с. 5—40.
47. Геология месторождений редких элементов/Заболотная Н. Т., Куприянова И. Н., Новикова М. П. и др. М.: Недра, 1967. 191 с.
48. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. М.: Недра, 1977. 703 с.
49. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970. 261 с.
50. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 333 с.
51. Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука: 1977. 251 с.
52. Горбунов О. Д. Об ореолах первого порядка.— В кн.: Первичные ореолы и их использование при поисках и разведке рудных месторождений. Л., 1969, с. 18—20.
53. Гордиенко И. В. Средне-верхнепалеозойский внегеосинклинальный магматизм Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. М.: Наука, 1976, с. 82—90.
54. Григорян С. В., Резников И. Н. О некоторых актуальных вопросах изучения и практического использования первичных ореолов.— В кн.: Лито

- геохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: изд. ИМГРЭ, 1972, с. 5—7.
55. Григорян С. В., Туманян В. С. К методике обнаружения и интерпретации геохимических аномалий.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. II. Иркутск, 1971, с. 109—113.
 56. Гриненко Л. Н., Андреева М. Г., Гаврилов А. М. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов золоторудных месторождений Балеянского района (Восточное Забайкалье).— Геохимия, 1965, № 3, с. 325—336.
 57. Гриненко Л. Н., Артеменко В. М., Пономарев В. Г. Соотношение изотопов серы в рудах и породах Горевского свинцово-цинкового месторождения.— В кн.: VII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. (Тезисы докладов). М.: изд. ГЕОХИ, 1978, с. 51—53.
 58. Гриненко Л. Н., Тарасов А. В. Распределение изотопов серы в системе сульфид — ангидрит — порода (экспериментальные данные).— В кн.: VII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. (Тезисы докладов). М.: изд. ГЕОХИ, 1978, с. 23—25.
 59. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.
 60. Гундобин Г. М., Петров Л. Л. Некоторые закономерности распределения фтора в породах надинтрузивных толщ.— В кн.: Ежегодник 1973. Новосибирск: Наука, 1974, с. 105—108.
 61. Гурулев С. А., Трунева М. Ф., Кавиладзе М. Ш. и др. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья в связи с процессами магматического замещения.— В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979, с. 125—135.
 62. Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1965. 286 с.
 63. Дворкин-Самарский В. А., Каперская Ю. Н. Об исторической вертикальной зональности в распределении щелочей и редких элементов в гранитоидах Прибайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1969, с. 66—69.
 64. Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
 65. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье).— Геол. рудных месторожд., 1972, № 2, с. 3—22.
 66. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Шобогоров П. Ч. и др. Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения.— В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—43.
 67. Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. Н., Кренделев Ф. П. О математических принципах классификации предметов и явлений.— В кн.: Дискретный анализ. Вып. 7. Новосибирск, 1966, с. 3—15.
 68. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
 69. Додин А. А., Козубова Л. А., Павлова В. В. Магматизм южного складчатого обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969, с. 31—34.
 70. Дорошенко Ю. П. Сравнительный анализ термодинамического режима формирования флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья.— В кн.: Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., 1968, с. 79—81.
 71. Доу Б. Р., Зартман Р. Е., Стейси Дж. С. Общая теория плюмботектоники. М.: Наука, 1979. 48 с.
 72. Доу Б., Стейси Дж. Обзор исследований по применению изотопов свинца для решения проблем происхождения руд и оценка возможности поисков

- рудных месторождений.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 11—57.
73. **Еремин Н. И., Сергеева Н. Е., Кузнецова Т. П. и др.** Об изменении кобальт-никелевого отношения в притах колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 6, с. 1455—1458.
 74. **Есиков А. Д., Томсон И. Н., Константинов Р. М. и др.** Изотопный состав рудного свинца из разнотипных месторождений Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1965, № 7, с. 791—800.
 75. **Жалсабон Д., Лямина Н. А., Максимова Э. А. и др.** Магматические формации Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ: Бургиз, 1967, с. 68—74.
 76. **Жбанов Э. Ф.** Управление качеством и стандартизация геохимических методов поисков. Иркутск: изд. СибГЕОХИ, 1980. 55 с.
 77. **Загрузина И. А., Голубчина М. Н.** Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений СССР.— В кн.: VII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. (Тезисы докладов). М.: изд. ГЕОХИ, 1978, с. 241—242.
 78. **Загрузина И. А., Шергина Ю. П.** Источники рудного вещества и связь оруденения с магматизмом в свете изотопных данных.— В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. (Тезисы докладов). Новосибирск, 1981, с. 167—169.
 79. **Заири Н. М., Стрижев В. П.** Изотопный состав серы сульфидов Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения.— В кн.: Пятый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. (Тезисы докладов). М.: изд. ГЕОХИ, 1974, с. 120—121.
 80. **Заири Н. М., Шер С. Д., Стриженов В. П. и др.** Изотопный состав серы из зоны золотоносной сульфидной вкрапленности.— Сов. геология, 1977, № 1, с. 90—98.
 81. **Замараев С. М.** Краевые структуры Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.
 82. **Зыков С. И., Ступникова Н. И.** Достоверность изотопных изменений при геохимических исследованиях.— В кн.: Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979, с. 162—178.
 83. **Зыков С. И., Ступникова Н. И., Павленко А. С. и др.** Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского района и Енисейского кряжа.— Геохимия, 1961, № 7, с. 547—560.
 84. **Иванов В. В., Мейтв Г. М.** Геолого-геохимические исследования рудных провинций. М.: Недра, 1972. 288 с.
 85. **Иванова А. А.** Некоторые особенности формирования, размещения и перспективы поисков флюоритовых месторождений в Восточном Забайкалье.— В кн.: Закономерности размещения эндогенных рудных месторождений СССР. Л.: Недра, 1966, с. 146—162.
 86. **Иванова А. А.** Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1974. 207 с.
 87. **Изох Э. П.** Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.
 88. **Ицксон М. И.** Геохимические и металлогенические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР.— Сов. геология, 1964, № 11, с. 18—35.
 89. **Канасевич Э. Р.** Интерпретация и геологическое значение данных об изотопном составе свинца.— В кн.: Радиометрическое датирование. М.: Атомиздат, 1973, с. 116—169.
 90. **Канищев А. Д.** О возможных причинах региональной геохимической зональности Забайкалья.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 154—163.
 91. **Канищев А. Д., Менакер Г. И.** Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1971, № 1, с. 3—18.
 92. **Каперская Ю. Н., Рипп Г. С.** О содержании олова в магнетитах железоз-

- рудных месторождений Курбинского и Еравнинского районов Западного Забайкалья.— В кн.: Геохимия горных пород и руд Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980, с. 73—76.
93. Карпенко С. Ф., Тугаринов А. И., Гаврилова Л. К. Эволюция изотопного состава свинца горных пород в связи с дифференциацией вещества земной коры в ходе осадконакопления.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 241—243.
 94. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Забайкалье. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1976. 436 с.
 95. Китаев Н. А. Рудно-геохимическая зональность золотых месторождений Сибири.— В кн.: Второй международный симпозиум. Методы прикладной геохимии. (Тезисы докладов). Ч. I. Иркутск, 1981, с. 136—137.
 96. Козлов В. Д., Шеремет Е. М., Яновский В. М. Петролого-геохимические различия и вопросы генезиса внегосинклинальных мезозойских гранитоидов оловянно-вольфрамового и золото-молибденового поясов Забайкалья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 45—64.
 97. Комаров Ю. В. Схема нижнемезозойского магматизма Западно-Забайкальской подвижной зоны.— Геол. и геофиз., 1960, № 11, с. 3—12.
 98. Конев А. А. Некоторые проблемы происхождения и рудоносности щелочно-габброидной и нефелин-сиенит-щелочно-гранитоидной ассоциаций Забайкалья.— В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. (Тезисы докладов). Новосибирск, 1981, с. 249—250.
 99. Коплус А. В., Бороздин В. А., Бровчук И. Ф. и др. Формы нахождения ртути—важный геохимический индикатор локального прогноза флюоритового оруденения.— В кн.: Геология рудных полезных ископаемых Забайкалья и смежных территорий. (Тезисы докладов). Чита, 1981, с. 116—118.
 100. Коржинский А. Ф. Гидротермально измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1967. 432 с.
 101. Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Т. I. М.: Наука, 1972, с. 144—153.
 102. Кормилицын В. С. О новой колчеданной провинции в Западном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 4, с. 878—882.
 103. Кормилицын В. С., Синчук Ю. А., Тигунов Л. П. О новом свинцово-цинковом рудном поясе в Северо-Западном Прибайкалье.— Геол. рудных месторожд., 1966, № 2, с. 45—58.
 104. Корнев Т. Я., Даценко В. М. Эволюция магматизма Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна.— В кн.: Проблемы петрологии. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 382—384.
 105. Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974. 131 с.
 106. Корнева А. Р. Геология и геохимия Бом-Горхонского рудного узла (Зап. Забайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1976. 23 с.
 107. Корытов Ф. Я. О генетической связи флюоритового оруденения Забайкалья и других провинций с основным магматизмом.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XIV. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1971, с. 81—84.
 108. Косале Я. А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 240 с.
 109. Косале Я. А., Тынчинский А. А., Рипп Г. С. и др. Проблема источников рудного вещества редкометалльных и полиметаллических месторождений Западного Забайкалья (по изотопным данным).— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 91—107.
 110. Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структура ограничения древних платформ.— Геол. и геофиз., 1960, № 10, с. 42—49.
 111. Кочеткова К. В. Минералогия колчеданных свинцово-цинковых руд Озерного месторождения.— В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-

- цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 118—180.
112. Крылов Н. И., Горохов И. М., Кутявин Э. П. и др. Rb—Sr датирование полиметаморфических образований шарыжалгайской серии.— В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 80—94.
 113. Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М.: Наука, 1967, с. 275—303.
 114. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Формационный анализ рудных месторождений как основа научного прогнозирования.— В кн.: Основы научного прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 9—11.
 115. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I. М.: Наука, 1969, с. 7—20.
 116. Кузнецова Т. П., Коренкова Н. Г., Еремин Н. И. Особенности состава элементов-примесей в пирите Холоднинского месторождения.— В кн.: Особенности некоторых типоморфных минералов месторождений цветных и благородных металлов как показатели их генезиса. М., 1978, с. 64—70.
 117. Кузьмин И. Я., Клевцова И. Л. Некоторые закономерности размещения оловоносного оруденения Витимского плоскогорья и критерии его прогноза.— В кн.: Основы научного прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. (Тезисы докладов). Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 340—341.
 118. Куницын В. В., Баумштейн Р. А., Грабеликс Р. В. Основные особенности первичных геохимических ореолов золоторудных месторождений.— В кн.: Второй международный симпозиум. Ч. I. Методы прикладной геохимии. (Тезисы докладов). Иркутск, 1981, с. 113—114.
 119. Кушев В. Г. Байкальская горная область как пример древней зоны сочленения литосферных плит.— Геол. и геофиз., 1976, № 8, с. 11—25.
 120. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
 121. Летников Ф. А. Эволюция флюидных систем в эндогенных процессах.— В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 53—65.
 122. Летников Ф. А. Рудогенерирующая сущность процессов гранитизации и металлогения гранитоидных куполов.— В кн.: Металлогения докембрия. (Тезисы докладов). Иркутск, 1981, с. 63—64.
 123. Литвиновский Б. А. Роль мантийного вещества в формировании фанерозойских гранитоидных массивов Бурятского Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1978, № 2, с. 17—32.
 124. Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука. 1976. 142 с.
 125. Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н. Районы напряженного режима глубинных флюидов и их металлогеническое значение.— В кн.: VII симпозиум по геохимии магматических пород. (Тезисы докладов). М., 1981, с. 146—147.
 126. Малямин Н. Е., Китаев Н. А. Первичные ореолы близповерхностных месторождений восточной части СССР.— В кн.: Второй Международный симпозиум. Ч. I. Методы прикладной геохимии. (Тезисы докладов). Иркутск, 1981, с. 130—131.
 127. Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитина Л. П. Геологическая интерпретация калий-аргоновых возрастных значений по биотитам (на примере докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления).— Сов. геология, 1969, № 4, с. 22—35.
 128. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М.: Наука, 1974, с. 102—130.
 129. Мастюгин Л. А., Огородников В. Д. О геохимической зональности «гра-

- нитного слоя» Забайкалья.— Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1968, т. 4, № 1, с. 27—37.
130. Мауришин Е. С., Шабалин М. И. Литогеохимические поиски редкометалльных руд формаций кварцевых и полевошпатовых метасоматитов.— В кн.: Повышение эффективности геохимических поисков на территории притрасовой полосы БАМ. (Тезисы докладов). Улан-Удэ, 1977, с. 63—65.
131. Менакер Г. И. Офиолитовые пояса Прибайкалья и Забайкалья и их положение в структуре земной коры (по геофизическим данным).— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 1, с. 188—191.
132. Месторождения литофильных редких элементов. М.: Недра, 1980. 559 с.
133. Миркина С. Л., Жидков А. Я., Чухонин А. П. и др. Комплексное изотопно-геохимическое изучение пород и руд Холоднинского месторождения.— Геохимия, 1977, № 6, с. 854—862.
134. Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 207 с.
135. Морозов В. И. Интерпретация геохимических аномалий с целью выявления и оценки скрытого оруденения. М.: изд. ИМГРЭ, 1972, с. 62—64.
136. Моррис Х. Т., Ловеринг Г. С. Гипергенное и гидротермальное рассеяние тяжелых металлов в боковых породах близ рудных тел в районе Тинтин, Юта.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: ИЛ, 1954, с. 55—96.
137. Набоко С. И., Пилипенко Г. Ф., Виноградов В. И. Первые данные по изотопному составу серы в гидротермах Узона.— В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 189—191.
138. Нагейбауэр В. А., Китаев Н. А. Новые данные о первичных ореолах оруденения в Балейском грабене.— В кн.: Второй Международный симпозиум. Ч. 1. Методы прикладной геохимии. (Тезисы докладов). Иркутск, 1981, с. 107—109.
139. Новиков Ю. А. Использование корреляционного анализа при интерпретации фторометрических аномалий.— Геохимия, 1967, № 7, с. 870—873.
140. Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 3—36.
141. Овчинников Л. Н., Кондрашкова Г. Н. Некоторые вопросы геохимии и геохронологии.— В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 3—13.
142. Озерова Н. А., Виноградов В. И., Оболенский А. А. и др. Об источниках серы ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 187—210.
143. Оловянное оруденение Туркино-Витимского глубинного разлома в Западном Забайкалье/Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А. Новосибирск: Наука, 1978. 92 с.
144. Онтюев Д. О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 244 с.
145. Онтюев 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—86.
146. Павленко А. С. Источники вещества редкометалльных гранитов областей активизации.— В кн.: Металлогения активизированных областей. (Тезисы докладов). Иркутск, 1973, с. 37—38.
147. Пак А. С., Рипп Г. С., Жбанов Э. Ф. и др. К методике геохимических поисков малосульфидных золотокварцевых месторождений.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений золота по первичным ореолам. Чита, 1973, с. 44—45.
148. Петров В. Г. Распределение золота в разрезе докембрийских отложений

- Енисейского кряжа как основа поисков золоторудных месторождений.— Там же, с. 70—71.
149. **Петрова З. И.** Петрохимия и некоторые геохимические особенности палеозойских гранитоидов джидинского интрузивного комплекса (Западное Забайкалье).— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1965, с. 48—76.
 150. **Петровская С. Г., Санин Б. П., Спиридонов А. М.** Первичные геохимические ореолы и значение их для оценки перспектив разведываемых месторождений (на примере молибденового месторождения Западного Забайкалья).— Геол. и геофиз., 1974, № 8, с. 79—87.
 151. **Писарчик Я. К., Голубчина М. Н.** Об изотопном составе серы кембрийских сульфатов кальция Сибирской платформы.— Геохимия, 1975, № 8, с. 1258—1262.
 152. **Плотников Ю. А., Рипп Г. С.** Геология, закономерности размещения и генетические особенности колчеданного оруденения в северной части Курбинского рудного района Бурятской АССР.— В кн.: Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, с. 120—126.
 153. **Плюснин Г. С., Санин Б. П.** О генезисе рудных свинцов Приаргунья по изотопным данным.— Докл. АН СССР, 1976, т. 266, № 5, с. 1181—1184.
 154. **Покалов В. Т.** Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 272 с.
 155. **Полевая Н. И., Миркина С. Л., Голубчина М. Н. и др.** Геохимические особенности изотопного состава свинца рудных месторождений Забайкалья.— В кн.: Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981, с. 132—140.
 156. **Поликарпочкин В. В.** Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск: Наука, 1976. 408 с.
 157. **Поликарпочкин В. В., Пампура В. Д., Китаев Н. А. и др.** Использование гидротермально измененных пород и первичных ореолов при поисках и разведке близповерхностных золоторудных месторождений.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений золота по первичным ореолам. Чита, 1973, с. 40—41.
 158. **Поликарпочкин В. В., Шергин Б. В.** Генезис золоторудных проявлений в Ленском районе по геохимическим данным и вытекающие из генетических представлений поисковые критерии.— Там же, с. 84—88.
 159. **Поляницын А. В., Шергин Б. В., Коткин В. В.** К сравнительной геохимической характеристике кварцево-жильных и сульфидных проявлений золоторудной минерализации в Ленском районе.— Там же, с. 92—93.
 160. **Прогнозирование рудоносных площадей/Мейтув Г. В., Иванова Т. А., Севанов В. В. и др.** М.: Наука, 1976. 276 с.
 161. **Рабинович А. В., Рик Г. Р., Голубчина М. Н.** Изотопный состав свинца некоторых пород и связанных с ними галенитов.— Геохимия, 1956, № 7, с. 65—68.
 162. **Радкевич Е. А.** Металлогения рудных районов как новое направление металлогенических исследований.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 462—470.
 163. **Рай Р., Омото Х.** Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 173—212.
 164. **Рипп Г. С., Игнатович В. И., Кавиладзе М. Ш., Карикашвили Н. Я.** Изотопный состав серы молибденовых месторождений Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 3, с. 709—713.
 165. **Рипп Г. С.** Распределение олова в минералах, рудах и породах Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1976. 128 с.
 166. **Рипп Г. С.** Свинцово-цинковые месторождения Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 127—130.
 167. **Рипп Г. С., Архипчук Р. З., Кавиладзе М. Ш.** Изотопный состав серы минералообразующих гидротерм флюоритовых месторождений Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 1, с. 207—210.

168. Рипп Г. С., Батурина Е. Е., Кавиладзе М. Ш. и др. Об источниках серы в месторождениях областей тектономагматической активизации.— Геол. рудных месторожд., 1978, № 3, с. 99—102.
169. Рипп Г. С., Белоголовов В. Ф. О роли колчеданной минерализации в металлогении Западного Забайкалья.— Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1970, вып. 4, с. 72—77.
170. Рипп Г. С., Белоголовов В. Ф. Геохимические особенности вольфрамовой минерализации Западного Забайкалья.— В кн.: Тезисы докладов Третьего совещания по геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., 1971, с. 67—68.
171. Рипп Г. С., Белоголовов В. Ф. Оценка эрозийного среза сульфидно-полиметаллических месторождений Западного Забайкалья по вторичным ореолам рассеяния.— В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1972, с. 193—196.
172. Рипп Г. С., Белоголовов В. Ф. Оценка аномалий и рудопроявлений по геохимическим данным. Новосибирск: Наука, 1978. 109 с.
173. Рипп Г. С., Белоголовов В. Ф., Пак А. С. Минералого-геохимические критерии оценки уровня эрозийного среза эндогенных месторождений в Западном Забайкалье.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1971, с. 16—23.
174. Рипп Г. С., Гурулев С. А., Кавиладзе М. Ш. и др. Изотопный состав серы стратиформных месторождений Бурятии.— В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 209—218.
175. Рипп Г. С., Грачев В. С., Кавиладзе М. Ш. и др. Изотопный состав серы фтор-бериллиевых месторождений.— В кн.: VII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. (Тезисы докладов). М.: изд. ГЕОХИ, 1978, с. 30—40.
176. Рипп Г. С., Гурулев С. А., Трунева М. Ф. и др. Использование изотопного состава серы для поисков и оценки сульфидных месторождений Северного Прибайкалья.— В кн.: Комплексирование геохимических методов при поисках и разведке эндогенных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1977, с. 32—34.
177. Рипп Г. С., Кавиладзе М. Ш. Региональные особенности распределения изотопного состава серы месторождений Восточной Сибири.— В кн.: VIII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. (Тезисы докладов). М.: изд. ГЕОХИ, 1980, с. 149—150.
178. Рипп Г. С., Кавиладзе М. Ш., Каперская Ю. Н. Некоторые черты геохимии сульфидов из черносланцевых толщ Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Кн. 2. М.: Наука, 1981, с. 20—26.
179. Рипп Г. С., Каперская Ю. Н. К оценке черносланцевых толщ Северного Прибайкалья на колчеданное оруденение.— В кн.: Геология и металлогения зоны БАМ в Северном Прибайкалье. Улан-Удэ, 1979, с. 49—60.
180. Ричардс Дж. Р. Представления о непосредственном источнике свинца в рудообразующих растворах на основании свинцово-изотопных данных.— В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. Т. II. М.: Наука, 1973, с. 33—44.
181. Ричардс Дж. Р. Некоторые соображения об изменении изотопного состава свинца во времени.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 68—82.
182. Ручкин Г. В., Бушуев В. П., Варламов В. В. и др. Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений.— Геол. рудных месторожд., 1975, № 5, с. 3—17.
183. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
184. Рябчиков И. Д. Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 165—177.
185. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л.: Недра, 1971. 216 с.

186. Семенов А. И., Старицкий Ю. Т., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М.: Наука, 1967, с. 55—78.
187. Середенко Г. А. О возможности применения геохимических методов поисков малосульфидного золото кварцевого оруденения в северной части Енисейского кряжа.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений золота по первичным ореолам. Чита, 1973, с. 78—80.
188. Слепнев Ю. С. Геохимические особенности редкометалльных гранитных пегматитов Саян.— Геохимия, 1964, № 3, с. 242—252.
189. Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 17—81.
190. Смирнов В. И. Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений.— Геол. рудных месторожд., 1975, № 4, с. 10—16.
191. Смирнов В. И., Горжевский Д. И. Месторождения свинца и цинка.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М.: Наука, 1978, с. 168—246.
192. Соболев В. С., Соболев Н. В. Проблема двухэтапного образования земной коры.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 435—438.
193. Собонович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М.: Атомиздат, 1970. 349 с.
194. Солодов Н. А., Балашов Л. С., Кременецкий А. А. Геохимия лития, рубидия и цезия. М.: Недра, 1980. 233 с.
195. Срывцев Н. А., Сандиминова Г. Н., Кутевин Э. П. и др. О возрасте двупироксеновых гранитоидов татарниковского комплекса Северо-Западного Прибайкалья.— В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 101—110.
196. Старченко В. В. Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 3—15.
197. Стратифицированные месторождения меди СССР /Богданов Ю. В., Бурьянова Е. З., Кутырев Э. Н. и др. Л.: Недра, 1973. 312 с.
198. Сыромятников Н. Г., Иванова Э. И. Прогнозирование редкометалльной рудоносности гранитных интрузий акчатауского комплекса по содержанию урана и тория (Центральный Казахстан).— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1975, с. 215—222.
199. Тарасов Л. С., Зыков С. И. Эволюционная модель формирования изотопного состава рудных свинцов.— Геохимия, 1967, № 9, с. 1019—1037.
200. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
201. Таусон Л. В. Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 36 с.
202. Таусон Л. В., Козлов В. Д. Магматические источники рудного вещества областей вторичной активизации.— В кн.: Металлогения активизированных областей. (Тезисы докладов). Иркутск, 1973, с. 33—35.
203. Таусон Л. В., Козлов В. Д., Брандт С. Б. Абсолютный возраст гранитоидов верхнеудинского батолита.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2(4). Чита: изд. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1967, с. 5—7.
204. Терентьев В. М., Собонович Э. В., Рудник В. А. и др. Новые данные о возрасте продуктов метасоматических и рудных процессов в активизированной пограничной зоне Сибирской платформы.— В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976, с. 140—145.
205. Томсон И. Н., Полякова О. П. и др. О внутреннем строении свинцово-цинкового пояса Восточного Забайкалья в свете свинцово-изотопных данных.— Геохимия, 1966, № 8, с. 986—992.
206. Трошин Ю. П., Плюсин Г. С., Сандиминова Г. П. Сопряженная эволюция режима летучих, магматизма и рудообразования при тектономагматической активизации.— Геол. рудных месторожд., 1979, № 4. с. 43—57.

207. Трунева М. Ф., Каперская Ю. Н. Геохимия никеля, кобальта в пирротинах и пиритах и условия формирования руд Чайского медно-никелевого месторождения.— В кн.: Геология и металлогения зоны БАМ в Северном Прибайкалье. Улан-Удэ, 1979, с. 61—74.
208. Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—177.
209. Тугаринов А. И., Варламов В. А., Карпенко С. Ф. и др. Изотопный состав свинца галенитов Холодинского колчеданно-полиметаллического месторождения и вмещающих пород.— Геохимия, 1976, № 2, с. 202—210.
210. Тугаринов А. И., Воинов Д. М., Гриненко Л. Н. и др. Изотопный состав и источники серы молибденово-медных проявлений Монголии.— Геохимия, 1974, № 2, с. 172—178.
211. Тугаринов А. И., Гриненко В. А. Условия седиментации нижнепротерозойских формаций по данным вариаций изотопного состава серы в сульфидах.— В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 193—203.
212. Тычинский А. А., Пономарев В. Г., Шипилов Л. Д. Изотопные вариации рудных свинцов стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири.— В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 113—118.
213. Тычинский А. А., Синчук Ю. А., Шипилов Л. Д. и др. Источники рудного вещества и вопросы генезиса свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа.— В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 43—80.
214. Усова С. А., Виноградов Б. К., Цыденова Д. Э. Содержание бора в рыхлом покрове склонов и растениях над боратовым рудопроявлением в условиях таежно-мерзлотного ландшафта.— В кн.: Материалы II сессии Сибирской секции СГПМ. Ч. 1. Улан-Удэ, 1972, с. 173—174.
215. Фаворская М. А. Некоторые металлогенические аспекты проблемы магматических очагов.— В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 156—168.
216. Флоренсов Н. А. История геологического развития.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Ч. I. М.: Недра, 1964, с. 581—592.
217. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
218. Флюидный режим земной коры и верхней мантии/Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И. и др. М.: Наука, 1977. 214 с.
219. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.
220. Хейл А., Ландис Дж., Зартман Р. Обзор изотопных данных о происхождении месторождений типа долины Миссисипи.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 550—583.
221. Хренов П. М. Общая схема магматизма Бурятии.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Ч. I. М.: Недра, 1964, с. 461—472.
222. Цамбел Б., Ярковский И. Геохимия никеля и кобальта в пирротинах различных генетических типов.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1971, с. 237—248.
223. Черепанов А. А., Русинова О. В., Малышева Э. И. Глинистые минералы флюоритовых месторождений и их место в процессе рудообразования (Восточное Забайкалье).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 2, с. 92—102.
224. Чухров Ф. В. О внемагматической природе вещества некоторых руд.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 85—99.
225. Шанин Л. Л., Иванов И. Б., Лицарев М. А. и др. Потеря радиогенных изотопов аргона и стронция при тепловом метаморфизме.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Метаморфизм и метасоматоз. Т. III, кн. I. М., 1972, с. 125—135.
226. Шаталов Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей с эндогенной минерализацией.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 248—301.

227. Шепель А. Б., Голышев С. И. Изотопный состав серы сульфидов скарново-магнетитовых месторождений Алданского щита и некоторые вопросы их генезиса.— *Геохимия*, 1973, № 9, с. 1348—1356.
228. Шер С. Д. Металлогения золота. М.: Недра. 296 с.
229. Шергина Ю. П., Мурина Г. А., Козубова Л. А. О возрасте гранитоидов баргузинского комплекса по данным Rb—Sr метода.— *Докл. АН СССР*, 1981, т. 246, № 4, с. 946—949.
230. Шобогоров П. Ч., Рипп Г. С., Белоголовов В. Ф. и др. Геохимические критерии прогноза при металлогенических исследованиях в Западном Забайкалье (на примере редких элементов).— В кн.: *Основы научного прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.* (Тезисы докладов). Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 334—336.
231. Шобогоров П. Ч., Рипп Г. С., Белоголовов В. Ф. Первичные ореолы колчеданно-полиметаллических месторождений Бурятии.— В кн.: *Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов.* Новосибирск: Наука, 1979, с. 4—14.
232. Шобогоров П. Ч., Цыренов Д. Ц., Бушуев В. П. О новой колчеданно-полиметаллической провинции в Северо-Байкальском нагорье.— *Разведка и охрана недр*, 1971, № 3, с. 15—16.
233. Шуколюков Ю. А. Использование изотопных методов в решении проблем гидротермального рудообразования.— *Геохимия*, 1980, № 2, с. 1763—1779.
234. Шуколюков Ю. А., Горохов И. М., Левченко О. А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974. 208 с.
235. Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.
236. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 180 с.
237. Щеглов А. Д. Источники рудного вещества в областях тектономагматической активизации.— В кн.: *Источники рудного вещества эндогенных месторождений.* М.: Наука, 1976, с. 58—65.
238. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.
239. Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 278 с.
240. Яценко М. Л., Мануйлова М. М., Варшавская Э. С. Изучение первичного изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов.— В кн.: *Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли.* М.: Наука, 1972, с. 22—26.
241. Armstrong R. L., Hein S. M. Computer simulation of Pb and Sr isotope evolution of the Earth's crust and upper mantle.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, N 1, p. 1—18.
242. Bachinski D. I. Bond strength and sulfur isotopic fractionation in coexisting sulfides.— *Econ. Geol.*, 1969, v. 64, N 1, p. 48—67.
243. Cannon R. S., Pier A. P., Antweiler I. C., Buck K. L. The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis.— *Econ. Geol.*, 1961, v. 56, p. 1—38.
244. Del Monte M., Giordani P. Crustality index and strontium isotopes.— *Giornale geol.*, 1971, v. 39, N 1, p. 321—331.
245. Doe B. R. Lead Isotopes. N. Y.: Springer-Verlag, 1970. 137 p.
246. Doe B. R., Zartman R. E. Plumbotectonics 1. The Phanerozoic.— *Geochemistry of Ore Deposits.* Received in preprint, August, 1975.
247. Evernden I. F., Curtis G. H., Kistler R. W., Obradovich I. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite.— *Amer. J. Sci.*, 1960, v. 258, p. 583—604.
248. Evernden I. E., Savage D. E., Curtis G. H., James G. T. Potassium-argon dates and the Cenozoic Mammalian chronology of North America.— *Amer. J. Sci.*, 1964, v. 262, p. 145—198.
249. Grootenboer I., Schwarcz H. P. Experimentally determined sulfur isotope fractionations between sulfide minerals.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 7, N 2, p. 162—166.
250. Hart S. R. The petrology and isotopic mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado.— *J. Geol.*, 1964, v. 72, p. 493—525.

251. **Harrison A. G., Thode H. G.** The kinetic isotope effect in the chemical reduction of sulphate.—*Trans. Faraday Soc.*, 1957, v. 53, N 20, p. 1648—1651.
252. **Iensen M. L.** Biogenic sulfur and sulfide deposits.—In: *Biogeochemistry of sulfur isotopes*. New Haven: Yale University, 1962, p. 1—5.
253. **Kajiwara I., Krouse H. R.** Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems.—*Can. J. Earth Sci.*, 1971, v. 8, N 11, p. 1401—1408.
254. **Kanasewich E. R.** Approximate age of tectonic activity using anomalous lead isotopes.—*J. Geophys.*, 1962, v. 7, p. 156—168.
255. **Kanasewich E. R.** The interpretation of lead isotopes and their geological significance.—In: *Radiometric Dating for Geologists*/Ed. by E. I. Hamilton, R. M. Farcuar. Interscience publisher. L.—N.Y.—Sydney, 1968, p. 147—224.
256. **Karpenko S., Delevaux M. H., Doe B. R.** Lead isotope analyses of galenas from selected ore deposits of the USSR.—*Econ. Geol.*, 1981, v. 76, N 3, p. 716—719.
257. **Macnamara I., Thode H. G.** Comparison et the isotopic constitution of terrestrial and meteoric sulfur.—*Phys. Rev.*, 1950, v. 78, p. 307—308.
258. **Musselt A. E.** Diffusion Measurement and the Potassium—Argon Method of Dating.—*Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 1969, v. 18, p. 257—333.
259. **Ohmoto H.** Systematics of sulfur and carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits.—*Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 5, p. 551—578.
260. **Richards I. R.** Lead isotope and geochronology in Western Tasmania.—*Austr. J. Sci.*, 1968, v. 31, N 4, p. 129—137.
261. **Russel R. D.** Evolutionary model for lead isotopes in conformable ores and ocean volcanics.—*Rev. Geophysics, Space Physics*, 1972, v. 10, N 2, p. 529—549.
262. **Russel R. D., Ullrich T. I., Kollar F.** Anomalous leads from Broken Hill, Australia.—*J. Geophys. Res.*, 1961, v. 66, p. 1495.
263. **Sakai H.** Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes.—*J. Geochim.*, 1968, v. 2, N 1, p. 29—48.
264. **Stanton R. L., Russel R. D.** Anomalous leads the emplacement of lead sulfide ores.—*Econ. geol.*, 1959, v. 54, N 4, p. 588—607.
265. **Subramaniam A. P., Parimoo M. L.** Fluorspar mineralisation related to deccan Basalt volcanism at Amba Dondar, Baroda district, India.—*Nature*, 1963, v. 198, N 4880, p. 563—564.
266. **Tudge A. P., Thode A. G.** Thermodynamic properties of isotopic compounds of sulfur.—*Canad. J. Research*, 1950, v. 28, p. 567—578.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Основные черты геологического развития южного складчатого обрамления Сибирской платформы	5
Глава 2. Региональные геохимические особенности складчатых областей	10
Глава 3. Геохимические особенности эндогенных месторождений склад- чатых областей	35
Глава 4. Региональный геохимический прогноз	122
Глава 5. Оценка аномалий и рудопроявлений	159
Заключение	174
Литература	177

Герман Самуилович Рипп

**ГЕОХИМИЯ
ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ**
и критерии прогноза
в складчатых областях

Утверждено к печати
Геологическим институтом БФ СО АН СССР

Редактор издательства *И. С. Цитович*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискум*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *В. В. Игнатьева, В. А. Бирюкова*

ИБ № 23543

Сдано в набор 20.04.84. Подписано к печати 06.09.84. МН-01561. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага
типографская № 1. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 12. Усл. кр.-отт.
12,3. Уч.-изд. л. 14,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 37. Цена 2 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99. Советская 18.
Полиграфкомбинат, 630007, Новосибирск, Красный проспект, 22.

2 р. 40 к.

4320

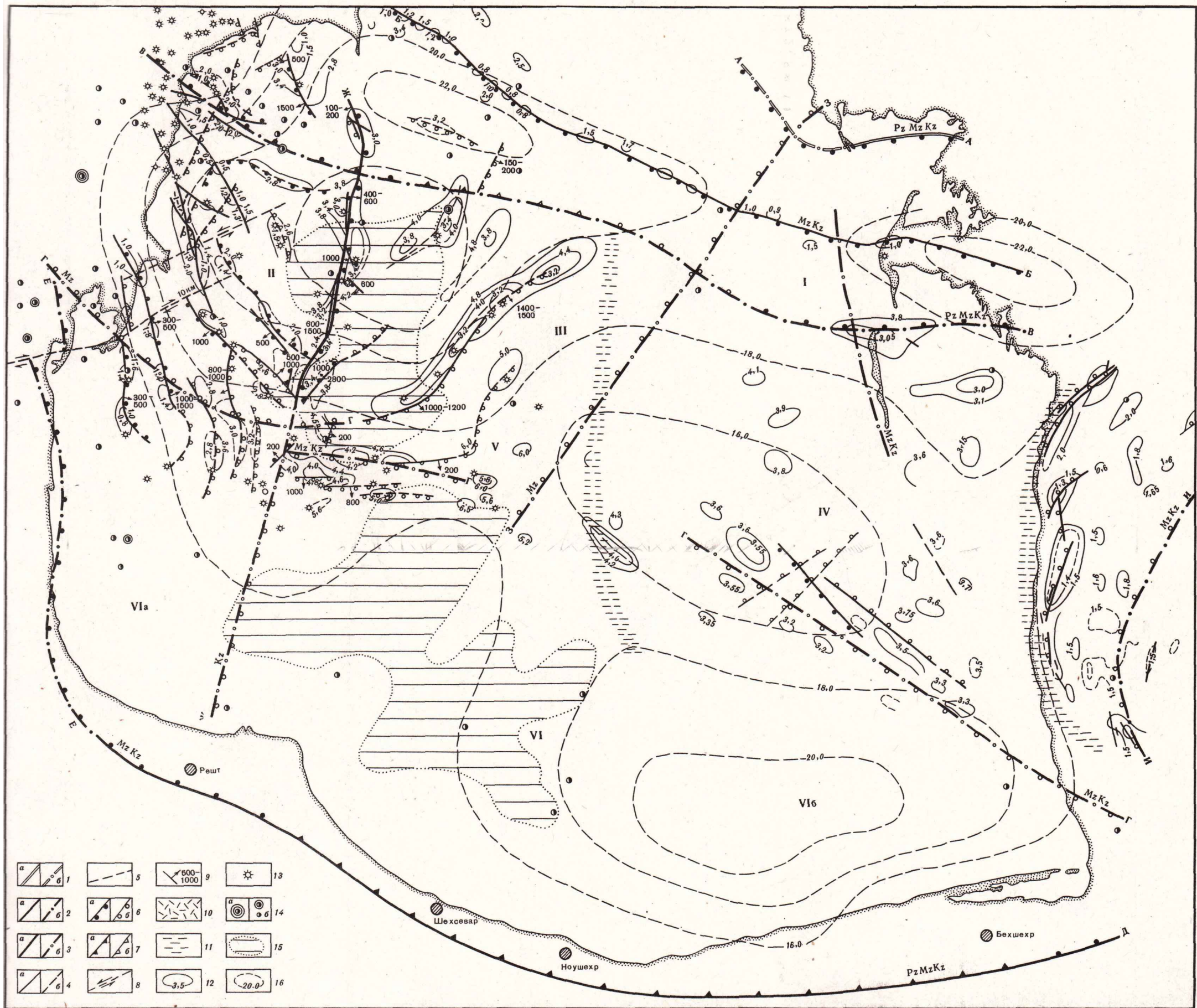


Схема тектоники Южного Каспия

Тектоническое значение разломов (отношение разломов к элементам структуры):
 1 — краевые швы I порядка — глубинные разломы, отделяющие эпипалеозойскую платформу от альпийской геосинклинали (а — достоверные, б — предполагаемые);
 2 — краевые швы II порядка — глубинные и внутрикоровые разломы, отделяющие Южно-Каспийскую впадину от эпигеосинклинальных и эпиплатформенных горноскладчатых сооружений (а — достоверные, б — предполагаемые); 3 — сегментальные III порядка, разделяющие зоны Южно-Каспийской впадины с различным простиранием складчатости (а — достоверные, б — предполагаемые); 4 — внутрисегментальные, антиклинорные IV порядка, имеющие определяющее значение в строении антиклинориев, проходящие через несколько антиклиналей (а — достоверные, б — предполагаемые); 5 — эпиантиклинальные V порядка

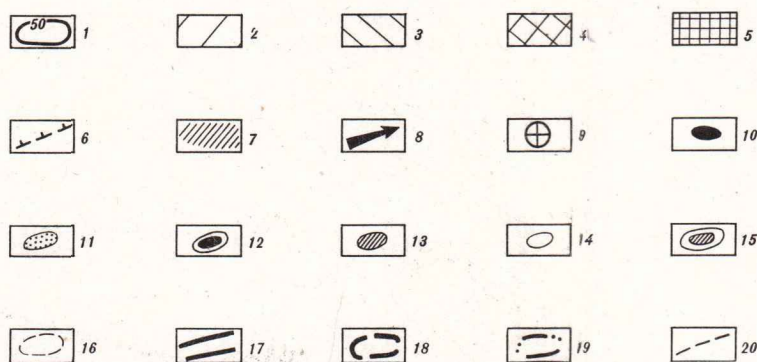
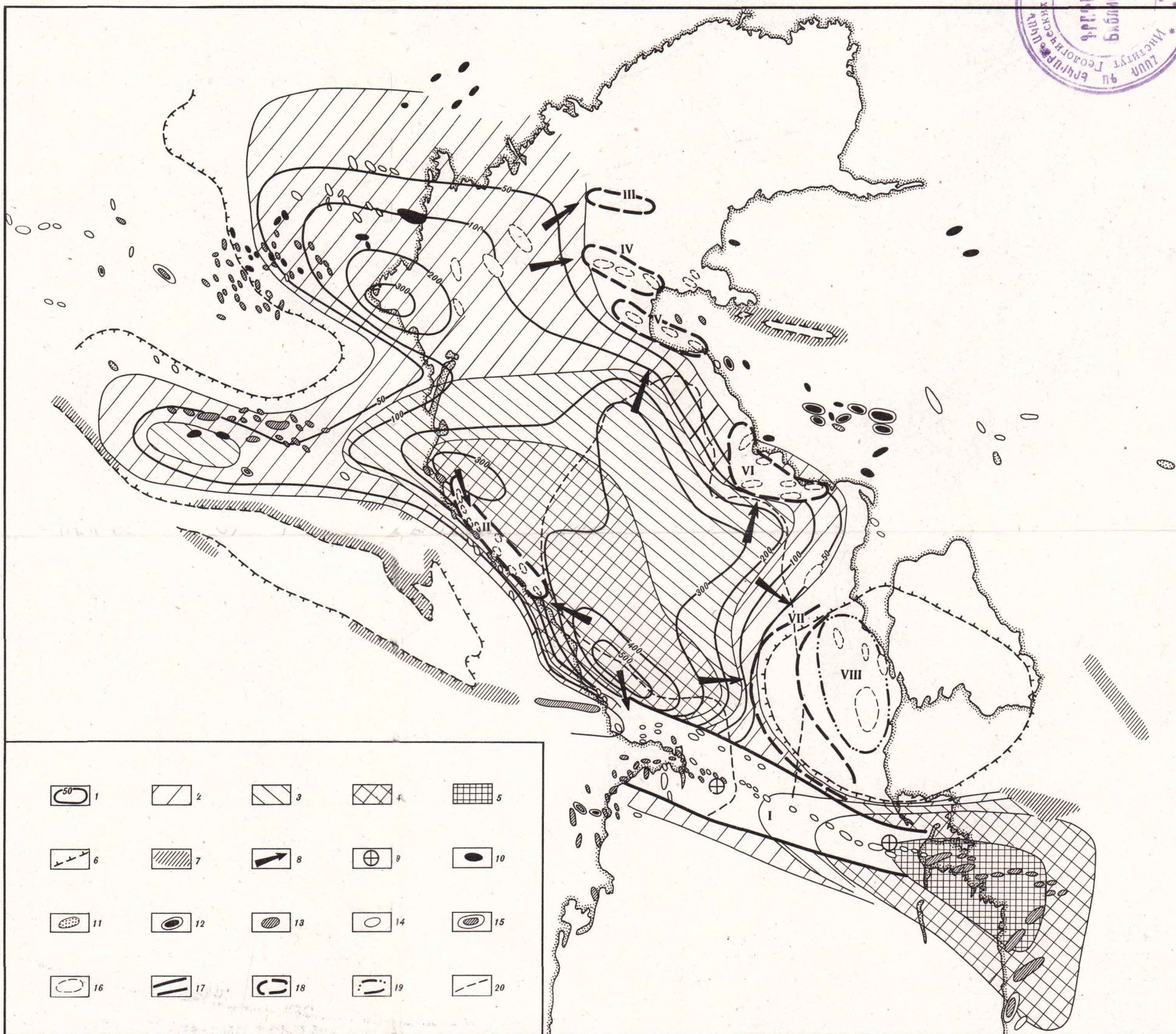
Морфологическая характеристика разломов: б — сбросы (а — достоверные, б — предполагаемые); 7 — взбросы, надвиги (а — достоверные, б — предполагаемые); 8 — сдвиги с указанием величины горизонтальной составляющей перемещения; 9 — направление смещения с указанием амплитуды. (Буквами индекса у линий разломов

обозначен стратиграфический диапазон разреза, охваченный разрывной дислокацией).

Зоны разломной и возможно разломной природы по геологическим и геоморфологическим данным: 10 — зоны трещиноватости, дробления, смятия; 11 — флексуры; 12 — изогипсы условных сейсмических горизонтов; 13 — грязевые вулканы; 14 — эпицентры землетрясений: а — подкоровые, б — внутрикоровые; 15 — области максимальных глубин морского дна; 16 — линии равных глубин консолидированного фундамента.

Геотектонические зоны: I — Восточно-Азербайджанско-Прибалханская геосинклиналь; II — зоны складок Бакинского архипелага; III — зона поперечных складов; IV — зона пологих складок области срединного массива; V — Сары-Горганская складчатая зона; VI — Предэльбурсский прогиб (а — Пехлевийский прогиб, б — Горганский прогиб)

Наиболее крупные разломы: А-А — Дербент-Красноводский; Б-Б — Апшероно-Прибалханский; В-В — Сангачал-Огурчинский; Г-Г — Мильско-Чикишлярский; Д-Д — Эльбурсский; Е-Е — Западно-Каспийский; Ж-Ж — Шахово-Азизбековский; З-З — Карабогаз-Сефидрудский; И-И — Аладаг-Мессерианский



Возможные зоны нефтегазонакопления в акватории Среднего Каспия

1-5 — генерация жидких и газообразных углеводородов (УВ) байос-батским комплексом отложений за этап средний миоцен-четвертичное время: 1 — изолинии генерации жидких УВ тыс. т/км²; 2 — генерация газообразных УВ 100-500 млн. м³/км²; 3 — то же 500-1000 млн. м³/км²; 4 — то же 1000-5000 млн. м³/км²; 5 — то же 5000 млн. м³/км²; 6 — граница распространения байос-батских отложений; 7 — выход байос-батских отложений на поверхность; 8 — основные направления латеральной миграции УВ; 9 — вертикальная миграция УВ; 10-12 — месторождения с залежами в юрских отложениях: 10 — нефтяные, 11 — газовые и газоконденсатные, 12 — нефтегазовые; 13-15 — месторождения с залежами в меловых и кайнозойских отложениях: 13 — нефтяные, 14 — газовые и газоконденсатные, 15 — нефтегазовые; 16 — локальные поднятия в акватории; 17 — зоны нефтегазонакопления с установленной нефтегазоносностью; 18 — возможные зоны нефтегазонакопления; 19 — возможные зоны газонакопления; 20 — бровка шельфа; I-II — зоны нефтегазонакопления: I — Апшероно-Прибалханская, II — Придагестанская; III-VII — зоны возможного нефтегазонакопления: III — Северо-Кулалинская, IV — Тюб-Караганская морская, V — Беке-Башкудукская, VI — Песчаномысско-Ракушечная, VII — Западно-Карабогазская; VIII — Западно-Каршинская зона возможного газонакопления

Возможные зоны нефтегазонакопления в акватории Среднего Каспия