Геология рудных месторождений

Д. О. Онтоев

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ



Издательство · Наука ·

Академия наук СССР

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

553.245!

Д. О. Онтоев

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

1103

Издательство
«Наука»
Москва
1974

Институт геологических наук АН Армянской ССР
Библиотека

УДК 553.2+ 553.45 + 553.46 + 549.3 + 549.76

В работе освещены стадийность минерализации, зональность оруденения и особенности генезиса сульфидно-вольфрамитовых и сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья.

В стадийности минерализации выделены четыре группы критериев: магматические, геолого-структурные, минералого-геохимические и физико-химические.

Приведена детальная характеристика зональности в пределах рудных полей, месторождений и рудных тел. Установлены основные пространственные и генетические типы локальной зональности. Выяснено, что формирование изученных месторождений происходило в результате фракционной дистилляции рудоносных растворов в связи с гранитоидным магматизмом мезозоя. При этом отмечается отчетливая эволюция катионного состава растворов от ранних к поздним стадиям минерализации, а их анионный состав был достаточно однотипным, обогащенным серой, фтором и хлором. Высказаны соображения о переносе металлов (W, Mo, Sn) в форме сложных галогенид-гидросульфидных комплексных соединений.

В заключение даны практические рекомендации по расширению перспектив месторождений и поискам скрытого оруденения.

Табл. 55, илл. 77, библ. 316 назв.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук Т.Н. ШАДЛУН

0 $\frac{20805-0000}{042(01)=74}$ 614-74

© Издательство "Наука", 1974 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди постмагматических гидротермальных месторождений вольфрама, олова и молибдена очень важное прикладное и научное значение приобретают специфические группы месторождений, характеризующиеся интенсивной сульфидной минерализацией. Отличительной чертой этих групп месторождений является исключительно широкое развитие в рудных телах наряду с вольфрамитом, шеелитом, касситеритом и молибденитом сульфидов железа, цинка, меди, свинца и висмута и сложных сульфосолей – блеклых руд, сульфовисмутитов свинца, меди и серебра, сульфоарсенидов, сульфостаннатов и др.

Впервые на важную роль сульфидной минерализации в оловорудных месторождениях обратил внимание С.С.Смирнов (1937_1), который среди разнообразных эндогенных месторождений олова выделил самостоятельную группу – формацию сульфидно-касситеритовых месторождений как наиболее перспективный промышленный тип оловянного оруденения. Более чем 30-летняя практика разведки и эксплуатации оловорудных месторождений целиком и полностью подтвердила правильность прогноза С.С.Смирнова. В последующие годы работами его учеников (О.Д.Левицкий, Е.А.Радкевич и др.) и последователей детально освещены особенности формирования сульфидно-касситеритовых месторождений различных районов СССР (Приморья, Приамурья, Северо-Востока и частично Забайкалья).

Применительно к вольфрамитовым месторождениям большую роль сульфидной минерализации отметил О.Д.Левицкий (1959), который впервые выделил кварц-сульфидно-вольфрамитовый тип. Важное значение сульфидов в вольфрамитовых месторождениях подчеркивал Н.В.Смольянников (1940), а в редкометально-грейзеновых месторождениях – Н.И.Наковник (1954). В последние годы существенное значение сульфидно-вольфрамитовых месторождений отмечается в ряде советских и зарубежных работ (Дружинин, 1961; Чухров, Ермилова, 1964; Онтоев, 1962, 1966, 1967, 1969; Шеглов, 1966, 1967; Малиновский, 1968; Повилайтис, 1969; Рундквист и др., 1971), при этом указывается, что подобные месторождения характерны для областей автономной активизации (Шеглов, 1967).

В настоящее время кроме известных силикатно-сульфидно-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых рудных формаций (Радкевич, 1956) могут быть выделены следующие богатые сульфидами вольфрамовые рудные формации[1]: кварц-сульфидно-вольфрамитовая, молибденит-сульфидно-вольфрамитовая, касситерит-сульфидно-вольфрамитовая, скарново-сульфидно-шеелитовая, сульфидно-шеелитовая (Онтоев, 1971).

Степень изученности указанных групп месторождений весьма различна. Наиболее детально изучены месторождения сульфидно-касситеритовой и силикатно-

[1] Рудная формация – это группа эндогенных месторождений, характеризующаяся сходными по составу минеральными ассоциациями, образовавшимися в близких геологических условиях (по Смирнову, 1937_2; Вольфсону, 1955; Кузнецову, 1966; Константинову, 1966).

сульфидно-касситеритовой формаций. В значительно меньшей степени изучены месторождения кварц-сульфидно-вольфрамитовой и молибденит-сульфидно-вольфрамитовой формаций и недостаточно освещены условия образования месторождений других формаций.

Среди важных достижений в изучении геологии рассматриваемых месторождений следует отметить выяснение некоторых региональных и локальных закономерностей в их размещении, установление генетической и парагенетической связи месторождений с интрузивами гранитоидов, геолого-структурные условия формирования месторождений, особенности геохимии и минералогии руд, последовательность процесса рудоотложения, околорудные изменения вмещающих пород и др.

Большой вклад в изучение геологии вольфрамовых и оловянных месторождений внесли исследования С.С.Смирнова, О.Д.Левицкого, Е.А.Радкевич, Ф.В.Чухрова, Н.А.Хрущова, Ф.К.Шипулина, М.А.Фаворской, Ив.Ф.Григорьева, Е.И.Доломановой, В.В.Аристова, А.В.Дружинина, Г.Н.Щербы, А.Д.Шеглова, А.А.Беуса, Б.Л.Флерова, Д.В.Рундквиста, И.Н.Говорова, М.Г.Руб, С.Ф.Лугова, И.Я.Некрасова, В.Ф.Барабанова, В.Л.Барсукова, В.В.Иванова, А.Г.Теремецкой, Н.П.Материкова, В.Т.Матвеенко, М.М.Повилайтис, Г.Ф.Ивановой, И.Н.Томсона, Р.М.Константинова, В.Н.Дубровского, В.Т.Покалова, И.Н.Кигай, Е.П.Малиновского, В.И.Игнатовича и др.

Однако в ряде вопросов, относящихся к условиям и процессам образования сульфидно-вольфрамитовых и сульфидно-касситеритовых месторождений, существует много научных проблем, которые требуют дальнейшего изучения на базе современных методов исследований и общетеоретических достижений. К их числу относятся источники рудного вещества, условия отделения рудных веществ от магмы, вероятный состав растворов и возможные формы переноса в них тяжелых металлов, прерывистый характер поступления растворов в область рудоотложения, основные геологические и физико-химические факторы, контролирующие процессы рудообразования.

В решении задач прогнозирования весьма важное значение приобретает выяснение закономерностей зонального распределения минеральных ассоциаций в пределах рудных полей, месторождений и рудных тел. Именно вопросы зональности в гидротермальных месторождениях выступают в качестве узловой проблемы, в которой сочетаются и тесно переплетаются подробное знание геологических и физико-химических условий рудообразования с локальным прогнозом.

Предлагаемая работа посвящена изучению стадинойсти минерализации и зональности сульфидно-вольфрамитовых и сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья и особенностям их генезиса.

Основные задачи исследований заключались в следующем:

1. Изучение стадийности минерализации при формировании указанных месторождений и разработка критериев выделения стадий минерализации.

2. Установление различных типов локальной зональности, т.е. зональности рудных полей, месторождений и рудных тел и их природы.

3. Уточнение места и роли сульфидной минерализации в процессах рудообразования и ее соотношений с вольфрамитовым и касситеритовым оруденением.

4. Выяснение некоторых генетических особенностей сульфидно-вольфрамитовых и сульфидно-касситеритовых месторождений.

5. Возможное использование различных типов зональности для прогнозных целей.

Для решения поставленных задач автором в течение многих лет (1955-1957, 1962-1971) проводились исследования по детальному изучению ряда важных вольфрамовых и оловянных месторождений Забайкалья (Букукинское, Белухинское, Джидинское, Бом-Горхонское, Хапчерангинское и Шерловогорское) с привлечением литературных данных других исследователей, занимавшихся изучением этих месторождений.

В процессе своих исследований автор постоянно пользовался помощью и консультацией со стороны заведующего отделом доктора геолого-минералогических наук профессора Г.А.Соколова и старших научных сотрудников доктора геолого-

минералогических наук Т.Н.Шадлун и кандидатов наук А.Д.Генкина, А.А.Филимоновой, Е.И.Доломановой, Л.И.Лукина, В.Н.Дубровского, И.Н.Кигая, Е.П.Малиновского и других, которые ознакомились также с рукописью настоящей работы. Всем автор выражает глубокую благодарность.

Краткий обзор состояния проблемы стадийности минерализации и зональности. Некоторые вопросы терминологии

В настоящее время существуют следующие гипотезы относительно общего характера поступления постмагматических растворов в сферу рудообразования и причин изменения состава растворов, обусловливающих зональное расположение минеральных ассоциаций: а) гипотеза Спёрра и Эммонса; б) пульсационная гипотеза С.С.Смирнова; в) гипотеза кислотно-основной дифференциации Д.С.Коржинского.

Гипотеза Спёрра и Эммонса, широко известная исследователям рудных месторождений, исходит из предположения, что последовательность отложения минералов находится в обратной зависимости от их растворимости. В соответствии с этим месторождения внутри и вокруг интрузивного батолита образовались, согласно этой гипотезе, из одного непрерывного потока гидротермальных растворов, осаждение минералов из которых происходило в последовательности, соответствующей падению температуры при переходе от батолита в его экзоконтактовые зоны с образованием 16 минеральных зон (известная зональная схема Эммонса).

Основные недостатки и слабые стороны этой гипотезы в свое время были раскрыты С.С.Смирновым (1937_2) и другими советскими геологами (Вольфсон, 1955; Константинов, Грушкин и др.) и нет необходимости повторять их здесь. Отметим лишь, что простая растворимость рудообразующих минералов в гидротермах ничтожно мала и недостаточна для переноса тяжелых металлов (Чаманский, 1960). По современным данным, только комплексные соединения обеспечивают достаточный для рудоотложения перенос металлов (Шербина, 1956, 1962; Ольшанский, Иваненко, 1958; Barton, 1959; Barnes, 1962, 1963; Овчинников, 1968; Helgeson, 1967; Барнс, Чаманский, 1970), причем повышенная растворимость того или иного рудного элемента зависит от устойчивости тех или иных комплексных соединений.

Тем не менее гипотеза Спёрра и Эммонса продолжает оставаться доминирующей среди геологов зарубежных, особенно капиталистических стран. Так, Ч.Парк (Park, 1963) считает, что зональность в большинстве месторождений и районов является результатом отложения из одного непрерывного потока минералообразующих растворов и редко следует прибегать к пульсационной теории для объяснения зональности. В другом месте он (Park, 1957) отмечает, что если растворы поступали в несколько волн или значительно отделены во времени, то зональность обычно не проявляется.

Пульсационная гипотеза, впервые сформулированная С.С.Смирновым в 1937 г., исходит из представления о том, что "не столько изменения в пространстве, сколько изменения во времени состава рудоносных растворов ответственны за образование различных рудных формаций вокруг остывающего интрузива. Металлоносный очаг в течение долгого периода своего развития – остывания интрузива – отдельными вспышками выделяет газово-жидкие растворы последовательно отличного состава. Процесс дистилляции в большинстве случаев представляется не непрерывным, а прерывистым, пульсирующим" (Смирнов, 1937_2).

Явления прерывистого рудоотложения при формировании месторождений задолго до С.С.Смирнова отмечались многими исследователями (Knopf, 1924; Hulin, 1929; Kato, 1928). Эти данные были известны и Эммонсу, который отклонения от его зональной схемы объяснял также и возможным проявлением различных волн минерализации.

Основная заслуга С.С.Смирнова состоит в том, что явления прерывистого процесса рудоотложения он связывал с историей развития и становления "спе-

циализированного" интрузивного массива, а именно с прерывистым поступлением непосредственно из металлоносного очага растворов существенно разного состава.

Последующие исследования советских (Вольфсон, Невский, 1949; Бетехтин, 1953_2; Билибин, 1951; Левицкий, Смирнов, 1959; Радкевич, 1953; Флеров, 1965, 1966, и др.) и зарубежных геологов (Kutina, 1963, 1965; Garnet, 1963; Hosking, 1963; Мрня, 1963; Temeaure, 1960, и др.) подтвердили в основном правильность гипотезы С.С.Смирнова.

Развивая пульсационную гипотезу, А.Г.Бетехтин (1953_2, 1958) дал определения понятий "этап" и "стадия" минерализации, содержание которых обсуждается в литературе.

Пульсационная гипотеза в том ее виде, как она была сформулирована, имеет определенные недостатки. За последние десятилетия не получили достаточной научной разработки некоторые слабые ее стороны (критерии связи прерывистого рудоотложения с деятельностью магматического очага; причины фракционирования рудных элементов и др.). Среди ее сторонников существуют разные взгляды в отношении некоторых ее положений (соотношения "этапов" и "стадии" минерализации, критерии выделения стадий минерализации и т.д.). В целом пульсационная гипотеза в настоящее время подвергается серьезной критике в геологической литературе (Park, 1963; Коржинский, 1962; Овчинников, 1968). Тем не менее можно согласиться с тем, что эта гипотеза, "хотя и не раскрыла причин эволюции рудоносных растворов и механизма их отделения от магматического расплава, она значительно более удовлетворительно объясняла природные взаимоотношения изверженных пород и гидротермальных рудных тел, состав и строение последних. Она до сих пор сохраняет свою силу и значение, несмотря на ее критику, доходящую иногда до попыток полного ниспровержения" (Смирнов, 1967).

Гипотеза "кислотно-основной дифференциации" Д.С.Коржинского (1965, 1966, 1967) предусматривает, что в потоке постмагматических растворов, после его отделения от магмы, происходит эволюция кислотно-основных свойств растворов вследствие конденсации и общего их уплотнения с падением температуры, с одной стороны, и в результате прохождения "опережающей волны кислотных компонентов" – с другой. В соответствии с этим на путях циркуляции потока постмагматических растворов, по Д.С.Коржинскому, проявляются следующие стадии: 1) ранняя щелочная, 2) кислотная, 3) поздняя щелочная, 4) заключительная нейтральная.

В случае околотрещинного инфильтрационного метасоматоза и образования рудных жил процесс выщелачивания элементов из вмещающих пород в стадию возрастающей кислотности растворов происходит в порядке понижающей основности компонентов, а отложение их в трещинных полостях происходит в порядке возрастающей основности (поздняя щелочная стадия).

Прохождение "опережающей волны кислотности" обусловливает, по Д.С.Коржинскому, образование вертикальной зональности месторождений.

С позиции гипотезы "кислотно-основной дифференциации" и "опережающей волны кислотных компонентов" достаточно удовлетворительно объясняются зональность и последовательность образования минеральных ассоциаций во многих метасоматических месторождениях – скарновых, карбонатитовых, альбититовых, грейзеновых и других, а также в околорудных метасоматитах жильных и штокверковых месторождений.

Современное состояние проблемы зональности рудных месторождений характеризуется широким размахом исследований разнообразных эндогенных месторождений в сочетании с детальным анализом причин возникновения различных типов зональности (Конференция по постмагматическому рудообразованию, т.I, 1963; т.II, 1965; Совещание по прогнозированию скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений, 1972).

Большинство исследователей пытаются объяснить причину зональности в месторождениях тем или иным ведущим фактором, например падением температуры (Спёрр и Эммонс), пульсационным поступлением новых порций растворов

(С.С.Смирнов), изменениями кислотно-основных свойств растворов на путях циркуляции (Д.С.Коржинский), устойчивостью бисульфидных (Barnes, 1962) и хлоридных (Helgeson, 1964) комплексов, а также физическими свойствами элементов, соединений и минералов, в частности теплотой образования окислов и сульфидов, ионными потенциалами элементов (Szádeczky-Kardoss, 1954), ионной плотностью элементов и др.

Вместе с тем еще Ю.А.Билибин (1951) указал на возможность образования трех генетических типов зональности - температурной (в смысле Эммонса), пульсационной (по С.С.Смирнову) и отложения. Ряд советских исследователей (Радкевич, 1959; Некрасов, 1963[1,2]; Онтоев, 1960, 1963, 1966[2,3]; Кунаев, 1963; Дубровский, 1963; Китай, 1966[1,2], и др.) отмечали сложное сочетание различных генетических типов зональности, обусловленное совместным действием нескольких факторов. Наиболее полно эту мысль выразил О.Д.Левицкий в своем выступлении в 1958 г. на Всесоюзном совещании по поискам скрытых рудных тел: "Кажется уже общепринятым стало представление о многообразии причин зонального распределения минеральных комплексов, о многих типах зональности и, наконец, о необходимости использования их для поисков "слепых" рудных тел с учетом вполне конкретной геологической обстановки".

Таким образом, при исследовании проблемы зональности возникает задача установления различных генетических типов зональности и их сочетания в тех или иных эндогенных месторождениях с учетом относительной роли главнейших геологических и физико-химических факторов.

Стадийность минерализации и зональность в месторождениях Забайкалья оруденения рассматривались многими исследователями. На примере вольфрамитовых и оловянных месторождений Забайкалья прерывистость рудного процесса, обусловленную поступлением новых порций растворов разного состава, была выявлена работами О.Д.Левицкого (1939), Е.А.Радкевич (1953), И.З.Самонова (1959), А.В.Дружинина (1960), М.М.Повилайтис (1960), В.И.Игнатовича (1965), Е.И.Доломановой (1963), Д.О.Онтоева (1960), И.П.Кушнарева (1954).

Вместе с тем другие исследователи Забайкалья придерживаются иной позиций. Так, по В.Ф.Барабанову (1961), вольфрамитовые месторождения Забайкалья образуются в результате единого конкреционно-метасоматического процесса.

Вопросы зональности в рассматриваемых месторождениях Забайкалья в той или иной мере затрагивались в работах первых исследователей этого региона. Позднее были установлены элементы обратной вертикальной зональности в рудных жилах некоторых вольфрамитовых месторождений (Баскин, 1932; Левицкий, 1959; Дроздов, 1939), горизонтальная зональность оруденения в пределах отдельных рудных полей оловянных и вольфрамовых месторождений (Радкевич, 1953; Кушнарев, 1954; Смолянский, 1960; Игнатович, 1965; Малиновский, 1965; Онтоев, 1960, 1966[2]), вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов в некоторых редкометальных месторождениях (Беус, Залашкова, 1962[1]; Беус и др., 1962[2]; Залашкова, 1969; Сырицо, 1967), а также зональность в отдельных молибденовых месторождениях.

Несмотря на наличие ряда разрозненных работ по зональности вольфрамовых и оловянных месторождений Забайкалья в настоящее время отсутствует систематизированное описание этого явления с попыткой всестороннего анализа природы наблюдаемых типов зональности и с рассмотрением возможности их использования в геолого-разведочной практике.

При анализе явлений зональности месторождений мы имеем дело с элементами, минералами и минеральными ассоциалиями, с временными соотношениями между ними и с закономерностями их распределения в пространстве. В связи с этим рассмотрим существующие в литературе термины, касающиеся трех понятий: 1) минеральных ассоциаций; 2) временных соотношений эндогенной минерализации, 3) зональности.

Термины, относящиеся к минеральным ассоциациям

Минеральная ассоциация – это сочетание различных групп минералов, слагающих породы (в том числе измененные), рудные тела и месторождения независимо от их происхождения.

Парагенезис минералов или парагенетическая ассоциация минералов – это "... ассоциация минералов, совместно образовавшихся из данного раствора в близких физико-химических условиях" (Бетехтин, 1949). Сходное определение дает Д.С.Коржинский (1957): "Парагенезис минералов – это сонахождение минералов, которое обусловлено их одновременным образованием как продуктов одной и той же стадии одного процесса". На Международном симпозиуме по парагенезису минералов (ГДР, 1967) принято следующее определение этого понятия: "Минеральный парагенезис – это минеральная ассоциация, которая возникла закономерно в течение процесса, строго ограниченного определенным отрезком времени, пространством и физико-химическими условиями" (Rösler, Wolf, 1969). Вместе с тем в каждой "парагенетической ассоциации" отмечается и некоторая последовательность отложения минералов во времени (Петровская, 1965). Указанная формулировка "парагенезиса минералов" принципиально отличается от определения американских геологов, согласно которому "парагенезис минералов – это распределение (или последовательность отложения) минералов и элементов во времени, но не зависит от пространства" (Парк, Мак-Дормид, 1966).

Автор придерживается определения парагенезиса минералов, принятого на симпозиуме в ГДР в 1967 г. с дополнениями Н.В.Петровской.

Минеральный комплекс – это ассоциация минералов, состоящая из одной или нескольких парагенетических ассоциаций, возникшая в течение одной стадии минерализации, и является вещественным ее отражением (Петровская,1965).

Термины, касающиеся временных соотношений эндогенной минерализации

В литературе (Обзор геологических понятий и терминов, 1963) имеются следующие понятия и термины, относящиеся к временным соотношениям эндогенной минерализации: металлогеническая эпоха, этап эндогенного оруденения металлогенической эпохи, фаза рудообразования, этап минерализации, стадия минерализации.

Нельзя признать удачным наличие двух почти сходных терминов – "этап эндогенного оруденения" и "этап минерализации". Далее употребление термина "фаза" (например, "фаза рудообразования" или "фаза минерализации") в геологии не желательно, на что обращал внимание еще А.Н.Заварицкий (1947).

Оруденение является частью эндогенной минерализации того или иного возраста. Поэтому в терминах, характеризующих временное понятие вместо слов "оруденение" или "рудообразование", целесообразно добавлять слово "минерализация". Так, наряду с термином "металлогеническая эпоха" как синоним можно рекомендовать термин "эпоха минерализации". Вместо терминов "этап оруденения" и "стадия оруденения" желательно использовать более распространенные термины "этап минерализации" и "стадия минерализации".

С учетом имеющихся в литературе данных (Котляр, 1966; Рундквист, 1965; Смирнов, 1969) можно наметить определенную градацию геологического времени по его продолжительности, в течение которого происходит эндогенная минерализация в связи с развитием тектоники и магматизма (табл. 1).

В соответствии с этой градацией нами под эпохой минерализации понимается период образования разнообразной эндогенной минерализации, связанный с проявлением нескольких разновозрастных магматических комплексов в течение одного тектоно-магматического цикла.

В геологической литературе (Петровская, 1965; Григорчук, 1965; Китай, 1966$_{1,2}$) отмечались недостатки определений терминов "этап минерализации" и

Таблица 1

Градации геологического времени эндогенной минерализации

Периоды эндогенной минерализации	Категории тектоно-магматических процессов	Продолжительность (условно)
Эпоха минерализации (синоним – металлогеническая эпоха)	Тектоно-магматический цикл	От сотен до нескольких десятков млн. лет
Этап минерализации	Образование многофазного интрузивного или иного магматического комплекса	Первые десятки (10–30) млн. лет
Стадия минерализации	Отдельные интрузивные тела и связанные с ними внутрирудные дайки	Первые (1–3) млн. и сотни тысяч лет
Ступень минерализации	Внутристадийные тектонические подвижки	Десятки тысяч и тысячи лет

"стадия минерализации", данных в свое время А.Г.Бетехтиным, а также критериев для их выделения. Нами предлагаются следующие определения этих понятий.

Этап минерализации – это период геологического времени, как часть эпохи минерализации, в течение которого образуется одновозрастная эндогенная минерализация различного типа (серия и ряды рудных формаций), связанная с формированием одного магматического комплекса. Продолжительность образования последнего оценивается в 10–30 млн. лет (Котляр, 1966; Фаворская, 1969).

Стадия минерализации – это промежуток времени эндогенного минералообразования, в течение которого из одного продолжительного потока постмагматических или иных растворов непрерывно или прерывисто образуется определенный минеральный комплекс, слагающий руды и околорудно измененные породы. Для достоверного выделения стадии минерализации при формировании месторождений должен быть разработан комплекс геологических и иных критериев.

Опыт изучения месторождений показывает необходимость выделения еще более дробного, чем стадия минерализации, интервала времени, в течение которого происходит образование отдельных или нескольких парагенетических ассоциаций минералов, иногда сопровождаемых внутристадийными тектоническими перерывами. Для такой дробной единицы времени предлагают термины "подстадия минерализации", что является менее удачным, другие – "ритм минерализации" (Рундквист, 1965) и третьи – "ступень минерализации" (Ермаков, 1957; Петровская, 1965). Последнее, видимо, наиболее приемлемо.

Термины, касающиеся явлений зональности

До самого последнего времени отсутствовало общее определение понятия "зональность" применительно к эндогенным рудным месторождениям. И лишь на конференции в Праге в 1963 г. и в дискуссиях после нее были предложены разные определения этого понятия (Вольфсон, Лукин, 1968; Кутина, Парк, Смирнов, 1965).

Наиболее полное определение этого понятия предложено В.И.Смирновым (1965): "Зональность рудных тел, рудных месторождений и региональная рудоносная зональность определяется как один из типов регулярного распределения

элементов и минералов, обусловленных закономерным изменением минерального и химического составов руд в пространстве. Зональность обусловлена развитием процесса рудообразования во времени, в меняющихся геологических и физико-химических условиях пространства". В дополнение к этому указывается необходимость совместного изучения парагенезиса и зональности в формулировке Ч.Парка и Я.Кутины. Последние в принципе согласились с первой частью приведенного определения. Однако, по мнению Ч.Парка, зональность большей частью не зависит существенно от времени и вряд ли нужно в определении зональности давать генетическое ее толкование.

Учитывая важную роль парагенезиса минералов, а также фактора времени в образовании зональности нами предлагается следующее уточненное определение понятия "зональность": Зональность рудных тел, месторождений и рудоносных площадей разного масштаба представляет собой закономерное распределение в пространстве элементов, минералов, минеральных, в том числе и парагенетических, ассоциаций, слагающих руды, околорудные метасоматиты и первичные геохимические ореолы. Она обусловлена изменением геологических и физико-химических условий процессов минералообразования на путях циркуляции либо одного потока, либо нескольких разновременных[1] и разновозрастных потоков рудоносных гидротермальных растворов.

По характеру изменения в пространстве вещественного состава месторождений различают следующие виды зональности: 1) минеральная, включая и зональность околорудных метасоматитов; 2) геохимическая, среди которой следует различать: а) зональность в распределении ведущих рудных элементов и их соотношений, б) зональность в распределении элементов-примесей в минералах, в) зональность первичного геохимического ореола.

По сочетанию минеральных зон в пространстве выделяются следующие пространственные типы зональности месторождений и рудных тел:

1) горизонтальная (линейная, поясовая, концентрическая и др.);
2) вертикальная (прямая, обратная[2], ярусная, концентрическая);
3) объемная (или трехмерная) при сочетании вертикальной и горизонтальной зональности;
4) продольная (или фланговая);
5) поперечная (или по мощности рудных тел).

Выделяются два генетических класса зональности (Левицкий, Смирнов, 1959):

Класс I – фациальная (синонимы: отложения, по Билибину, 1951; моноасцендентная, по Kutina, 1963);

Класс II – стадийная (синонимы: пульсационная, по Билибину, 1951; полиасцендентная, по Kutina, 1963).

В зависимости от преобладающего влияния тех или иных геологических и физико-химических факторов внутри каждого из классов выделяются отдельные генетические типа зональности.

---

[1] Под термином "разновременные потоки растворов" понимаются самостоятельные потоки растворов, разделенные друг от друга во времени, но в целом имеющие один и тот же геологический возраст в отличие от "разновозрастных потоков растворов", разрыв во времени между которыми составляет десятки и сотни миллионов лет.

[2] Термины "прямая" и "обратная" вертикальная зональность здесь понимаются не в смысле идеи Эммонса, а в том, что при прямой вертикальной зональности ранние минеральные ассоциации преобладают на нижних горизонтах месторождения, а поздние – на верхних; при "обратной" зональности – наоборот.

Часть I

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ВОЛЬФРАМОВЫХ И ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Рассматривая стадийность минерализации и зональность каких-либо гидротермальных месторождений, мы должны кратко осветить общие геологические условия нахождения месторождений и структурные особенности их формирования и более детально выяснить закономерности развития эндогенной минерализации во времени и в пространстве, включая околорудные изменения вмещающих пород. И только на этой основе сделать необходимые выводы о стадийности и зональности месторождений и об особенностях их генезиса. Поэтому ниже при характеристике отдельных групп месторождений основное внимание уделено стадийности минерализации, околорудным изменениям вмещающих пород и вопросам локальной зональности.

Глава 1

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНИТ-СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Джидинское рудное поле представляет собой яркий пример проявления комплексного молибден-вольфрамового оруденения. На сравнительно небольшой площади здесь расположены три месторождения – Первомайское молибденовое, Инкурское вольфрамовое штокверковое и Холтосонское сульфидно-вольфрамовое жильное. Все они характеризуются весьма разнообразной минералогией и геохимией, сложной историей формирования.

Особенности геологического строения рудного поля. Краткая характеристика месторождений

Джидинский рудный район, расположенный в Западном Забайкалье, в геологическом отношении изучен довольно детально. Большой вклад в его изучение внесли исследования М.В.Бесовой (1939), П.И.Нелетова, К.А.Шалаева и Т.Т.Дейля (1941), Е.Н.Смолянского (1958, 1960), Л.М.Афанасьева (1964), Г.Н.Туговика (1964) и др.

По данным этих исследователей, в геологическом строении района принимают участие нижнепалеозойская (Cm_2) осадочная и осадочно-вулканогенная толщи, собранные в складки северо-западного и близмеридионального простирания в каледонскую эпоху. Указанная толща инъецирована пластовыми интрузиями ультрабазитов (цакирский комплекс), в значительной мере метаморфизованными (серпентиниты, амфиболиты). Широко распространены в районе интрузивные породы преимущественно каледонского возраста – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты, образующие крупные батолитоподобные массивы (джидинский комплекс).

С процессами тектонической активизации в мезозое (Шеглов, 1965) и подновления древних глубинных разломов северо-западного простирания (Смолянский, 1958) связано внедрение трещинных интрузий гранитоидов. По данным Л.М.Афанасьева (1964) и В.И.Игнатовича (1965), мезозойские интрузивы представлены двумя комплексами: а) малокуналейским, условно триасового возраста, представленным сиенитами, кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами; б) гуджирским – позднеюрского возраста – биотитовыми и лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами и серией дайковых пород от аплитов до сиенит-порфиров.

Молибденово-вольфрамовое оруденение района пространственно и генетически связано с гуджирским комплексом гранитов.

Геологическое строение рудного поля освещено в работах ряда исследователей (Бесова, 1939; Кушнарев, 1954; Повилайтис, 1960; Игнатович, 1965; Малиновский, 1965). Согласно данным этих авторов, в строении рудного поля принимают участие метаморфизованная осадочно-вулканогенная толща кембрия, собранная в антиклинальную складку близмеридионального простирания и прорывающие ее каледонские интрузивы кварцевых диоритов и лейкократовые биотитовые граниты гуджирского комплекса.

Осадочно-вулканогенная толща представлена песчаниками, песчано-глинистыми и известковистыми сланцами, известняками, порфиритами, спилитами и альбитофирами, которые в результате регионального метаморфизма превращены в различные метаморфические сланцы и мраморы.

Диориты и кварцевые диориты занимают большую часть площади рудного поля и образуют краевую часть крупного массива гранитоидов каледонского возраста. Многочисленная дайковая серия, связанная с диоритами, представлена микродиоритами, порфиритами и спессартитами.

Позднеюрские биотитовые граниты образуют небольшой массив в области восточного контакта диоритов с осадочно-вулканогенной толщей палеозоя. Несколько восточнее его обнажен шток гранит-порфиров, известный под названием "горкинский", представляющий по данным некоторых исследователей (Игнатович, 1965), самостоятельное интрузивное тело, внедрившееся позднее гуджирского массива. По последним геолого-геофизическим (В.В.Аристов и др.) и буровым данным, Гуджирский массив гранитов представляет собой трещинную интрузию, приуроченную к тектонической зоне северо-западного простирания (Смолянский, 1958) с очень пологим склонением юго-восточной ее части под толщу осадочно-эффузивных пород палеозоя.

Абсолютный возраст гранитов Гуджирского массива, определенный по биотиту аргоновым методом, составляет 145 $\pm$ 6 млн. лет, что соответствует поздней юре (Афанасьев, 1964).

С интрузией биотитовых гранитов связаны многочисленные жильные породы – микрогранит-порфиры и аплиты I фазы, гранит-порфиры, сиениты и сиенит-порфиры (Игнатович, 1965; Афанасьев, 1964), ранее считавшиеся керсантитами.

Под воздействием интрузии гранитов осадочно-эффузивные породы, а также палеозойские диориты подверглись контактовому метаморфизму.

Структурные условия формирования месторождений Джидинского рудного поля освещены в работах И.П.Кушнарева (1954), В.И.Игнатовича (1965), Е.П.Малиновского и В.И.Игнатовича (1962) и Е.П.Малиновского (1965). По данным этих исследователей, главнейшими структурными элементами рудного поля являются долгоживущие разломы северо-западного, широтного и близмеридионального простираний, заложенные еще в каледонскую эпоху. В мезозое они были только подновлены повторными тектоническими движениями.

В узле пересечения широтного и близмеридионального разломов, по данным В.И.Игнатовича (1965), расположен Гуджирский массив гранитов. В зонах древних разломов, особенно северо-западного и близширотного простирания с пологим падением на юг, локализованы многочисленные дайковые породы мезозойского возраста и рудные жилы.

Первомайское штокверковое молибденитовое месторождение расположено в апикальной части массива гранитов и частично в ближайшей экзоконтактовой его зоне. Молибденитовое оруденение в гранитах связано с сетью кварцевых прожилков и маломощных жил, имеющих различную ориентировку. По И.П.Кушнареву (1954), эти прожилки выполняют крутопадающие трещины отрыва, возникающие в результате их раскрытия под воздействием давления нераскристаллизовавшейся части магмы снизу вверх. По данным В.И.Игнатовича (1965), в пределах штокверка отмечаются зоны повышенной трещиноватости северо-западного и северо-восточного простирания, к которым приурочены наиболее обогащенные молибденом участки. Для штокверка характерно наличие многочисленных дорудных и внутриминерализационных даек аплитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров и сиенитов. Кварц-молибденитовые прожилки нередко прослеживаются из гранитов в роговики и ороговикованные сланцы, где образуют участки и зоны с промышленным оруденением. Однако по технологическим свойствам такие "сланцевые" руды оказываются забалансовыми. Молибденовое оруденение в штокверке прослеживается до глубины 100-120 м. В настоящее время большая часть месторождения выработана.

Инкурское штокверковое гюбнеритовое месторождение расположено в экзоконтактовой зоне Гуджирского массива гранитов в форме широкого полукольца, окружающего этот массив с юго-запада, запада и северо-запада. Оно залегает преимущественно в палеозойских кварцевых диоритах и частично в ороговикованных метаморфических сланцах кембрия.

Вольфрамовое оруденение здесь связано с многочисленными кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми прожилками, содержащими гюбнерит, сульфиды, флюорит и в меньшей степени шеелит. Густая сеть таких прожилков обусловливает образование штокверкового оруденения. Рудоносные прожилки сформировались главным образом путем выполнения мелких трещин и сопровождаются околопрожилковой грейзенизацией диоритов и сланцев.

Детальные структурные исследования Инкурского штокверка, выполненные Е.П.Малиновским и В.И.Игнатовичем (1962) и Е.П.Малиновским (1965), выявили радиально-концентрическую структуру месторождения, связанную с образованием крупного сводового поднятия в кварцевых диоритах под действием вертикальных усилий, в частности давления магматической массы со стороны глубинных частей гранитного массива. В этих условиях одновременно раскрывались радиальные и концентрические трещины, в которых отлагались рудные и жильные минералы. В пределах Инкурского штокверка кроме густой сети рудоносных прожилков встречаются отдельные гюбнерит-кварцевые жилы субширотного и местами юго-западного простирания с крутыми падениями их на юг и реже на север (жила 80).

Вольфрамовое оруденение в штокверке распределено неравномерно. Наиболее обогащенные участки наблюдаются на южном и северном флангах, тогда как в центральной его части отмечается в целом относительно слабое оруденение.

Холтосонское жильное сульфидно-вольфрамитовое месторождение расположено к западу от Инкурского штокверка, в наибольшем удалении от гранитного массива. Оно представлено серией протяженных гюбнерит-сульфидно-кварцевых жил, залегающих в диоритах и имеющих пологое падение на юг и юго-запад. По данным И.П.Кушнарева (1954), Н.К.Нефедова и Н.И.Даровских (1956), В.И.Игнатовича (1965) и Е.П.Малиновского (1965), изучавших структурные условия формирования Холтосонского месторождения, рудные жилы приурочены к пологим сколовым нарушениям субширотного и северо-западного простираний, заложенным еще в каледонский этап тектогенеза. К ним приурочена серия жильных пород (микродиориты, диоритовые порфириты, лампрофиры), связанная с каледонским интрузивом кварцевых диоритов и диоритов. В связи с тектоно-магматической активизацией в мезозое вдоль этих же нарушений происходило внедрение многочисленных даек малокуналейского (бостониты, сиениты и сиенит-порфиры) и гуджирского (гранит-порфиры, сиениты и кварцевые сиенит-порфиры) комплексов. Сбросо-сдвиговые перемещения вдоль этих пологих сколовых

нарушений происходили неоднократно в основном в дорудный этап с амплитудами смещения, редко превышающими 5–10 м.

Морфология рудных жил довольно сложная: раздувы жил по простиранию и падению сменяются пережимами, что обусловливает линзообразный характер жил; довольно часто наблюдается четкообразная форма их (когда раздувы и пережимы жил неоднократно повторяются). Жилы сопровождаются многочисленными апофизами, часто ветвятся, особенно при их выклинивании.

Распределение гюбнерита, а также сульфидов в жилах крайне неравномерное, гнездовое; с глубиной мощность некоторых жил и содержание гюбнерита в них резко уменьшается. Однако в наиболее крупных жилах (103, 252, 253 и др.) мощность и содержание трехокиси вольфрама прослеживается без заметных изменений с глубиной. Вертикальная протяженность вольфрамового оруденения в целом по месторождению оценивается в 700 м.

Общая характеристика эндогенной минерализации рудного поля

На площади рассматриваемого рудного поля проявлена исключительно разнообразная эндогенная минерализация. Наиболее характерной ее особенностью является комплексный состав, где на небольшой площади сконцентрировано молибденовое, вольфрамовое, висмутовое и свинцово-цинковое оруденение. В связи с этим месторождения характеризуются исключительно сложным минеральным составом и разнообразными минеральными парагенетическими ассоциациями. Наряду с процессами выполнения трещин в месторождениях широко проявлены и метасоматические процессы, связанные как с площадными изменениями в пределах апикальной части гранитного массива, так и особенно с околожильными изменениями вмещающих пород. Весьма важной особенностью эндогенной минерализации является отчетливая прерывистость ее проявления во времени, устанавливаемая по совокупности геологических и других признаков. Наконец, отличительной чертой минерализации рудного поля является пространственное обособление молибденового, вольфрамового и сульфидно-вольфрамового оруденения.

Минералогия рассматриваемых месторождений изучалась М.В.Бесовой (1939), Н.В.Смольяниновым (1940), И.П.Кушнаревым (1954), А.Ф.Коржинским (1967) и наиболее полно М.М.Повилайтис (1960). В настоящее время, по данным указанных исследователей, с некоторыми дополнениями автора, известно более 50 гипогенных минералов. Общий минеральный состав и относительная распространенность минералов в месторождениях рудного поля представляется в следующем виде (табл. 2).

Не останавливаясь на подробной характеристике отдельных минералов рассматриваемых месторождений, отметим некоторые специфические черты проявления отдельных минералов.

Молибденит – главный рудный минерал Первомайского штокверка, встречается в двух генерациях: первая генерация представлена тонкочешуйчатым агрегатом в тонких "сухих" молибденитовых и кварцевых прожилках в тесной ассоциации с микроклином, пиритом и другими минералами; вторая его генерация представлена более крупночешуйчатым агрегатом в кварцевых жилах в ассоциации с мусковитом, пиритом, флюоритом, гюбнеритом и др. В более поздних малосульфидных гюбнерит-кварцевых жилах молибденит почти не встречается.

Берилл как акцессорный минерал наблюдается как в ранних молибденит-кварцевых прожилках, так и в поздних малосульфидных гюбнерит-кварцевых прожилках. В наиболее поздних сульфидно-гюбнерит-кварцевых жилах он отсутствует.

Минералы вольфрама представлены главным образом марганцевистым членом изоморфного ряда $MnWO_4 - FeWO_4$ – гюбнеритом, в меньшей степени – шеелитом. Сравнительно редок собственно вольфрамит (переотложенный в пустотках жил). Выделяются две главные вольфрамоносные ассоциации – малосульфидная гюбнерит-кварцевая и более поздняя сульфидно-гюбнерито-кварцевая. Шее-

Таблица 2

Относительная распространенность гипогенных минералов в месторождениях Джидинского рудного поля

Относительная распространенность минералов	Рудные минералы	Нерудные минералы
Главные	Пирит, молибденит, гюбнерит, сфалерит, галенит	Микроклин, кварц, флюорит, мусковит (в том числе жильбертит, серицит)
Распространенные	Халькопирит, айкинит*, блеклая руда, шеелит	Альбит, адуляр, биотит, жильбертит, триплит*, родохрозит, анкерит-сидерит, кальцит, хлорит
В малом количестве	Магнетит, гематит, ильменорутил*, висмутин, висмут, линдстремит (?), хаммарит*	Апатит, эпидот, серпентин**, тальк**, магнезит**
Редкие и весьма редкие, акцессорные	Касситерит, монацит, циркон, рутил, станнин, пирротин, фаматинит*, кубанит*, борнит, сульфовисмутит меди и серебра, петцит, сильванит (?), самородное золото, аргентит	Топаз, барит*, геарксутит*, берилл

* Минералы, впервые обнаруженные М.М.Повилайтис (1960),
** Минералы, обнаруженные А.Ф.Коржинским (1967).
Подчеркнуты минералы, установленные автором.

лит в заметном количестве наблюдается в рудоносных прожилках Инкурского штокверка, где он составляет около 16-18% от общего количества вольфраматов. Шеелит образуется как в раннюю минеральную ассоциацию вместе с молибденитом, так и в более позднюю гюбнерит-кварцевую. Часто поздний шеелит замещает кристаллы гюбнерита.

Исключительно широко в месторождениях развиты минералы класса сульфидов и сульфосолей. Из сульфидов резко преобладают пирит, сфалерит, халькопирит и галенит. Значительные концентрации пирита образуются и в околорудно измененных породах ("березитах").

Большое развитие в рудах получили сульфосоли (тетраэдрит и др.). Среди них особого внимания заслуживают разнообразные сульфосоли висмута, свинца, меди и серебра, обусловливающие заметное количество этих элементов в рудах. Если для многих кварц-вольфрамитовых месторождений Забайкалья (Букука, Белуха, Спокойное, Бом-Горхон и др.) наряду с висмутином и самородным висмутом характерны преимущественно свинцово-висмутовые сульфосоли (лиллианит, козалит, галеновисмутит и др.), то для джидинской группы месторождений весьма типично преобладание медно-свинцово-висмутовых сульфосолей - линдстремита, айкинита, хаммарита (Повилайтис и др., 1969), а также наличие сульфовисмутита меди и серебра (Шадлун, Онтоев и др., 1969). Сравнительно редко встречаются теллуриды серебра и золота (петцит, гессит (?) и сильванит (?)) в ассоциации с самородным золотом. Весьма характерна эволюция состава висмутовых минералов. В парагенезисе с молибденитом I ге-

нерации и пиритом встречаются висмутин, иногда в срастании с самородным висмутом. В ассоциации с молибденитом II генерации, бериллом и пиритом, а также в гюбнерит-кварцевых прожилках преимущественно развит айкинит в срастании с хаммаритом и сульфовисмутитом меди и серебра.

Наконец, в наиболее поздней сульфидно-гюбнерит-кварцевой ассоциации висмут и серебро содержатся главным образом в галените, в котором содержание висмута и серебра достигает соответственно 2,8-4 и 1,0-1,62%. Эти элементы находятся в галените в форме α-матильдита ($\alpha = AgBiS_2$), который образует с галенитом твердый раствор, что подтверждается уменьшением параметра решетки галенита в зависимости от содержания α-матильдита (Онтоев, Корсакова, 1967).

Значительное распространение в месторождениях получили минералы, содержащие летучие компоненты, особенно фтор (флюорит, слюды), воду (биотит, мусковит, серицит) и частично углекислоту (карбонаты). Высокая концентрация флюорита характерна не только для самих жил и рудоносных прожилков, но и для околорудных метасоматитов, например, в березитах содержание фтора достигает 5-7%. Повышенное содержание флюорита в Инкурском штокверке позволяет получать попутный флюоритовый концентрат. Наконец, весьма важной чертой минералогии рассматриваемых месторождений является заметное развитие в рудах существенно марганцевистых минералов, на что обратил внимание еще Н.В.Смольянинов (1940). Кроме гюбнерита здесь широко развиты родохрозит и триплит, особенно в поздних сульфидно- гюбнерит-кварцевых жилах. Повышенное содержание марганца отмечено в анкерите (6% MnO), апатите (2,13%), слюдах (0,55-0,68%) (Повилайтис, 1960) и частично в сфалерите (0,14-0,15%) (Онтоев и др., 1966). Сходная ассоциация существенно марганцевистых минералов наблюдается в некоторых сульфидно-вольфрамитовых месторождениях Забайкалья (Букука и др.).

Детальные исследования отдельных минералов и их групп приведены в работах упомянутых выше авторов. Кроме того, некоторые рудные и жильные минералы Джидинского рудного поля были детально исследованы на сопутствующие элементы-примеси. Были изучены элементы-примеси в гюбнерите, флюорите, пирите, сфалерите и других минералах (Онтоев, Дудыкина, 1966), галените (Онтоев, Корсакова, 1967), сфалерите (Повилайтис, 1966), слюдах (Онтоев, Здобнова, Дудыкина, 1968$_3$) и калиевых полевых шпатах (Онтоев, Батова, 1969). Результаты этих исследований будут кратко изложены при характеристике геохимической зональности в распределении элементов-примесей.

Стадии минерализации и основные минеральные парагенетические ассоциации

Все исследователи Джидинского рудного поля признают прерывистый характер формирования редкометальных месторождений. Впервые разобщенность во времени молибденового оруденения от вольфрамового установил И.П.Кушнарев (1954) по наличию внутрирудных даек "керсантитов" и "спессартитов". Позднее М.М.Повилайтис (1960) обнаружила жилы и дайки порфировидного аплита, секущие кварц-молибденитовые прожилки, но предшествующие образованию кварц-микроклиновых прожилков с ильменорутилом.

В.И.Игнатович (1959, 1965) высказал соображение, что горкинский шток гранит-порфиров образовался после гуджирских гранитов и внедрился после молибденового этапа минерализации, но до вольфрамового. В настоящее время работами многих исследователей в значительной мере уточнена и выяснена общая последовательность образования многочисленных рудоносных штокверковых прожилков и рудных жил и слагающих их основных парагенетических минеральных ассоциаций. Однако у исследователей отсутствует единый взгляд в отношении объема и содержания понятия о периодах минералообразования, разорванном во времени, о признаках и критериях выделения таких периодов. Так, одни авторы выделяют этапы минерализации (Кушнарев, 1954; Повилайтис, 1960), другие наряду с этапом также и стадии минерализации (Игнатович, 1965),

третьи – фазы и стадии минерализации (Повилайтис, 1960, 1966). При этом количество выделяемых этапов или стадий минерализации колеблется от 7 до 14. В связи с этим необходимо кратко остановиться на этом вопросе.

Прежде всего вся эндогенная минерализация рудного поля, связанная с формированием гуджирского интрузивного комплекса, сформирована в один этап минерализации. В пределах него могут быть выделены стадии минерализации в том понимании, которое дано нами ранее. Касаясь схем стадийности минерализации, предложенных упомянутыми исследованиями, необходимо отметить следующее.

Выделяемая этими исследователями ранняя "пегматоидная" стадия характеризует по существу образование крупнокристаллических (пегматитоподобных) кварц-микроклиновых прожилков, жил, гнезд и линз, образующихся в результате процессов площадной микроклинизации гранитов в апикальной части массива. Этот процесс не может быть отнесен к молибденитовой "фазе" или молибденовому "этапу", ибо он отделен от молибденового оруденения внедрением даек гранит-порфиров и аплитов I фазы. Аналогичным образом поздняя "пегматоидная" стадия представляет собой проявление поздней микроклинизации.

Выделение двух и местами даже трех (В.И.Игнатович) молибденитовых стадий минерализации нельзя считать обоснованным, так как вкрапленность молибденита в так называемых синрудных аплитах является эпигенетической, т.е. поздней, наложенной. Наличие же ранних "сухих" молибденитовых просечек и прожилков и более поздних мусковит-молибденит-кварцевых прожилков отражает лишь последовательность образования молибденита по мере изменения параметров растворов.

Наконец, необходимо отметить, что существование самостоятельной кварц-гюбнерит-родохрозитовой стадии минерализации ничем не доказано, так как она выделяется главным образом по наличию в жилах (1-2) значительных количеств родохрозита (Повилайтис, 1960). Небольшие количества родохрозита в ассоциации с сульфидами, гюбнеритом и триплитом отмечались нами во многих сульфидно-гюбнеритовых жилах Холтосонского месторождения.

1103

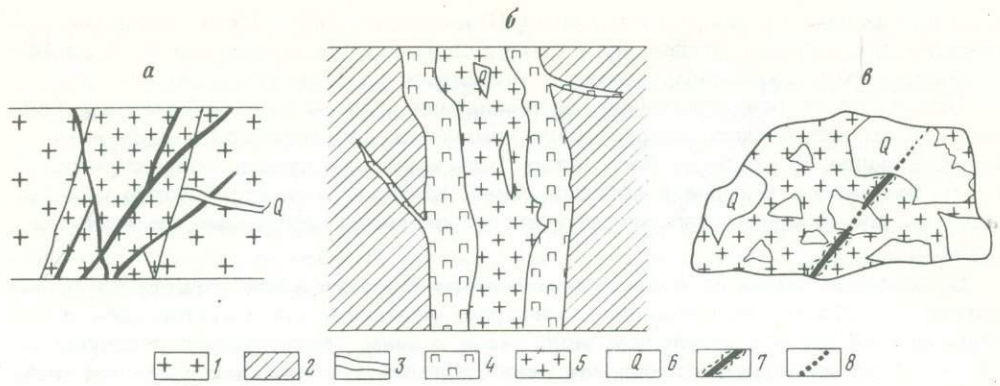
В целом существующие схемы стадийности минерализации рудного поля нуждаются в коррективах.

Предлагаемая схема стадийности минерализации (основные минеральные парагенетические ассоциации). При выделении стадии минерализации мы использовали следующие критерии: 1) наличие внутриминерализационных даек изверженных пород; 2) приуроченность эндогенной минерализации к различным рудовмещающим структурам; 3) пересечения ранних рудных жил более поздними с дроблением первых, наблюдаемые на всех горизонтах месторождений; 4) последовательность в образовании характерных минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела с учетом возможного их фациального изменения; 5) закономерную смену околорудных изменений вмещающих пород и, в частности, элементы циклического их проявления; 6) распределение элементов-примесей в некоторых рудообразующих минералах.

Анализируя фактический материал, собранный нами в процессе изучения месторождений с использованием указанных выше критериев, можно выделить следующие стадии минерализации: 1) дорудная полевошпатовая, 2) молибденитовая, 3) сульфовисмутит-гюбнеритовая, 4) гюбнерит-сульфидно-кварцевая, 5) халцедоновидного кварца.

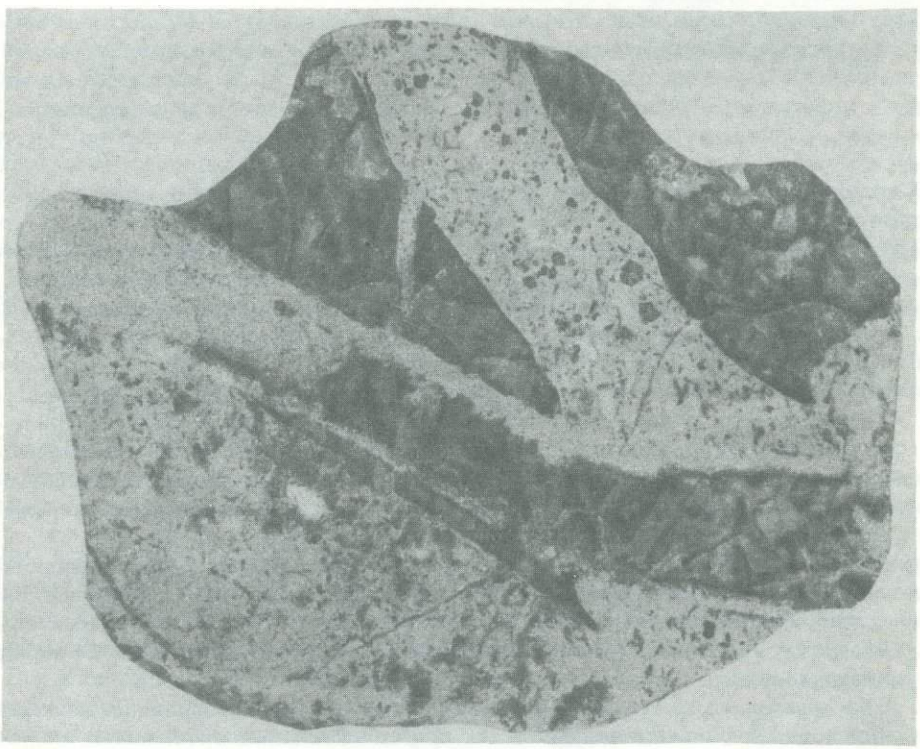
1. Дорудная полевошпатовая стадия. Наиболее ранние постмагматические процессы, проявившиеся вслед за кристаллизацией и остыванием апикальной части гуджирского гранитного массива, выразились в площадной микроклинизации I и альбитизации гранитов. При этом процессы альбитизации, как будет показано ниже, развиты на нижних горизонтах апикальной части массива, а микроклинизации – на верхних. Процессы микроклинизации I сопровождаются образованием зон почти мономинеральных микроклиновых метасоматитов крупнокристаллических пегматитоподобных микроклинитов и кварц-микроклиновых жил и прожилков, гнезд и линз. Все эти образования рассекаются не только ранними молибденитовыми и кварц-молибденитовыми прожилками, но и дайками

Российской Академии Наук Геологический институт

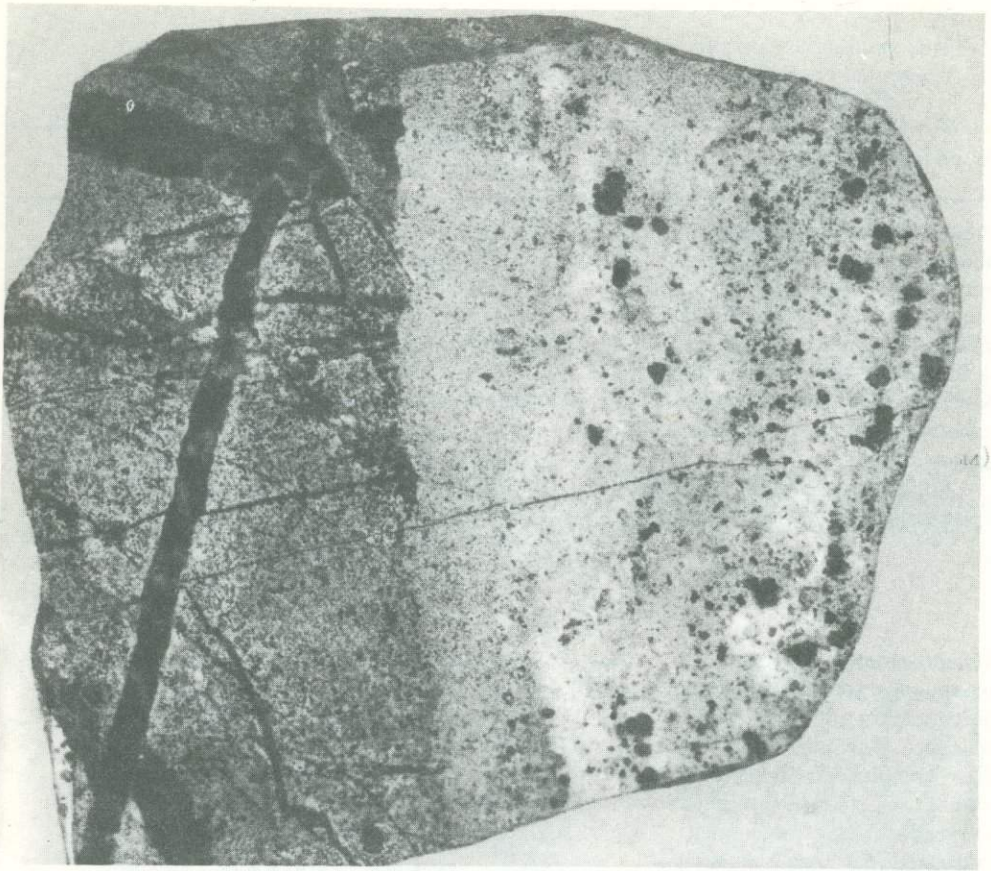


Фиг. 1. Взаимоотношения кварцевых (а, в) и кварц-микроклиновых (б) жил и прожилков I стадии с дайками аплита I фазы и кварц-молибденитовыми прожилками II стадии. Зарисовки уступов карьера, Первомайское месторождение

1 – среднезернистый гранит; 2 – ороговикованные сланцы; 3 – кварцевые и 4 – кварц-микроклиновые прожилки и жилы I стадии; 5 – дайка аплита I фазы; 6 – обломки крупнокристаллического кварца I генерации в аплите I; 7 – кварц-молибденитовые прожилки, сопровождаемые микроклинизацией аплитов и гранитов; 8 – следы продолжения поздних кварцевых прожилков в раннем кварце



Фиг. 2. Остроугольные обломки дорудного кварца (темное) и кварц-микроклинового крупнозернистого метасоматита сцементированы аплитом I фазы.



Фиг. 3. Кварц-молибденитовые прожилки и просечки (темное) рассечены дайкой гранит-порфира II фазы, в эндоконтактовой зоне которой отмечается зона закалки в виде мелкозернистого аплитового гранита. Полир. штуф 488/66, натур. вел.

микрогранитов и аплитов I фазы (фиг. 1), а обломки крупнокристаллического кварца и микроклина сцементированы аплитом I (фиг. 2). Последние в свою очередь рассекаются кварц-молибденитовыми прожилками. Таким образом устанавливается не только домолибденитовый, но и додайковый возраст рассматриваемой стадии.

Минеральные ассоциации, слагающие метасоматические жилы и прожилки данной стадии, представлены микроклином, кварцем, альбитом, биотитом, магнетитом, пиритом и флюоритом; оруденение в этой стадии не проявлено.

2. Молибденитовая стадия. Эта стадия проявилась после формирования даек микрогранитов и аплитов I фазы и отчетливо на них накладывается. Вместе с тем многочисленные молибденитовые и кварц-молибденитовые просечки и прожилки, а также зоны и участки грейзенизации гранитов с обильной вкрапленностью молибденита рассекаются дайками гранит-порфиров и аплитов II фазы (фиг. 3). В эндоконтакте таких даек наблюдается отчетливая зона закалки, представленная аплитовидным гранитом. В 3-4 см от контакта появляются вкрапленники кварца. Прожилки и маломощные дайки порфировидного аплита, секущие кварц-молибденитовые прожилки, отмечали М.М.Повилайтис (1960), В.И.Игнатович (1959, 1965) и Е.П.Малиновский (1960).

В последние годы на нижних горизонтах Первомайского карьера вскрыты более мощные (до 3 м) дайки гранит-порфиров II фазы, очень близкие к гра-

Таблица 3

Минеральные парагенетические ассоциации молибденитовой стадии в гранитах и во вмещающих их породах

В гранитах и аплитах I фазы	В биотитовых роговиках, ороговикованных сланцах и диоритах
Кварц-молибденитовая и кварц-микроклин-молибденитовая ассоциации: молибденит I, кварц, микроклин (главные); пирит, флюорит (в заметном количестве); мусковит, берилл*, сфалерит, висмутин, шеелит (мало)	Биотит-молибденитовая: биотит, молибденит (главные); кварц, пирит, флюорит (второстепенные); апатит, шеелит, альбит, микроклин (мало)
Микроклинизация II микрогранитов и аплитов I фазы	Биотитизация пород Кварц-полевошпат-молибденитовая; кварц, микроклин, альбит, молибденит (главные); пирит, флюорит, берилл*, шеелит, сфалерит (второстепенные); апатит, сфен, гематит (редко)
	Микроклинизация и альбитизация пород
Кварц-молибденитовая, кварц-мусковит-молибденитовая ассоциации: кварц, молибденит II, мусковит (главные); пирит, флюорит, сфалерит, халькопирит (второстепенные); гюбнерит, айкинит, берилл*, ильменорутил*	Кварц-молибденитовая и кварц-мусковит-микроклин-молибденитовая: кварц, молибденит II, мусковит, микроклин (главные), флюорит, пирит (в заметном количестве), сфалерит, халькопирит, шеелит, берилл*, гюбнерит (мало)
Грейзенизация I гранит-порфиров и аплитов I фазы	Грейзенизация I вмещающих пород (образование флюорит-пирит-серицитовых метасоматитов)

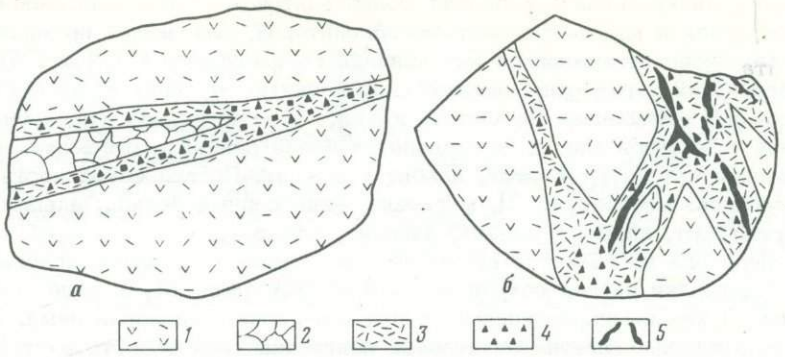
* Акцессорные минералы.

нит-порфирам горкинского штока. Однако более важным является то, что такие дайки гранит-порфиров и аплитов II фазы рассекают не только ранние кварц-молибденитовые прожилки, но и более поздние кварц-молибденитовые прожилки с зонами грейзенизации, содержащими вкрапленность молибденита.

В молибденитовую стадию минерализации возникают различные парагенетические минеральные ассоциации. Последовательность образования этих ассоциаций, их минеральный состав и особенности фациального изменения в зависимости от литологического состава вмещающих пород показаны на табл. 3.

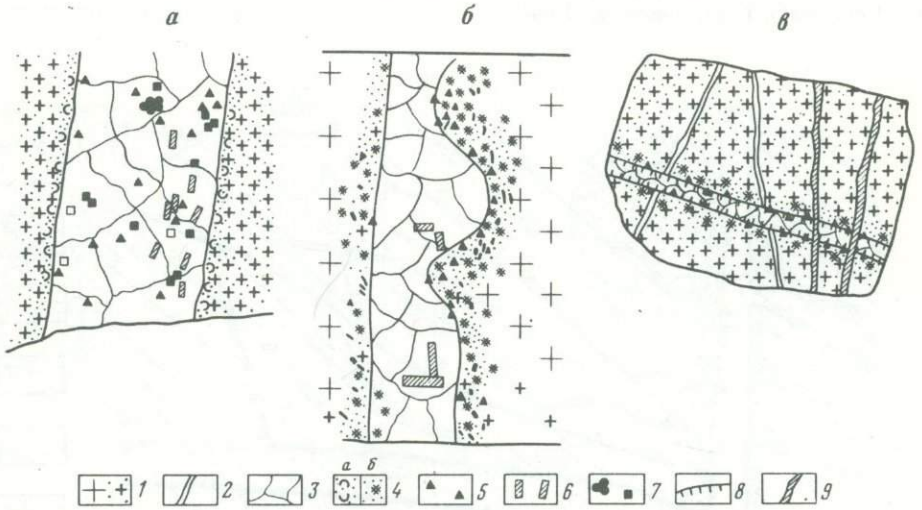
Наиболее ранней ассоциацией в этой стадии является молибденитовая и кварц-микроклин-молибденитовая, слагающая наиболее продуктивные образования - молибденитовые просечки, кварц-молибденитовые и кварц-микроклин-молибденитовые прожилки, а также зоны и линзы локальной микроклинизации гранитов с вкрапленностью молибденита. Около указанных прожилков вмещающие их граниты и аплиты I, как правило, микроклинизированы, причем зона микроклинизации проявляется более четко в аплитах, чем в гранитах. Последовательность отложения минералов в таких прожилках следующая: молибденит I, микроклин, акцессорный берилл, пирит, висмутин, кварц, сфалерит, флюорит.

При переходе из гранитов во вмещающие биотитовые роговики, ороговикованные сланцы и диориты состав минеральных ассоциаций стадии заметно ме-



Фиг. 4. Биотит-кварцевые (а) и биотитовые (б) прожилки с молибденитом в ороговикованном диорите

1 – биотитизированный ороговикованный диорит; 2 – жильный кварц; 3 – биотитовая оторочка и биотитовые прожилки; 4 – вкрапленность молибденита; 5 – гнезда и обособления кварца среди биотитовой зоны. Зарисовки образцов из керна скв. 729, Первомайское месторождение



Фиг. 5. Поздние кварц-молибденовые прожилки с зоной грейзенизации гранит-порфиров

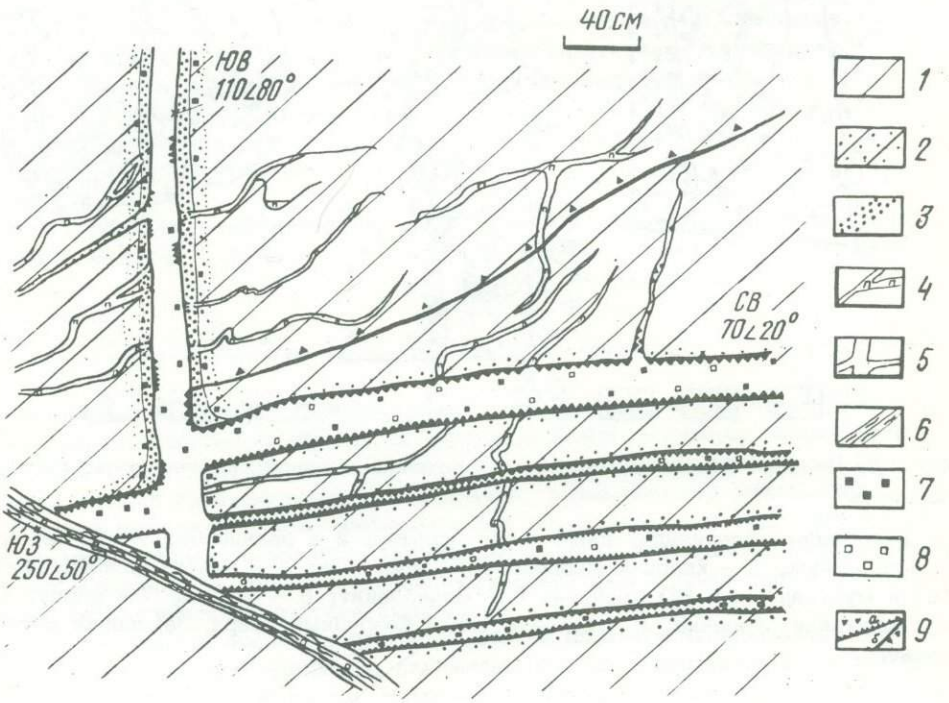
1 – слабогрейзенизированный гранит-порфир; 2 – ранний безрудный кварцевый прожилок; 3 – кварц-молибденитовый прожилок; 4 – кварц-мусковитовый (а) и мусковитовый (б) грейзен; 5 – молибденит; 6 – берилл; 7 – пирит; 8 – мусковитовая оторочка; 9 – более поздний безрудный кварц. Зарисовки уступов карьера

няется. Здесь образуются биотит-молибденитовые, кварцево-биотит-молибденитовые прожилки и линзы (фиг. 4) в участках интенсивно биотитизированных пород, а также многочисленные кварц-полевошпат-молибденитовые и кварц-молибденитовые прожилки. Нередко удается наблюдать непосредственную смену кварц-молибденитовых прожилков в гранитах в альбит-микроклиновые с молибденитом в ороговикованных сланцах. Последовательность отложения минералов в этих прожилках такова: биотит, молибденит, пирит, шеелит, апатит, микроклин, альбит, кварц, сфалерит, флюорит.

Поздняя минеральная ассоциация молибденитовой стадии представлена кварц-молибденитовой и кварц-мусковит-молибденитовой, слагающей прожилки и жилы в гранитах, сопровождающихся интенсивной грейзенизацией I (фиг. 5). Для этой ассоциации характерно значительное развитие мусковита, который образует оторочки в зальбандах прожилков и жил, а также гнезда и неправильные скопления в жильной массе. В отличие от более ранней в рассматриваемой ассоциации отсутствуют биотит, альбит и шеелит. Последовательность отложения минералов: молибденит II, мусковит, акцессорный берилл, ильменорутил, пирит, гюбнерит, кварц, сфалерит, айкинит, флюорит.

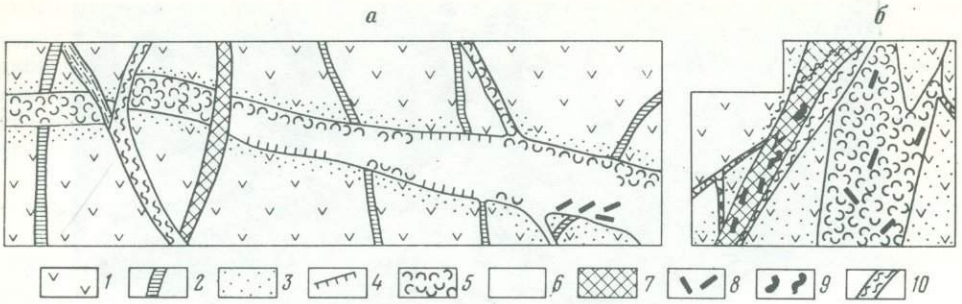
При переходе из гранитов во вмещающие сланцы и диориты кварц-молибденитовые прожилки иногда сохраняют свой состав (фиг. 6), а чаще состав их меняется на кварц-микроклиновый и кварц-мусковит-микроклиновый. В последнем случае иногда заметна отчетливая поперечная зональность в строении прожилков: в зальбандах - тонкая каемка мелкочешуйчатого молибденита, на которую нарастает оторочка мусковита, а центральная часть прожилка сложена микроклином. Местами наблюдается и обратная последовательность - микроклин - в зальбандах, а мусковит с флюоритом - в центральных частях прожилков.

Поздние молибденитсодержащие кварцевые, кварц-микроклиновые и микроклиновые прожилки в сланцах и диоритах сопровождаются образованием тонко- и мелкозернистого флюорит-пирит-серицитового метасоматита, который мы рассматриваем как своеобразную фацию грейзенов по породам, богатым основаниями (FeO, MgO, CaO)(Онтоев, 1969).



Фиг. 6. Серия штокверковых молибденит-кварцевых прожилков в ороговикованных сланцах. Зарисовка уступа карьера

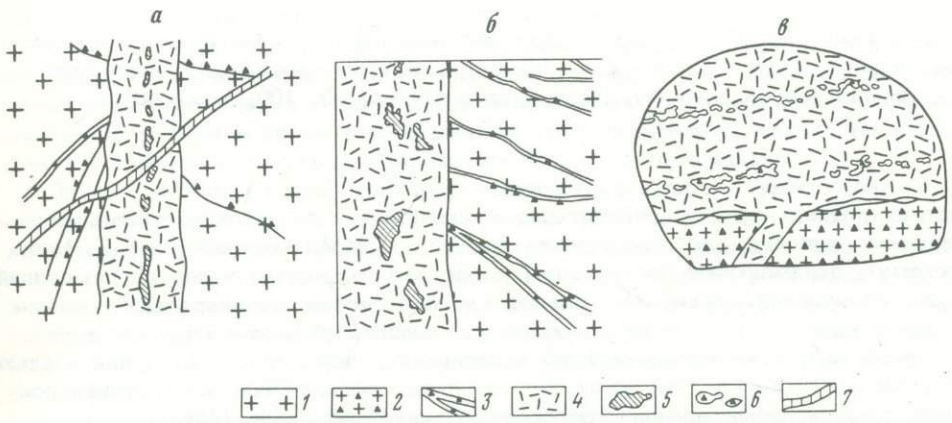
1 - ороговикованный биотитизированный сланец; 2 - слабогрейзенизированный сланец; 3 - флюорит-пирит-слюдистый метасоматит; 4 - ранние альбитовые прожилки; 5 - кварцевые прожилки; 6 - тектоническое нарушение с поздним халцедоновидным кварцем; 7 - пирит; 8 - флюорит; 9а - молибденитовая оторочка в их зальбандах; 9б - молибденитовые просечки в сланцах



Фиг. 7. Возрастные соотношения между ранними микроклин-гюбнерит-кварцевыми и поздними гюбнерит-сульфидно-кварцевыми жилами

а – зарисовка кровли штольни Капитальная; б – зарисовка западной стенки штольни Инкур

1 – диорит; 2 – ранние мусковит-кварцевые прожилки; 3 – грейзенизированный диорит; 4 – мусковитовая оторочка; 5 – микроклин; 6 – кварц; 7 – поздние гюбнерит-сульфидно-кварцевые прожилки и жилы; 8 – крупнотаблитчатый гюбнерит; 9 – обособления и гнезда сульфидов (пирит, сфалерит, галенит); 10 – тектонические нарушения



Фиг. 8. Зоны поздней микроклинизации III, секущие кварц-молибденитовые прожилки и вкрапления молибденита в аплите I фазы

1 – гранит-порфир; 2 – аплит I фазы с обильной вкрапленностью молибденита; 3 – кварц-молибденитовые прожилки; 4– зоны поздней микроклинизации III; 5 –кварц новообразованный; 6 – реликты кварца с чешуйками молибденита; 7 – безрудный кварцевый прожилок. Зарисовки уступов карьера

3. Сульфовисмутит-гюбнеритовая стадия[1]. По данным предыдущих исследователей, дополненным нашим материалом, минерализация этой стадии проявилась после внедрения даек гранит-порфиров и аплитов II фазы, горкинского штока гранитов и даек меланократовых сиенит-порфиров и наложена на эти магматические тела. Она приурочена к субширотной системе трещин в

---

[1]Этой стадии соответствует пирит-гюбнеритовая стадия (по Повилайтис, 1960, 1966). Однако наиболее характерными (типоморфными) минералами этой стадии являются сульфовисмутиты свинца и меди (айкинит, хаммарит и др.).



Фиг. 9. Гюбнерит (I), сфалерит (2) с эмульсионной вкрапленностью халькопирита) и айкинит (3 - белое) выполняют промежутки между листочками мусковита (темно-серое), 4-пирит. Полир. шлиф 447/62, шт. 100, увел. 40

пределах апикальной части гранитного массива, а в его экзоконтактовой зоне - к системе радиально-концентрических трещин (по В.И.Игнатовичу и Е.П.Малиновскому), окаймляющей полукольцом с юго-запада, запада и севера гранитный массив (Инкурский штокверк). Помимо многочисленных штокверковых прожилков здесь образовались крутопадающие микроклин-гюбнерат-кварцевые жилы субширотного и реже юго-западного простираний, являющиеся составной частью Инкурского штокверка. Эти жилы отчетливо рассекаются поздними сульфидно--гюбнерит-кварцевыми жилами Холтосонского месторождения (фиг. 7).

Минерализация рассматриваемой стадии начинается с образования микроклиновых и кварц-микроклиновых прожилков, секущих дайки гранит-порфиров и аплитов II фазы, а также сиенит-порфиров. Такие прожилки, как правило, сопровождаются микроклинизацией III вмещающих гранитов и даек. При этом зоны поздней микроклинизации отчетливо рассекают кварц-молибденитовые прожилки (фиг. 8, а,б) и зоны вкрапленного молибденитового оруденения (фиг. 8,в), при этом среди микроклинового метасоматита наблюдаются реликты кварца с чешуйками молибденита. Явления коррозии и замещения поздним микроклином жильного кварца встречаются довольно часто. Е.П.Малиновским (1960) отмечено выщелачивание молибденита из кварцевых прожилков, если они попадают в зону поздней микроклинизации.

Более поздняя основная минеральная ассоциация данной стадии в гранитах представлена многочисленными кварцевыми и реже кварц-микроклиновыми прожилками, содержащими гюбнерит, пирит, флюорит, мусковит, сфалерит, айкинит, халькопирит, акцессорный берилл и др. В указанных прожилках в парагенезисе с перечисленными минералами иногда встречаются чешуйки молибденита поздней (переотложенной?) генерации, образующие либо оторочки в зальбандах прожилков, либо мелкую вкрапленность в зоне околожильной грейзенизации. Наиболее интенсивно эта стадия проявлена в экзоконтактовой зоне гранитного массива среди диоритов и метаморфических сланцев, где наблюдается большое

количество кварцевых, кварц-микроклиновых и микроклиновых прожилков с гюбнеритом и частично с шеелитом, образующих штокверковое оруденение (Инкурское месторождение). В ассоциации с минералами вольфрама в диоритах встречаются в основном те же самые минералы, что и в гранитах, однако относительное количество некоторых из них заметно возрастает (пирит, айкинит, флюорит, мусковит и др.).

Общая последовательность отложения минералов в прожилках и жилах, судя по наблюдаемым соотношениям минералов (фиг. 9), представляется в следующем виде: мусковит, микроклин, акцессорный берилл, гюбнерит, пирит, касситерит, кварц, флюорит, шеелит, сфалерит, айкинит, хаммарит, халькопирит, галенит.

Все рудоносные прожилки и рудные жилы рассматриваемой минеральной ассоциации сопровождаются околожильной грейзенизацией II, причем в гранитах развиты кварцевые и кварц-мусковитовые фации грейзенов, а в сланцах и диоритах - флюорит-пирит-серицитовые фации (березиты).

В целом сульфовисмутит-гюбнеритовая стадия минерализации началась с проявления щелочного метасоматоза (микроклинизация III), а затем сменилась кислотным выщелачиванием, что указывает на определенную эволюцию растворов от слабо и умеренно щелочного к кислому.

Гюбнерит-сульфидно-кварцевая стадия. Эта стадия характеризуется образованием достаточно протяженных рудных жил с сульфидно-вольфрамитовой минерализацией. Наиболее интенсивно она проявилась в удаленной от гранитного массива экзоконтактовой зоне (Холтосонское месторождение). Возрастное положение пологопадающих жил, как уже отмечалось, определяется тем, что они секут крутопадающие жилы субширотного и юго-западного простираний, сформировавшиеся в предыдущую стадию. Таким образом, минерализации этих двух стадий локализуются в различных рудовмещающих структурах, возникших в разное время и в различных тектонических условиях, что служит важным критерием выделения указанных стадий минерализации.

Другим критерием выделения рассматриваемой стадии служат особенности состава минеральных ассоциаций, слагающих пологопадающие жилы, резко отличающиеся от состава прожилков и жил предыдущих стадий, а именно: исключительно высокое содержание сульфидов, особенно галенита, блеклых руд, сфалерита и халькопирита, отсутствие молибденита, акцессорного берилла и сульфовисмутидов меди и свинца, обилие родохрозита, триплита и др. Минеральные ассоциации, слагающие гюбнерит-сульфидно-кварцевые жилы, образовались в следующей последовательности:

1) гюбнерит-адуляр[1]-кварцевая: крупнокристаллический светло-серый кварц I генерации, адуляр, крупнотаблитчатый гюбнерит I, мусковит, пирит;

2) сульфидно-гюбнерит-кварцевая: средне- и мелкозернистый серый кварц II генерации, мелкотаблитчатый гюбнерит II генерации, сфалерит, блеклая руда, халькопирит, галенит, триплит, родохрозит;

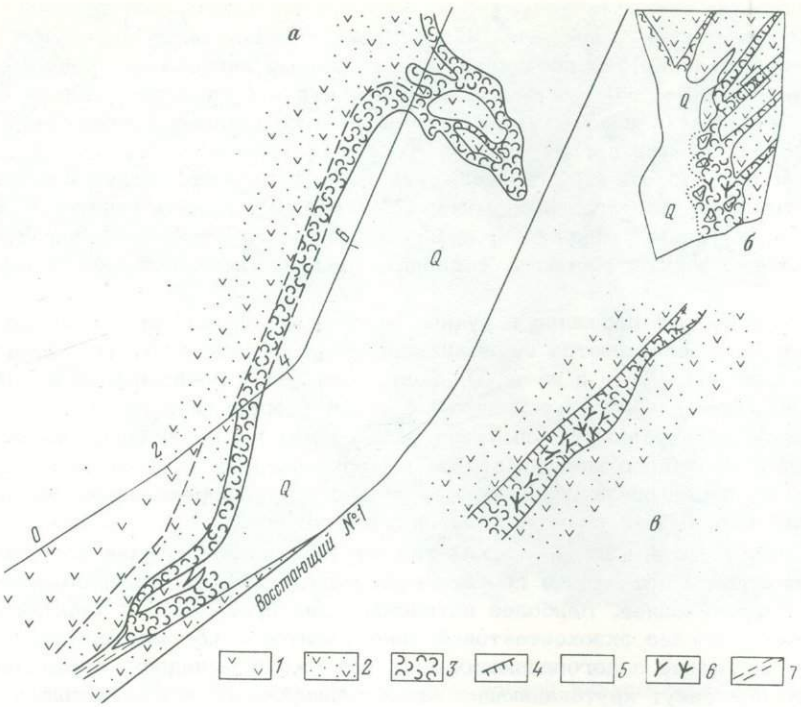
3) флюорит-кварцевая: флюорит, молочно-белый гребенчатый кварц, сфалерит, галенит;

4) мелкозернистый серый и темно-серый кварц полосчатой текстуры.

Наличие указанных минеральных ассоциаций или некоторых из них обусловливает грубополосчатое строение рудных жил, особенно в участках их раздувов, а также полосчатое или струйчатое распределение сульфидов в жильном кварце. Различаются два типа полосчатости жил: к первому относится полосчатость, обусловленная последовательным отложением минералов и минеральных ассоциаций без заметного перерыва. Так, в призальбандовых частях многих жил прослеживается зона или полоса, сложенная преимущественно крупнокристаллическим адуляром, а центральная их часть - крупнокристаллическим квар-

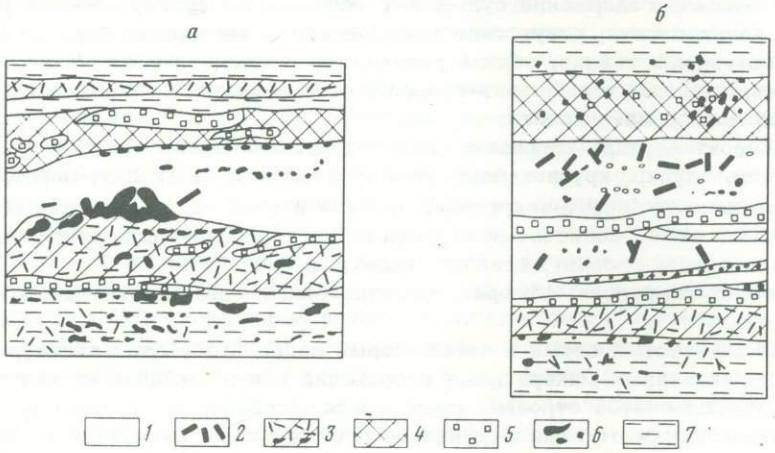
---

[1] Адуляр установлен дифрактометрическим методом; рентгеновская триклинность $\Delta_p = 0$ (Онтоев, Батова, 1969).



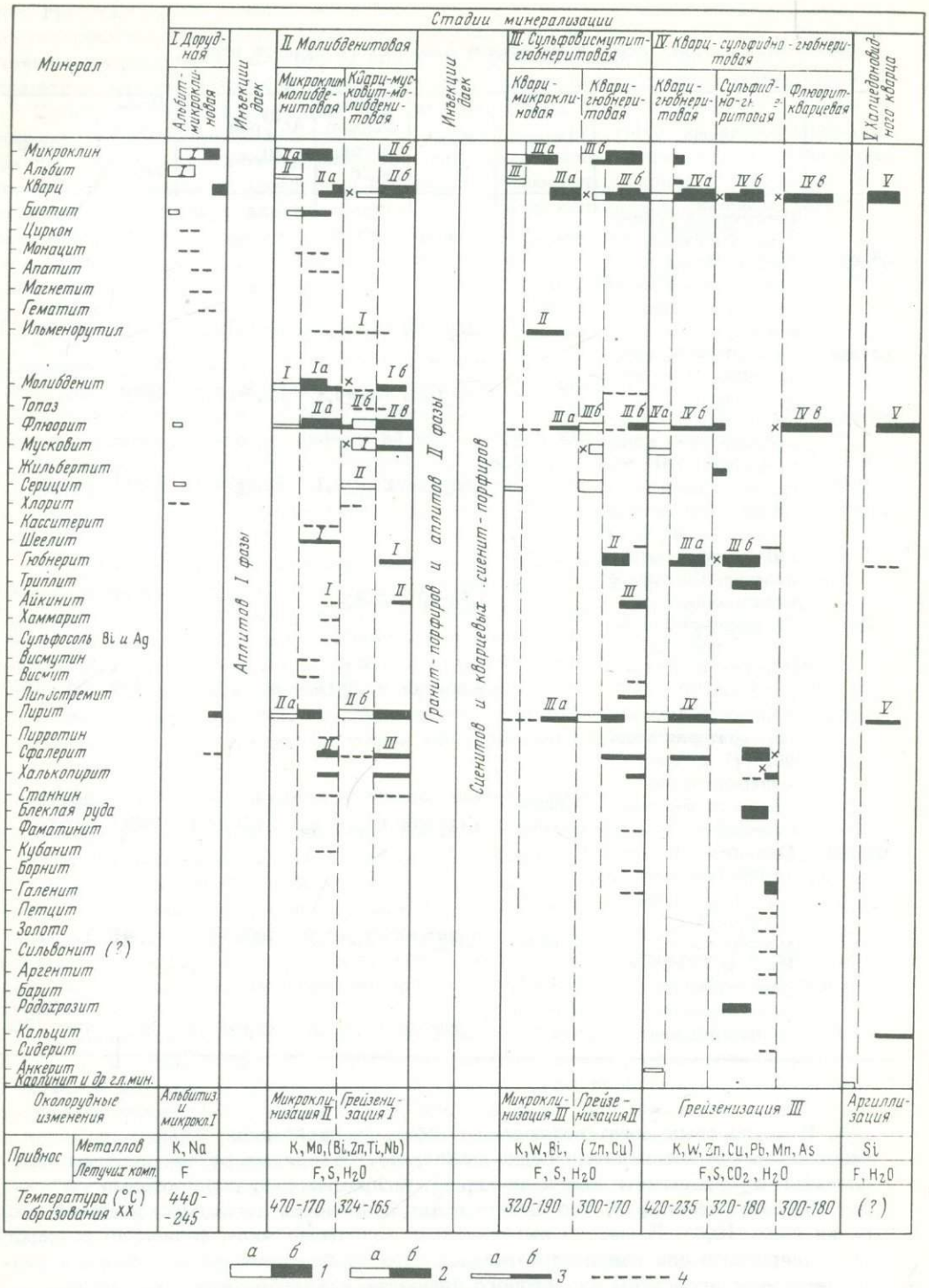
Фиг. 10. Адуляровые зоны в зальбандах жил. Зарисовки восстающего 1 жилы 3 (а) горизонта 1475 и детали зарисовки жилы 103 (б, в) горизонта 1475, Холтоносное месторождение

1 – слабоизменный диорит; 2 – сильногрейнизированный диорит; 3 – адуляровая крупнокристаллическая масса; 4 – мусковитовая оторочка; 5 – жильный кварц; 6 – гюбнерит; 7 – тектоническая зона



Фиг. 11. Грубополосчатое строение жилы 252 в забоях выработок (а, б)

1 – крупнокристаллический белый кварц I генерации; 2 – крупные таблитчатые кристаллы гюбнерита I генерации; 3 – средне-мелкозернистый серый кварц II генерации с мелкими таблитчатыми кристаллами гюбнерита и обильной вкрапленностью сульфидов – блеклой руды, сфалерита, галенита и халькопирита; 4 – флюорит-кварцевая жильная масса с вкрапленностью сульфидов; 5 – мономинеральная флюоритовая масса; 6 – гнезда и вкрапления сульфидов; 7 – полосчатый рассланцованный жильный кварц IV генерации. Зарисовки уступов блока 39, горизонт 1440



Фиг. 12. Стадии минерализации, характерные ассоциации и последовательность образования минералов Джидинского рудного поля

Распространенность минералов в околорудных метасоматитах (а) и в жилах (б)

1 – главные; 2 – в значительном количестве; 3 – в малом количестве; 4 – редкие; X – внутристадийные пересечения и замещения; XX – по данным гомогенизации включений в кварце

Таблица 4

Абсолютный возраст пород и минералов Джидинского рудного поля

Номер образца	Порода	Минерал	K, %	Радиогенный аргон, нг/г	$\frac{Ar^{40}_{рад}}{Ar^{40}_{общ}}$ · %	Возраст, млн. лет	Автор
	Биотитовый гранит гуджирского массива	Биотит	5,57	57,12	–	145±3	Афанасьев, 1964
57/62	Грейзен около кварц-молибденовой жилы (II молибденовая стадия)	Мусковит	6,52±0,05	68,8±1,3	90,6–72,9	139±7	Данные автора
644/49	Из редкометального прожилка Первомайского участка	"	9,02±0,06	93,0±1,8	85,5±87,1	147±8	Повилайтис, 1966
107/62	Грейзен около кварц-гюбнеритовой жилы в гранитах (III стадия минерализации)	"	9,25±0,06	84,0±1,7	83,9±74,3	130±7	Данные автора
451/62	Кварц-гюбнеритовая жила 80 в диоритах (III стадия минерализации, Инкурское месторождение)	"	9,72±0,07	86,4±1,8	85,3–81,2	127±7	То же
164а/62	Из кварц-гюбнеритового прожилка, Инкурское месторождение	"	8,95±0,06	91,0±1,8	85,9–82,9	144±8	Повилайтис, 1966
302/62	Кварц-сульфидно-гюбнеритовая жила 252 (IV стадия минерализации, Холтосонское месторождение)	Жильбертит	8,66±0,06	88,0±1,8	91,0–88,1	145±7	Данные автора
692/62	Околорудный метасоматит жилы 103 (IV стадия, Холтосонское месторождение)	Серицит	6,50±0,05	62,2±1,2	76,0–81	136±5	То же
	Из кварц-гюбнеритовой жилы, Холтосонское месторождение	Мусковит	9,23±0,06	92,1±1,8	82,0–85,3	140±7	Повилайтис, 1966

цем. В адуляровых зонах наблюдаются обломки грейзенизированных диоритов (фиг. 10,а,в) и таблитчатые зерна гюбнерита. Отходящие от зон апофизы жил сложены адуляровыми и кварц-адуляровыми прожилками, содержащими гюбнерит. Весьма характерно, что адуляр в них отлагается после мусковитовой оторочки (фиг. 10,б). В местах выклинивания кварцевые жилы фациально сменяются адуляровыми или кварц-адуляровыми. Призальбандовые зоны адуляра нередко замещены агрегатом фиолетового флюорита и жильбертита и превращены во флюорит-мусковитовую жильную массу.

Второй типа полосчатости жил характеризуется полосчатостью, обусловленной внутристадийными тектоническими перерывами в рудоотложении и выражены наличием отчетливой секущей границы между отдельными минеральными ассоциациями. Таковы груболенточное, полосчатое строение ряда жил (фиг. 11), струйчатое расположение, прожилки и линзовидные обособления сульфидов в жильном крупнокристаллическом кварце I генерации.

Сульфидно-гюбнерит-кварцевые жилы сопровождаются интенсивной околожильной грейзенизацией вмещающих пород. При этом по гранитам образуются преимущественно кварцевые и мусковит-кварцевые фации грейзенов, а по диоритам, дайкам порфиритов и биотитовым сланцам - флюорит-пирит-серицитовые метасоматиты как своеобразная фация грейзенов по породам, богатым основаниями.

Стадия халцедоновидного кварца. Кварц этой стадии имеет ограниченное распространение и встречается в гранитах и частично во вмещающих их породах. В эту стадию образуются жилы халцедоновидного кварца с незначительным количеством зеленого и бесцветного флюорита, пирита и редких зерен гюбнерита, а также с вкрапленностью и гнездами кальцита и анкерита. Эти жилы отчетливо рассекают все предыдущие штокверковые прожилки и жилы, в том числе и сульфидно-гюбнерит-кварцевые. Изменения вмещающих пород около рассматриваемых жил выражены в их аргиллизации (Повилайтис, 1960; Игнатович, 1965).

Общая схема стадийности минерализации Джидинского рудного поля представлена на фиг. 12. На этой схеме показаны последовательность проявления отдельных стадий минерализации во времени, характерные парагенетические минеральные ассоциации в околорудных метасоматитах, рудных прожилках, жилах и последовательность отложения минералов в них.

Определения абсолютного возраста мусковитов, отобранных нами и М.М.Повилайтис (1966) из рудных жил различных стадий минерализации, выполненные в лаборатории геохронологии ИГЕМ под руководством Л.Л.Шанина, приведены в табл. 4.

Результаты этих определений показывают некоторое колебание в возрасте мусковитов - от 127 ± 7 до 147 ± 8 млн. лет, хотя большинство определений находится в пределах 136 ± 5 - 145 ± 7 млн. лет, что близко возрасту самих гранитов (145 ± 3 млн. лет). Приведенные данные в целом показывают, что эндогенная минерализация разных стадий Джиды является одновозрастной и относится к позднеюрскому этапу. При современной точности определения абсолютного возраста, видимо, не представляется возможным методом абсолютной геохронологии разграничивать стадии минерализации друг от друга.

Особенности околорудных изменений вмещающих пород

Околорудные изменения вмещающих пород частично изучались М.В.Бесовой (1939), И.П.Кушнаревым (1954) и М.М.Повилайтис (1960), несколько подробно Д.С.Коржинским (1967) и более детально автором (Онтоев, 1969, 1970). По мнению И.П.Кушнарева, молибденовое оруденение связано с процессами грейзенизации, а вольфрамовое - с березитизацией. М.М.Повилайтис (1960) было показано, что молибденовая минерализация Первомайского штокверка в основном связана с процессами микроклинизации, а вольфрамовая - с грейзенизацией и березитизацией.

Изучение околорудных изменений вмещающих пород Первомайского и Холтосонского месторождений А.Ф.Коржинским проведено без учета сложной многостадийной истории их формирования. В связи с этим представляется необоснованным и основной его вывод о том, что исходное содержание Fe и Mn во вмещающих породах обусловливает локализацию молибденового оруденения в гранитах (низкое содержание Fe, что обеспечивало высокую концентрацию серы в растворах, необходимую для осаждения молибденита), а вольфрамового - в диоритах и сланцах (высокое содержание Fe и Mn) (Коржинский, 1967, стр. 208).

Нами были изучены околорудные изменения вмещающих пород различного состава рудного поля с учетом выделенных стадий минерализации с целью выяснения особенностей состава растворов разных стадий и влияния литологического фактора на оруденение. Для этого выполнены силикатные анализы пород (23 пробы) и использованы литературные сведения, которые пересчитаны по методу Н.И.Наковника в граммах на 100 $см^3$ породы с учетом их пористости для установления баланса выноса - привноса компонентов при метасоматизме.

Результаты этих исследований с таблицами анализов пород и их пересчеты, а также с диаграммами поведения компонентов приведены в предыдущих работах автора (Онтоев, 1969, 1970).

Остановимся на важнейших особенностях околорудных изменений вмещающих пород в различные стадии минерализации.

Изменения пород в дорудную полевошпатовую стадию. Постмагматические изменения пород в эту стадию наиболее интенсивно проявились в апикальной части гранитного массива и выразились в площадной микроклинизации I и альбитизации гранитов. При этом возникает вертикальная метасоматическая зональность измененных гранитов: на нижних горизонтах – альбитизированные двуслюдяные и биотитовые граниты, а на средних и верхних горизонтах – микроклинизированные и мусковитизированные граниты с образованием на верхних горизонтах отдельных локальных зон почти мономинеральных микроклиновых метасоматитов, крупнокристаллических пегматитоподобных микроклинитов и кварц-микроклиновых пород и жил.

Закономерная смена минеральных ассоциаций в различных зонах (табл. 5), смена слабых оснований сильными, в частности растворение и выщелачивание кварца из гранитов в зонах мономинеральных микроклинитов, указывают на отчетливый щелочной характер рассматриваемого процесса с привносом растворами заметных количеств натрия и калия. При альбитизации гранитов на нижних горизонтах часть калия, видимо, выносится в верхние горизонты, где образуются зоны микроклинизированных гранитов с порфиробластами микроклина и мономинеральных микроклиновых метасоматитов. Освобождавшийся при этом натрий выносится в экзоконтактовую зону гранитного массива, где наблюдается в виде альбитовых и микроклин-альбитовых прожилков в роговиках и ороговикованных сланцах и диоритах. Образование локальных микроклин-кварцевых жил, гнезд и прожилков на верхних горизонтах указывает на некоторое возрастание кислотности растворов в конце рассматриваемой стадии.

Таблица 5

Метасоматическая колонка (снизу вверх) пород при площадной микроклинизации и альбитизации гранитов в дорудную стадию минерализации

Номер зоны	Исходная порода и ее измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты *
0	Биотитовый гранит	$Пл_{8-12}$, Мкр, Кв, Би	Все компоненты инертны
1	Альбитизированный двуслюдяной гранит	$Алб_{0-5}$, Мкр, Кв, Му	Al_2O_3, K_2O, Na_2O
2	Микроклинизированный и мусковитизированный гранит	Мкр, Кв, Му	Al_2O_3, K_2O
3	Микроклиновый метасоматит (реже кварц-микроклиновый)	Мкр (Кв)	Al_2O_3

*Здесь и далее при анализе метасоматических колонок измененных пород подразумевается вполне подвижное поведение воды, фтора, углекислоты и серы. Согласно минералогическому правилу Д.С.Коржинского, при метасоматозе в условиях сохранения постоянства объема (т.е. в случае изотермо-изохорической системы) максимальное чило фаз на единицу больше числа инертных компонентов $Ф = K_i + 1$, а в случае изотермо-изобарической $Ф = K_i$.

Таблица 6

Метасоматическая колонка при грейзенизации I гранитов около молибденит-кварцевых жил

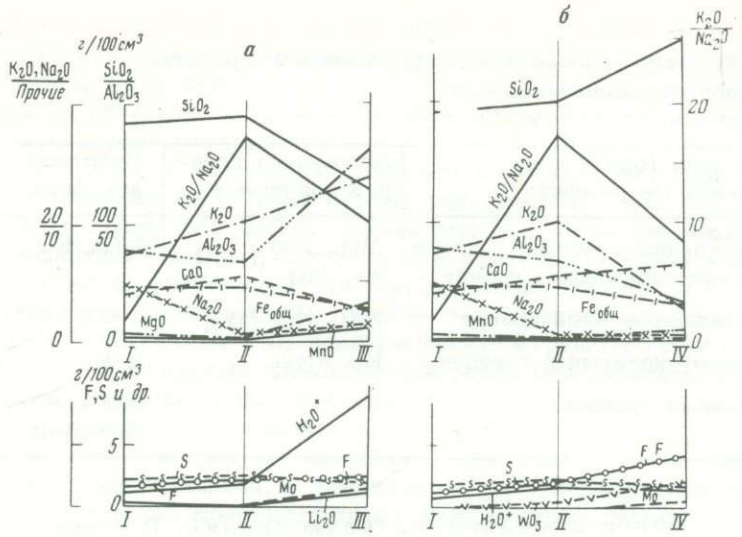
Номер зоны	Исходная порода и ее измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты
0	Микроклинизированный и слабо мусковитизированный гранит	Мкр, Алб$_{(0-5)}$, Кв, My_I	Al_2O_3, K_2O, Na_2O
1	Грейзенизированный гранит	Мкр, Кв, My_{II}	Al_2O_3, K_2O
2	Кварц-мусковитовый грейзен	Кв, My_{II}	Al_2O_3
3	Кварцевый грейзен	Кв	Все компоненты подвижны

Изменения пород в молибденитовую стадию. В начале этой стадии околожильные (и околопрожилковые) изменения гранитов и аплитов I фазы выражены в их микроклинизации II вдоль многочисленных молибденитовых и молибденит-кварцевых прожилков штокверка. Местами образуются локальные зоны микроклинизации II с обильной вкрапленностью молибденита. Во вмещающих граниты биотитовых роговиках и ороговикованных сланцах около тех же молибденитовых прожилков синхронно образуются зоны биотитизации и реже альбитизации. Таким образом, молибденитовая стадия начинается с процесса щелочного метасоматоза гранитов и сланцев, при этом в отличие от дорудной микроклинизации I в рассматриваемую стадию растворами наряду с калием привносится значительное количество молибдена, фтора, серы, висмута и других элементов. В конце этой стадии вдоль локальных трещин происходило образование кварц-молибденитовых жил и прожилков, сопровождающихся грейзенизацией I гранитов и аплитов. При этом зоны грейзенизации I гранитов с вкрапленностью молибденита рассекаются дайками гранит-порфиров и аплитов II фазы. При околожильной грейзенизации I гранитов возникают кварц-мусковитовые, кварцевые, реже кварц-полевошпат-мусковитовые и мусковитовые фации околожильных грейзенов. Общая схема зональности при образовании околожильных грейзенов представлена в табл. 6.

Ассоциация главных минералов в различных зонах, смена сильных оснований слабыми вплоть до образования местами кварцевого грейзена, наличие в грейзенах таких компонентов, как F, S и других указывают в целом на кислотный характер грейзенизирующих растворов. Однако в зависимости от того, какая фация грейзенов преобладает во внутренних зонах, отмечается и различное поведение петрогенных элементов. Так, в случае образования кварц-мусковитового грейзена отмечается отчетливый вынос кремнезема и привнос некоторого количества глинозема при общем возрастании содержания K_2O от внешней зоны к внутренней (фиг. 13,а). При образовании кварцевого и мусковит-кварцевого грейзена, наоборот, отмечается заметный привнос кремнезема и вынос глинозема и окиси калия (фиг. 13,б). В первом случае растворы, вероятно, были менее кислыми (или более щелочными) по сравнению с таковыми во втором случае.

При переходе молибденит-кварцевых жил и прожилков из гранитов во вмещающие биотитовые роговики и биотитизированные сланцы околожильные кварц-мусковитовые и мусковитовые грейзены сменяются чрезвычайно тонкозернистыми пирит-флюорит-серицитовыми метасоматитами (фиг. 14, 15), по внешнему виду похожими на березиты (по обилию мелких вкраплений пирита).

Метасоматическая колонка при образовании рассматриваемых пирит-флюорит-серицитовых метасоматитов около кварц-молибденитовых и молибденит-микроклиновых прожилков в биотитовых роговиках и ороговикованных сланцах может быть представлена в следующем виде (табл. 7)



Фиг. 13. Поведение компонентов при околожильной грейзенизации I гранитов

а – при образовании кварц–мусковитового грейзена; б – при образовании мусковит–кварцевого грейзена

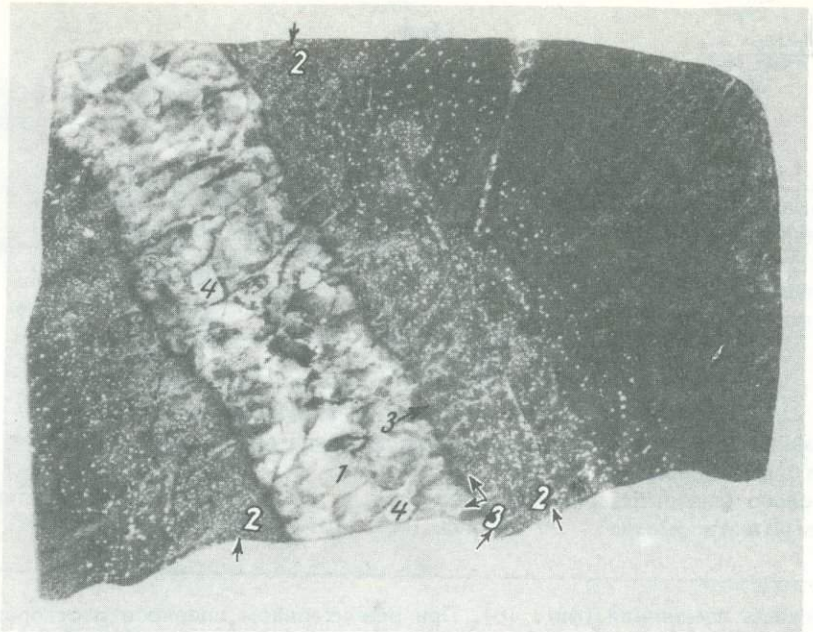
I – слабомусковитизированный и микроклинизированный гранит; II – грейзенизированный гранит; III – кварц–мусковитовый грейзен; IV – кварцевый грейзен

В отличие от метасоматической колонки грейзенов по гранитам в рассматриваемом случае не происходит полного выщелачивания некоторых петрогенных элементов, таких, как Fe, Mg и Ca. При образовании пирит–флюорит–серицитового метасоматита по сравнению со слабо серицитизированными биотитовым роговиком отмечается вынос окиси натрия и некоторого количества кремнезема, однако основная масса окиси железа, кальция, магния и алюминия не претерпе-

Таблица 7

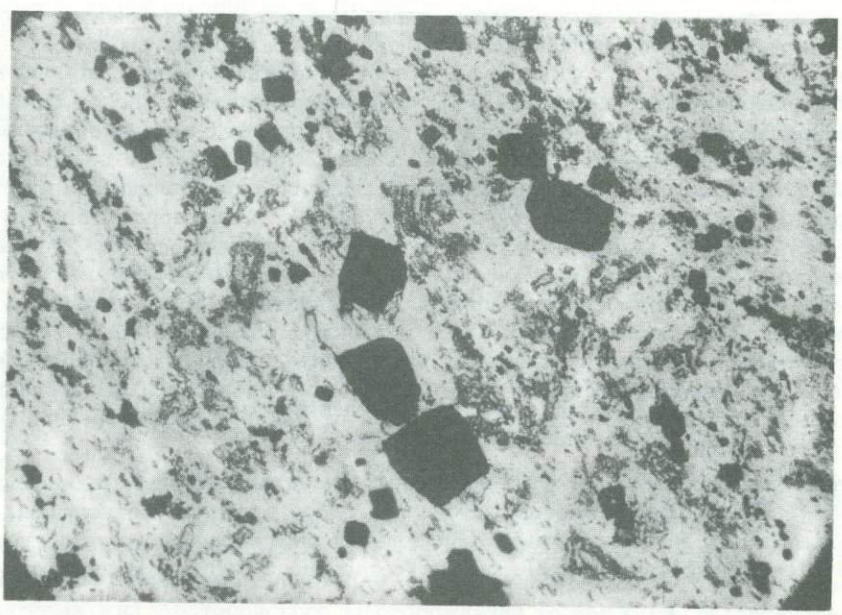
Метасоматическая колонка при околожильной грейзенизации I биотитовых роговиков в молибденитовую стадию минерализации

Номер зоны	Исходная порода и ее измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты
0	Биотитовый роговик (и биотитизированный сланец)	Би, Пл$_{10-15}$, Кпш, Кв, Мги	Все компоненты инертны
1	Слабо серицитизированный и частично хлоритизированный роговик	Кпш, Сер, Хл, Ка, Фл	Al_2O_3, FeO (MgO), CaO, K_2O
2	Сильно серицитизированный и флюоритизированный роговик	Сер, Фл, Пр, Ка	Al_2O_3, FeO, CaO
3	Пирит–флюорит–серицитовый метасоматит	Сер, Фл, Пр	Al_2O_3, FeO
	Иногда подзона – серицитовый метасоматит	Сер, Фл	Al_2O_3

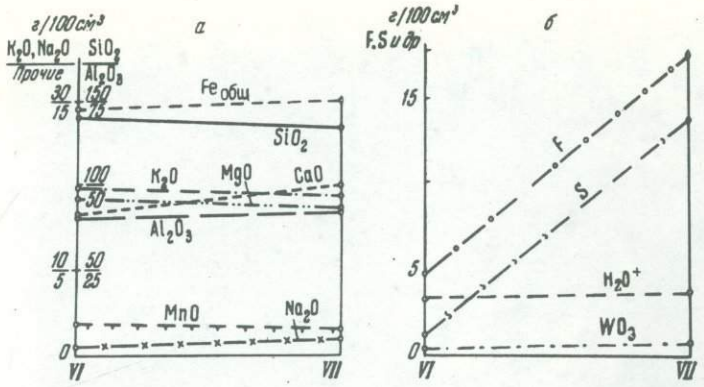


Фиг. 14. Молибденит-кварцевый прожилок (1) с зоной околожильного флюорит-пирит-слюдистого грейзена (2) в биотитизированном сланце (темное). В зальбандах прожилка – тонкая оторочка молибденита (3). В кварце – кристаллы пирита (4).

В зоне грейзенизации – обильная мелкая вкрапленность пирита (белое), размеры зерен которого увеличиваются по мере удаления от контакта прожилка. Полир. штуф 221/62, скв. 64-С, натур. вел.



Фиг. 15. Околожильный пирит-флюорит-серицитовый метасоматит: черное – пирит; темносерое – флюорит; светлое – агрегаты чешуек серицита. Шлиф 354/62, увел. 46, без анализатора



Фиг. 16. Поведение петрогенных (а), летучих и рудных (б) компонентов при грейзенизации I биотитовых роговиков около кварц-молибденитовой жилы Первомайского месторождения

VI – слабо флюоритизированный биотитовый роговик, VII – флюорит-пирит-серицитовый метасоматит

вает заметных изменений (фиг. 16). При значительном привносе растворами летучих компонентов фтора и серы железо фиксируется в пирите и кальций в флюорите, а Mg и Al_2O_3 – в магнийсодержащем фенгите. Таким образом, основные петрогенные элементы во внутренней зоне данной колонки ведут себя как частично "инертные" компоненты[1].

В целом изменения вмещающих пород в молибденитовую стадию минерализации начинаются с проявления щелочного метасоматоза (микроклинизация гранитов и аплитов, биотитизация роговиков, сланцев и диоритов) и по мере общего падения температуры завершается кислотным выщелачиванием (грейзенизацией). В зависимости от литологического состава вмещающих пород образуются либо кварц-мусковитовые и мусковитовые фации околожильных грейзенов (по гранитам и аплитам), либо своеобразные пирит-флюорит-серицитовые метасоматиты (по биотитовым роговикам, биотитизированным сланцам и диоритам).

Изменения пород в сульфовисмутит-гюбнеритовую стадию минерализации. Околорудные изменения этой стадии, происходящие вслед за внедрением даек гранит-порфиров и аплитов II фазы, начались с локальной околопрожилковой микроклинизации III гранитов и аплитов вдоль трещин и зальбандов даек. Маломощные зоны микроклинизации наблюдаются около кварцевых и микроклин-кварцевых прожилков, содержащих пирит, айкинит, акцессорный берилл, ильменорутил и другие минералы. Однако основная преобладающая масса кварцевых, кварцево-микроклиновых и микроклиновых прожилков с сульфовисмутит-гюбнеритовым оруденением сопровождается грейзенизацией II вмещающих пород. В зависимости от состава исходных пород возникают различные фации грейзенов. По гранитам и аплитам образуются, как правило, кварц-мусковитовые реже кварцевые и мусковитовые фации. Метасоматическая колонка при околожильной грейзенизации II гранитов почти не отличается от таковой рассмотренной ранее в предыдущей стадии.

В биотитовых роговиках, биотитизированных сланцах и особенно в кварцевых диоритах (Инкурский штокверк) изменения пород около многочисленных кварц-гюбнеритовых жил выражены в образовании пирит-флюорит-серицитовых метасоматитов мощностью от первых сантиметров до 10–15 см. Возникающая

---

[1]По Д.С.Коржинскому, образование пород, обогащенных железом, как и глиноземом, можно рассматривать как случай "обогащения перемещенными инертными компонентами".

Таблица 8

Метасоматическая колонка при околожильной грейзенизации II кварцевых диоритов в сульфовисмутит-гюбнеритовую стадию минерализации

Номер зоны	Исходная порода и ее измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты
0	Слабо биотитизированный и эпидотизированный кварцевый диорит	Алб, Олг, Амф, Би, Кпш, Кв, Эп, Мгн	Все компоненты инертны
1	Серицитизированный и слабо хлоритизированный диорит	Сер, Кпш, Хл, Фл, Ка	Al_2O_3, FeO (MgO), CaO, K_2O
2	Сильно серицитизированный диорит	Сер, Фл, Пр, Ка	Al_2O_3, FeO, CaO
3	Пирит-флюорит-серицитовый метасоматит	Сер, Фл, Пр	Al_2O, FeO

при этом метасоматическая колонка измененных пород по кварцевому диориту представлена в следующем виде (табл. 8).

Эта колонка отличается от таковой при грейзенизации гранитов инертным поведением Al_2O_3 и FeO во внутренних зонах метасоматоза, где они встречаются в форме соответственно серицита и пирита. Сходная метасоматическая колонка наблюдается при изменении биотитовых роговиков и биотитизированных сланцев около кварц-гюбнеритовых жил и прожилков. Анализ поведения петрогенных и летучих компонентов в зонах изменения биотитовых роговиков показывает некоторый вынос окиси натрия и кремнезема, заметный привнос серы, фтора и частично окиси кальция и K_2O. Вместе с тем железо, большая часть глинозема и окиси магния не испытывают заметных изменений в процессе метасоматоза и не происходит их полного выщелачивания даже во внутренней зоне околожильных метасоматитов.

Таким образом, в сульфовисмутит-гюбнеритовую стадию изменения вмещающих пород, как и в предыдущую, молибденитовую, начинаются с щелочного метасоматоза (микроклинизация III гранитов) и завершаются их грейзенизацией II. Однако относительная роль указанных процессов различна: околожильная микроклинизация III проявлена очень слабо, лишь в локальных участках, тогда как грейзенизация II развита наиболее широко и сопровождает преобладающую часть гюбнеритовых прожилков.

Изменения пород в гюбнерит-сульфидно-кварцевую стадию минерализации. Околожильные изменения вмещающих пород в эту стадию выразились главным образом в их грейзенизации III. Около жил, залегающих в гранитах, образуются кварцевые и кварц-мусковитовые фации грейзенов. Метасоматическая колонка при грейзенизации гранитов достаточно стандартна и не отличается от таковой в ранние стадии минерализации. Около рудных жил, залегающих в биотитовых роговиках, ороговикованных сланцах и кварцевых диоритах, наблюдаются мелкозернистые пирит-флюорит-серицитовые метасоматиты, которые некоторые исследователи (Кушнарев, 1954; Повилайтис, 1960) рассматривают как "березиты". Мощность таких измененных зон достигает 0,5–1 м.

Метасоматическая колонка при изменении диоритов около кварц-сульфидно-гюбнеритовых жил Холтосонского месторождения может быть представлена в следующем виде (табл. 9).

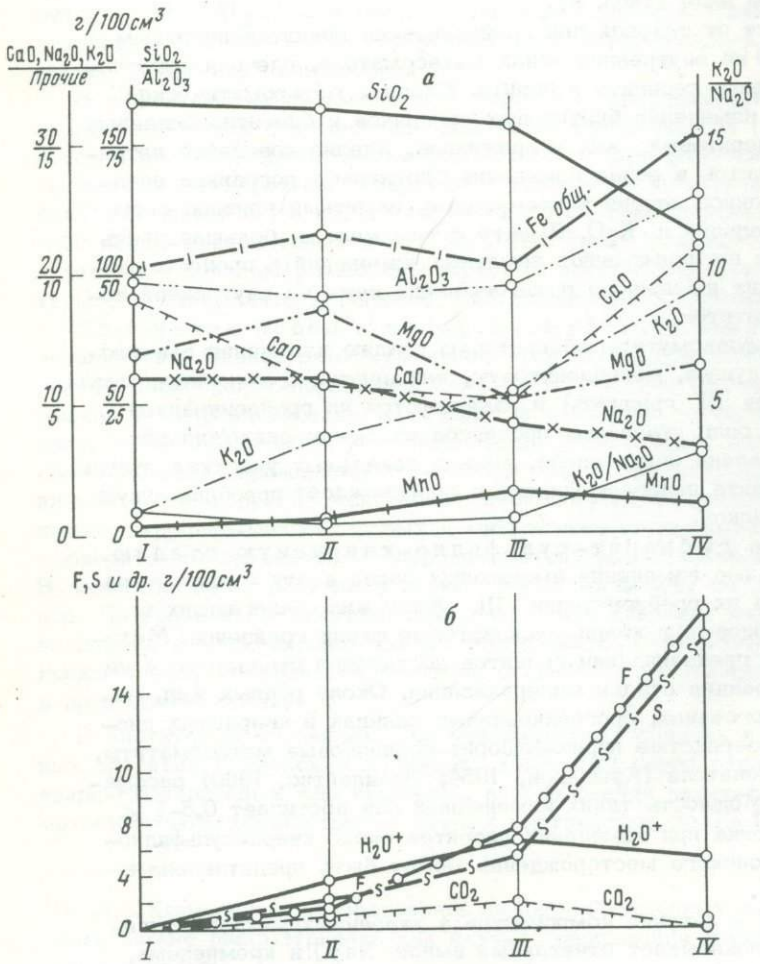
Поведение петрогенных и летучих компонентов в указанных метасоматических зонах (фиг. 17, 18) показывает отчетливый вынос Na_2O и кремнезема, особенно во внутренней фазе, привнос больших количеств фтора, серы и окиси

Таблица 9

Метасоматическая колонка при грейзенизации III кварцевых диоритов в гюбнерит-сульфидно-кварцевую стадию минерализации

Номер зоны	Исходная порода и ее измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты
0	Измененный кварцевый диорит, частично биотитизированный и эпидотизированный	Алб, Олг, Амф, Кв, Кпш, Би, Эп, Мгн	Инертны все компоненты кроме Na_2O
1	Серицитизированный и хлоритизированный диорит	Сер, Кпш, Хл, Ка, Фл	Al_2O_3, FeO (MgO), CaO, K_2O
2	Сильно серицитизированный диорит*	Сер, Пр, Ка, Фл	Al_2O_3, FeO, CaO
3	Пирит-флюорит-серицитовый метасоматит	Сер, Пр, Фл	Al_2O_3, FeO

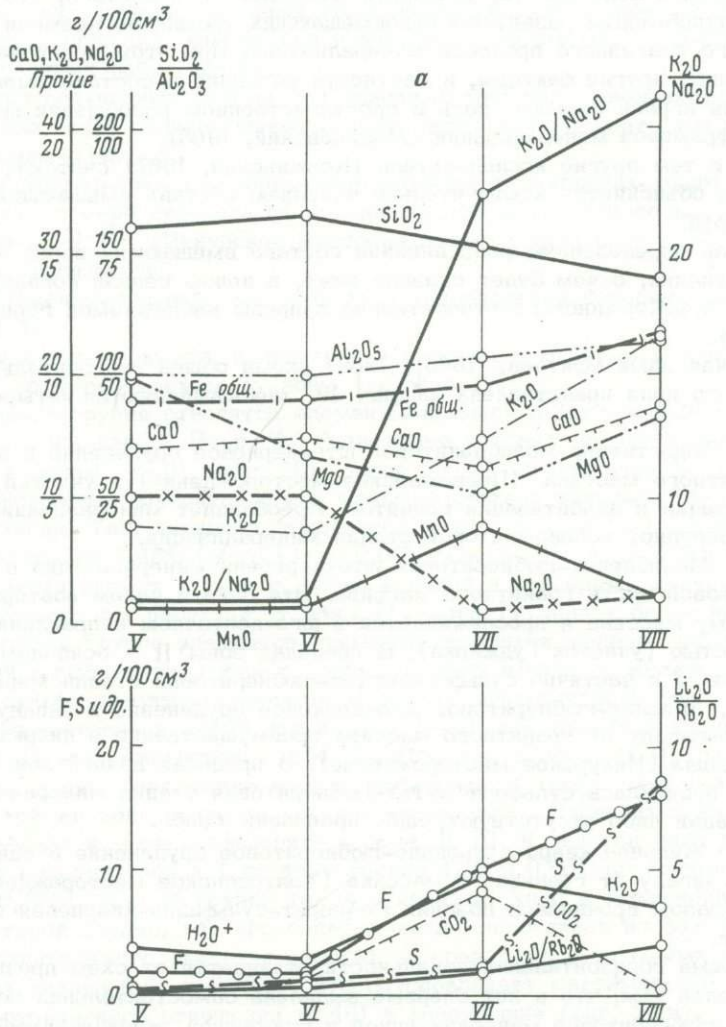
*Иногда между зонами 2 и 3 наблюдается маломощная зона карбонат-флюорит-серицитового метасоматита с пиритом.



Фиг. 17. Поведение петрогенных (а) и летучих (б) компонентов при грейзенизации кварцевых диоритов около кварц-сульфидно-гюбнеритовой жилы № 103 Холтосонского месторождения

I – неизмененный биотит-роговообманковый кварцевый диорит; II – биотитизированный и эпидотизированный кварцевый диорит; III – сильно серицитизированный и хлоритизированный диорит; IV – пирит-флюорит-серицитовый метасоматит

калия, а также небольшого количества MnO и CO_2 в промежуточной зоне при образовании карбонат-слюдистого метасоматита. Весьма характерно закономерное увеличение от внешних зон к внутренним отношения K_2O/Na_2O, указывающее на разное поведение щелочей в метасоматической колонке. Что касается железа, глинозема, окиси магния и кальция, то они испытывают местное локальное перераспределение: отмечается частичное выщелачивание их из промежуточных зон и переотложение во внутренней зоне. Общий баланс этих компонентов при процессах метасоматоза в целом сохраняется, за исключением, может быть, железа, которое, возможно, дополнительно привносится растворами во внутреннюю зону. Таким образом, при образовании пирит-флюорит-серицитовых метасоматитов около гюбнерит-сульфидно-кварцевых жил наблюдается неполное выщелачивание петрогенных компонентов, обусловленное высокой активностью в растворах фтора, серы и частично углекислоты. В этих условиях железо, кальций и магний осаждаются в форме соответственно пирита, флюорита и фенгитовой слюды.



Фиг. 18. Поведение петрогенных (а) и летучих (б) компонентов при грейзенизации диоритов около жилы 28-бис Холтосонского месторождения

V – биотизированный и эпидотизированный кварцевый диорит; VI – хлоритизированный и серицитизированный кварцевый диорит; VII – карбонат-слюдистый метасоматит; VIII – серицитовый метасоматит с пиритом и флюоритом

Зональность месторождений

По масштабу проявления следует различать следующие виды зональности: зональность рудного поля, зональность месторождений и зональность рудных тел.

Зональность рудного поля. Изучение закономерностей распределения минеральных ассоциаций, слагающих рудные жилы и прожилки, а также элементов-примесей в главнейших рудообразующих минералах позволяет выделить: а) горизонтальную зональность, б) горизонтальную геохимическую зональность в распределении элементов-примесей, в) объемную зональность.

Ниже приводится краткая характеристика указанных типов зональности.

Горизонтальная зональность рудного поля. Этот тип зональности проявлен наиболее четко. По данным предыдущих исследователей (Кушнарев, 1954; Повилайтис, 1960; Смолянский, 1960; Игнатович, 1965; Малиновский, 1965) она выражена в локализации молибденового оруденения в апикальной части гранитного массива, штокверкового вольфрамового в его экзоконтактовой зоне и жильного вольфрамового в наибольшем удалении к западу от массива. Изучая природу рассматриваемой зональности, указанные исследователи считали, что она обусловлена центробежным развитием рудовмещающих трещин во времени на фоне прерывистого стадийного процесса минерализации. При этом предполагается, что какие-либо другие факторы, в частности различия в составе вмещающих пород, вряд ли играли большую роль в пространственном разобщении молибденовой и вольфрамовой минерализации (Малиновский, 1965).

Вместе с тем другие исследователи (Коржинский, 1967) считают, что такая зональность объясняется исключительно влиянием состава вмещающих пород на отложение руд.

Признавая определенную роль влияния состава вмещающих пород на локализацию оруденения, о чем будет сказано ниже, в целом нельзя согласиться с трактовкой А.Ф.Коржинского относительно природы наблюдаемой горизонтальной зональности.

Уточненная нами (Онтоев, 1966_1, 1969) схема общей горизонтальной зональности рудного поля представлена на фиг. 19. Здесь выделяются четыре минеральные зоны:

Зона I. Существенно молибденитовое штокверковое оруденение в апикальной части гранитного массива (Первомайское месторождение) и участки площадной микроклинизации и альбитизации гранитов. Преобладает минерализация молибденитовой и дорудной полевошпатовой стадии минерализации.

Зона II. Молибденит-гюбнеритовая штокверковая минерализация в ближайшей экзоконтактовой части гранитного массива. Эта зона в целом повторяет удлиненную форму массива и прослеживается в юго-восточном направлении над его скрытой частью (участок Гуджирка). В пределах зоны II в основном развиты молибденитовая и частично сульфовисмутит-гюбнеритовая стадии минерализации.

Зона III. Шеелит-гюбнеритовое штокверковое оруденение к западу, юго-западу и северо-западу от гранитного массива преимущественно в диоритах и частично в сланцах (Инкурское месторождение). В пределах данной зоны наиболее интенсивно проявилась сульфовисмутит-гюбнеритовая стадия минерализации; остальные стадии либо отсутствуют, либо проявлены слабо.

Зона IV. Жильное кварц-сульфидно-гюбнеритовое оруденение в наибольшем удалении к западу от гранитного массива (Холтосонское месторождение). Здесь главным образом проявилась поздняя гюбнерит-сульфидно-кварцевая стадия минерализации.

Наша схема горизонтальной зональности отличается от схем предыдущих исследователей тем, что в ней впервые выделена самостоятельная зона II с молибденит-гюбнеритовой минерализацией в ближайшей экзоконтактовой зоне гранитного массива. Выделение ее обусловлено: а) наличием в ней рудных тел с промышленным молибденовым оруденением (так называемые сланцевые руды); б) фациальной сменой микроклин-молибденитовых прожилков в гранитах биотит-молибденитовыми, микроклин-альбит-молибденитовыми и кварц-полевошпат-молибденитовыми прожилками в сланцах и диоритах; в) заметным возрастанием

(в два–три раза) содержаний молибдена, вольфрама, фтора и других при переходе из гранитов в сланцы и диориты по данным ряда буровых скважин.

Таким образом, смена молибденитсодержащих минеральных ассоциаций при переходе от гранитов (зона I) в сланцы и диориты (зона II) представляет по существу зональность отложения, обусловленную главным образом влиянием состава вмещающих пород. Что касается минеральных зон III и IV, то в их пределах максимально проявились соответственно сульфовисмутит–гюбнеритовая и гюбнерит–сульфидно–кварцевая стадии минерализации.

В целом же наблюдаемая горизонтальная зональность рудного поля представляет собой сложное сочетание многостадийной (пульсационной) и одностадийной (фациальной) зональности.

Горизонтальная геохимическая зональность рудного поля в распределении элементов–примесей в главных минералах. Отмеченная выше общая горизонтальная зональность рудного поля еще резче подчеркивается зональностью в распределении элементов–примесей в главных рудообразующих минералах. Результаты изучения элементов–примесей в минералах (более чем 600 проб) различными методами (приближенный количественный спектральный, рентгено–химический, химический и пламенной фотометрии) освещены в ряде опубликованных работ автора.

Анализ полученных данных для основных минералов, возникших в течение какой–либо одной стадии минерализации, позволяет выделить три группы элементов–примесей.

1) элементы–примеси, содержание которых в минералах–хозяевах закономерно падает по мере перехода от апикальной части гранитного массива (зона I) через зоны II–III (Инкурское месторождение) к удаленной зоне IV (Холтосонское месторождение);

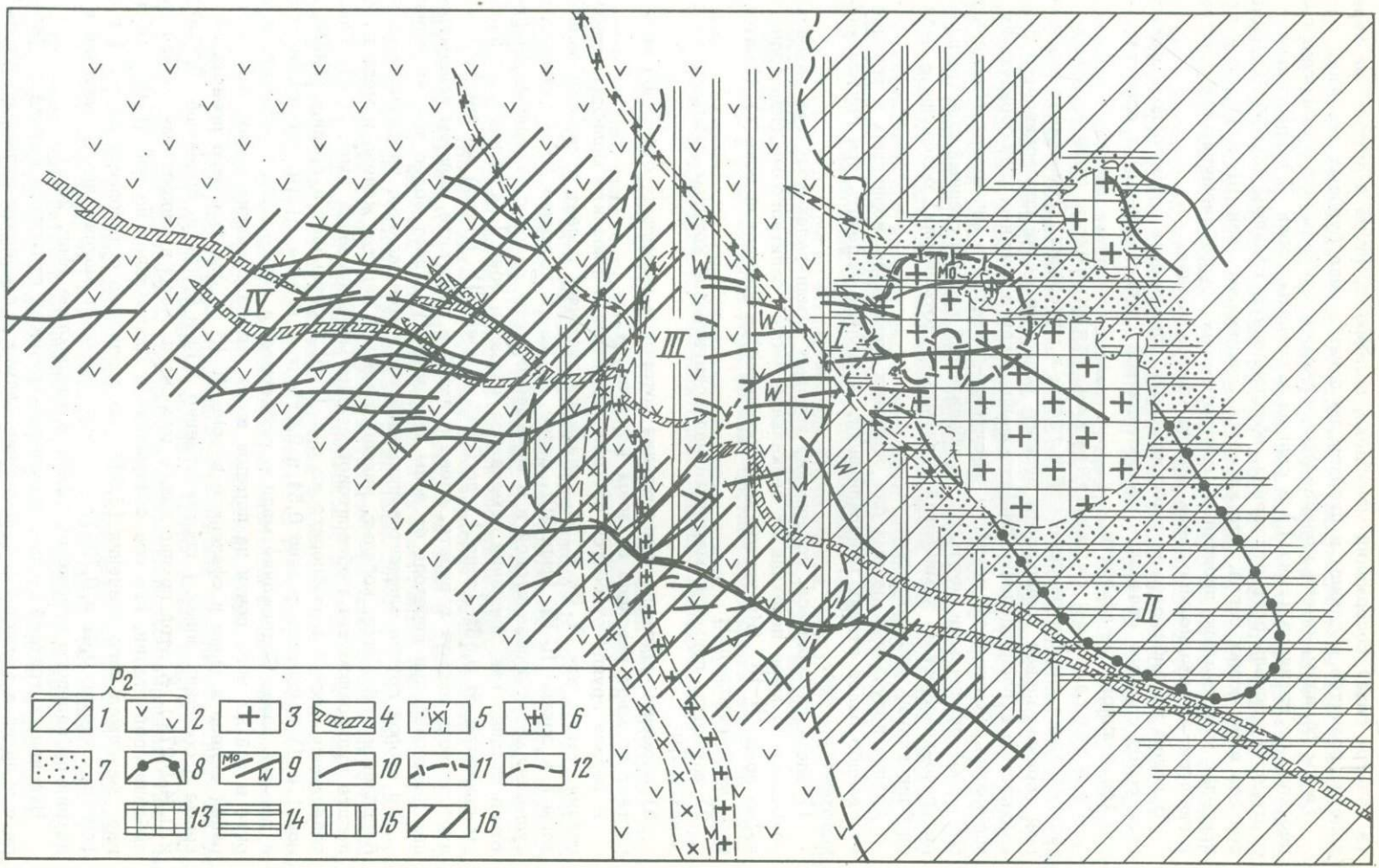
2) элементы–примеси, максимальная концентрация которых наблюдается в зонах II–III;

3) элементы–примеси, концентрация которых в минералах отчетливо возрастает по мере перехода от зоны I к зоне IV.

К первой группе относятся элементы–примеси в флюорите молибденитовой стадии, такие, как Y, Be и Mo, содержание которых падает в два–три раза от зоны I к зонам II–III (фиг. 20), далее Zr, Nb и частично Sc в гюбнерите сульфовисмутит–гюбнеритовой и в меньшей степени кварц–сульфидно–гюбнеритовой стадии. Так, цирконий отмечается только в зоне I, а содержание ниобия уменьшается от 0,45% (зона I) до 0,04% в зоне IV. К этой же группе следует отнести висмут в пирите, олово и индий в сфалерите, причем концентрация последних при переходе от зоны I к зоне IV падает более чем на порядок.

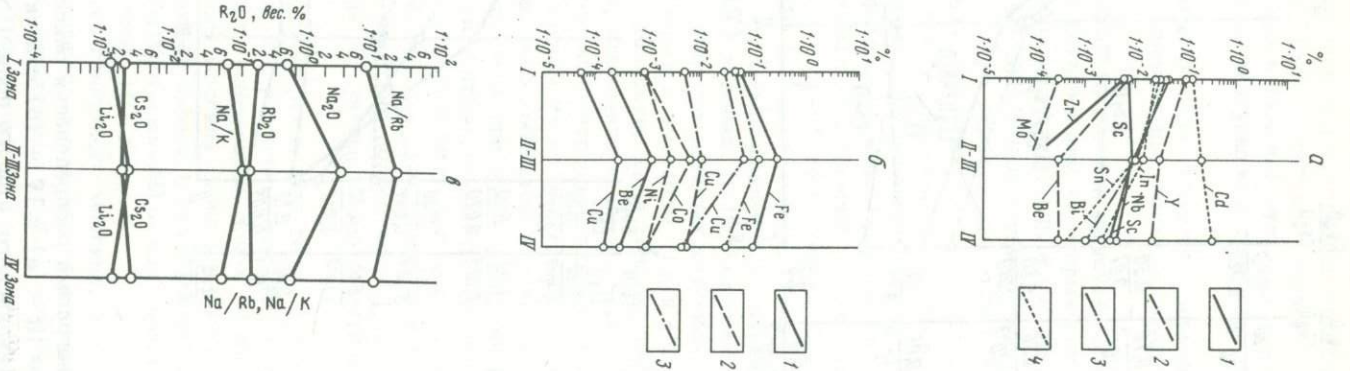
Ко второй группе элементов–примесей относятся железо, частично медь и бериллий в гюбнерите, кобальт, никель и медь в пирите, железо и медь в сфалерите сульфовисмутит–гюбнеритовой стадии минерализации (фиг. 20,б). Так, содержание железа в гюбнерите из зон II–III составляет в среднем 1,60%, из зон I и IV – соответственно 0,54 и 0,91%, т.е. в зоне II–III оно возрастает в два–три раза. Содержание меди в гюбнерите, а также меди и кобальта в пирите в той же зоне почти на порядок выше, чем в соседних зонах. Концентрации железа и меди в сфалерите в зоне II–III в два–три раза превышают таковые в соседних зонах (соответственно 1,19 и 0,66% по сравнению 0,25–0,24 и 0,04–0,27%). К этой группе также относится Na_2O в микроклине ранней молибденитовой стадии, где его содержание в микроклинах из зон II–III достигает максимального значения (1,39%) по сравнению с таковыми из зон I и IV (соответственно 0,61 и 0,72%). Это обусловливает максимальное значение и натрий–рубидиевого отношения (2,46) в микроклине (фиг. 20,в).

Наконец, к третьей группе элементов–примесей относится кадмий в сфалерите и литий в мусковите. Содержание кадмия в сфалерите сульфовисмутит–гюбнеритовой (III) стадии увеличивается почти в два раза при переходе из зоны I к зоне IV (фиг. 20,а), а содержание окиси лития в мусковите – почти в три раза, что обусловливает возрастание в том же направлении значения Li_2O/Rb_2O от 1,71 до 5,29 (фиг. 21).


IV
III
I
II
Mo
W
P2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

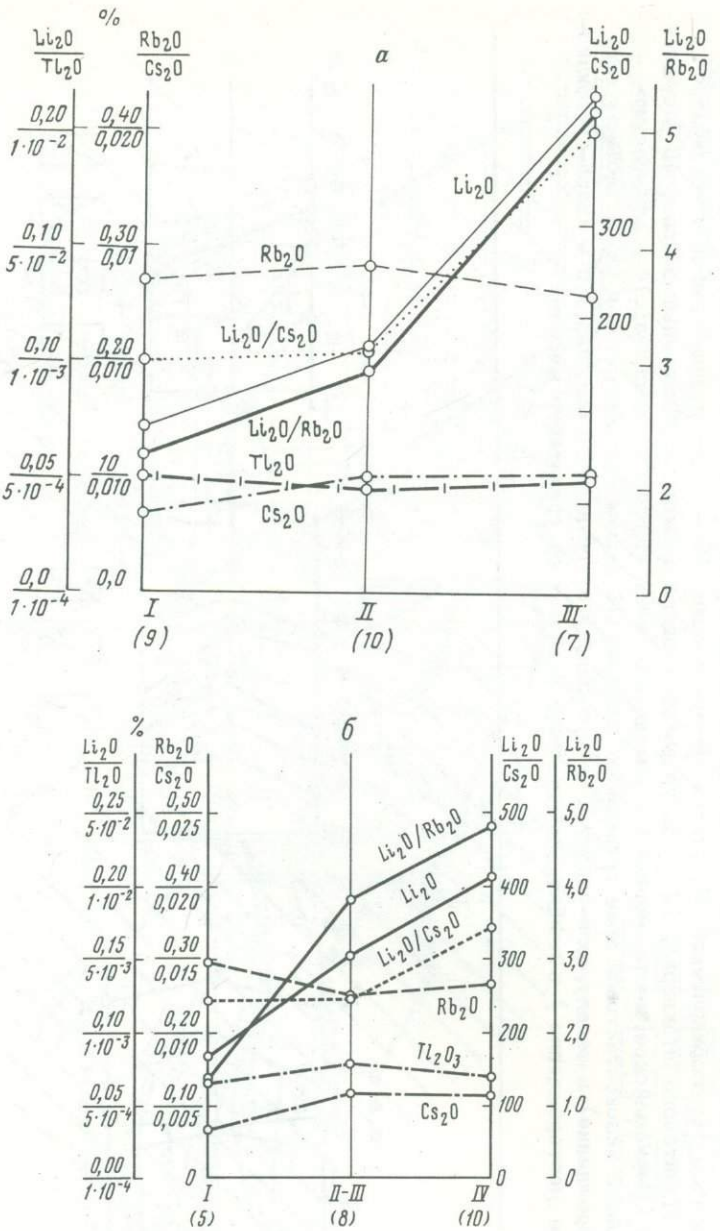
Фиг. 19. Схема горизонтальной зональности Джидинского рудного поля

1 – метаморфические сланцы, кремнистые сланцы с прослоями диабазовых порфиритов, альбитофиров (Cm_2); 2 – диориты и кварцевые диориты (Pz); 3 – биотитовый гранит-порфир (Mz); 4 – дайки бостонитов; 5 – дайки плагиогранитов; 6 – дайки гранитов; 7 – контактовые роговики и ороговикованные сланцы; 8 – контур подземного продолжения гранитного массива; 9 – рудные жилы ранних молибденитовой (Mo) и сульфовисмутит-гюбнеритовой (W) стадий минерализации; 10 – то же поздней гюбнерит-сульфидно-кварцевой стадии; 11 – контур молибденитового штокверка; 12 – контур вольфрамового штокверка. Минеральные зоны; 13 – существенно молибденитовая штокверковая (Первомайское месторождение) в апикальной части гранитного массива; 14 – молибденит-гюбнеритовая штокверковая в ближайшей экзоконтактовой зоне гранитного массива; 15 – шеелит-гюбнеритовая (с сульфовисмутитами) штокверковая (Инкурское месторождение) к западу, юго-западу и северо-западу от гранитного массива; 16 – кварц-сульфидно-гюбнеритовая жильная (Холтосонское месторождение) в наибольшем удалении к западу от гранитного массива



Фиг. 20. Диаграммы распределения элементов-примесей в некоторых минералах сульфовисмутит-гюбнеритовой (III) стадии из различных зон (I, II – III, IV) Джидинского рудного поля

а – элементы-примеси 1-ой группы; 1 – в гюбнерите; 2 – в флюорите; 3 – в пирите; 4 – сфалерите; б – элементы-примеси 2-ой группы; 1 – в гюбнерите; 2 – в пирите; 3 – в сфалерите; в – щелочные элементы и их отношения в микроклине



Фиг. 21. Диаграмма распределения окиси щелочных металлов и их отношений в мусковитах III – (а) и IV – (б) стадии минерализации в различных зонах (I, II–III, IV) Джидинского рудного поля. В скобках – количество проб

Не останавливаясь подробно на вопросах о форме вхождения рассматриваемых элементов-примесей в минералах, отметим, что присутствие отдельных элементов либо связано с явлением изовалентного (Fe^{2+} в гюбнерите, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Cd^{2+} в сфалерите, Sr^{2+} и Mn^{2+} в флюорите, Co^{2+} и Ni^{2+} в пирите и др.) и гетеровалентного (Nb^{5+} или Sc^{3+} в гюбнерите, Y^{3+} в флюорите по схеме $2Ca^{2+} \rightleftarrows Na^{1+}Y^{3+}$ и т.д.) изоморфизма, либо обусловлено образованием твердых растворов (халькопирит – сфалерит, станнин – сфалерит, галенит –

α-матильдит), либо, наконец, связано с наличием в решетке минералов некоторых элементов в форме адсорбционной или интерстиционной примеси. Не исключена возможность также присутствия в некоторых минералах субмикроскопических и сверхсубмикроскопических включений отдельных фаз, например танталониобатов и циркона в гюбнерите, теллуридов в галените, гюбнерита в мусковите и т.д.

Рассматривая возможные причины разного поведения элементов-примесей в изученных минералах в различных минеральных зонах, следует указать следующее.

Известно, что изоморфная смесимость для большинства элементов возрастает с повышением температуры, за исключением некоторых случаев, например кадмия в сфалерите, рения в молибдените и т.д. (Щербина, Якубович, 1963). В связи с этим можно полагать, что закономерное уменьшение содержаний элементов-примесей первой группы по мере перехода от зоны I к зоне IV связано с падением в том же направлении температуры минералообразования в течение одной стадии минерализации. Эта закономерность подтверждается поведением кадмия в сфалерите, максимальная концентрация которого отмечается в относительно низкотемпературных сфалеритах зоны IV. Изучение газово-жидких включений в жильном кварце методом гомогенизации также показывает, что по мере перехода от зоны I к зонам II–III температура образования кварца отчетливо падает от 280–310 до 240–290°С (Хетчиков, Онтоев и др., 1970).

Элементы-примеси второй группы, максимальная концентрация которых в минералах отмечается исключительно в зонах II–III, характеризуются близостью их ионных радиусов с таковыми замещающих катионов, т.е. здесь происходил главным образом изовалентный изоморфизм (Fe и Cu в гюбнерите, Cu, Co и Ni в пирите Fe и Cu в сфалерите, Na в микроклине) за исключением, видимо, бериллия в гюбнерите, вхождение которого вероятно в виде адсорбционной примеси. Максимальную концентрацию этих элементов в зонах II–III можно объяснить заимствованием их из вмещающих пород, богатых, в частности, железом, натрием и частично кобальтом и никелем (диориты, сланцы) в результате выщелачивания таковых при взаимодействии растворов с вмещающими породами. Наконец, элементы-примеси III группы, в частности редкие щелочные, отражают в той или иной мере условия отложения минералов. Так, отчетливое повышение содержания Li_2O, наиболее кислотного элемента в ряду щелочных металлов, особенно возрастание Li_2O/Rb_2O отношения по мере перехода от зоны I к зоне II, указывает на заметное увеличение кислотности растворов.

Объемная зональность рудного поля. Она тесно связана с горизонтальной зональностью рудного поля и с различной глубиной распространения промышленного оруденения в разных минеральных зонах. Молибденовое оруденение в апикальной части гранитного массива (зона I) прослеживается на глубину не более 100–120 м от бывшей кровли массива. Ниже этого горизонта оруденение практически отсутствует, хотя минерализация ранней молибденитовой стадии прослеживается до глубины 150–200 м.

В зонах II и III в экзоконтакте гранитного массива, в пределах Инкурского вольфрамового штокверка, промышленное вольфрамовое оруденение прослеживается до глубины 300–400 м, т.е. значительно глубже, чем в зоне I.

Наконец, в удаленной экзоконтактовой зоне IV, в пределах Холтосонского месторождения оруденение прослеживается на еще большую глубину – до 600–700 м. При этом в пределах отдельных минеральных зон, в частности зон II, III и IV, не наблюдается смена с глубиной штокверкового и жильного вольфрамового оруденения молибденовым, как это предполагалось А.Ф.Коржинским (1967).

Закономерное увеличение вертикальной протяженности оруденения в различных минеральных зонах I–IV по мере перехода от апикальных частей гранитного массива к удаленной от него экзоконтактовой зоне создает в целом объемную зональность рудного поля. Возникновение ее, так же как и горизонтальной зональности рудного поля, обусловлено главным образом многостадийной мине-

рализацией. Вместе с тем закономерное возрастание глубины распространения оруденения в упомянутых минеральных зонах указывает, вероятно, на последовательное понижение уровней отщепления рудоносных растворов внутри гранитного массива в течение разных стадий минерализации с одновременным их смещением к западу от апикального его выступа.

Зональность месторождений

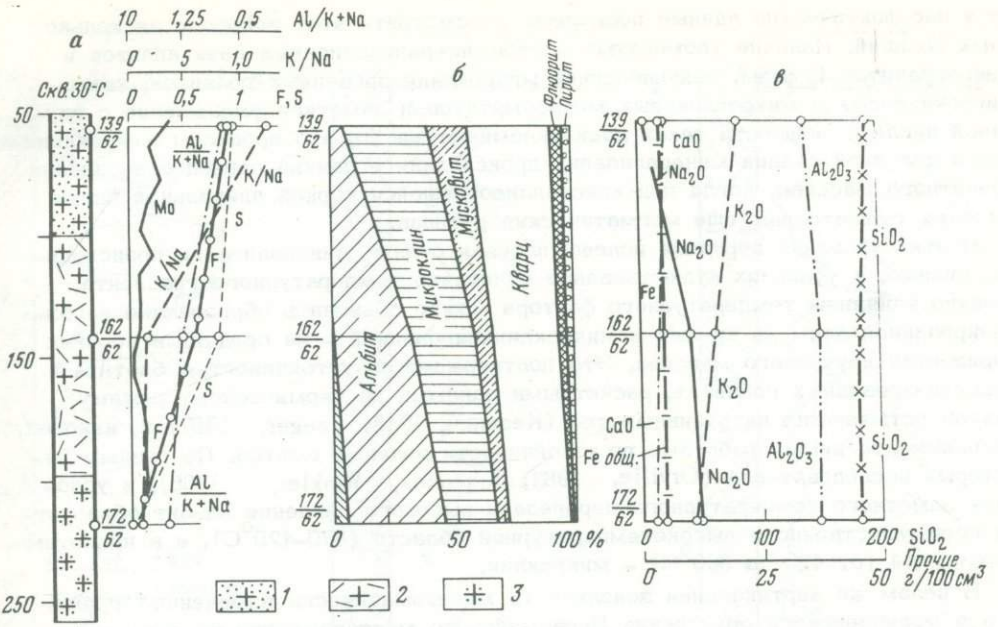
Зональность этого вида с той или иной контрастностью наблюдается на Первомайском и Инкурском месторождениях.

На Первомайском молибденовом месторождении можно выделить следующие типы зональности – вертикальную зональность метасоматически измененных гранитов и связанного с ними молибденитового оруденения и горизонтальную зональность молибденитовой минерализации.

Вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и молибденитового оруденения Первомайского месторождения. В апикальной части гранитного массива интенсивно проявлены процессы площадной и околотрещинной микроклинизации, альбитизации и грейзенизации, сопровождаемые молибденитовым оруденением. Изучение керна некоторых структурных скважин (№ 30–С, 64–С и др.), пробуренных на месторождении, показывает, что процессы площадного изменения исходных гранитов прослеживаются до глубины 250–300 м от кровли массива. При этом установлена отчетливая вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и молибденового оруденения (Онтоев, 1966_1, 1970; Ontoev, 1970), которая выражается в наличии трех зон: 1) верхней зоны до глубины 80–100 м, сложенной главным образом грейзенизированными и микроклинизированными гранитами, в пределах которой преимущественно развито молибденовое штокверковое оруденение. В настоящее время эта зона большей частью отработана карьером; 2) средней зоны (от 100 до 200 м), где распространены преимущественно микроклинизированные и слабомусковитизированные граниты с непромышленным оруденением молибдена; 3) нижней зоны (от 200 м и более), сложенной главным образом альбитизированными биотитовыми и двуслюдяными гранитами; молибденовое оруденение в ней отсутствует.

Вертикальная зональность таким образом выражается в постепенном увеличении с глубиной относительных количеств микроклина, особенно альбита и биотита в нижней зоне, и в уменьшении в том же направлении количеств мусковита, новообразованного кварца, флюорита и пирита (фиг. 22). Весьма характерно поведение основных породообразующих минералов гранита. Биотит сохраняется только в нижней зоне, где он оказывается устойчивым в ассоциации с альбитом № 0–4, возникающим при замещении исходного кислого плагиоклаза (№ 10–12). В средней зоне биотит почти полностью замещен мусковитом, среди которого удается заметить его реликты. Наряду с альбитизацией плагиоклаза в этой зоне широко развита микроклинизация, где микроклин замещает не только альбит, но и кварц гранита с образованием порфиробластов микроклина, что обусловливает порфиробластическую структуру измененных гранитов. Весьма характерно, что к участкам микроклинизации альбита иногда приурочены чешуйки молибденита. В верхней зоне при интенсивной микроклинизации пород местами наблюдается почти полное замещение микроклином альбита и кварца с образованием мономинеральных микроклинитов и кварц–микроклиновых метасоматитов. Вместе с тем в этой зоне широко проявлены процессы грейзенизации гранитов, выразившиеся главным образом в замещении микроклина мусковитом.

Анализ поведения петрогенных, летучих и рудных компонентов в измененных гранитах рассматриваемых зон показывает: 1) закономерное увеличение с глубиной содержания Na_2O и уменьшение K_2O, что находит отражение в падении с глубиной отношения K/Na (см. фиг. 22). Это указывает на преобладание калиевого метасоматоза на верхних горизонтах по сравнению с натриевым на нижних; 2) достаточно резкое падение с глубиной летучих компонентов – фтора и серы, а также уменьшения отношения $Al/K+Na$, свидетельствующие о рез-



Фиг. 22. Вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов (а) и изменения минерального (б) и химического (в) их состава с глубиной в апикальной части Гуджирского массива гранитов

1 – грейзенизированный и микроклинизированный гранит; 2 – микроклинизированный гранит; 3 – альбитизированный биотитовый гранит

ком ослаблении с глубиной процессов грейзенизации; 3) содержание молибдена с глубиной закономерно уменьшается.

Наряду с описанной вертикальной зональностью метасоматически измененных гранитов отмечается уменьшение с глубиной числа и мощности дорудных и внутрирудных даек аплитов: на верхних горизонтах дайки аплитов и микрогранитов I и II фазы достаточно многочисленны, имеют мощность от нескольких десятков сантиметров до 3–4 м и прослеживаются на десятки метров по простиранию. На глубине 150–200 м, по данным керна скважины (30–С, 64–С и др.), количество даек аплитов резко уменьшается и мощность их не превышает первых десятков сантиметров.

Касаясь природы вертикальной зональности метасоматически измененных гранитов и оруденения, необходимо отметить следующее.

В предыдущих главах было показано, что дорудная стадия минерализации, сопровождаемая площадной микроклинизацией I и альбитизацией гранитов, отделена во времени внедрением даек аплитов и микрогранитов I фазы от последующей молибденитовой стадии. Последняя в отличие от дорудной полевошпатовой наиболее интенсивно проявилась на верхних горизонтах апикальной части гранитного массива, где главным образом локализовано штокверковое молибденитовое оруденение, сопровождаемое микроклинизацией II и грейзенизацией I гранитов. С этой точки зрения наблюдаемая вертикальная зональность измененных гранитов и оруденения является результатом наложения двух разностадийных процессов минерализации.

Иное дело вертикальная зональность в пределах одной дорудной стадии, которая выразилась в интенсивной микроклинизации гранитов на средних и верхних горизонтах, а альбитизации – на нижних. Подобного типа зональность обычно объясняется изменением режима кислотности–щелочности одного потока постмагматических растворов, согласно гипотезе Д.С.Коржинского. Не исключая такой механизм возникновения зональности, нам представляется, что имеющие-

ся у нас фактические данные позволяют рассмотреть этот вопрос с несколько иных позиций. Наличие упомянутых внутриминерализационных даек аплитов и микрогранитов I фазы, секущих зоны микроклинизированных гранитов, кварц-микроклиновых и микроклиновых метасоматитов и заметное уменьшение с глубиной числа и мощности таких даек указывают на то, что процессы микроклинизации дорудной стадии минерализации происходили в ранний период становления гранитного массива, когда под кристаллизовавшейся коркой апикальной части массива существовал еще магматический расплав.

В этих условиях дорудная полевошпатовая стадия минерализации происходила, видимо, в условиях существования отчетливо температурного градиента. Именно влиянием температурного фактора можно объяснить образование альбитизированной зоны на нижних и микроклинизированной – на средних и верхних горизонтах изученного массива. Это подтверждается устойчивостью биотита в альбитизированных гранитах, расчетными данными по термическому режиму внутри остывающих интрузивных тел (Казанли, 1948; Jaeger, 1957) и, наконец, экспериментальными работами по устойчивости полевых шпатов. По данным некоторых исследователей (Orville, 1962; Johannes, Winkler, 1965), в условиях заметного температурного перепада и высокого давления альбит образуется преимущественно в высокотемпературной области (470–420°С), а в низкотемпературной (от 420 до 300°С) – микроклин.

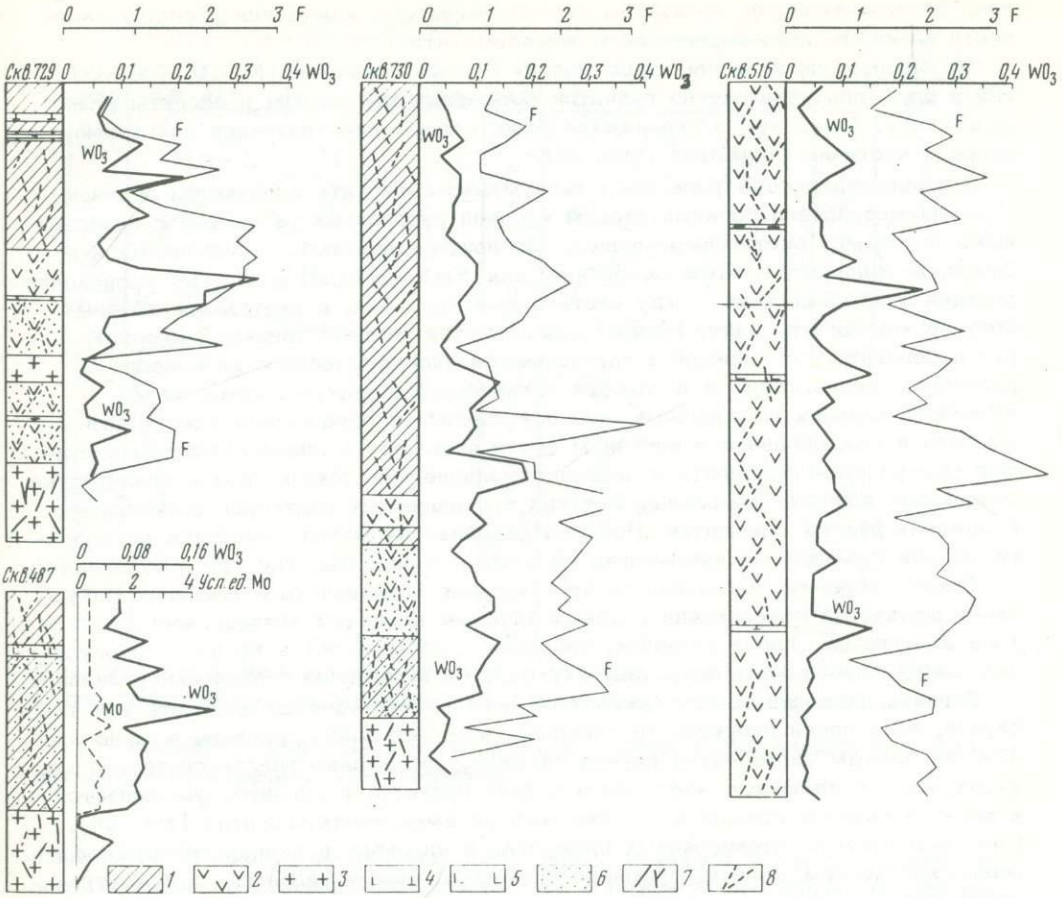
В целом же вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и молибденового оруденения Первомайского месторождения представляет собой сложную зональность, а именно сочетание пульсационной зональности, с одной стороны, и температурной зональности в течение одной дорудной стадии – с другой.

Горизонтальная зональность молибденитовой минерализации. При переходе из гранитов (зона I) во вмещающие сланцы и диориты (зона II) многочисленные микроклин-молибденитовые, кварц-микроклин-молибденитовые и кварц-молибденитовые штокверковые прожилки сменяются биотит-молибденитовыми, кварц-молибденитовыми, кварц-биотит-альбитовыми, кварц-альбит-микроклиновыми прожилками. При этом в ассоциации с молибденитом в этих прожилках в заметном количестве встречаются шеелит, апатит и другие редкие минералы, отсутствующие в прожилках среди гранитов, а также возрастает количество флюорита и пирита. Содержание молибденита в рудоносных прожилках в сланцах и диоритах не только не уменьшается, а в ряде случаев даже возрастает. Так называемые сланцевые руды, особенно в северо-восточной части карьера, по содержанию молибдена оказываются даже несколько богаче, чем руды гранитные.

Рассматриваемая зональная смена молибденитсодержащих минеральных ассоциаций в штокверковых прожилках обусловлена влиянием состава вмещающих пород, в частности биотитизированных сланцев и диоритов. В результате взаимодействия молибденсодержащих растворов с этими породами возрастает активность в растворах железа, магния, кальция, глинозема, калия и натрия, что обусловливает отложение в значительных количествах биотита, микроклина, альбита, флюорита и пирита в штокверковых прожилках. Это в свою очередь вызывает выпадение из раствора молибденита.

В пределах Инкурского вольфрамового месторождения проявлены следующие типы зональности: 1) горизонтальная зональность вольфрамового оруденения, 2) вертикальная зональность минеральных ассоциаций и связанного с ними оруденения.

Горизонтальная зональность вольфрамового оруденения проявлена крайне неконтрастно. При общем неравномерном распределении оруденения в пределах штокверка геологоразведочными и структурными исследованиями (Малиновский, Игнатович, 1962; Малиновский, 1965) выявлена определенная закономерность, выражающаяся в том, что наиболее обогащенные трехокисью вольфрама участки располагаются на северном и южном флангах штокверка, а его центральная часть характеризуется слабым оруденением. Причина подобного зонального распределения вольфрамового оруденения в полной мере еще



Фиг. 23. Изменения с глубиной содержаний рудных элементов и фтора Инкурского месторождения по данным некоторых буровых скважин

1 – метаморфическая толща (Pz); 2 – кварцевые диориты (Pz); 3 – биотитовые граниты (Mz); 4 – дайки серых сиенитов; 5 – дайки кварцевых сиенит-порфиров; 6 – зона ороговикования; 7 – рудоносные кварцевые прожилки; 8 – рудоносные полевошпатовые и кварц-полевошпатовые прожилки

не выяснена. По мнению Е.П.Малиновского и В.И.Игнатовича, заметную роль здесь играли структурные условия формирования штокверка, а именно: нижние горизонты сводового поднятия, вскрытые эрозией в центральной части штокверка, были не благоприятны для локализации вольфрамового оруденения, чем верхние ее части, сохранившиеся на флангах.

Вертикальная зональность минеральных ассоциаций и связанного с ними оруденения достаточно четко наблюдается при переходе из пород одного литологического состава в другой, особенно в ближайшие экзоконтактовой зоне гранитного массива. Здесь многочисленными разведочными и структурными скважинами на значительных глубинах (400–500 м) под толщей метаморфических сланцев и диоритов вскрыты граниты рудоносного массива, в частности в области пологого юго-восточного его погружения. Штокверковая вольфрамовая минерализация при переходе из гранитов во вмещающие сланцы и диориты существенно меняется: кварцевые прожилки сменяются кварцево-микроклиновыми, микроклиновыми и альбит-микроклиновыми; в составе последних возрастает относительное количество флюорита, пирита, шеелита и других минера-

лов; более интенсивно проявлены околопрожилковые изменения пород, в частности флюорит-пирит-серицитового метасоматита.

По данным опробования керна многих буровых скважин (№ 729, 730, 487, 509 и др.), при переходе из гранитов во вмещающие сланцы и диориты резко возрастает, более чем в два-четыре раза, содержание трехокиси вольфрама, фтора и частично молибдена (фиг. 23).

Зональность рассматриваемого типа можно объяснить следующим образом. При взаимодействии богатых фтором и серой рудоносных растворов с вмещающими породами (биотитовые сланцы, порфириты, диориты), содержащими в избыточном количестве такие основания, как FeO, MgO, CaO и Al_2O_3, происходит реакция взаимодействия между раствором и породами, в результате которых летучие компоненты (фтор и сера) связываются соответственно в флюорит, пирит и серицит. Это приводит к нарушению физико-химического равновесия в растворах, возрастанию в последних активностей некоторых компонентов, в частности кальция и глинозема, что обусловливает образование соответственно шеелита и микроклина и в конечном счете вызывает отложения основных рудных минералов - гюбнерита и частично молибденита. Между тем в гранитах не происходит полного связывания летучих составляющих растворов и массового отложения рудных элементов. Поэтому основная их масса выносится растворами из зон гранитов во вмещающие их сланцы и диориты, где они и отлагаются.

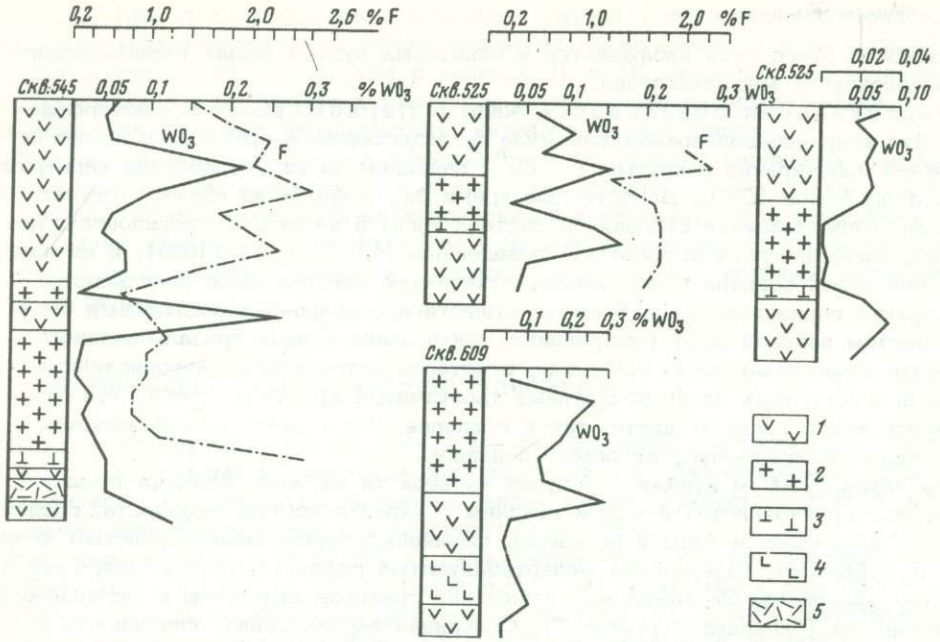
Таким образом, наблюдаемая вертикальная зональность в пределах Инкурского штокверка обусловлена главным образом влиянием литологического состава вмещающих пород (сланцев, диоритов и порфиритов) в процессе циркуляции одного потока растворов сульфовисмутит-гюбнеритовой стадии минерализации.

Влияние литологического фактора на зональность удается заметить и в том случае, если среди диоритов (и сланцев) залегает дайка гранитов и сиенитов. Так, по данным опробования кернов скважин, содержание трехокиси вольфрама, фтора и сопутствующего элемента в дайках гранитов и сиенитов уменьшается в два-три раза по сравнению с таковыми во вмещающих диоритах (фиг. 24). При этом густота штокверковых прожилков в диоритах и дайках гранита, по макроскопическим данным, примерно одинакова, иными словами, степень трещиноватости, а следовательно, и степень проницаемости пород для растворов достаточно близки.

Сравнительно редко наблюдаются и обратные соотношения. Так, в значительном удалении от гранитного массива в меридиональной дайке более древних плагиогранитов, залегающей среди диоритов, наблюдаются многочисленные кварцевые прожилки "лестничного" типа, содержащие в большом количестве гюбнерит. Опробование этой дайки по кернам скв. 609 (фиг. 24) показывает, что содержание трехокиси вольфрама в дайке в три-четыре раза превышает таковое во вмещающих диоритах[1]. Однако содержание сопутствующего элемента в дайке наоборот, резко падает (в два-три раза) по сравнению с его содержанием в диоритах. В рассматриваемом случае отмечается различное поведение двух элементов в дайке гранитов. Резкое обогащение здесь трехокиси вольфрама связано, как уже отмечалось, с более интенсивной трещиноватостью и, следовательно, проницаемостью для растворов дайки гранитов по сравнению с диоритом. Вместе с тем резкое падение содержания другого элемента в той же дайке, видимо, связано с влиянием состава пород, в частности низкой концентрацией в растворах глинозема при их просачивании через граниты. Вследствие этого глиноземосдержащий минерал здесь образуется в незначительном количестве, тогда как в диоритах, более богатых глиноземом, содержание этого минерала отчетливо возрастает.

Вертикальная зональность комплексного вольфрамового оруденения в однородных вмещающих породах. В пределах разведанных глубин (300-350 м) Инкурского штокверка, залегающего большей частью в диоритах, не были уста-

[1]Сходное явление отмечал Малиновский (1965) в дайке гранит-порфиров на водоразделе речек Инкура и Холтосона.



Фиг. 24. Изменения содержаний (в усл. ед.) трехокиси вольфрама и фтора в породах разного литологического состава. Инкурское месторождение

1 – кварцевые диориты; 2 – граниты; 3 – серые сиенит-порфиры; 4 – кварцевые сиенит-порфиры; 5 – порфириты

новлены какие-либо закономерные изменения с глубиной характера минерализации и типов оруденения. Отмечалось, что с глубиной постепенно падает содержание трехокиси вольфрама.

Однако структурная скв. 516, вскрывшая наиболее глубокие горизонты Инкурского месторождения, показывает, что ниже собственно вольфрамовых руд залегает зона сопутствующего оруденения. Весьма характерно, что к этой нижней рудной зоне приурочена и максимальная концентрация фтора. Изучение керна скважины из указанных зон показывает, что состав штокверковых прожилков существенно не меняется; это преимущественно кварцевые, кварц-микроклиновые и микроклиновые прожилки с флюоритом, пиритом, гюбнеритом, мусковитом и др. С глубиной отмечается некоторое увеличение относительных количеств микроклина, флюорита и пирита.

Приведенные данные показывают зональную смену существенно вольфрамовых руд на верхних и средних горизонтах преимущественно сопутствующим на глубоких горизонтах Инкурского месторождения. Указанные типы руд, как уже отмечалось ранее, возникли в течение одной сульфовисмутит-гюбнеритовой стадии минерализации. Так как руды залегают в однородных вмещающих породах (либо диориты, либо сланцы), то влияние литологического фактора на эту зональность исключается. Околорудные изменения вмещающих пород на верхних и глубоких горизонтах в целом однотипны (грейзенизация) и вряд ли было заметное колебание в кислотности-щелочности растворов в указанных зонах.

Наиболее вероятной причиной рассматриваемой вертикальной зональности является, видимо, температурный градиент, существовавший в момент оруденения. На это указывает не только минеральная ассоциация рудоносных прожилков, но и данные термометрического изучения жильного кварца. Так, по скв.619 температура гомогенизации газово-жидких включений в кварце из прожилка на глубине 100 м составляет 324–292°С, а на глубине 253 м она достигает 410–380°С. По скв. 514 гомогенизация включений в кварце на глубине 150 м – 390–920°С, на глубине 514 м – составляет 440–410°С.

Зональность этого вида наблюдается в некоторых рудных жилах Первомайского и Холтосонского месторождений.

Вертикальная зональность жилы 5 Первомайского месторождения. Это кварцево-вольфрамитовая жила 5, залегающая в гранитах и имеющая широтное простирание с крутым (> 80°) падением на юг, отработана карьером на глубину более 100 м. В настоящее время она вскрыта на нижних уступах карьера. Сопоставление строения и состава жилы 5 на верхних горизонтах, по данным поверхностных выработок, проведенным М.В.Бесовой (1939), и на нижних горизонтах карьера обнаруживает отчетливую вертикальную зональность. На верхних горизонтах жила 5 имела существенно кварц-полевошпатовый состав, причем полевой шпат (микроклин?) наблюдался в виде призальбандовой оторочки мощностью около 0,3–0,4 м, в которой встречались многочисленные обломки измененных сланцев. Крупные таблитчатые кристаллы гюбнерита отмечались как в полевом шпате, так и в кварце. Жила здесь сопровождалась околожильным кварц-мусковитовым грейзеном.

На глубине 100 м в нижних уступах карьера та же жила сложена преимущественно крупнокристаллическим кварцем с вкрапленностью гюбнерита, среди которых встречаются зоны и прожилки, сложенные серым мелкозернистым кварцем II генерации, содержащим мелкотаблитчатый гюбнерит, вкрапления, гнезда и линзы сульфидов. Околожильные изменения гранитов выражены в интенсивном окварцевании ("кварцевый грейзен"). Описанная вертикальная зональность в жиле 5 отражает фациальные изменения в минеральном ее составе, а именно: увеличение кверху роли микроклина и, наоборот, возрастание относительных количеств сульфидов с глубиной. Вместе с тем они сопровождаются сменой снизу вверх существенно кварцевой фации грейзенов кварц-мусковитовой. Последнее обстоятельство, а также заметная концентрация микроклина на верхних горизонтах жилы указывают на относительное падение снизу вверх кислотности растворов кварц-сульфидной гюбнеритовой стадии минерализации, в течение которой была сформирована эта жила.

Вертикальная зональность рудных жил Холтосонского месторождения. На примере одной из основных жил месторождения – жилы 103, детально разведанной на большом вертикальном интервале (более 600 м), установлена закономерная смена с глубиной минеральных ассоциаций, слагающих ее. Путем статистического анализа количественных соотношений различных генераций жильного кварца по горным выработкам и кернам буровых скважин из нижних горизонтов было выявлено, что по мере перехода сверху вниз уменьшается относительная роль поздних генераций жильного кварца и, наоборот, возрастает роль раннего крупнокристаллического кварца, что видно из следующей таблицы

Таблица 10

Изменения относительных количеств жильного кварца разных генераций с глубиной в жиле 103 Холтосонского месторождения, объемн. %

Выработка, горизонт	Количество наблюдений	Крупнокристаллический кварц I генерации	Мелкозернистый кварц II генерации	Гребенчатый кварц III генерации	Полосчатый кварц IV генерации
Штреки горизонта (1475–1510 м)	20	64,0	17,0	7,0	12,0
Керны буровых скважин (1440–1200 м)	16	91,0	8,0	1,0	–

(табл. 10). При этом характерно поведение с глубиной сульфидных минералов. Если на верхних горизонтах сульфиды (сфалерит, пирит, блеклая руда и галенит) преимущественно ассоциируют с кварцем II и III генерации, то на нижних горизонтах они встречаются также и в крупнокристаллическом кварце I генерации, где образуют вкрапленность, гнезда и мелкие линзы.

Образование рассматриваемой зональности в размещении различных генераций жильного кварца, возникших в течение одной стадии минерализации, связано с особенностями проявления внутристадийной тектоники, когда в процессе формирования жил мелкие тектонические подвижки с перерывами в рудоотложении происходили наиболее часто на верхних горизонтах, а с глубиной интенсивность их резко падала.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОМ-ГОРХОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Бом-Горхонское рудное поле и одноименное вольфрамовое месторождение расположено в западной части Читинской области, в Петрово-Забайкальском районе. Орографически оно находится на южном склоне Цаган-Хуртейского хребта, в верховьях речки Бом-Горхон, правого притока р. Хилок.

Месторождение открыто в 1962 г. геолого-поисковой партией Читинского геологического управления, руководимой В.И.Сизых. Открытие и разведка Бом-Горхонского вольфрамового месторождения существенным образом изменили прежние представления о металлогении вольфрама Забайкалья. В частности, оказалось возможным объединить молибдено-вольфрамовые месторождения от Джидинского района на крайнем юго-западе до верховьев Олекмы в единый региональный рудный пояс (Щеглов, 1966).

Геологическое строение рудного поля

Район месторождения расположен в краевой (северо-западной) части Малханской структурно-формационной зоны Западного Забайкалья (Сизых, 1968), развитой в междуречье Чикоя и Хилок.

В геологическом строении района, по данным В.И.Сизых, принимают участие условно протерозойские отложения (малханский комплекс), палеозойские эффузивно-осадочные образования и мезозойские осадочно-вулканогенные и угленосные отложения. Среди интрузивных пород различают гнейсо-граниты протерозоя (?), палеозойские гнейсированные гранитоиды и гранитоиды гуджирского комплекса мезозоя (Бом-Горхонский массив).

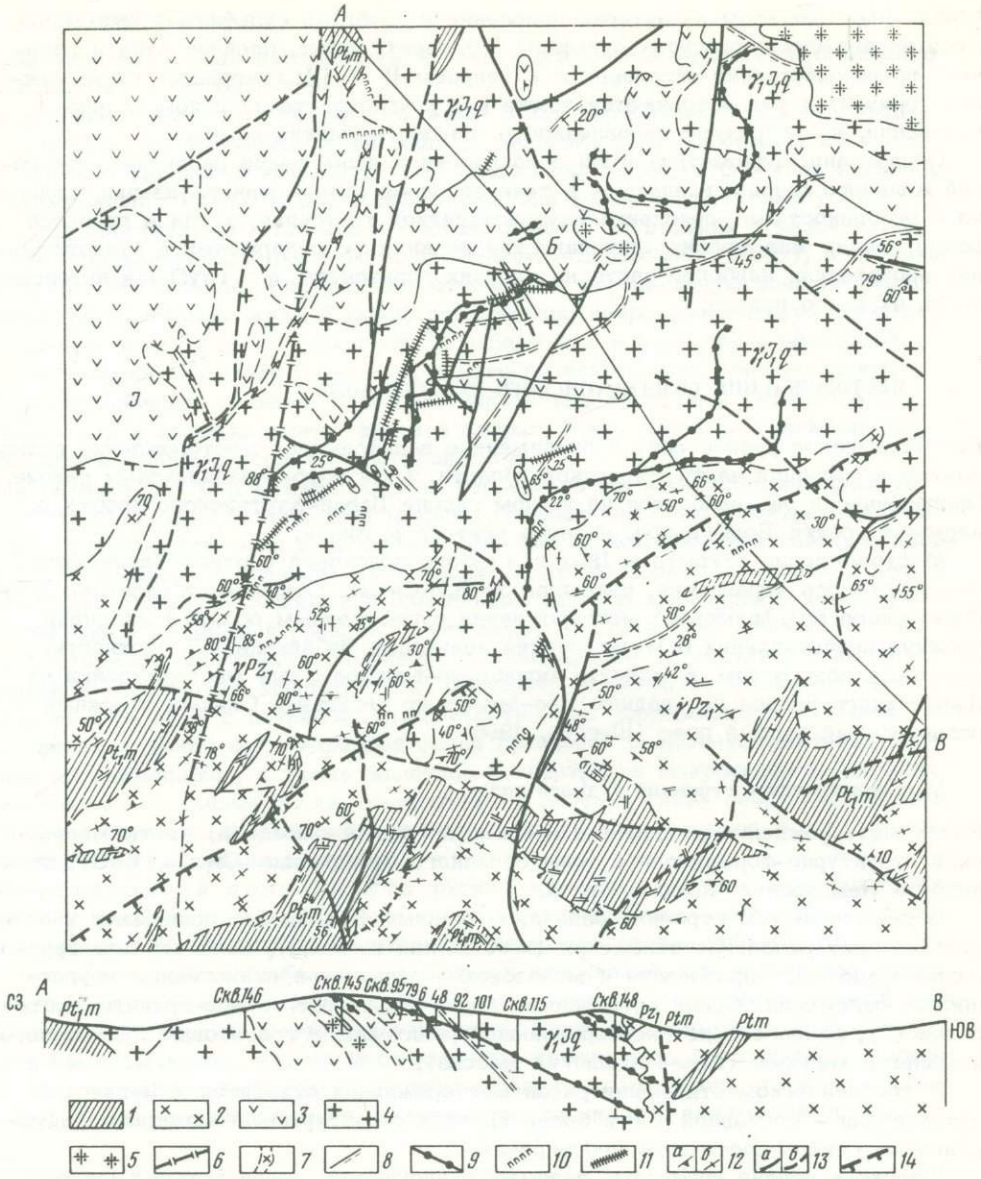
В тектоническом отношении район месторождения относится к Цаганской антиклинали - составной части более крупной структуры - Малханскому антиклинорию северо-восточного простирания.

Широко в районе проявлены разрывные нарушения, среди которых следует отметить Хилок-Нерчинский разлом, прослеживающийся вдоль р. Хилок на 550-600 км, и Северо-Цаганскую группу разломов, прослеживаемую по краям Цаганской антиклинали.

Большое значение для металлогении района имеют процессы мезозойской тектонической активизации, с которыми связано внедрение рудоносного гуджирского интрузивного комплекса.

В структурном отношении Бом-Горхонское рудное поле представляет северо-восточную часть Цаганской антиклинали. В геологическом строении рудного поля (фиг. 25), по данным В.И.Сизых (1968), принимают участие главным образом интрузивные породы верхнего протерозоя, среднего палеозоя и мезозоя и в меньшей степени малханский кристаллический комплекс протерозоя.

Породы кристаллического комплекса встречаются в виде блоков и ксенолитов размером до 0,1-0,3 км^2 среди гранитоидов палеозойского возраста. В составе этого комплекса выделяются биотитовые гнейсы и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы. Углы падения гнейсовидности и сланцеватости от 10 до 80° преимущественно субширотного и частично северо-западного простираний.



Фиг. 25. Схематическая геологическая карта Бом-Горхонского месторождения (Центральный участок) по В.И. Сизых

1 – малханский метаморфический комплекс: биотитовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы; 2 – раннепалеозойские интрузивы: биотитовые и лейкократовые гнейсовидные граниты; гнейсо-граниты с пегматитами и аплитами; 3-5 – мезозойские интрузии гуджирского комплекса; 3-биотит-амфиболовые диориты и гранодиориты; 4 – порфировидные биотитовые граниты I фазы; 5 – средне-мелкозернистые лейкократовые граниты II фазы; 6 – дайки диоритовых порфиритов, роговообманковых кварцевых сиенит-порфиров; 7 – дайки средне-мелкозернистых лейкократовых гранитов II фазы; 8 – дайки кварцевых порфиров, аплитов и гранит-порфиров; 9 – кварцево-вальфрамитовые жилы; 10 – зоны микроклинизации; 11 – зоны грейзенизации; 12 – а – полосчатость и гнейсовидность пород, б – трахитоидность и линейность, их ориентировка; 13 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 14 – Бом-Горхонский разлом

Интрузивные породы рудного поля представлены следующими комплексами: 1) верхнепротерозойский (?) – интрузии гнейсовидных гранитов и гранито-гнейсов слагают отдельные разобщенные участки и блоки – ксенолиты среди гранитоидов палеозоя. Это главным образом лейкократовые граниты с четкой гнейсовидной текстурой по расположению листочек биотита и полевых шпатов, обычно интенсивно катаклазированные; 2) среднепалеозойский интрузивный комплекс сложен мелко- и среднезернистыми, а также неравномернозернистыми биотитовыми гранитами лейкократового облика условно варисского возраста. Эти гранитоиды имеют наиболее широкое распространение в районе и слагают центральную часть Цаганской антиклинали. В составе варисских гранитоидов выделяются следующие разновидности: мелко- и среднезернистые слабогнейсовидные биотитовые граниты, средне- и мелкозернистые лейкократовые граниты и неравномернозернистые лейкократовые граниты. Все эти разновидности имеют постепенные переходы и, видимо, являются фациальными разновидностями; 3) мезозойские интрузивные породы представлены гранитоидами гуджирского комплекса, образующими здесь Бом-Горхонский гранитный массив. Последний прорывает и метаморфизует гранитоиды варисского возраста и малханский кристаллический комплекс.

Бом-Горхонский гранитный массив образует достаточное крупное интрузивное тело, вытянутое в северо-восточном направлении на 14–16 км при его ширине в центральной части около 7–8 км. Северо-западный контакт массива достаточно крутой (70–80°), падает в сторону вмещающих пород, а юго-восточный контакт пологий и падает под углами 25–30° на юго-восток. В пределах юго-западного окончания массива расположено Бом-Горхонское месторождение.

В строении гранитного массива, по данным В.И.Сизых и др. (1966), принимают участие диориты и в меньшей степени гранодиориты и сиенит-диориты, развитые в западной части массива. Состав диоритов: плагиоклаз № 15–20 (40–50%), калиевый полевой шпат (0–5%), биотит (20–30%), амфибол (5–10%), кварц (5–10%); среди акцессорных – сфен (до 3–5%), магнетит и апатит. В диоритах нередко встречаются ксенолиты, мелкие линзы и гнезда биотит-полевошпатовых гибридных пород, состоящих из кислого плагиоклаза (20–50%), калиевого полевого шпата (10–20%), биотита (20–30%), кварца (3–5%), сфена (до 5%), магнетита и апатита. Структура породы гранобластовая, иногда гранолепидобластовая. Весьма характерно высокое содержание в породе сфена. По мнению некоторых исследователей (Сизых и др., 1966), диориты и гранодиориты возникли в результате процессов ассимиляции и гибридизма протерозойских сланцев гранитоидами массива.

Крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы внедрения слагают периферические части гранитного массива. Наибольшее распространение они получили в его юго-западной части, на площади рудного поля. Граниты характеризуются грубополосчатой текстурой, обусловленной субпараллельным расположением вкрапленников полевых шпатов и биотита. Состав пород (в объемных %): микроклин-пертит (30–40), кислый плагиоклаз (25–30), кварц (25–30), биотит (5–7) и акцессорные. Среди последних в большом количестве встречаются сфен, магнетит, ильменит, апатит, реже циркон и ортит.

Мелко- и среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты II фазы внедрения слагают главным образом центральную часть гранитного массива. Граниты II фазы отчетливо рассекают диориты и порфировидные граниты I фазы, образуют среди них отдельные жило- и штокообразные тела. Породы обладают светло-серой и розовато-серой окраской. Состав пород (в объемных %): микроклин-пертит (35–40), плагиоклаз № 8–11 (30–38), кварц (30–35), биотит (1). Из акцессорных минералов – апатит, циркон, ортит, монацит, магнетит, ильменит, сфен, гранат и др. В отличие от гранитов I фазы здесь сфен встречается крайне редко.

Среди пород жильной серии рассматриваемого массива наблюдаются следующие (в порядке последовательности их образования): аплиты I фазы и сопряженные с ним пегматитовые обособления; дайки диоритовых порфиритов и рогово-

Таблица 11

Абсолютный возраст гранитов и околорудных грейзенов Бом-Горхонского месторождения

Номер образца	Порода	Минерал	K, %	Радиогенный аргон, нг/г	$\frac{Ar^{40}_{рад}}{Ar^{40}_{общ}} \cdot \%$	Возраст, млн. лет
344/66	Биотитовый крупнозернистый гранит I фазы	Биотит	5,04±0,04	68,0±14	60; 78	175±5
361/68	Пегматитовое обособление среди гранитов I фазы	Калиевый полевой шпат	6,43±0,06	80,0±1,6	77; 80	175±7
359/68	Лейкократовый гранит II фазы	Биотит	7,19±0,06	79,6±1,6	67; 68	156±6
398/68	Микроклин-метасоматит среди гранитов I фазы	Микроклин	9,62±0,09	112,5±2	57; 81	164±6
394/66	Мусковитовый грейзен в граните II фазы (4-й Ключ)	Мусковит	8,32±0,07	96,4±2	85; 87	163±6
367/66	Кварц-мусковитовый грейзен, жила № 1	Мусковит	8,60±0,07	105,5±1,5	79; 87	172±6
371/66	То же	Мусковит	8,58±0,07	99,0±2,0	83; 84	163±6
340/68	Серицитовый метасоматит, жила 1	Серицит	8,78±0,07	100,0±2,0	83; 91	160±6

обманковых кварцевых сиенит-порфиров; дайки аплитов II фазы и пегматитов II; дайки мелко- и среднезернистых лейкократовых гранитов II фазы; дайки кварцевых порфиров.

Не останавливаясь подробно на описании всех перечисленных даек, приведем краткую характеристику впервые выделяемой нами дайки роговообманковых кварцевых сиенит-порфиров. Она встречена среди порфировидного крупнозернистого гранита I фазы в штреке № 2 штольни № 1, восточнее орта № 19, а также в канаве № 2098 и в керне скв. 89-Б. Макроскопически кварцевый сиенит-порфир - зеленовато-серая порода плотной мелкозернистой структуры, на фоне основной массы заметны мелкие призматические вкрапленники темноцветных (амфибола), реже дымчатого кварца. Под микроскопом порода имеет порфировидную

структуру с удлиненно-призматическими вкрапленниками амфибола и реже с округлыми вкраплениями кварца. Основная масса микролейстовой структуры состоит из лейст кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, зерен амфибола и незначительных количеств кварца. Акцессорные – магнетит, сфен, апатит. Из вторичных минералов встречаются серицит, хлорит. По химическом составу порода (см. табл. 18) близка к щелочноземельному сиениту.

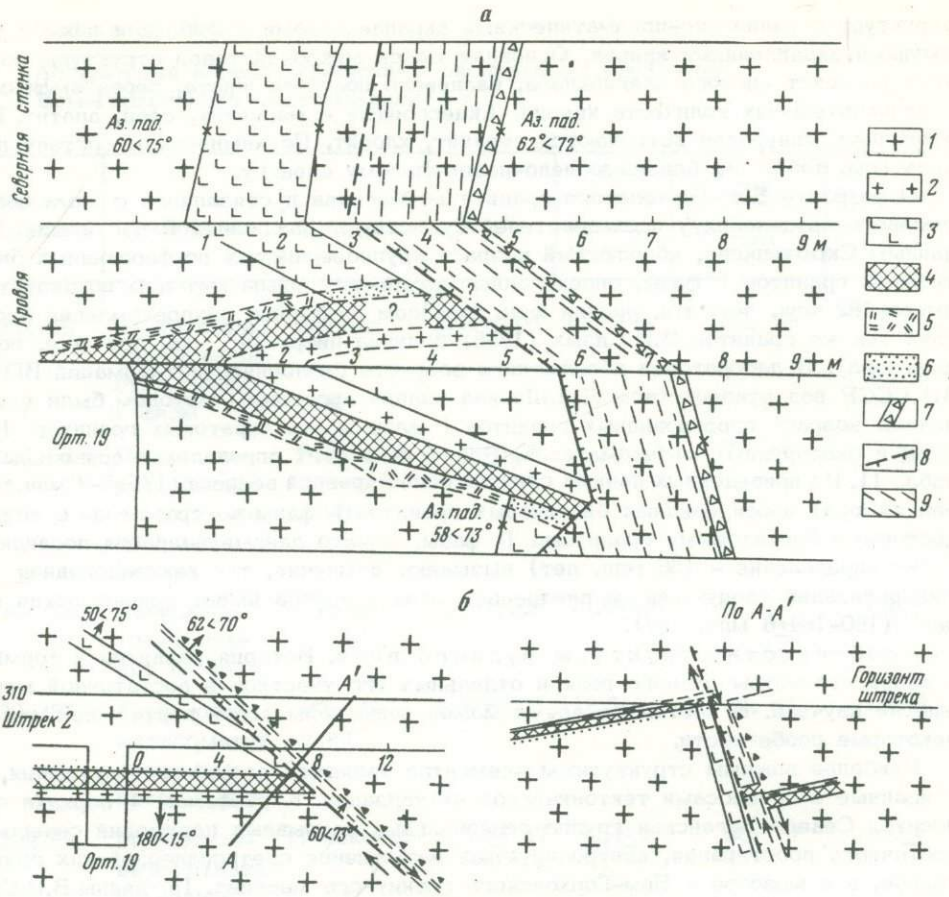
О возрасте Бом-Горхонского гранитного массива и связанного с ними вольфрамового оруденения у исследователей существуют различные точки зрения. По данным Скрюченкова, абсолютный возраст крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов I фазы, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, имеет 182 млн. лет, т.е. ранняя юра. Методом дисперсии двупреломления биотита тех же гранитов В.И.Сизых (1966) получил цифру 145 млн. лет (т.е. поздняя юра). В лаборатории абсолютного возраста геологических формаций ИГЕМ АН СССР под руководством Л.Л.Шанина калий- аргоновым методом были определены возраст порфировидных гранитов I фазы и лейкократовых гранитов II фазы и околорудных метасоматитов. Результаты этих определений приведены в табл. 11. Из приведенных данных следует более древний возраст (175±5-7 млн.лет – ранняя юра) порфировидных биотитовых гранитов I фазы по сравнению с лейкократовыми биотитовыми гранитами II фазы. Однако данные возраста последних (одно определение – 156 млн. лет) вызывают сомнение, так как эндогенная минерализация следующая за внедрением этих гранитов имеет среднеюрский возраст (160-164±6 млн. лет).

Особенности структуры рудного поля. История развития и формирования структуры рудного поля и отдельных его участков в достаточной мере еще не изучена. В настоящее время можно лишь попытаться кратко описать некоторые особенности.

Наиболее важным структурным элементов являются разрывные нарушения, связанные с процессами тектонической активизации. К разломам I порядка относится Северо-Цаганская группа региональных разрывных нарушений северо-восточного простирания, контролирующая размещение среднепалеозойских гранитоидов, а в мезозое – Бом-Горхонского гранитного массива. По данны В.И.Сизых и других (1966), одно из таких разрывных нарушений I порядка проходит вдоль северо-западной части гранитного массива, а второй, собственно Бом-Горхонский разлом, фиксируется в юго-восточной части месторождения и прослеживается в северо-восточном направлении до устья 3-го Ключа, где известно штокверковое оруденение (см. фиг. 25).

К разрывам II порядка относятся пологие тектонические нарушения северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углами 20-30° в порфировидных гранитах I фазы. Они, вероятно, были заложены в начале как контракционные трещины в висячем боку гранитного массива, а затем развивались как сколовые нарушения, оперяющие крутопадающий Бом-Горхонский разлом. К этим пологим нарушениям приурочены линзы, жилы и дайки аплитов и аплитовидных мелкозернистых гранитов II фазы. Позднее они явились рудовмещающими структурами преобладающего большинства кварцево-вольфрамитовых жил Центрального участка. Вслед за возникновением системы пологих трещин в гранитах I фазы образовалась система субмеридиональных и северо-северо-западных разрывных нарушений с крутыми (70-85°) падениями, к которым нередко приурочены дайки диоритовых порфиритов, кварцевых сиенит-порфиров и кварцевых порфиров, а затем дайки мелко- и среднезернистых биотитовых гранитов II фазы, секущие, в частности, более ранние дайки диоритовых порфиритов.

В пострудный этап происходили тектонические подвижки по системе ранее заложенных крутопадающих разрывов субмеридионального и северо-западного простираний, а также по зонам дробления и катаклаза северо-восточного простирания со смещением пологих рудных жил. При этом подвижки вдоль этих нарушений носили взбрососдвиговый и сбрососдвиговый характер со смещением отдельных блоков либо на северо-запад (или на юго-восток), либо на северо-восток (или на юго-запад). Амплитуда смещений колеблется от 1-3 до 10-20 м по горизонтали. Одно из таких пострудных нарушений по штреку 2, штольни 1,



Фиг. 26. Зарисовка штрека 2 штольни 1 (а) и план штрека (б) с разрезом по линии А–А′. По Д.О. Онтоеву (1968)

1 – крупнозернистый биотитовый гранит I фазы; 2 – мелкозернистый аплитовый гранит; 3 – дайка кварцевого сиенит-порфира; 4 – кварцевая жила с вольфрамитом; 5 – околожильный кварц-мусковитовый грейзен; 6 – флюорит-пирит-слюдистый метасоматит; 7 – зона дробления и рассланцевания; 8 – плоскость сместителя; 9 – зона повышенной трещиноватости

восточнее орта № 19 было детально изучено нами (фиг. 26). Здесь кварц-вольфрамитовая жила и залегающая в висячем ее боку дайка мелкозернистого гранита и дайка кварцевого сиенит-порфира срезаны сместителем с глинкой трения северо-западного простирания с азимутом падения 60° и углом 73°. Этот сместитель является составной частью более мощной зоны трещиноватости того же простирания. По характеру сместителя и положению борозд и трещин в плоскости сместителя нами было высказано предположение о смещении рудной жилы на юго-восток и была рекомендована проходка разведочного орта; на 10-м метре орта была встречена смещенная часть жилы.

Краткая характеристика отдельных участков рудного поля. Бом-Горхонское рудное поле состоит из трех участков: Центрального, Черемшинского и 3-го Ключа.

Центральный участок расположен в пределах юго-западного окончания Бом-Горхонского гранитного массива, на площади развития порфировидных гранитов I фазы и пород диоритового ряда. Здесь расположены жилы собственно Бом-Горхонского вольфрамового месторождения. Как уже отмечалось ранее, рудные жи-

лы этого участка приурочены к системе пологих контракционных трещин, вновь приоткрытых в предрудное время. Известно более десятка кварцево-вольфрамитовых жил. Все они имеют северо-восточное простирание, пологое падение на юго-восток под углами 15–25°. Морфология жил очень сложная: местами они имеют четковидный характер, где раздувы по простиранию и падению сменяются пережимами, переходящими в тонкий проводник. Условия залегания жил в значительной мере осложнены пострудной тектоникой.

Участок Черемшинский расположен в 1 км к востоку от Центрального участка, в зоне контакта лейкократовых гранитов II фазы с порфировидными гранитами I фазы. Предварительными поисково-разведочными работами в экзо- и эндоконтактовой зонах гранитов II фазы обнаружены молибденит-кварцевые жилы, сопровождающиеся околожильной микроклинизацией гранитов. Вольфрамовое оруденение здесь проявлено слабо.

Участок 3-й Ключ расположен в 3 км к востоку от Центрального участка. Здесь в экзоконтактовой зоне лейкократовых гранитов II фазы среди порфировидных гранитов I фазы залегает зона штокверкового молибденит-вольфрамитового оруденения. Оно приурочено к интенсивно микроклинизированным, грейзенизированным и частично окварцованным гранитам II фазы и контролируется тектоническим нарушением северо-восточного простирания.

Минеральный состав и стадийность минерализации

Изучением минералогии руд Бом-Горхонского месторождения занимались В.И.Сизых, Н.А.Агеев, Л.Я.Шмураева (1968) и автор. Валовый минеральный состав рудных тел показан в табл. 12.

Вольфрамит в рудных жилах представлен преимущественно гюбнеритом. По данным Л.Я.Шмураевой (1968), гюбнерит I генерации из штокверка участка 3-й Ключ обладает бо́льшей железистостью (81–84% $MnWO_4$), чем гюбнерит из рудных жил Центрального участка (90–95% $MnWO_4$).

Достаточно интенсивно развиты пирит, пирротин (на верхних горизонтах замещен пиритом), сфалерит, реже халькопирит и др. Весьма характерно широкое распространение здесь висмутовых минералов[1] – висмутина, козалита, самородного висмута и бисмутоплагионита.

Основные парагенетические ассоциации минералов. Стадийность минерализации. В составе рудных жил и штокверковых зон Бом-Горхонского рудного поля можно выделить несколько парагенетических ассоциаций минералов.

Наиболее ранней парагенетической ассоциацией минералов, связанной с постмагматическими процессами, является кварц-микроклиновая, образующая локальные зоны микроклинизации в гранитах II и частично I фазы. Эта ассоциация, практически безрудная, связана с процессами дорудной микроклинизации вмещающих гранитов.

Следующие две ассоциации наблюдаются в штокверковой зоне участка 3-й Ключ среди микроклинизированных и грейзенизированных гранитов I фазы.

Молибденит-кварц-микроклиновая с альбитом, пиритом и флюоритом, слагающая микроклинизированные и частично альбитизированные граниты I фазы, а также молибденит-кварцевые прожилки и жилы, сопровождаемые микроклинизацией II вмещающих гранитов.

Мусковит-гюбнерит-кварцевая с пиритом, флюоритом, акцессорным бериллом, сфалеритом, сульфосолями висмута и реже галенитом. Эта ассоциация отчетливо наложена на раннюю, что вызывает замещение микроклина и частично альбита мусковитом и кварцем, а также образование многочисленных кварцево-гюбнеритовых прожилков среди микроклинизированных и грейзенизированных гранитов.

[1] Более подробная характеристика висмутовых минералов приводится в статье автора и др. (Онтоев и др., 1971_2).

Таблица 12

Минеральный состав и относительная распространенность минералов Бом-Горхонского рудного поля

Относительное распространение	Гипогенные минералы		Гипергенные минералы
	жильные	рудные	
Главные	Микроклин Кварц Мусковит	Пирит Гюбнерит	Гидроокислы железа, ярозит*
Второстепенные	Флюорит Серицит Альбит	Молибденит Сфалерит Висмутин Козалит	Мартит Гидрогематит Базовисмутин Ферримолибденит*
В малом количестве	Адуляр* Апатит Хлорит Карбонаты	Шеелит Халькопирит Касситерит Магнетит Гематит Галенит Станин Пирротин	Халькозин Ковеллин
Редкие	Берилл акцессорный	Тетрадимит Самородный висмут Бисмутоплагионит*	

*Минералы, первые установленные автором.

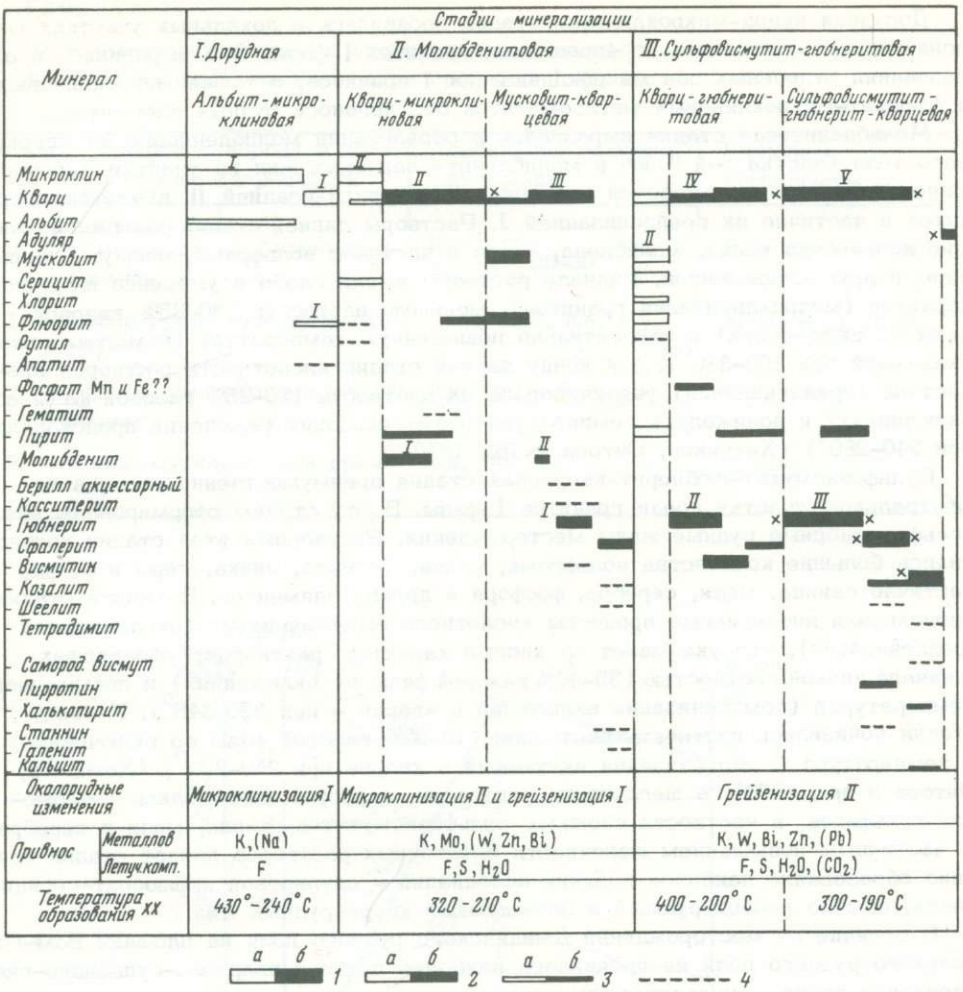
В составе основных кварцево-вольфрамитовых жил Центрального участка, образующих собственно Бом-Горхонское месторождение, принимают участие следующие ассоциации:

Ранняя гюбнерит-кварцевая ассоциация, сложенная темно-серым и дымчатым кварцем III генерации, гюбнеритом II генерации, висмутином, мусковитом, сфалеритов и флюоритом. Эта ассоциация слагает призальбандовые, а местами фланговые участки рудных жил и сопровождается грейзенизацией II вмещающих пород.

Поздняя сульфовисмутит-гюбнерито-кварцевая, представленная светло-серым и молочно-белым кварцем IV генерации, крупно- и местами гигантокристаллами гюбнерита III, пиритом, сфалеритом и обильными сульфосолями висмута и свинца (козалит и др.); в незначительном количестве в этой ассоциации встречаются фосфаты Mn и Fe и флюорит. Данная ассоциация преимущественно развита в центральных частях рудных жил, отчетливо рассекает раннюю кварцево-гюбнеритовую.

Кварц-адуляровая ассоциация, цементирующая обломки жильного кварца, частично корродирующая и замещающая кварц.

Флюорит-серицитовая ассоциация, встречающаяся по трещинкам и отдельным зонам в жильном кварце, корродируя и замещая его, а также кристаллы гюбнерита; обломки жильного кварца иногда сцементированы тонкочешуйчатым агрегатом серицита.



Фиг. 27. Стадии минерализации, характерные ассоциации и последовательность образования минералов Бом-Горхонского рудного поля

Распространенность минералов в околорудных метасоматитах (а) и в жилах (б)

1 – главные; 2 – в значительном количестве; 3 – в малом количестве; 4 – редкие; x – внутристадийные пересечения и замещения; xx – по данным гомогенизации включений в кварце

Последние две ассоциации, вероятно, возникли в заключительную стадию рудного процесса и представляют продукты отложения остаточных растворов.

Эндогенная минерализация на площади Бом-Горхонского рудного поля носила прерывистый характер и происходила по крайней мере в течение нескольких стадий минерализации. В основу выделения стадий минерализации здесь выделены следующие критерии: а) геохимическая ассоциация ведущих элементов, слагающих рудные тела; б) характерные минеральные ассоциации и их возрастные соотношения с учетом возможности фациального изменения их состава; в) особенности околорудных изменений вмещающих пород; г) циклические изменения плотности и температуры гомогенизации газово-жидких включений в жильном кварце разных генераций. В соответствии с этими критериями нами выделены следующие три стадии минерализации (фиг. 27).

Дорудная кварц-микроклиновая стадия проявилась в локальных участках по зонам трещиноватости в порфировидных гранитах I фазы. Она выразилась в образовании отдельных зон микроклинизации I гранитов, а также микроклиновых и флюорит-микроклиновых метасоматитов без привноса рудных элементов.

Молибденитовая стадия выразилась в образовании молибденового штокверкового тела участка 3-й Ключ и молибденит-кварцевых жил на участке Черемшинский. Она сопровождается околорудной микроклинизацией II вмещающих гранитов и частично их грейзенизацией I. Растворы данной стадии содержали большие количества калия, молибдена, фтора и частично вольфрама, висмута, цинка, серы и других элементов. Вначале растворы имели слабо и умеренно щелочной характер (микроклинизация гранитов), меньшую плотность (30–35% газовой фазы во включениях) и относительно повышенную температуру (гомогенизация включений при 300–330°), а к концу данной стадии кислотность растворов возрастала (грейзенизация) увеличивалась их плотность (20–25% газовой фазы во включениях) и понижалась температура (гомогенизация включений происходила при 240–280°) (Хетчиков, Онтоев и др., 1970).

Сульфовисмутит-гюбнерит-кварцевая стадия преимущественно развита на Центральном участке среди гранитов I фазы. В эту стадию сформированы все вольфрамоносные рудные жилы месторождения. Растворами этой стадии привносились большие количества вольфрама, калия, висмута, цинка, серы и фтора, частично свинца, меди, серебра, фосфора и других элементов. В начале стадии происходили интенсивные процессы кислотного выщелачивания (околожильная грейзенизация), что указывает на кислый характер растворов, обладавших в начале низкой плотностью (35–40% газовой фазы во включениях) и повышенной температурой (гомогенизация включений в кварце – при 320–345°). К концу стадии понизились плотность растворов (15–20% газовой фазы во включениях) и температура (гомогенизация включений в кварце при 240–200°) (Хетчиков, Онтоев и др., 1970), а щелочность растворов, наоборот, повысилась (отложение сульфидов, в частности сложных сульфовисмутитов свинца, меди и серебра). С частичным повышением щелочности остаточных растворов данной стадии связано образование наиболее поздних ассоциаций – адуляровой и флюорит-серицитовой, обычно корродирующей и замещающей кварц рудных жил.

В отличие от месторождений Джидинского рудного поля на площади Бом-Горхонского рудного поля не проявилась наиболее поздняя кварцево-сульфидно-гюбнеритовая стадия минерализации, несущая интенсивное свинцово-цинковое оруденение.

Особенности околорудных изменений вмещающих пород

Ниже приводится краткая характеристика околожильной грейзенизации II вмещающих пород в сульфовисмутит-гюбнерит-кварцевую стадию минерализации. В зависимости от литологического состава пород возникают различные фации околожильных грейзенов, отличающихся друг от друга по минеральному и химическому составу.

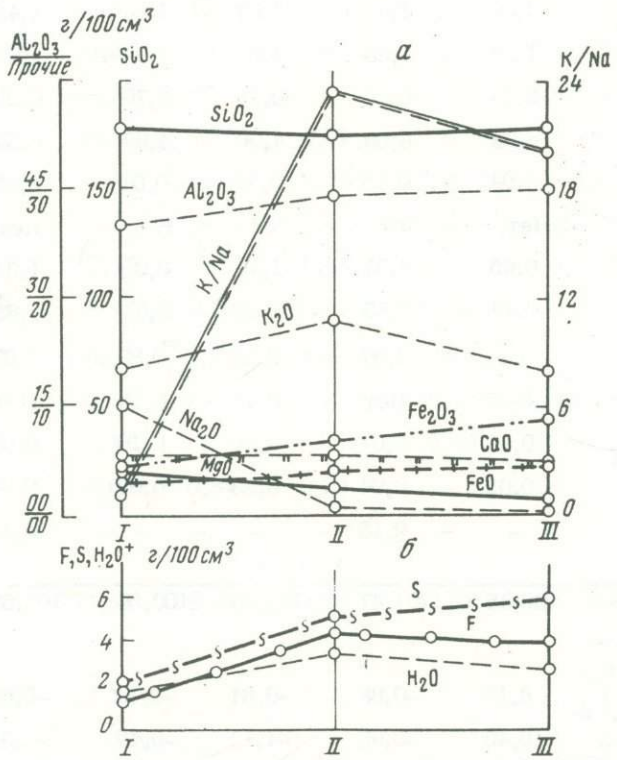
Околожильная грейзенизация порфировидных биотитовых гранитов I фазы. Мощность ореола грейзенизации колеблется от 0,1–0,2 до 0,5–1 м как в висячем, так и в лежачем боку жил. В строении ореола околожильной грейзенизации можно выделить внешнюю зону – слабо грейзенизированный гранит, промежуточную – сильно грейзенизированный гранит и внутреннюю – кварц-мусковитовый грейзен. Характерные ассоциации минералов в этих зонах показаны в табл. 13.

Для оценки поведения компонентов и химизма околожильной грейзенизации гранитов ниже в табл. 14 приведены результаты химических анализов исходной и измененных пород и расчет баланса вещества в граммах на 100 $см^3$ породы с учетом их объемного веса. Особенности поведения петрогенных и летучих компонентов графически изображены на фиг. 28.

Таблица 13

Метасоматические зоны и ассоциации минералов при околожильной грейзенизации гранитов I фазы

Номер зоны	Исходная порода и ее измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты
0	Порфировидные биотитовые граниты I фазы	Кпш, $Пл_{25-30}$, Кв, Би, Мгн	Все компоненты инертны
1	Слабо грейзенизированный гранит	Мкр, Алб, Кв, Му	Al_2O_3, K_2O, Na_2O
2	Сильно грейзенизированный гранит	Кв, Мкр, Му	Al_2O_3; K_2O
3	Кварц-мусковитовый грейзен	Кв, Му	Al_2O_3



Фиг. 28. Поведение петрогенных (а) и летучих (б) компонентов при околожильной грейзенизации порфировидного биотитового гранита I фазы

I – неизмененный биотитовый гранит I фазы; II – сильно грейзенизированный гранит; III – мусковит-кварцевый грейзен

Таблица 14

Поведение компонентов и баланс вещества при околожильной грейзенизации порфировидных биотитовых гранитов I фазы Бом-Горхонского месторождения

Компоненты	Вес. %			Пересчет на 100%			Вес компонента, г на 100 см^3			Баланс вещества (3-1)			
										привнос		вынос	
	1*	2**	3***	1	2	3	1	2	3	г на 100 см^3	% к исходной породе	г на 100 см^3	% к исходной породе
SiO_2	67,78	65,08	66,28	67,58	65,22	66,04	176,10	174,70	178,0	1,90	0,72	–	–
TiO_2	0,57	0,66	0,83	0,57	0,57	0,83	1,49	1,52	2,24	0,75	0,29	–	–
Al_2O_3	15,23	16,41	16,61	15,17	16,46	16,53	39,7	44,26	44,55	4,85	1,86	–	–
Fe_2O_3	1,61	2,41	3,19	1,61	2,41	3,19	4,22	6,45	8,60	4,38	1,68	–	–
FeO	1,43	0,85	0,57	1,43	0,85	0,57	3,74	2,28	1,54	–	–	2,20	0,84
MnO	0,09	0,43	0,44	0,09	0,43	0,44	0,24	1,15	1,18	0,94	0,36	–	–
MgO	1,06	1,42	1,67	1,06	1,42	1,67	2,88	3,81	4,50	1,62	0,63	–	–
CaO	1,99	1,98	1,82	1,99	1,98	1,82	5,22	5,30	4,90	–	–	0,32	0,12
Na_2O	3,79	0,20	0,15	3,79	0,20	0,15	9,90	0,54	0,40	–	–	9,50	3,62
K_2O	4,98	6,59	4,90	4,98	6,59	4,90	13,1	17,70	13,20	0,10	0,04	–	–
Rb_2O	0,04	0,15	0,18	0,04	0,15	0,18	0,10	0,48	0,49	0,39	0,15	–	–
H_2O^-	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	–	–	–	–	–	–
H_2O^+	0,65	1,31	1,10	0,65	1,31	1,10	1,70	3,50	2,85	1,15	0,44	–	–
F	0,44	1,63	1,53	0,44	1,63	1,53	1,15	4,36	4,13	2,98	1,11	–	–
S	0,80	1,97	2,25	0,80	1,97	2,25	2,18	5,28	6,03	3,90	1,49	–	–
CO_2	0,25	Нет	0,17	0,25	Нет	0,17	0,65	–	0,46	–	–	0,19	0,07
P_2O_5	0,10	0,07	0,06	0,10	0,07	0,06	0,26	0,19	0,16	–	–	0,10	0,05
SnO_2	0,02	0,04	0,23	0,02	0,04	0,23	0,05	0,10	0,62	0,57	0,22	–	–
C	–	0,15	–	–	0,15	–	–	0,40	–	–	–	–	–
Сумма	100,85	101,47	102,10	100,59	101,66	101,77	262,73	272,34	274,16	23,78	9,08	12,31	4,7
Поправка $-O=F_2$	0,19	-0,68	-0,64	-0,19	-0,68	-0,64	-0,50	-1,82	-1,73				
$-O=S$	0,40	-0,98	-1,13	-0,40	-0,98	-1,13	-1,04	-2,62	-3,08				
Σ	100,26	99,81	100,33	100,0	100,0	100,00	261,19	267,9	269,4				
Объемный вес	2,62	2,68	2,70										
K/Na	0,87	23,4	20,8										

*Крупнозернистый порфировидный гранит I фазы, обр. 370/66, слабо грейзенизированный.

**Сильно грейзенизированный гранит I фазы, обр. 368/66.

***Кварцево-мусковитовый грейзен, обр. 367/66.

Анализы выполнены в ЦХЛ АН СССР. Аналитик А.И.Гусева

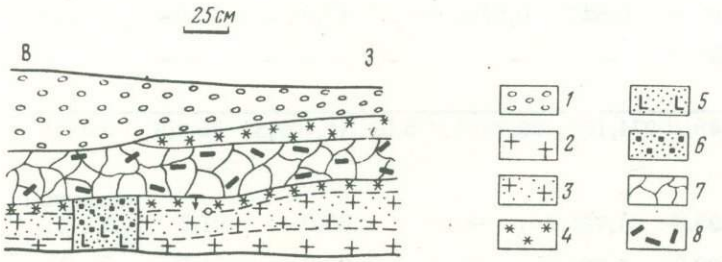
Из приведенных данных видно, что при околожильной грейзенизации порфировидных крупнозернистых гранитов I фазы отмечается почти полный вынос Na_2O и некоторое увеличение K_2O в промежуточной зоне (сильно грейзенизированные граниты), что обусловливает резкое возрастание отношения K/Na от 0,87 (во внешней зоне) до 23,4 и 20,8 (в промежуточной и внутренней зонах соответственно). Весьма характерно, что основные петрогенные компоненты CaO, MgO FeO и SiO_2 не испытывают заметных количественных изменений за исключением некоторого локального увеличения во внутренней зоне Al_2O_3 и TiO_2. Вместе с тем при грейзенизации гранитов привносится заметное количество летучих компонентов – фтора, серы и воды, а также частично окиси редких щелочных элементов (Li_2O, Rb_2O). Расчет баланса вещества показывает, что привнос компонентов (9,68%) резко преобладает над выносом (4,7%), что вызывает увеличение объемного веса грейзенов (2,70%) по сравнению с исходным гранитом (2,62%).

Грейзенизация пород среднего и основного состава. При переходе кварцево-вольфрамитовых жил из порфировидных гранитов I фазы в диориты, биотит-полевошпатовые гибридные породы и дайки порфиритов и роговообманковых сиенит-порфиров околожильные кварцево-мусковитовые грейзены сменяются мелкозернистым флюорит-пирит-серицитовыми метасоматитами (фиг.29). Макроскопически такие околожильные метасоматиты содержат обильную мелкую вкрапленность пирита и похожи на березиты.

В строении ореола околожильных изменений указанных пород образуется однотипная метасоматическая зональность, которая характеризуется образованием хлоритизированных и серицитизированных пород во внешней зоне ореола, а во внутренней зоне – плотных тонко– и мелкозернистых флюорит-пирит-серицитовых метасоматитов (фиг. 30).

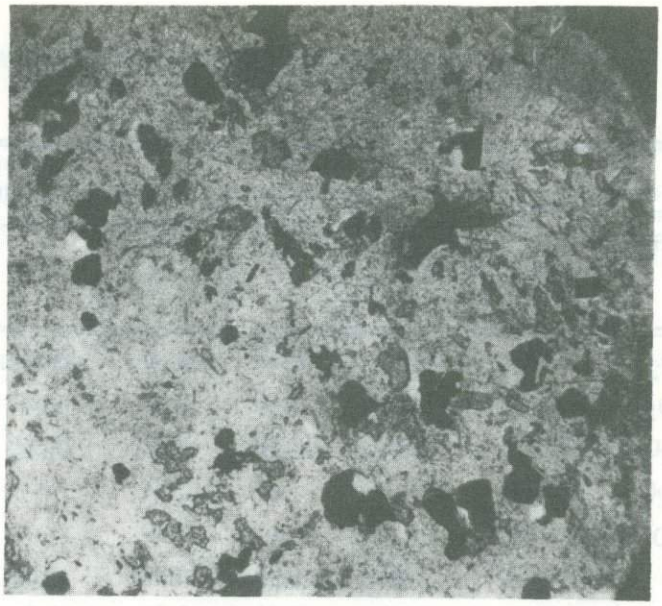
Поведение компонентов при околожильной грейзенизации рассматриваемых пород и баланс вещества при этом процессе приведены в табл. 15–17, а графически изображено на фиг. 31.

Касаясь химизма процесса околожильной грейзенизации рассматриваемых пород среднего и основного состава, необходимо отметить следующее. Прежде всего из ореола измененных пород полностью выносится Na_2O и параллельно с этим привносится большое количество K_2O, фтора и серы. В результате этого резко увеличивается величина отношения K/Na при переходе от неизмененных пород к внутренней зоне ореола – от 0,50–0,75 до 14,6–38,2, а также содержание летучих компонентов. Кремнезем в одних случаях испытывает локаль-



Фиг. 29. Грейзенизированная дайка порфирита в лежачем боку жилы 1. Зарисовка канавы

1 – делювий; 2 – крупнозернистый биотитовый гранит I фазы; 3 – грейзенизированный гранит; 4 – кварц-мусковитовый грейзен; 5 – серицитизированный и флюоритизированный порфирит; 6 – флюорит-пирит-серицитовый метасоматит по порфириту; 7 – жильный кварц; 8 – гюбнерит



Фиг. 30. Флюорит-пирит-серицитовый метасоматит, образовавшийся при замещении биотит-полевошпатовой гибридной породы. Черное - пирит, темно-серое - флюорит; светлое - серицит. Шлиф 349а/66, увел. 46, без анализатора

ный привнос (в случае грейзенизации сиенит-порфира), в других - частичный вынос (в случае изменения диорита). Отмечается очень незначительный местный привнос глинозема, который полностью входит в состав серицита. Наиболее инертно ведут себя TiO_2 и P_2O_5. Другие петрогенные компоненты, такие основания, как CaO, MgO, Fe (общее), практически не испытывают существенных изменений в их содержании в различных метасоматических зонах и эти компоненты ведут себя как бы "инертно". Такое поведение указанных элементов связано с высокой активностью анионов фтора и серы в растворах, что вызывает связывание упомянутых катионов в виде флюорита и пирита в составе метасоматитов внутренней зоны, а MgO входит в решетку серицита (фенгита). Кроме привноса K_2O, F и S во внутренней зоне отмечается некоторый привнос окиси редких щелочей (Li_2O и Rb_2O), что отражает особенности состава растворов.

Расчет баланса привноса и выноса вещества при образовании флюорит-пирит-серицитовых метасоматитов за счет рассматриваемых пород показывает, что привнос значительно превышает вынос компонентов на 6-10%, что обусловливает увеличение объемного веса метасоматитов по сравнению с иходными породами.

В целом химизм процесса околожильного изменения пород среднего и основного состава показывает, что по своей сущности он аналогичен процессу кислотного выщелачивания, в частности грейзенизации биотитовых гранитов I фазы, но с некоторой спецификой, выражающейся в неполном выщелачивании из пород оснований (FeO, CaO, MgO).

Таблица 15

Поведение компонентов и баланс вещества (в г на 100 $см^3$) при околожильной грейзенизации диорита Бом-Горхонского месторождения

Компоненты	Вес. %			Пересчет на 100%			Вес компонента, г на 100 $см^3$			Баланс вещества (3–1)			
										привнос		вынос	
	1**	2***	3****	1	2	3	1	2	3	г на 100 $см^3$	% к исходной породе	г на 100 $см^3$	% к исходной породе
SiO_2	63,42	60,87	55,78	63,46	60,99	55,98	169,5	157,50	157,25	–	–	12,25	4,6
TiO_2	0,98	0,93	1,15	0,98	0,98	1,15	2,6	2,40	3,24	0,64	0,24	–	–
Al_2O_3	15,38	15,43	18,58	15,38	15,47	18,59	41,4	39,60	52,20	10,80	4,05	–	–
Fe_2O_3	2,74	–	–	2,74	–	–	7,32	–	–	–	–	–	–
FeO	2,40	–	–	2,40	–	–	6,40	–	–	–	–	–	–
Fe	(3,90)*	5,60	4,95	(3,90)	5,61	4,96	(10,4)	14,50	14,0	3,60	1,35	–	–
MnO	0,09	0,22	0,63	0,09	0,22	0,63	0,24	0,57	1,77	1,53	0,57	–	–
MgO	2,02	2,02	2,32	2,02	2,02	2,32	5,40	5,21	6,52	1,12	0,42	–	–
CaO	3,20	3,34	3,40	3,20	3,34	3,41	8,55	8,62	9,60	1,05	0,39	–	–
Na_2O	3,65	3,05	0,12	3,65	3,05	0,12	9,75	7,90	0,34	–	–	9,41	3,52
K_2O	4,08	5,13	7,24	4,08	5,14	7,26	10,90	13,3	20,4	9,50	3,53	–	–
Rb_2O	0,02	0,09	0,24	0,02	0,09	0,24	0,05	0,23	0,68	0,63	0,24	–	–
H_2O^-	Следы	Нет	Нет	Следы	Нет	Нет	–	–	–	–	–	–	–
H_2O^+	0,9	0,85	1,65	0,9	0,85	1,65	2,4	2,20	4,65	2,25	0,84	–	–
S	0,12	1,47	3,02	0,12	1,47	3,03	0,32	3,82	8,5	8,18	3,07	–	–
F	0,06	1,28	2,52	0,06	1,28	2,53	0,16	3,30	7,12	6,96	2,60	–	–
CO_2	0,55	0,32	Сл.	0,55	0,32	Сл.	1,47	0,83	–	–	–	1,47	0,53
P_2O_5	0,41	0,43	0,39	0,41	0,43	0,39	1,09	1,12	1,09	–	–	–	–
Сумма	100,04	101,10	102,30	100,08	101,28	102,57	267,60	261,28	288,23	47,08	17,6	23,13	8,65
Поправка													
$-O=F_2$	–0,02	–0,54	–1,06	–0,02	–0,54	–1,06	–0,05	–1,39	–2,98				
$-O=S$	–0,06	–0,74	–1,51	–0,06	–0,74	–1,51	–0,16	–1,81	–4,25				
Σ	99,96	99,82	99,69	100,0	100,0	100,0	267,39	258,08	281,0				
Объемный вес	2,67	2,58	2,81	–	–	–							
K/Na	0,75	1,11	38,2										

*Здесь и далее в скобках содержание общего железа, пересчитанное по данным окиси и закиси железа.

**Мелкозернистый биотит-роговообманковый диорит, обр. 278/68.

*** Серицитизированный и хлоритизированный диорит, обр. 277а/68.

**** Флюорит-пирит-серицитовый метасоматит, обр. 277/68. Аналитик Л.М.Толдова.

Таблица 16

Поведение компонентов и баланс вещества (в г на 100 $см^3$) при околожильной грейзенизации биотит-полевошпатовой гибридной породы Бом-Горхонского месторождения

Компоненты	Вес. %		Пересчет на 100%		Вес компонента, г на 100 $см^3$		Баланс вещества (2-1)			
							привнос		вынос	
	1*	2**	1	2	1	2	г на 100 $см^3$	% к исходной породе	г на 100 $см^3$	% к исходной породе
SiO_2	52,35	48,62	52,05	48,68	143,60	141,07	–	–	2,53	0,89
TiO_2	1,76	1,50	1,76	1,50	4,85	4,35	–	–	0,50	0,18
Al_2O_3	19,18	20,83	19,10	20,83	52,10	60,6	8,50	3,09	–	–
Fe_2O_3	3,33	–	3,33	–	9,15	–	–	–	–	–
FeO	4,08	–	4,08	–	11,2	–	–	–	–	–
Fe	(5,71)	4,86	(5,71)	4,86	(15,7)	14,10	–	–	1,06	0,39
MnO	0,25	0,80	0,25	0,80	0,69	2,32	1,63	0,59	–	–
MgO	3,93	2,95	3,93	2,95	10,80	8,55	–	–	2,25	0,82
CaO	4,05	5,05	4,05	5,05	11,1	14,60	3,50	1,27	–	–
Na_2O	4,76	0,25	4,76	0,25	13,2	0,72	–	–	12,48	4,53
K_2O	3,66	7,70	3,66	7,70	10,1	22,3	12,2	4,24	–	–
H_2O^-	0,30	0,10	0,30	0,10	0,82	0,29	–	–	0,53	0,19
H_2O^+	1,50	2,17	1,50	2,17	4,13	6,30	2,17	0,79		
CO_2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	–	–	–	–	–	–
F	1,50	4,80	1,50	4,80	4,13	13,90	9,77	3,56	–	–
S	0,57	4,50	0,57	4,50	1,56	13,05	11,49	4,18	–	–
ZnO	0,07	0,08	0,07	0,08	0,19	0,23	0,04	–	–	–
Сумма	101,29	104,21	100,91	104,27	277,62	302,38	49,30	17,72	19,35	7,00
Поправка										
$-O=F_2$	-0,63	-2,02	-0,63	-2,02	-1,73	-5,86				
$-O=S$	-0,28	-2,25	-0,28	-2,25	-0,77	-6,52				
Σ	100,38	99,94	100,00	100,00	275,12	290,0				
Объемный вес	2,75	2,90								
K/Na	0,50	32,8								

* Неизмененная биотит-полевошпатовая гибридная порода, обр. 349а/66.

** Флюорит-пирит-серицитовый метасоматит по этой породе, обр. 349/66. Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР. Аналитик Т.Митюшина.

Таблица 17

Поведение компонентов и баланс вещества (в г на 100 $см^3$) при околожильной грейзенизации дайки сиенит-порфира Бом-Горхонского месторождения

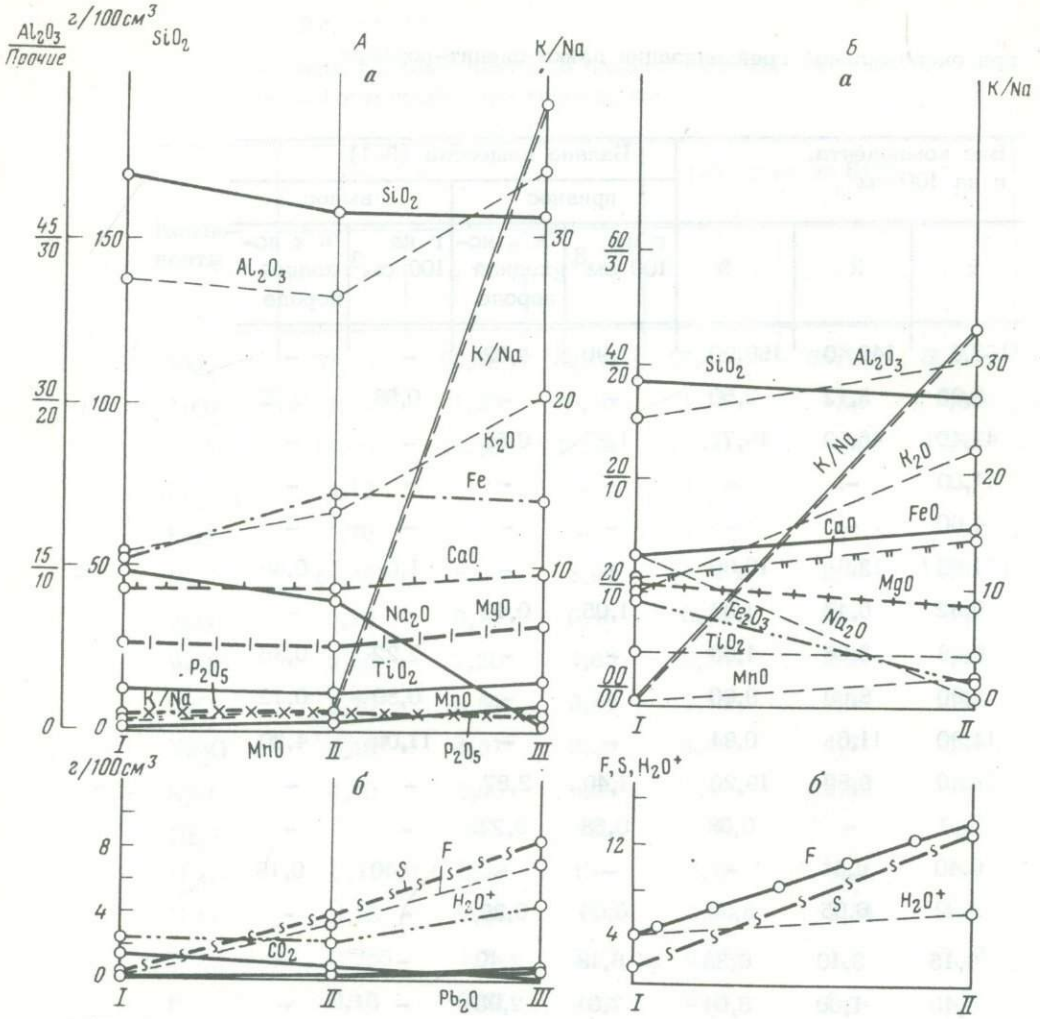
Компоненты	Вес. %			Пересчет на 100%			Вес компонента, г на 100 $см^3$			Баланс вещества (3–1)			
										привнос		вынос	
	1*	2**	3***	1	2	3	1	2	3	г на 100 $см^3$	% к исходной породе	г на 100 $см^3$	% к исходной породе
SiO_2	57,75	56,72	59,66	57,81	56,71	59,81	155,0	146,40	166,90	11,90	4,62	–	–
TiO_2	1,15	1,25	0,90	1,15	1,25	0,90	3,08	3,12	2,50	–	–	0,58	0,22
Al_2O_3	17,65	18,10	17,42	17,65	18,10	17,45	47,40	46,70	48,77	1,37	0,53	–	–
Fe_2O_3	4,12	–	–	4,12	–	–	11,00	–	–	–	–	–	–
FeO	1,70	–	–	1,70	–	–	4,60	–	–	–	–	–	–
Fe	(4,46)	5,36	3,90	(4,46)	5,36	3,90	(11,90)	13,9	10,90	–	–	1,0	0,39
MnO	0,12	0,19	0,49	0,12	0,19	0,49	0,32	0,47	1,37	1,05	0,41	–	–
MgO	2,55	2,20	1,65	2,55	2,20	1,65	6,88	5,68	4,60	–	–	2,22	0,86
CaO	3,70	3,34	3,44	3,70	3,34	3,44	9,90	8,60	9,60	–	–	0,30	0,12
Na_2O	4,46	4,51	0,29	4,46	4,51	0,29	11,90	11,6	0,81	–	–	11,09	4,30
K_2O	4,40	3,80	6,90	4,40	3,80	6,90	11,80	9,80	19,20	7,40	2,87	–	–
Rb_2O	–	–	0,21	–	–	0,21	–	–	0,58	0,58	0,22	–	–
H_2O^-	0,15	0,20	Нет	0,15	0,20	Нет	0,40	0,51	–	–	–	0,40	0,15
H_2O^+	1,20	2,34	1,40	1,20	2,34	1,40	3,22	6,05	3,90	0,68	0,26	–	–
S	0,055	1,20	2,27	0,055	1,20	2,27	0,15	3,10	6,33	6,18	2,40	–	–
F	0,16	0,62	2,88	0,16	0,62	2,88	0,40	1,60	8,04	7,61	2,95	–	–
CO_2	Нет	Нет	0,30	Нет	Нет	0,30	–	–	0,83	0,83	0,32	–	–
P_2O_5	0,68	0,75	0,28	0,68	0,75	0,28	1,82	1,93	0,78	–	–	1,04	0,40
BaO	0,16	0,13	–	0,16	0,13	–	0,40	0,33	–	–	–	0,40	0,17
WO_3	–	0,15	–	–	0,15	–	–	0,39	–	–	–	–	–
Сумма	100,06	100,86	102,18	100,10	100,85	102,35	268,27	260,19	285,56	38,05	14,75	17,06	6,60
Поправка													
$-O=F_2$	–0,07	–0,25	–1,14	–0,07	–0,25	–1,14	–0,19	–0,64	–3,18				
$-O=S$	–0,03	–0,60	–1,21	–0,03	–0,60	–1,21	–0,08	–1,55	–3,38				
Σ	99,96	100,01	99,83	100,0	100,0	100,0	268,0	258,0	279,0				
Объемный вес	2,68	2,58	2,79										
K/Na	0,65	0,55	14,6										

*Неизменный кварцевый роговообманковый сиенит-порфир, обр. 295/6.

**Серицитизированный и хлоритизированный сиенит-порфир, обр. 298/68.

***Флюорит-пирит-серицитовый метасоматит; обр. 297/68.

Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР. Аналитик Л.М.Толдова.

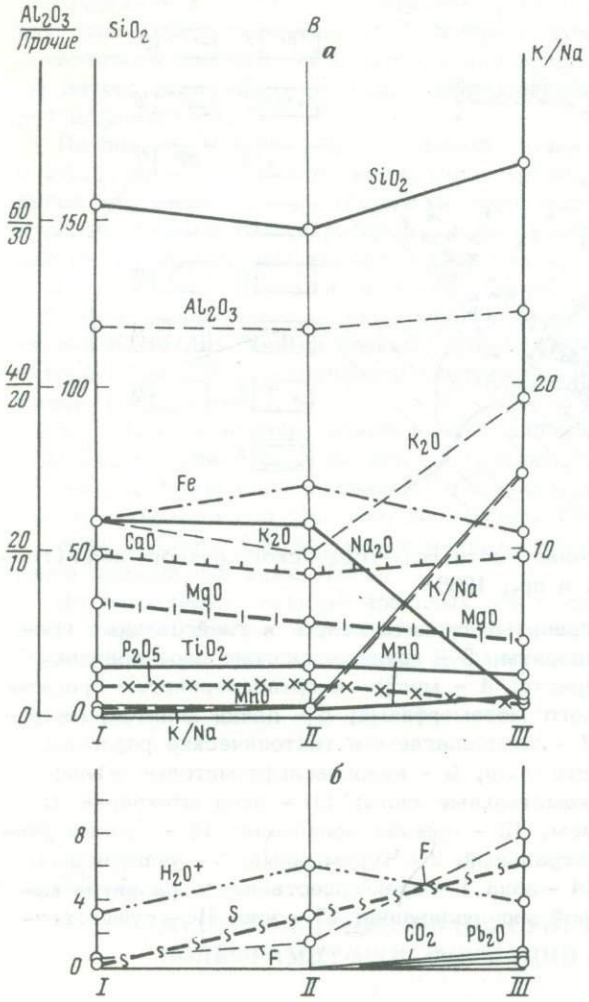


Некоторые данные о зональности рудного поля и отдельных рудных тел

На данной стадии разведки Бом-Горхонского рудного поля и отдельных его месторождений закономерности пространственного распределения минеральных комплексов изучены еще в недостаточной степени. В настоящее время можно наметить два типа зональности: горизонтальную зональность рудного поля и зональность отдельных рудных тел.

Горизонтальная зональность рудного поля (фиг. 32) выражается в том, что по мере перехода с северо-востока на юго-запад, от эндо- и экзоконтактовой зоны среднезернистых гранитов II фазы (зона 1) к крупнозернистым порфировидным гранитам I фазы (зона 2) закономерно сменяются штокверковая молибденитовая (участок 3-й Ключ) и жильная кварц-молибденитовая (участок Черемшинский) минерализации преимущественно жильной сульфовисмутит-гюбнерит-кварцевой (Центральный участок), где молибденовое оруденение практически не проявлено.

Параллельно с этим меняется и характер околорудных изменений вмещающих пород: в зоне 1 молибденовое оруденение, как правило, сопровождается микроклинизацией II и частичной грейзенизацией I гранитов I и II фаз, а в зоне 2 – вольфрамовое оруденение – грейзенизацией II вмещающих пород. Вместе с тем в зоне 1 слабо проявлена вольфрамовая минерализация и при



Фиг. 31. Поведение петрогенных (а) и летучих (б) компонентов при околожильной грейзенизации мелкозернистых диоритов (А), биотит-полевошпатовой гибридной породы (Б) и дайки роговообманкового кварцевого сиенит-порфира (В) Бом-Горхонского месторождения

А) I – неизмененный мелкозернистый диорит (обр. 278/68); II – серицитизированный и хлоритизированных диорит (обр. 277а/68); III – флюорит-пирит-серицитовый метасоматит (обр. 277/68).

Б) I – неизмененные биотит-полевошпатовые гибридные породы (обр. 349а/66); II – флюорит-пирит-серицитовый метасоматит (обр. 349/66);

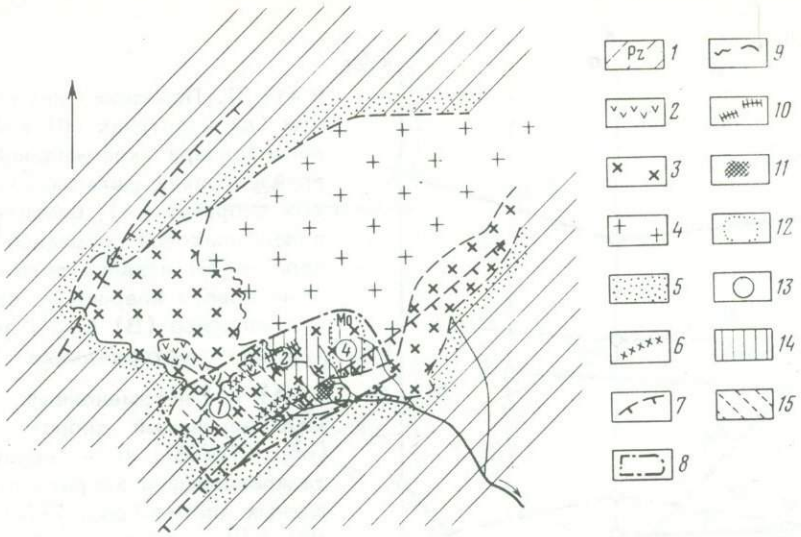
В) I – неизмененный кварцевый роговообманковый сиенит-порфир (обр. 295/68); II – серицитизированный и хлоритизированный сиенит-порфир (обр. 298/68); III – флюорит-пирит-серицитовый метасоматит (обр. 297/68)

переходе от зоны 1 к зоне 2 отмечается уменьшение железистости гюбнерита (от 15–20% $FeWO_4$ до 5–7% $FeWO_4$).

Горизонтальная зональность рудного поля по своей природе является многостадийной (или пульсационной), обусловленной преимущественным развитием минеральных ассоциаций ранней молибденитовой стадии минерализации в эндо- и частично экзоконтактовой зоне рудоносных биотитовых гранитов II фазы (зона 1), а поздней сульфовисмутит-гюбнерит-кварцевой стадии – главным образом в юго-западной экзоконтактовой зоне тех же рудоносных гранитов, а именно среди порфировидных гранитов I фазы (зона 2).

Зональность отдельных рудных тел. В строении отдельных гюбнерит-кварцевых жил и штокверковых зон наблюдаются следующие типы зональности.

Поперечная зональность в строении некоторых гюбнерит-кварцевых жил выражается в том, что в призальбандовых частях жил наблюдается зона крупнокристаллического серого и дымчато-серого кварца I генерации с мелко- и среднетаблитчатыми кристаллами гюбнерита, гнездами пирита и сфалерита и агрегатами зерен висмутина, а центральная (приосевая) часть жил сложена белым и светло-серым крупнозернистым кварцем II генерации с многочисленными друзовыми пустотками; в ассоциации с кварцем II генерации здесь наблюдаются крупно- и местами гигантокристаллические (до 0,5 м в длину) агрегаты гюбнерита, сульфиды, особенно сульфосоли висмута и свинца (козалит и др.).



Фиг. 32. Схема горизонтальной зональности Бом-Горхонского рудного поля (геологическая основа по В.И.Сизых и др., 1966)

1 – палеозойский комплекс – граниты, гранитогнейсы и гнейсовидные граниты; 2 – диориты и кварцевые диориты; 3 – крупнозернистые порфировидные граниты I фазы мезозойского возраста; 4 – мелко- и среднезернистые граниты II фазы (Mz); 5 – зона контактового метаморфизма; 6 – дайки аплитов, микрогранитов и кварцевых порфиров; 7 – предполагаемые тектонические разломы; 8 – контур Бом-Горхонского рудного поля; 9 – кварц-вольфрамитовые жилы; 10 – кварц-молибденитовые и редкометальные жилы; 11 – зона штокверка с молибден-вольфрамовым оруденением; 12 – ореолы молибдена; 13 – рудные участки: 1(номера в кружочках) – Центральный; 2 – Черемшиный; 3 – участок 3-го Ключа; 4 – участок 4-го Ключа; 14 – зона I – преимущественного развития молибденовой и вольфрам-молибденовой минерализации; 15 – зона II – существенно вольфрамовой минерализации

Границы между этими двумя зонами жильного кварца в одних случаях четкие и резкие, а в других – неясные и постепенные, с многочисленными апофизами и "заливами" кварца II генерации в кварце I.

Приведенные данные указывают, что образование жильного кварца II генерации происходило из тех же растворов, что и кварца I генерации, но несколько позже его. Изучение первичных газово-жидких включений в кварце I и II генераций показало, что гомогенизации включений в кварце I генерации с содержанием газовой фазы до 30–40% начинается при температуре 320–340°, а включения с 20–25% газовой фазы гомогенизируется при 230–240°. Между тем в кварце II генерации максимальное содержание газовой фазы во включениях не превышает 22–25%, которые гомогенизируются при 290–270°, а включения с содержанием 15–20% газовой – гомогенизируются при 290–270°. Таким образом, в процессе последовательного отложения жильного кварца I и II генерации и сопровождающих их рудных минералов происходило определенное изменение физико-химических параметров минералообразования (состав, температура), что вызвало образование поперечной зональности рудных жил.

Зональность рудных жил, связана с возрастанием с глубиной сульфидов, в частности сульфовисмутидов свинца. В пределах разведанных горизонтов некоторых жил (№ 1,5,6,8) отмечается тенденция заметного увеличения с глубиной некоторых сульфидов, в частности сложных сульфосолей висмута. Так, по данным поверхностных выработок, в ряде мест отмечалось преимуществен-

ное развитие висмутина. На глубине 40–60 м от поверхности в плоскости падения пологих жил значительное развитие получили сульфосоли висмута и свинца, в частности козалит, бисмутоплагионит и др. Последние, как правило, выполняют интерстиции между зернами кварца, пирита и сфалерита, частично корродируя и замещая их.

По данным Н.А.Агеева, с глубиной содержание висмута в рудах возрастает в 2–2,5 раза. Зональность этого типа связана с некоторым увеличением с глубиной концентрации в растворах тяжелых металлов (свинца, висмута и цинка) и падением кислотности растворов, ибо сульфосоли висмута образуются в менее кислой среде, чем висмутин (Годовиков, 1970).

Вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов I фазы и сопряженного с ними молибденового оруденения отмечается на участке 3-й Ключ. По данным редких буровых скважин (№ 24, 28), пробуренных до глубины 150–170 м, намечается следующая предварительная схема зональной смены (сверху вниз).

Зона 1. Грейзенизированные и микроклинизированные граниты с молибденовым штокверковым оруденением до глубины 80–100 м.

Зона 2. Микроклинизированные и слабо мусковитизированные граниты с убогим оруденением или без него до глубины 130–150 м.

Зона 3. Слабо или почти неизменные биотитовые граниты с редкими кварцевыми прожилками ниже 150 м.

По характеру смены минеральных зон с глубиной рассматриваемая зональность очень близка к вертикальной для метасоматически измененных гранитов Гуджирского массива в пределах Джидинского рудного поля.

Глава 2

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦ-СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

БУКУКИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Особенности геологического строения месторождения

Месторождение расположено в пределах Кукульбейского хребта, где развита юрская песчано-сланцевая толща, собранная в складки северо-восточного простирания, и широко распространены гранитоиды мезозойского возраста. Геология месторождения достаточно детально освещена в работах многих исследователей, особенно О.Д.Левицкого (1939), А.В.Дружинина (1960) и Е.П.Малиновского (1965).

По данным этих авторов, в геологическом строении рудного поля принимают участие в основном гранодиориты и в меньшей степени осадочные породы юрского возраста. Последние встречаются в виде узкой полосы (до 100 м) среди гранодиоритового массива на протяжении более 3 км. Литологически они представлены сланцами, песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Под влиянием контактовых воздействий гранодиоритовой интрузии они сильно метаморфизованы.

Гранодиориты Букуки представляют часть более крупного интрузивного массива, обнажающегося к северу и западу от месторождения. На севере этот массив контактирует с ранними диоритами белухинского типа и с катаклазированными гранитами палеозоя. Возраст гранодиоритового массива, по данным

абсолютной геохронологии (150 млн. лет - по биотиту, Полевая и др., 1962), определяется верхнеюрским[1].

По А.Г.Акиньшиной (1960), выделяются две группы пород.

Биотитовые гранодиориты, слагающие большую часть рудного поля к западу от полосы верхнеюрских осадочных пород, характеризуются частым фациальным переходом от мелко- и среднезернистых разностей к порфировидным. В них встречаются многочисленные ксенолиты осадочных пород и более ранних кварцевых диоритов, а также многочисленные дайковые породы.

Биотит-роговообманковые гранодиориты развиты исключительно на восточном фланге рудного поля (к востоку от полосы осадочных пород) и обладают однообразной массивной текстурой и равномерной мелкозернистой текстурой. По химическому составу эти породы характеризуются повышенной магнезиальностью и известковистостью. Возрастные взаимоотношения между указанными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами не ясны.

В пределах рудного поля широко развиты дайковые породы, образование которых происходило в следующей последовательности: кварцевые диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры, лампрофиры, гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Дайки основного состава нередко приурочены к крупным разрывным нарушениям субширотного простирания и часто являются "слепыми" телами, не выходящими на дневную поверхность. Гранит-порфиры, по данным Е.П.Малиновского (1965), образуют дайкообразные тела и небольшие штоки, вытянутые цепочкой в северо-восточном направлении. По его данным, внедрение даек гранит-порфиров непосредственно предшествовало вольфрамовому оруденению.

По условиям залегания и особенностям морфологии выделяются следующие типы рудных тел:

1) пологопадающие рудные жилы (1, 3, 4, 7, 53 и др.) в центральной части рудного поля, которые характеризуются относительно простой морфологией, массивным и параллельно-шестоватым строением жильного кварца;

2) крутопадающие жилы субширотного (№ 37 - Надежда, Мачеха Неназванная, Школьная, 36, 66 и др.) и меридионального (Озерная, Николаевская, Дорожная и др.) простираний обладают сложной морфологией с частыми раздувами и пережимами, с многочисленными апофизами. Строение жил грубополосчатое, ленточное и прожилково-полосчатое;

3) мелкие штокверковые тела в карьерах № 18 и 19.

История развития структуры Букукинского месторождения, по А.В.Дружинину (1960) и Е.П.Малиновскому (1965), представляется в следующем виде. В процессе остывания гранодиоритового массива происходило образование пологих контракционных трещин отрыва, грубо параллельных кровле интрузива. Распределение систем пологих трещин, их неправильный, волнистый и скорлуповатый характер и ярусное их расположение указывают на наличие куполовидных выступов гранодиоритового массива, особенно в центральной части рудного поля. Указанные пологие трещины контракции позднее явились рудовмещающими структурами при образовании пологопадающих рудных жил. После полного остывания интрузива в результате тектонических движений были заложены сколовые нарушения широтного и меридионального простираний, к которым приурочены дайковые породы - диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры и лампрофиры. Эти сколовые наружения, сопровождаемые интенсивным рассланцеванием вмещающих пород, оказались благоприятными структурами, вмещающими крутопадающие вольфрамитовые жилы месторождения.

---

[1]Возраст оруденения по мусковиту из околожильных грейзенов 137±5 млн. лет (наши данные) и 141±5 (Константинов и др., 1971), что близко возрасту гранодиоритов.

Минеральный состав рудных жил и стадийность минерализации

Минералогия Букукинского месторождения изучена достаточно подробно и соответствующие данные приведены в работах ряда исследователей (Левицкий, 1964; Дружинин, 1960, 1961; Барабанов, 1961; Онтоев, 1959, 1960, 1962, 1964). В настоящее время известно около 50 гипогенных минералов. Валовый минеральный состав и относительная распространенность минералов месторождения показаны на табл. 18.

Таблица 18

Минеральный состав и относительная распространенность гипогенных минералов Букукинского месторождения

Относительная распространенность	Минералы	
	рудные	нерудные
Главные	Вольфрамит Гюбнерит Сфалерит Пирит	Кварц Мусковит
Распространенные	Галенит Пирротин Халькопирит Висмутин Козалит* Лиллианит Шеелит Марказит	Флюорит Серицит Кальцит Халцедон Триплит* Родохрозит
В малом количестве	Ферберит* Касситерит* Молибденит Арсенопирит* Висмут Станнин Блеклая руда [2*] Галеновисмутит α-матильдит	Анкерит* Хлорит Альбит* Микроклин*
Редко встречающиеся	Рутил Алтаит [2*] Тетрадимит [2*] Беегерит (?) Теллур [2*] Креннерит Сильванит (?) Петцит Гессит [2*] Штернбергит (?) Гаухекорнит (?)	Турмалин* Топаз* Апатит Стеллерит [3*] Берилл акцессорный

* Минералы, впервые описанные О.Д.Левицким (1964); [2*] А.В.Дружининым (1960); [3*] В.Ф.Барабановым (1961).
Подчеркнутые минералы установлены автором.

Не останавливаясь на характеристике даже важнейших минералов, сведения о которых можно получить в упомянутых выше работах, отметим лишь некоторые характерные особенности эндогенной минерализации Букуки. Прежде всего необходимо отметить, что вольфрамиты рудных жил Букуки представлены тремя разновидностями: 1) собственно вольфрамит, с содержанием от 25–30 до 70% ферберитовой молекулы, преобладает в пологопадающих жилах и штокверковых телах; 2) гюбнерит от 10 до 25% ферберитовой молекулы развит исключительно в крутопадающих жилах и 3) ферберит в очень небольших количествах отмечается в жилах халцедоновидного кварца. Шеелит имеет ограниченное распространение и обычно образуется в результате замещения вольфрамита.

Далее обращает внимание слабое развитие молибденита в пологих и крутопадающих жилах[1], отсутствие в последних касситерита и акцессорного берилла, столь характерных для некоторых комплексных месторождений вольфрама (молибденит-вольфрамитовые, касситерит-вольфрамитовые и др.). Вместе с тем в рудных жилах месторождения наиболее широко развиты сульфидные минералы. В пологопадающих жилах наряду с пиритом, пирротином, сфалеритом, халькопиритом и висмутином широко развиты такие сульфовисмутиды, как галеновисмутит, лиллианит и козалит, а также самородный висмут и более редкие Se–Te-содержащие минералы. Достаточно отметить, что наряду с козалитом (Барабанов, 1957), галеновисмутитом и другими сульфосолями (Онтоев, 1964) впервые в СССР был обнаружен лиллианит (Онтоев, 1959), наличие которого как самостоятельного вида ранее подвергалось сомнению. Вместе с тем в пологих жилах галенит встречается крайне редко. Однако галенит является одним из главных сульфидных минералов в крутопадающих жилах, где он ассоциирует с пиритом, менее железистым сфалеритом, халькопиритом, а также с минералами марганца – триплитом и родохрозитом. Весьма характерна высокая концентрация висмута и серебра в галенитах, обусловленная наличием твердого раствора α-матильдит – галенит (Онтоев, 1960). Большое количество сульфидов, в частности пирита, наблюдается в околорудно измененных породах – грейзенах и так называемых березитах. Обилие сульфидной минерализации на Букукинском месторождении позволило О.Д.Левицкому (1964) выделить особый тип вольфрамитовых месторождений – кварц-сульфидно-вольфрамитовый.

Стадийность минерализации и основные минеральные ассоциации. По вопросу о стадиях минерализации нет единой точки зрения у исследователей Букуки. Одни из них (Левицкий, 1939; Щеглов, 1956, и др.) выделяют три стадии минерализации: кварц-вольфрамитовую, кварц-сульфидную и халцедоновидного кварца, считая, что сульфидная стадия как в пологих, так и в крутопадающих жилах наложена на раннюю кварц-вольфрамитовую. Другие исследователи (Барабанов, 1961) полагают, что все рудные тела Букуки сформировались одновременно конкреционно-метасоматическим путем. Нами (Онтоев, 1962, 1963) было показано, что формирование пологопадающих жил, содержащих в значительных количествах сульфидные минералы, происходило в одну более раннюю стадию минерализации путем последовательного отложения вольфрамит–кварц – сульфиды, а крутопадающих кварц-сульфидно-гюбнеритовых жил – в более позднюю стадию. А.В.Дружинин и А.Г.Акиньшина выделяют три стадии минерализации: кварц-молибденит-висмутин-вольфрамитовую, кварц-галенит-вольфрамитовую, халцедон-флюоритовую.

В основу выделяемых ниже стадий минерализации на Букукинском месторождении нами приняты следующие критерии: геолого-структурные; последовательность в проявлении характерных минеральных ассоциаций, слагающих рудные жилы; закономерная смена околорудных изменений вмещающих пород.

В соответствии с этими критериями здесь выделяются следующие стадии минерализации, сходные со стадиями, выделяемыми А.В.Дружининым и А.Г.Акиньшиной:

1) кварц-сульфовисмутит-вольфрамитовая,

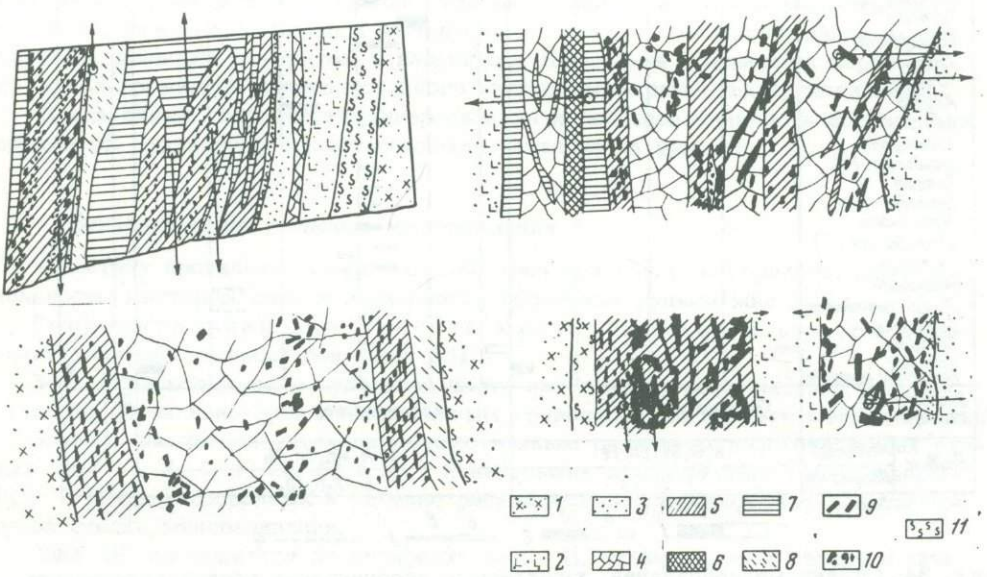
[1] Поздний тонкочешуйчатый молибденит в крутопадающих жилах замещает сульфиды (сфалерит, галенит и др.) и гюбнерит (Дружинин, 1961).

2) кварц–сульфидно–гюбнеритовая,

3) халцедоновидного кварца.

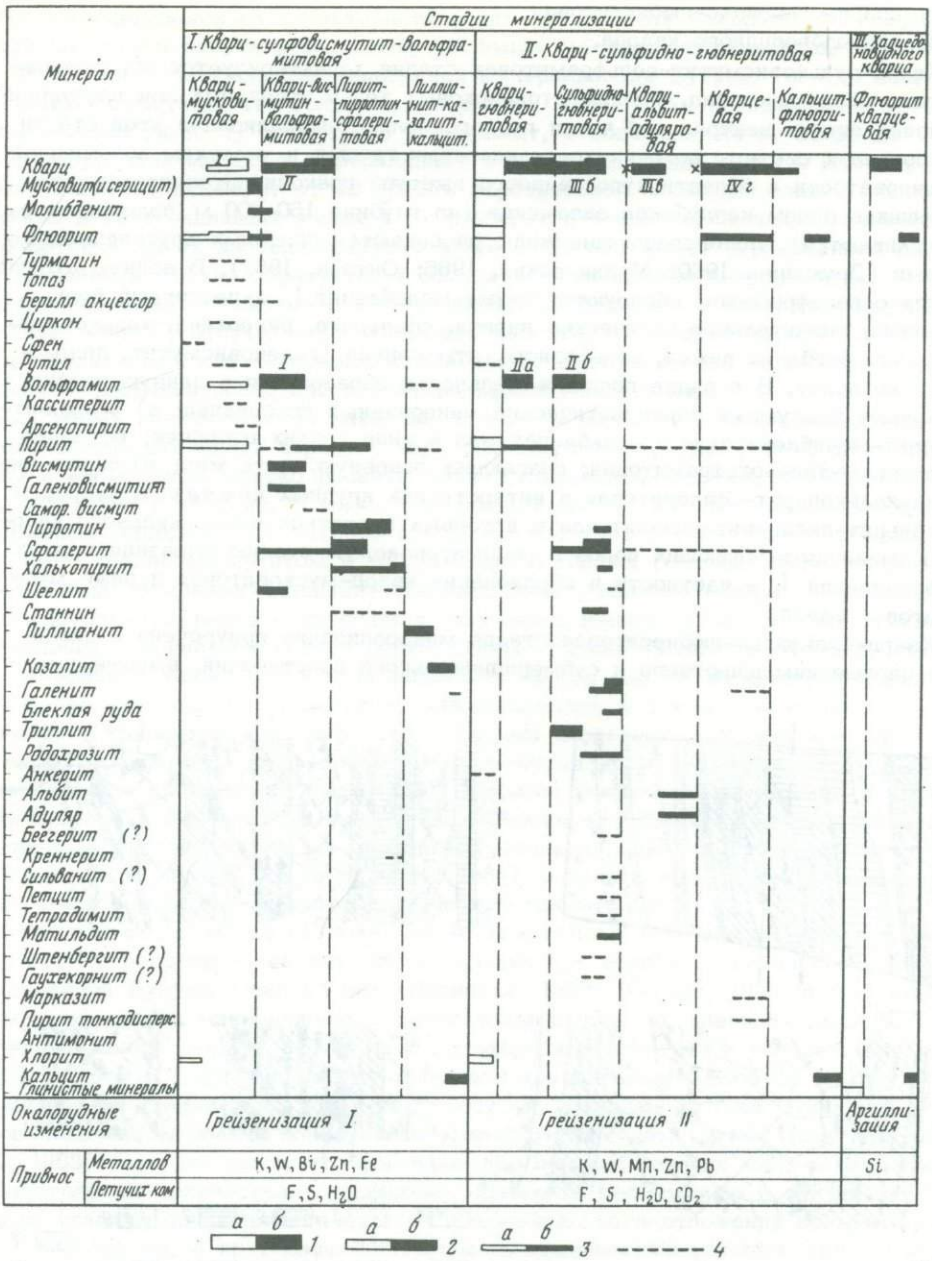
Кварц–сульфовисмутит–вольфрамитовая стадия характеризуется образованием пологопадающих жил, мелких штокверковых тел и отдельных зон площадной грейзенизации в центральной части рудного поля. Минерализация этой стадии приурочена к системе пологих контракционных трещин и участкам повышенной трещиноватости в области куполовидного выступа гранодиоритового массива, имеющих в целом неглубокое заложение (на глубине 150–200 м пологие жилы выклиниваются). Пологопадающие жилы рассекаются поздними крутопадающими жилами (Дружинин, 1960; Малиновский, 1965; Онтоев, 1962). В данную стадию наряду с вольфрамитом образуются также молибденит I, акцессорный берилл, висмутин, значительное количество пирита, сфалерита, пирротина, халькопирита и, что особенно важно, сульфовисмутиты свинца (галеновисмутит, лиллианит и козалит). В порядке последовательности образования в данную стадию возникают следующие парагенетические минеральные ассоциации: а) мусковит–флюорит–молибденитовая в зальбандах жил в виде тонких оторочек; б) далее кварц–висмутин–вольфрамитовая, слагающая основную часть жил; в) пирит–пирротин–халькопирит–сфалеритовая в интерстициях крупных кристаллов кварца и г) кальцит–лиллианит–козалитовая в друзовых пустотках среди жильного кварца. Изменения вмещающих пород в рассматриваемую стадию выразились в их грейзенизации I, в частности в образовании кварц–мусковитовой и реже мусковитовой фаций.

Кварц–сульфидно–гюбнеритовая стадия минерализации приурочена к сколовым нарушениям широтного и субмеридионального простираний, вмещающим



Фиг. 33. Грубополосчатое и ленточное строение крутопадающих жил Букукинского месторождения. Зарисовка забоев и кровли штреков по жиле 37

1 – грейзенизированный гранодиорит; 2 – измененный порфирит (серицитизированный, хлоритизированный, карбонатизированный); 3 – мелкозернистый кварц–слюдяной грейзен; 4 – крупнокристаллический серый жильный кварц I генерации; 5 – неравномерно–среднезернистый серый и светло–серый кварц II генерации; 6 – кварц–полевошпатовые жилы; 7 – белый сахаровидный жильный кварц IV генерации, мелкозернистый часто гребенчатой и друзовидной текстуры; 8 – халцедоновидный и роговиковый жильный кварц V генерации; 9 – вкрапления и гнезда вольфрамита; 10 – вкрапления, гнезда и прожилки сульфидов – пирита, сфалерита, халькопирита и галенита; 11 – зона смятия и дробления



Фиг. 34. Стадии минерализации, характерные ассоциации и последовательность образования минералов Букукинского месторождения

Распространенность минералов в околорудных метасоматитах (а) и в жилах (б)
1 – главные; 2 – в значительном количестве; 3 – в малом количестве;
4 – редкие; ^{x} – внутристадийные перемещения и замещения

дайки порфиритов и лампрофиров и имеющим сравнительно глубокое заложение (крутопадающие жилы прослеживаются до 300–450 м). В эту стадию возникли крутопадающие жилы месторождения, обладающие грубополосчатым и ленточным строением, обусловленным чередованием полос и линз, сложенных различными генерациями кварца и рудных минералов (фиг. 33).

В порядке последовательности образования наблюдаются следующие основные парагенетические ассоциации минералов:

а) кварц–пирит–гюбнеритовая – массивный и крупнокристаллический кварц I, крупнотаблитчатый гюбнерит I генерации, пирит, мусковит, флюорит;

б) кварц–сфалерит–галенит–гюбнеритовая – кварц II мелко–, средне– и неравномернозернистый (метасоматического характера), мелкотаблитчатый гюбнерит II, триплит, сфалерит, пирротин, галенит, халькопирит, молибденит II, родохрозит, флюорит;

в) кварц–полевошпатовая – кварц III, альбит, адуляр, пирит и сфалерит;

г) белый сахаровидный кварц IV генерации гребенчатой и друзовой текстуры с редкими вкраплениями пирита, сфалерита и галенита;

д) халцедоновидный кварц V генерации с кальцитом и флюоритом.

Отсутствие в крутопадающих жилах акцессорного берилла, сульфосолей висмута (галеновисмутита, лиллианита и козалита) и крайне слабое развитие молибденита II и висмутина указывают на то, что растворы этой стадии практически не содержали бериллий и были бедны молибденом и висмутом. Околожильные изменения вмещающих пород в данную стадию также выражены в грейзенизации II. Так как вмещающими породами крутопадающих жил в большинстве случаев являются дайки порфиритов и лампрофиров, т.е. породы, богатые основаниями (MgO, FeO, CaO, Al_2O_3), то при их изменении около жил возникают специфические тонко– и мелкозернистые флюорит–пирит–серицитовые метасоматиты (или "березиты", по Акиньшиной, 1961) как своеобразные фации грейзенов.

Стадия халцедоновидного кварца имеет весьма ограниченное распространение. Она выражена в образовании отдельных жил и прожилков мелкозернистого халцедоновидного кварца в ассоциации с пиритом, мелкопластинчатым ферберитом, зеленым флюоритом и кальцитом. Изменения вмещающих пород около жил и прожилков халцедоновидного кварца выражены в их аргиллизации.

Общая схема стадийности минерализации и последовательности образования минералов Букукинского месторождения показана на фиг. 34.

Зональность Белухинского месторождения

По масштабу проявления различают два типа зональности: горизонатльную зональность месторождения и зональность отдельных рудных жил.

Горизонтальная зональность месторождения выражается в наличии трех минеральных зон (фиг. 35).

Зона I расположена в купольной части гранодиоритового массива и представлена интенсивно грейзенизированным гранодиоритом по сети мелких трещин.

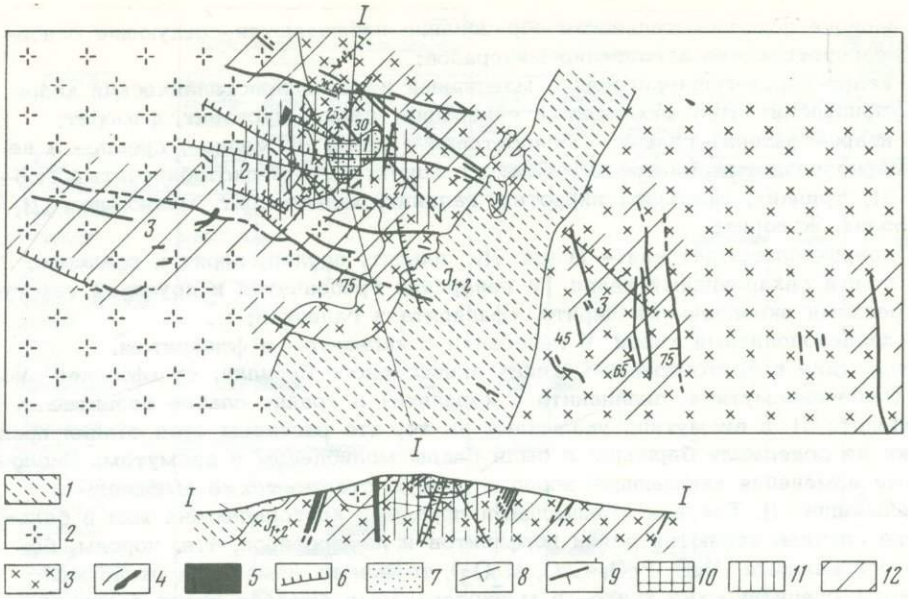
Зона II характеризуется преимущественным развитием пологопадающих рудных жил (1, 3, 4, 7, 23, 53 и др.) и небольших штокверковых тел (карьеры 18 и 19), сформированных в течение ранней кварц–сульфовисмутит–вольфрамитовой стадии минерализации.

Зона III наблюдается по периферии зоны II, окаймляя ее с севера и юга в виде субширотной полосы, прослеживаемой и на восточном фланге рудного поля. Минерализация этой зоны приурочена к субширотным и меридиональным сколовым нарушениям и образовалась в позднюю кварц–сульфидно–гюбнеритовую стадию.

Рассматриваемая горизонтальная зональность рудного поля по своей природе представляет собой многостадийную зональность, когда минеральные ассоциации ранней стадии локализованы в центральной части рудного поля, а поздней стадии – по его периферии, вдоль сколовых нарушений глубокого заложения.

Зональность отдельных рудных жил. В зависимости от условий залегания жил и особенностей их минерального состава наблюдается зональность соответственно в пологопадающих и крутопадающих жилах месторождения.

Зональность в пологопадающих жилах. В рассматриваемых жилах отмечается чрезвычайно неравномерное гнездовое или кустовое распределение трехоки-



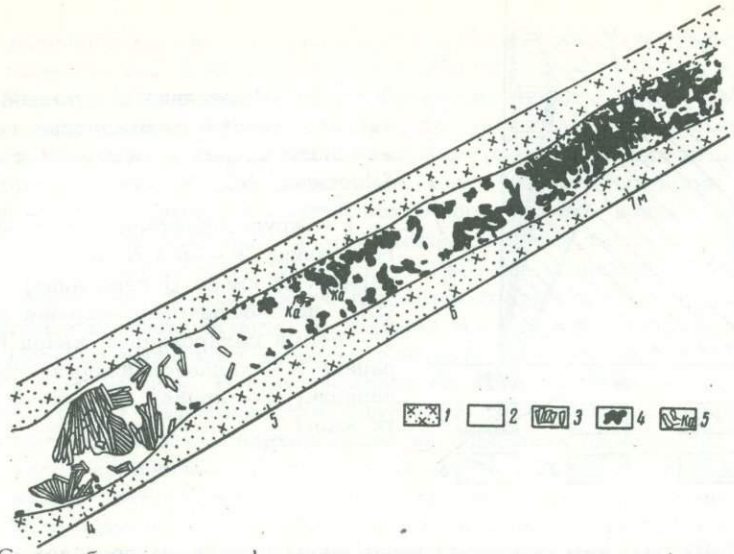
Фиг. 35. Схема горизонтальной зональности Букукинского месторождения (геологическая основа по А.В.Дружинину 1960 и Е.П.Малиновскому, 1965)

1 – сланцы и песчаники метаморфизированные; 2 – крупнозернистые порфировидные гранодиориты; 3 – среднезернистые гранодиориты; 4 – дайки лампрофиров; 5 – гранит-порфиры; 6 – тектонические нарушения; 7 – участки грейзенизации; 8 – пологопадающие кварц-вольфрамитовые жилы с молибденитом, висмутином и др. сульфидами; 9 – крутопадающие кварцево-сульфидно-гюбнеритовые жилы (поздняя стадия); 10 – зона I интенсивной грейзенизации; 11 – зона II жильного и штокверкового оруденения ранней стадии; 12 – зона III жильного кварц-сульфидного-гюбнеритового оруденения поздней стадии

си вольфрама в плоскости пологих жил. Отдельные обогащенные участки образуют либо своеобразные "рудные столбы" прослеживаемые по падению жил до 100 м, либо крайне сложные по морфологии ветвящиеся зоны, приуроченные к участкам сопряжения жилы с другими рудными жилами и зонами тектонического нарушения. В целом с глубиной пологие жилы имеют отчетливую тенденцию к выклиниванию и их мощность резко уменьшается в связи с затуханием рудовмещающей структуры.

Зональность в пологих жилах выражается прежде всего в отчетливом возрастании с глубиной сульфовисмутитов свинца – галеновисмутита, лиллианита, козалита, а также в увеличении с глубиной содержания свинца в висмутине (от 0,5% на поверхности до 1,7–2% на глубине). На верхних горизонтах указанные сульфовисмутиты либо отсутствуют, либо имеют слабое распространение. Заметное их количество отмечается со среднего горизонта и достигает максимального значения на нижних. В связи с этим содержание висмута в жиле с глубиной увеличивается почти в два раза.

Эти данные указывают на заметное возрастание с глубиной концентрации ионов висмута и свинца в растворах, которое, возможно, связано с некоторым повышением щелочности растворов (Годовиков, 1970). В локальных участках пологих жил наблюдается также зональная смена существенно вольфрамитовых руд сплошными сульфидными рудами. Исследования этого явления, результаты которых частично опубликованы нами (Онтоев, 1962), показали, что по мере перехода от обогащенных вольфрамитовых участков жил по падению, восстанию и по простиранию закономерно, но постепенно увеличивается количество сульфидных минералов – сфалерита, пирита, пирротина и халькопирита, которые нередко образуют крупные гнездовые скопления и почти сплошные массивные ру-



Фиг. 36. Смена богатых вольфрамитовых руд массивными сульфидными по восстающему 2 жилы 7

1 –грейзенизированный гранит; 2 – жильный кварц; 3 – крупнокристаллический вольфрамит; 4 – гнезда и обособления сульфидов (сфалерит, пирит, пирротин, халькопирит); 5 – гнезда кальцита

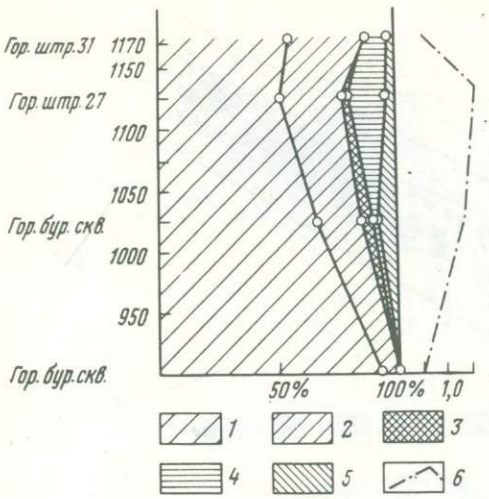
ды на всю мощность жилы (фиг. 36). В тех участках жилы, где наблюдаются гнезда крупнокристаллического вольфрамита, кристаллы которого достигают до 10–20 см в длину, сульфидные минералы либо отсутствуют, либо встречаются в незначительных количествах. Основная масса сульфидов образовалась после кварца, выполняя интерстиции между крупными его кристаллами. В целом наблюдаемая фациальная смена богатых вольфрамитовых руд существенно сульфидными представляет собой пример зональности отложения, обусловленная изменением главным образом концентрации ионов WO_4^{2-}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Zn^{2+}, Cu^{1+}, S^{2-} и других в растворах еще до отложения основной массы жильного кварца. Механизм подобного изменения концентрации ионов, видимо, связан с явлением диффузионного и конвекционного перемещения ионов, в частности Mn^{2+}, Fe^{2+} и WO_4^{2-}, к месту зарождения и роста кристаллов вольфрамита и его агрегатов, а других – Zn^{2+}, Cu^{1+}, Bi^{3+}, S^{2-} – к участкам отложения сульфидов.

Зональность в крутопадающих жилах. Как уже отмечалось, крутопадающие жилы месторождения прослеживаются на значительно бóльшую глуби-

Таблица 19

Изменения с глубиной количественных соотношений различных генераций жильного кварца жилы 37 ("Надежда"), объемн. %

Выработки	Абсолютные отметки, м	Количество наблюдений	Кварц I генерации	Кварц II генерации	Кварц III генерации	Кварц IV генерации	Кварц V генерации	Всего
Штрек 31	1170	17	56,6	31,1	–	8,8	3,5	100,0
Штрек 37	1130	19	52,0	25,0	2,0	15,0	4,0	100,0
Буровые скважины	1000–1050	8	67,9	17,4	4,8	1,1	8,8	100,0
То же	850–900	6	92,0	8,0	–	–	–	100,0



Фиг. 37. Изменения с глубиной относительных количеств различных генераций жильного кварца и мощности жилы 37 – "Надежда"

1 – крупнокристаллический кварц I генерации; 2 – мелко– и неравномернозернистый кварц II генерации; 3 – кварц (III), полевошпатовая жильная масса; 4 – белый сахаровидный кварц IV генерации; 5 – халцедоновидный кварц V генерации; 6 – кривая изменения мощности жилы

ну (около 350–450 м), чем пологопадающие жилы Букуки. В пределах разведанных интервалов распределение трехокиси вольфрама в плоскости жил более равномерное, чем в пологопадающих жилах.

В крутопадающих жилах Букуки выявлена своеобразная вертикальная зональность в распределении различных генераций жильного кварца и связанных с ними рудных минералов. Изучение количественных соотношений различных генераций жильного кварца жилы 37 ("Надежда") по горным выработкам на верхних горизонтах и кернам буровых скважин на нижних (табл. 19) показало, что с глубиной возрастает относительная роль крупнокристаллического кварца I генерации с таблитчатыми кристаллами гюбнерита и закономерно уменьшается роль поздних генераций кварца, в частности, практически исчезает сахаровидный и халцедоновидный кварц IV и V генераций. Параллельно с этим уменьшается и мощность жилы (фиг. 37).

Наблюдаемая вертикальная зональность в распределении различных генераций жильного кварца в крутопадающих жилах Букуки связана с особенностями проявления внутристадийной деформации в процессе рудопроявления, в частности с более интенсивными тектоническими подвижками и соответственно большей степенью раскрывания рудовмещающих трещин на верхних горизонтах по сравнению с нижними. Так как состав рудных минералов (гюбнерита, сфалерита и галенита) из различных генераций жильного кварца практически не изменяется и околожильные изменения на указанном вертикальном интервале остаются одними и теми же (грейзенизация II), то образование различных генераций жильного кварца происходило с некоторыми перерывами из одного потока растворов. Таким образом, рассмотренная зональность представляет пример одностадийности зональности, обусловленной внутристадийными тектоническими подвижками.

БЕЛУХИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Особенности геологического строения

Геологическое строение месторождения освещено в работах ряда исследователей (Баскин, 1932; Дроздов, 1939; Левицкий, 1964; Самонов, 1959, 1960, и др.). По данным этих работ, в геологическом строении рудного поля месторождения принимают участие исключительно интрузивные породы мезозойского возраста, представленные биотит-роговообманковыми диоритами (белухинского типа), в меньшей степени порфировидными биотитовыми гранитами и их мелкозернистыми разностями. Белухинские диориты представляют здесь часть круп-

ного интрузивного массива, прорывающего песчано-сланцевую толщу, среднеюрского возраста (в 7–8 км южнее месторождения). Вместе с тем, по М.Д.Дроздову (1939) и И.З.Самонову (1960), белухинские диориты перекрываются отложениями морской юры (J_3), в основании которых залегает маломощный горизонт дресвяников, реже базальных конгломератов, содержащих гальки белухинских диоритов. Таким образом, последние являются более ранними образованиями (доверхнеюрскими), чем букукинские гранодиориты и порфировидные граниты Белухи. По минеральному и химическому составу белухинские диориты близки к кварцевому диориту (Левицкий, 1939). По сравнению с букукинскими гранодиоритами они обладают более основным составом.

Биотитовые граниты развиты в северной и северо-западной части рудного поля и отчетливо прорывают диориты. Контакт гранитов полого (15–20°) падает на юг под диориты. В северо-западной эндоконтактовой части гранитного штока встречаются мелкозернистые биотит-роговообманковые граниты. Возраст гранитов определяется как верхнеюрский на основании определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом по биотиту – 155 млн. лет (Полевая и др., 1962). С этими биотитовыми гранитами ряд исследователей (Левицкий, 1964; Щеглов, 1956; Самонов, 1959; Дружинин, Колесниченко, 1964) пространственно и генетически связывают вольфрамовое оруденение месторождения.

Структура Белухинского месторождения с достаточной полнотой приводится в работах И.З.Самонова (1959, 1960). По данным этого исследователя, все рудовмещающие трещины рудного поля представляют собой крутопадающие сколовые нарушения северо-западного простирания, к которым нередко приурочены дорудные дайки гранофиров и кварцевых порфиров. Наряду с этим здесь развиты дорудные тектонические нарушения северо-восточного простирания, имеющие сколовый характер, но практически безрудные. Повторные неоднократные тектонические подвижки вдоль северо-западных нарушений обусловили локализацию основных рудных жил к этим структурам.

Подавляющее большинство рудных жил приурочено к крутопадающим трещинам северо-западного простирания, имеет крутое падение на юго-запад под углом 60–85°. Сравнительно редко встречаются пологопадающие жилы (5, 5а и др.) того же простирания, сопряженные с крутопадающими жилами.

По морфологическим особенностям и внутреннему строению различают две группы кварцевых жил:

1-я группа – это жилы сравнительно простой морфологии, массивного и поперечно-шестоватого строения. Жилы этой группы сформировались в основном путем одноактного выполнения растворами жильной полости и последовательной кристаллизации минералов. К этой группе относится большинство вольфрамитовых рудных жил месторождения.

2-я группа – жилы сложной морфологии, приуроченные к трещинам, сопровождаемым повторными тектоническими подвижками с образованием зон дробления, смятия и перетирания. Строение жил обычно грубополосчатое и ленточное, обусловленное наложением нескольких генераций жильного кварца, в том числе и халцедоновидного кварца, позднего флюорита и карбонатов. К этой группе относятся немногие рудные жилы (3, 4, 42 и др.), менее продуктивные в отношении вольфрама и часто не промышленные.

Минеральный состав рудных жил. Стадийность минерализации и основные минеральные ассоциации

Минералогия Белухинского месторождения изучена с достаточной полнотой и освещена в работах ряда исследователей (Дроздов, 1939; Левицкий, 1964; Самонов, 1959; Барабанов, 1961; Онтоев, 1964).

Валовый минеральный состав месторождения и относительная распространенность минералов иллюстрированы в табл. 20.

Необходимо отметить некоторые характерные особенности минерализации Белухинского месторождения. Прежде всего в кварц-вольфрамитовых жилах наряду с небольшим количеством молибденита, акцессорного берилла и висмутина отмечается исключительно большая концентрация сульфидных минералов –

Таблица 20

Минеральный состав и относительная распространенность гипогенных минералов Белухинского месторождения

Относительная распространенность	Минералы	
	рудные	нерудные
Главные	Вольфрамит Пирит Сфалерит	Кварц
Распространенные	Пирротин Халькопирит Висмутин Самородный висмут* Шеелит	Мусковит Флюорит Турмалин* Кальцит Анкерит2*
В малом количестве	Молибденит Касситерит2* Ферберит2* Антимонит Галенит Станнин Марказит	Микроклин Альбит Хлорит
Редкие	Валериит3* Козалит2* Бертьерит4* Канфильдит теллуристый Виттит Оруэтит Самородный Te (?) Броньяртит Бурнонит Валериит Киноварь3*	Апатит Данбурит2* Топаз* Рутил Берилл акцессорный Сфен Томсонит4*

Минералы, установленные: * Н.В.Смольяниновым; 2* О.Д.Левицким (1964); 3* И.З.Самоновым; 4* Т.А.Яковлевской.
Подчеркнутые минералы установлены автором.

пирита, пирротина, сфалерита и халькопирита. Однако в отличие от Букуки здесь практически отсутствуют поздние кварц-галенит-сфалерито-гюбнеритовые жилы, подобные крутопадающим жилам Букуки. Галенит на Белухе отмечается крайне редко и имеет чисто минералогический интерес. Отсутствуют также марганцевые минералы - триплит и родохрозит, образующие характерные парагенезисы с галенитом и гюбнеритом. Вольфрамиты рудных жил представлены главным образом средним членом изоморфного ряда гюбнерит - ферберита (от 25 до 75% ферберитовой молекулы). Ферберит развит преимущественно в жилах халцедоновидного кварца.

Весьма характерно заметное развитие на нижних горизонтах Белухи пирротина в тесной ассоциации с самородным висмутом и редкими теллур- и селенсодержащими минералами. Среди последних диагностированы тетрадимит, самородный теллур (?), теллуристый канфильдит (Онтоев, 1971$_1$), оруэтит и др.

В целом большинство рудных жил Белухинского месторождения по минеральному составу, морфологии и внутреннему строению сходно с пологопадающими

жилами Букуки. Отличаются от них только несколько повышенным содержанием шеелита (что, вероятно, связано с более основным составом пород Белухи по сравнению с таковым Букуки) и заметным развитием турмалина в околожильных грейзенах некоторых жил.

Стадии минерализации и основные минеральные ассоциации. По вопросу о прерывистости процессов минерализации на Белухинском месторождении разными исследователями высказываются различные точки зрения. По данным О.Д.Левицкого, здесь проявлены три фазы минерализации: вольфрамитовая, сульфидная и низкотемпературная (хальцедоновидного кварца). Т.А.Яковлевская выделяет шесть этапов минерализации: кварц-вольфрамитовый, кварц-сульфидный, жильбертитовый, полевошпатовый, карбонатный и флюорит-халцедоновый. И.З.Самоновым (1959) выделяются следующие стадии минерализации: кварц-вольфрамитовая, кварц-сульфидная и халцедоновидного кварца.

По мнению Р.М.Константинова и др. (1971), на Белухинском месторождении проявлены два разновозрастных этапа минерализации: в ранний нижнеюрский преимущественно проявилась площадная грейзенизация в эндоконтактовой части гранитного массива, возраст которой по одному определению (по мусковиту) составляет 164±8 млн. лет (что насколько древнее возраста гранита – 155 млн. лет); в позднеюрский этап сформировались основные кварц-вольфрамитовые жилы месторождения, возраст которых оценивается (по мусковиту) в 131±1 млн. лет (данные И.З.Самонова). Вместе с тем наши данные о возрасте жилы 44 по мусковиту показали 151±6 млн. лет, что очень близко к возрасту биотитовых гранитов. Вопрос о наличии в пределах Белухинского месторождения двух разновозрастных этапов минерализации остается открытым.

По характерным минеральным ассоциациям и особенностям околорудных изменений вмещающих пород, а также по геолого-структурным данным на месторождении нами выделены следующие три стадии минерализации: 1) грейзеновая, 2) кварц-сульфидно-вольфрамитовая, 3) стадия халцедоновидного кварца.

Наиболее ранняя грейзеновая стадия проявилась обособленно в эндо- и частично экзоконтактовой зоне гранитного массива, вблизи его апикальной части. Здесь она выразилась в интенсивной площадной грейзенизации и образовании грейзенового тела изометричной трубчатой формы кварц-мусковитового состава со слабым оруденением. Участки площадной грейзенизации и грейзеновое тело рассекаются кварц-вольфрамовыми жилами северо-западного простирания (жилы 50 и др.). По данным единичных буровых скважин, грейзеновое тело на небольшой глубине (40–60 м) выклинивается и переходит в грейзенизированные граниты.

В следующую кварц-сульфидно-вольфрамитовую стадию минерализации сформированы основные рудные жилы месторождения, приуроченные к крутопадающим трещинам северо-западного простирания. Для этой стадии характерно образование наряду с кварцем, мусковитом, флюоритом, вольфрамитом и висмутином небольших количеств молибденита и акцессорного берилла, а также значительных количеств сульфидных минералов (пирита, пирротина, сфалерита и халькопирита). Предыдущие исследователи сульфидную минерализацию в кварц-вольфрамитовых жилах рассматривали как более позднюю, наложенную. Однако текстурно-структурные взаимоотношения между вольфрамитом и кварцем, с одной стороны, и сульфидными минералами – с другой, а именно – выполнение сульфидами интерстиции между кристаллами вольфрамита и кварца без признаков заметной коррозии и замещения их, а иногда и со слабым проявлением таковых, а также фациальная смена вольфрамита в жилах и прожилках существенными сульфидными минералами и другими позволяют предполагать, что отложение тех и других минералов происходило из одного и того же раствора, т.е. в одну стадию минерализации.

Кроме указанных минералов в эту стадию образовались также шеелит, имеющий заметное распространение в жилах среди диоритов, и турмалин, встречающийся в некоторых жилах в зоне околожильных грейзенов.

В зависимости от количественных соотношений минералов, слагающих рудные жилы, можно выделить следующие основные минеральные парагенетические ассоциации, возникающие в данную стадию минерализации:

а) кварц-молибденит-вольфрамитовая с небольшим количеством сульфидов преимущественно развита в рудных жилах, залегающих главным образом в северо-западной части рудного поля среди порфировидных биотитовых гранитов;

б) кварц-пирит-висмутин-вольфрамитовая с шеелитом слагает верхние горизонты большинства рудных жил месторождения, залегающих в диоритах;

в) кварц-висмут-пирротиновая с халькопиритом и сфалеритом преимущественно развита на нижних горизонтах тех же самых рудных жил. Детальными исследованиями (Онтоев, 1964) было показано, что эта ассоциация образуется в восстановительной среде в условиях низкой активности серы в растворах;

г) ассоциация позднего кварца и мелкотаблитчатого вольфрамита II генерации с сульфидами встречается в виде маломощных прожилков вдоль основных жил или нередко их пересекают;

д) флюорит-серицитовая ассоциация имеет локальное распространение и нередко корродирует и замещает крупнокристаллический кварц и вольфрамит.

Последние две минеральные ассоциации являются продуктами отложения поздних остаточных растворов данной стадии минерализации.

Околожильные изменения вмещающих гранодиоритов в рассматриваемую стадию выражены в их грейзенизации, в образовании главным образом кварц-мусковитовой, в меньшей степени кварцевой и кварц-мусковит-турмалиновой фации грейзенов.

Стадия халцедоновидного кварца проявилась в некоторых вольфрамитовых жилах северо-западного простирания с образованием грубополосчатых и ленточных текстур жильного выполнения и сравнительно редко образует самостоятельные жилы. Для этой стадии характерна ассоциация халцедоновидного кварца с флюоритом, кальцитом, ферберитом и сурьмяными минералами - антимонитом, бертьеритом и бронъяртитом. Изменения вмещающих пород выражены в аргиллизации диоритов.

Зональность Белухинского месторождения

В пределах данного месторождения можно выделить два типа зональности: а) горизонтальную зональность месторождения и б) вертикальную зональность отдельных рудных жил.

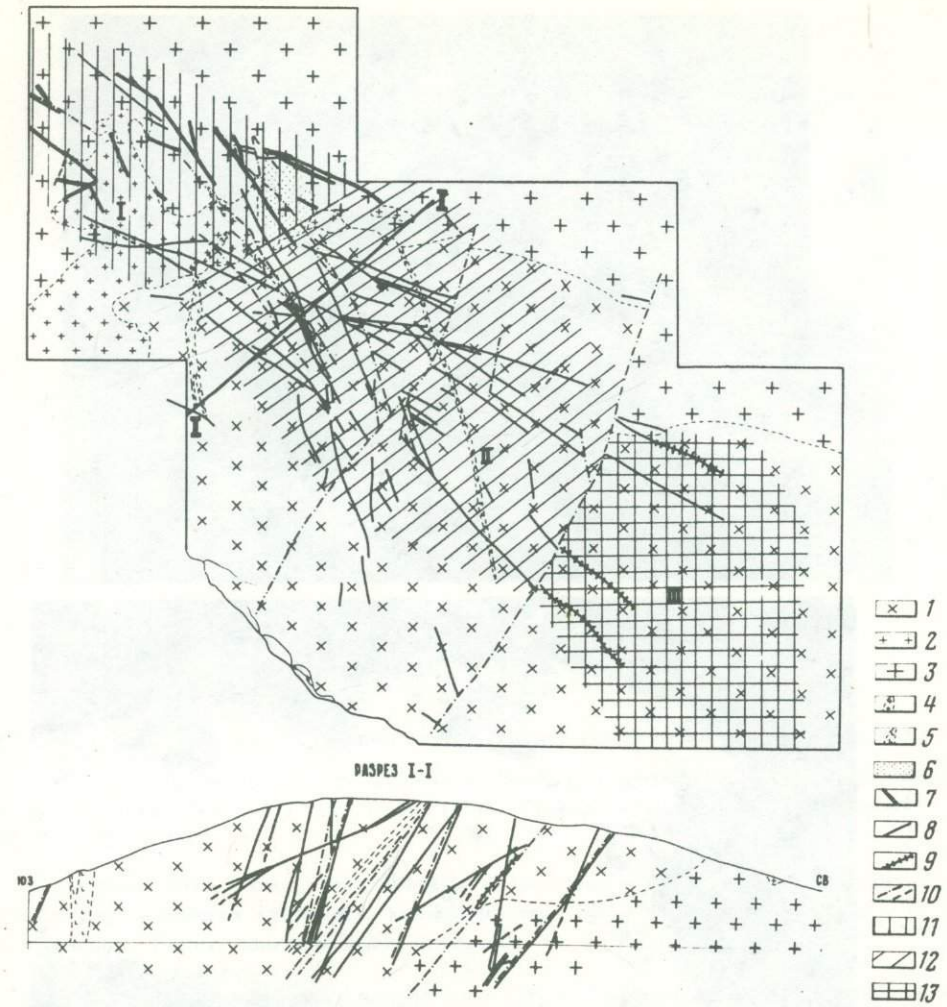
Горизонтальная зональность месторождения. Многочисленные рудные жилы Белухинского месторождения локализованы в сравнительно узкой полосе северо-западного простирания, прослеживаемой на протяжении более 2,5 км от вершины сопки Белуха на юго-восток. Вся эта рудоносная полоса на северо-западе начинается в крупно- и мелкозернистых гранитах и продолжается в диоритах вблизи экзоконтактовой зоны гранитного массива.

В пределах этой полосы наблюдается горизонтальная зональность, которая выражается в наличии трех минеральных зон по мере перехода от северо-западной части рудного поля на юго-восток (фиг. 38).

Зона I характеризуется преимущественным развитием молибденит-содержащих кварц-вольфрамитовых жил (22, 33, 48, 50, 55, 57, 78, 87 и др.), а также участков площадной грейзенизации и грейзеновых тел со слабым оруденением. В этой зоне отчетливо наблюдается наложение на раннюю грейзеновую стадию минерализации более поздней кварц-вольфрамитовой.

Зона II слагает центральную часть месторождения в диоритах, в пределах которой распространены основные кварц-вольфрамитовые жилы месторождения со значительным количеством шеелита и сульфидных минералов. Количество шеелита в среднем составляет 20-25% от общего содержания вольфрамитов в жильной массе. По данным И.З.Самонова (1959), наиболее обогащенные вольфрамом участки жил располгаются в пределах экзоконтактовой зоны гранитного массива.

Зона III расположена в юго-восточной части рудоносной полосы, где развиты кварц-вольфрамитовые жилы (Д, С и др.), характеризующиеся значительным развитием мусковит-турмалиновых и турмалиновых околожильных грейзенов. В 1-1,5 км к юго-востоку от месторождения отмечаются участки сильно

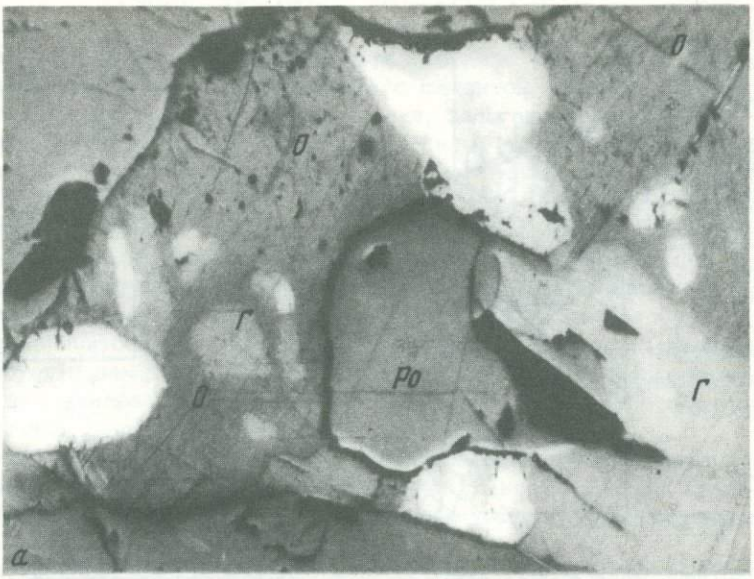


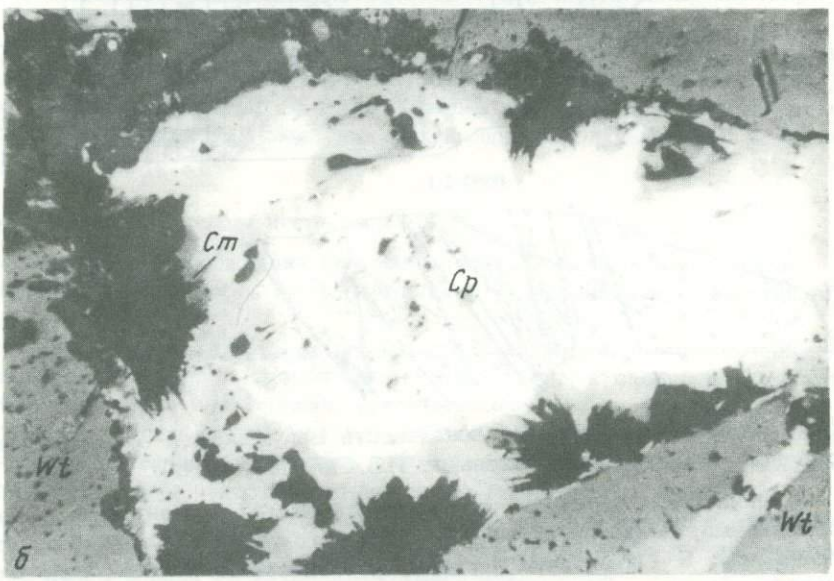
Фиг. 38. Схема горизонтальной зональности Белухинского вольфрамитового месторождения. Геологическая основа по И.З. Самонову (1960)

1 – гранодиориты биотитово-роговообманковые; 2 – граниты биотитово-роговообманковые, мелкозернистые; 3 – граниты биотитовые крупнозернистые; 4 – гранофиры; 5 – кварцевые порфиры; 6 – участки сплошной грейзенизации; 7 – молибденит-кварцевые, молибденит-вольфрамит-кварцевые жилы; 8 – кварц-вольфрамитовые жилы с сульфидами; 9 – те же жилы, сопровождаемые турмалиновыми грейзенами; 10 – дизъюнктивные нарушения: а) прослеженные; б) предполагаемые. Минеральные зоны: 11 – зона I – кварц-молибденитовые, кварц-молибденит-вольфрамитовые жилы и участки площадной грейзенизации; 12 – зона II – кварц-вольфрамитовые жилы с сульфидами, сопровождаемые кварц-мусковитовыми грейзенами; 13 – зона III – развитие турмальновых грейзенов вдоль рудных жил

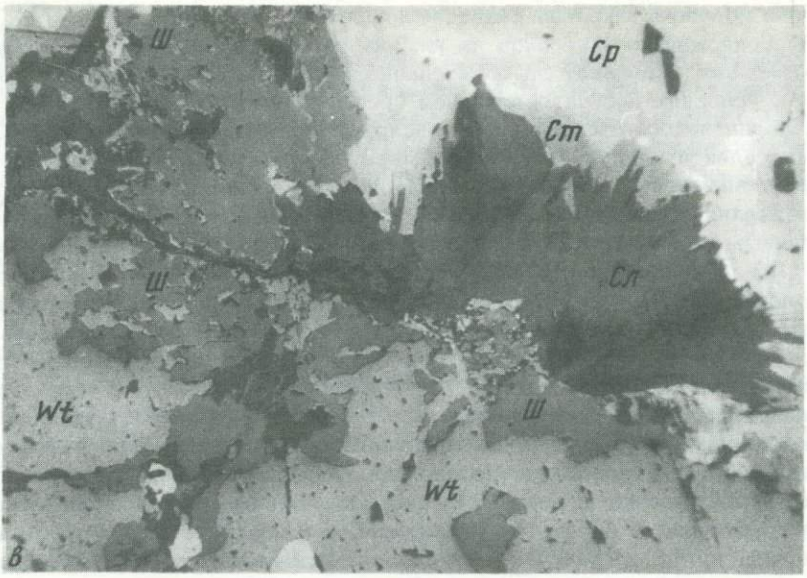
турмалинизированных гранодиоритов с вкрапленностью пирита (Дроздов, 1939). В таких турмалинизированных породах нами наблюдались мелкие рассеянные зерна касситерита.

Анализируя природу горизонтальной зональности рудного поля Белухи, следует отметить, что все вольфрамоносные рудные жилы в различных зонах образовались в течение одной кварцево-сульфидно-вольфрамитовой стадии минерализации. И лишь в зоне I среди гранитов наблюдается минерализация ранней





грейзеновой стадии. В целом же наблюдаемая горизонтальная зональность представляет собой сочетание многостадийной зональности с одностадийной. Зональная смена минеральных ассоциаций в различных зонах в течение кварц-сульфидно-вольфрамитовой стадии обусловлена изменениями активностей в растворах некоторых рудных и летучих компонентов, в частности, преимущественной локализацией молибдена в зоне I, основной массы вольфрама и сульфидов Fe, Zn и Cu - зоне II. Значительное развитие шеелита и сульфидных минералов в жилах в пределах зоны II объясняется влиянием состава вмещающих диоритов, а именно: возрастанием активностей кальция и железа в растворах в результате взаимодействия растворов с диоритами, богатыми указанными основаниями. Не совсем ясна причина заметной концентрации бора в зоне III. Турмалин здесь, как уже отмечалось, встречается в околожильных грейзенах, где он часто замещает мусковит и образует участки турмалинизированных диоритов. По данным О.Д.Левицкого (1939), турмалиновые и мусковит-турмалиновые грейзены встречаются только на нижних горизонтах некоторых жил (Д, С и др.) и вверх они постепенно сменяются кварц-мусковитовыми.



фиг. 39. Взаимоотношения минералов в жилах Белухинского месторождения

а – срастания самородного висмута (белое), оруэтита (О) и селеносодержащего галенита (Г) среди пирротина (Ро). Темное – выбоины. Полир. шлиф 252/56, увел. 160;

б – промежуток между кристаллами вольфрамита (Wt) выполнен агрегатами листочков мусковита (темное), халькопиритом (Ср) и станнином (серое – Ст); Ш – шеелит. Полир. шлиф 195/55, увел. 40;

в – шеелит (Ш) замещает вольфрамит (Wt). Темно-серое среди шеелита – карбонат; Сл – мусковит; Ст – станнин; Ср – халькопирит. Полирован. шлиф 195/55, увел. 85

Вертикальная зональность отдельных рудных жил. Предыдущими исследователями (Баскин, 1932; Дроздов, 1939; Левицкий, 1964) отмечалось заметное увеличение на нижних горизонтах некоторых жил 1-й группы (А, 5, С и др.) сфалерита, пирротина и халькопирита. Такое возрастание с глубиной сульфидной минерализации некоторые авторы рассматривали как пример "обратной" вертикальной зональности (Баскин, 1932). Произведенные нами изучения нижних горизонтов ряда других жил (49, 15, 88 и др.) также подтвердили значительное увеличение с глубиной сульфидной минерализации. Выяснено, что здесь возникает своеобразная минеральная ассоциация, где наряду с кварцем и вольфрамитом образуются значительные количества пирротина, самородного висмута, сфалерита и халькопирита. При этом характерен тесный парагенезис самородного висмута и пирротина (Онтоев, 1964); в последнем наблюдаются многочисленные мелкие округлые, продолговатые, неправильные и прожилкообразные включения висмута. В тесном срастании с висмутом встречаются тетрадимит, селенсодержащий галенит, селенсодержащий висмутин, самородный теллур и ряд чрезвычайно мелких еще недиагностированных минералов, в том числе упомянутые выше канфильдит, оруэтит (фиг. 39,а) и др.

Таким образом, широкое развитие пирротина, самородного висмута, селен- и теллурсодержащих минералов на нижних горизонтах рудных жил Белухинского месторождения указывает на образование рассматриваемой минеральной ассоциации в условиях восстановительной среды и низкой активности серы в растворах, когда недостаток серы компенсируется изоморфным замещением ионов серы на селен и теллур в структуре некоторых минералов (селенсодержащий галенит и висмутин, тетрадимит, теллуристый канфильдит, оруэтит). Между тем на верхних горизонтах тех же и большинства других жил висмут представлен главным образом висмутином, а самородный висмут встречается крайне редко (Левицкий, 1964). Более того, здесь преимущественно распространен пирит. Таким образом, анализ распределения сульфидной минерализации в кварц-вольфрамитовых жилах показывает, что на верхних горизонтах наибольшее развитие получила висмутин-пиритовая ассоциация, а на нижних горизонтах – висмут-пирротиновая со сфалеритом, халькопиритом и другими минералами.

Такая вертикальная зональность в распределении минеральных ассоциаций в рудных жилах, сформированных в течение одной стадии минерализации, представляет собой проявление одностадийной зональности. Возникновение такой зональности обусловлено главным образом изменением окислительно-восстановительного потенциала среды рудоотложения, а также изменением концентрации сульфидной серы в растворах и режимом кислотности – щелочности раствора. Так, по экспериментальным данным (Колонин, 1965), парагенезис висмут – пирротин образуется в более щелочной среде, чем парагенезис пирит – висмутин. Это подтверждается также данными минераграфического изучения: при образовании сульфидов, в частности халькопирита и станнина в интерстициях зерен вольфрамита (фиг. 39,б), последний вдоль трещин замещается поздним шеелитом и карбонатом (фиг. 39,в), что указывает на возрастание щелочности растворов.

Глава 3

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНО-КАССИТЕРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАПЧЕРАНГИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В 1927 г. С.С.Смирновым (1928) в окисленных рудах пади Малая Хапчеранга был впервые обнаружен касситерит, приведший к открытию Хапчерангинского месторождения олова. Это открытие имело большое значение в области геологии оловорудных месторождений вообще и позволило С.С.Смирнову (1937) выделить сульфидно-касситеритовую формацию как наиболее перспективный и промышленно важный тип оловянного оруденения. В течение более чем 40 лет Хапчерангинское месторождение интенсивно разведывалось и эксплуатировалось. В настоящее время оловорудные жилы месторождения полностью отработаны и ведется добыча только свинцово-цинковых руд из Южной группы жил.

В 1961 г. поисково-разведочными работами Тыринской экспедиции ЧГУ (Э.В. Лешкевич, Л.В. Жуков и др.) открыто Гранитовое месторождение грейзенового типа с оловянно-вольфрамовым оруденением, которое, по данным детальной разведки, рассматривается как непромышленное.

Геология, тектоника и магматизм района месторождений освещены в работах В.М.Сергиевского, Н.И.Тихомирова (1960, 1964), Ж.Н.Рудаковой (1968), Н.Н.Биндемена (1966, 1969), Л.В.Таусона и др. (1968). Изучение самих месторождений, особенно структуры, условий залегания рудных жил и минералогии руд проводи-

ли Я.И.Вазбуцкий, А.А.Амирасланов, А.Г.Теремецкая (1939), Г.А.Мельников, Е.А.Радкевич (1953), М.С.Темников, Н.И.Суханко, Э.В.Лешкевич, Л.В.Жуков, В.П. Ковалев и Н.И.Морев.

Впервые о горизонтальной зональности оруденения на площади рудного поля относительно штока гранит-порфиров указывал Г.Л.Вазбуцкий, позднее схема такой зональности была уточнена работами А.Г.Теремецкой (1939), Г.А.Мельникова (1965), Д.О.Онтоева (1960, 1966). Изучение первичных ореолов рассеяния проводили сотрудники Института геохимии Сибирского отделения (Трошин, Бойко, 1968; Пампура и др., 1968).

Особенности геологического строения рудного поля

В геологическом строении рудного поля принимают участие осадочные породы палеозоя, гранитоиды кыринского и харалгинского интрузивных комплексов мезозойского возраста и серия дайковых пород кислого и основного состава.

Палеозойские осадочные породы. По данным Э.В. Лешкевича и других, они подразделяются на две свиты: среднепалеозойскую ($Д_3$–$С_1$), или ундургинскую, и верхнепалеозойскую (Р), или хапчерангинскую. Ундургинская свита распространена к северу от Тарбальджейского глубинного разлома и состоит из плойчатых графитизированных углистых и кварцево-слюдистых филлитоподобных сланцев с прослоями кварцитов и песчаников. Свита в значительной мере метаморфизована и обычно инъецирована кварцем.

Хапчерангинская свита слагает большую часть площади рудного поля и подразделяется на три толщи; а) нижняя – переслаивающиеся сланцы и алевролиты с прослоями песчаников, а в низах разреза – линзы мергелистых песчаников; б) средняя – глинистые и углистые сланцы с прослоями алевролитов и реже песчаников; в низах разреза – тонкое ритмическое переслаивание сланцев и алевролитов (флишоидная формация); в) верхняя – полимиктовые и туфогенные песчаники с прослоями алевролитов, грубозернистых песчаников и гравеллитов. Общая мощность среднепалеозойской свиты оценивается в 2900–3200 м, а верхнепалеозойской – в 4700–5000 м (Биндеман, 1966). Верхнепалеозойская терригенно-осадочная толща собрана в складки второго порядка субширотного простирания с крутыми углами падения (от 60–70 до 80–85°).

Интрузивные породы. Гранитоиды кыринского интрузивного комплекса (условно триасового или позднетриасового возраста) образуют довольно большой массив, вытянутый в субмеридиональном направлении, часть которого обнажается к западу от рудного поля. По данным ряда исследователей (Тихомиров, 1960; Биндеман, 1966), этот массив сложен в основном гранодиоритами и кварцевыми диоритами и в меньшей степени биотит-роговообманковыми гранитами. Массив этот сопровождается интенсивным контактовым метаморфизмом и серией даек гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров. Оруденение с этим массивом не известно.

Харалгинский интрузивный комплекс здесь представлен хапчерангинским массивом гранит-порфиров, залегающим вблизи Тарбальджейского глубинного разлома. Этот массив вытянут в широтном направлении, имеет крутые (60–70°) западный и восточный контакты и сравнительно пологий (30–50°) южный контакт в сторону вмещающих осадочных пород. Характерно наличие многочисленных апофиз и выступов гранита во вмещающие породы палеозоя в области пологого южного контакта. По данным Е.М.Квятковского и В.А.Блинова, до глубины 500 м интрузив имеет такое же сечение, что и на поверхности, а ниже объем его резко расширяется и длина увеличивается до 6–8 км, а контакты вертикально уходят вниз. По данным гравиметрической съемки (Бугров, Менакер и др.), хапчерангинский массив гранит-порфиров на глубине имеет сложную форму и, видимо, прослеживается на восток, в сторону Курултекенского свинцово-цинкового месторождения.

Массив преимущественно сложен биотитовыми гранит-порфирами, переходящими с глубиной в порфировидные граниты. В апикальной и эндоконтактовой частях массива участками встречаются разновидности мелкозернистого гранита. Сравнительно редки дайки аплитов и мелкозернистого гранита.

Граниты повсеместно изменены – микроклинизированы, альбитизированы и грейзенизированы, особенно в пределах апикальной и эндоконтактовой ее частях. Практически неизмененные биотитовые граниты вскрыты буровыми скважинами на глубинах 450–500 м.

Дайковые породы. В пределах рудного поля можно выделить три группы дайковых пород: диоритовых порфиритов и лампрофиров; мелкозернистого гранита, кварцевых порфиров и фельзит-порфиров; диабазовых порфиритов.

Дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров локализованы, как правило, в тех же разрывных структурах северо- западного и субмеридионального простирания, что и основные оловорудные жилы месторождения: сравнительно редко они имеют секущее по отношению к жилам положение. Во многих случаях эти дайки вскрыты на глубоких горизонтах рудных жил и не выходят на дневную поверхность. Мощность даек колеблется от первых метров до 10–20 м и протяженность их варьирует от десятков до нескольких сот метров. Часть рассматриваемых даек по простиранию на юг вскрыты вблизи гранитного массива, где они отчетливо подвергнуты контактовому метаморфизму – интенсивно биотизированы и местами превращены в биотитовый роговик. Этим доказывается догранитный возраст рассматриваемых даек. Определение абсолютного возраста биотитизированного порфирита показало 163±7 млн. лет, что соответствует возрасту гранитного массива. Рассматриваемые догранитные диоритовые порфириты и лампрофиры представляют, видимо, жильные фации тыринского массива гранодиоритов и диоритов триасового (?) возраста.

Дайки мелкозернистого гранита вскрыты вблизи гранитного массива среди ороговикованных песчаников и сланцев (скв. 167, 98, 145), а также среди гранитов в эндоконтактовой части массива (скв. 118, 96, 81, 132, 86, 120). Мощность даек варьирует от 0,5–1 до 2–5, реже до 10–20 м. В большинстве случаев они микроклинизированы и грейзенизированы.

Дайки кварцевых порфиров известны вблизи гранитного массива, к востоку и югу от него, среди осадочных пород. По минеральному составу (кварц, микроклин-пертит и кислый плагиоклаз во вкрапленниках, наличие биотита в основной кварц-полевошпатовой массе) кварцевые порфиры из даек очень близки гранит-порфиру из апикальной части хапчерангинского массива.

Дайки микрофельзит-порфиров мощностью до 0,5–2 м вскрыты на глубоких горизонтах месторождения (скв. 178, 182), где они отчетливо рассекают дайки диоритовых порфиритов и вместе с тем рассекаются прожилками сульфидно-касситеритового состава. Макроскопически это плотные мелко- и тонкозернистые породы серого и зеленовато-серого цвета, обладающие порфировой структурой с микровкрапленниками кварца и калиевого полевого шпата с фельзитовой и микрофельзитовой основной массой кварц-полевошпатового состава.

По совокупности имеющихся данных (геологические условия залегания, особенно минерального состава и др.), рассматриваемая группа даек кислого состава является, видимо, жильной фацией хапчерангинского гранитного массива, что подтверждается повышенной радиоактивностью, в частности даек кварцевых порфиров (Э.В.Лешкевич).

Дайки диабазовых порфиритов наблюдаются в северо-западной части рудного поля и занимают несколько обособленное положение по сравнению с описанными выше дайковыми породами. Они здесь приурочены к тектоническим нарушениям северо-восточного простирания. Мощность их не превышает 5–10 м, протяженность их колеблется от первых десятков до сотен метров. Эти дайки слабо изменены гидротермальным процессом. Они, видимо, относятся к проявлению наиболее молодого, возможно верхнеюрского-нижнемелового, вулканизма района.

Особенности структуры рудного поля. Наиболее важными структурными элементами рудного поля являются долгоживущие тектонические нарушения северо-северо-западного и близмеридионального простирания, в пределах которых преимущественно локализованы большинство оловянных и свинцово-цинковых рудных тел. По данным ряда исследователей (Мельников, Радкевич, 1953), на площади рудного поля можно выделить следующие основные рудоконтролирующие

зоны разлома (с запада на восток): 1) Полиметаллическая; 2) Свинцовая; 3) Центральная; 4) Водораздельно-Террасовая; 5) Спектральная.

Некоторые зоны разлома по простиранию соединяются: так, Свинцовая зона разлома на севере соединяется с Центральным разломом. Другие зоны разлома (Полиметаллическая, Водораздельно-Террасовая) в северной части рудного поля меняют простирание с северо-западного на меридиональное. Это обстоятельство, а также другие данные позволили некоторым геологам (Н.И.Сухенко) высказать предположение о том, что меридиональные зоны нарушения являются основными ("стволовыми") рудоконтролирующими структурами, а северо-западные нарушения - лишь оперяющие их.

Морфологически рудоносные разломы представлены зонами дробления, брекчирования и интенсивного рассланцевания вмещающих пород, иногда с образованием глинки трения в тектонических швах, сопровождаемым многочисленными оперяющими трещинками скола и отрыва. Мощность таких зон дробления и брекчирования колеблется от 0,5-1 до 3-5 м. Падение зон разлома крутое под углом 70-85° на восток и северо-восток.

К указанным зонам разлома, как уже отмечалось ранее, приурочены дограниговые дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров, часто не выходящих на дневную поверхность. Следовательно, основные рудоконтролирующие зоны разлома рудного поля были заложены в раннемезозойский период, вероятно, как сколовые нарушения в связи с общим тангенциальным сжатием района. В позднетриасовое время произошло внедрение тыринского массива гранодиорита, ориентированного в меридиональном направлении, а жильные фации этого массива (диоритовые порфириты и лампрофиры) локализовались вдоль указанных зон разломов.

В средне-верхнеюрскую эпоху возобновление тектонических движений и магматической деятельности привело к образованию Чапчерангинского гранитного массива, апофизы которого внедрились в зоны разлома северо-западного простирания. Жильные фации этого массива (фельзит-порфиры) отмечены на нижних горизонтах Полиметаллической зоны. Это обстоятельство, а также некоторые другие данные (геофизические, а также наличие на глубоких горизонтах высокотемпературных актинолит-аксинитовых метасоматитов и др.) позволяют предполагать наличие на глубине выступа гранитного массива под центральной частью рудного поля. Повторные подвижки вдоль северо-западных разломов в течение средней и верхней юры усложнили трещинную структуру с образованием многочисленных оперяющих трещин и обусловили многократное поступление рудоносных растворов с образованием рудоносной жильной системы в современном ее виде.

Краткая характеристика отдельных месторождений

На площади Хапчерангинского рудного поля известны три разнотипные месторождения: оловянно-вольфрамовое грейзеновое месторождение Гранитное в пределах гранитного массива; Хапчерангинское хлорит-сульфидно-касситеритовое месторождение; свинцово-цинковое месторождение Южного участка. Ниже приводится краткая характеристика этих месторождений.

Оловянно-вольфрамовое грейзеновое месторождение Гранитовое. Грейзеновые зоны локализованы в западной и частично южной эндоконтактовых зонах гранитного массива. По данным Л.В.Жукова, Э.В.Лешкевича и других, выделяются несколько грейзеновых зон, среди которых наиболее важной является Западная зона. Последняя залегает в западном контакте гранитного массива и в целом имеет дугообразную форму залегания в соответствии с изменением самого контакта: от широтного и северо-западного простирания на южном его фланге до меридионального на северном. Падение зоны крутое в западных румбах от 60 до 80°. Она прослеживается на глубину 100 -120 м, ниже которой выклинивается, расщепляясь на ряд мелких клиновиных и гнездообразных тел вдоль крутопадающих трещин.

Кроме Западной зоны известна Центральная группа грейзенов в области южного выступа гранитного массива, полого падающего на юг под толщу осадочных пород.

Хапчерангинское хлорит-сульфидно-касситеритовое месторождение. Оловорудные жилы Хапчерангинского месторождения, как уже отмечалось ранее, локализовано к югу от гранитного массива в терригенно-осадочной толще верхнего палеозоя, в полосе северо-северо-западного простирания. Основные рудные жилы приурочены к древним додайковым зонам разлома того же простирания и сопряженными с ними зонам трещиноватости. Наиболее продуктивные жилы были приурочены к Центральной, Водораздельно-Террасовой и частично Полиметаллической зонам разлома.

Морфология большинства рудных жил крайне сложная и обусловлена не только сложным строением рудовмещающих зон разломов, но и особенностью дорудной и внутриминерализационной тектоники.

Чрезвычайно характерны разнообразные текстурные особенности жильных образований. Наряду с массивной текстурой сульфидных руд (марматитовых, пирротиновых, пирит-арсенопиритовых, галенит-сфалеритовых) широко развита брекчиевая текстура, где обломки осадочных пород разной формы и величины сцементированы кварц-касситеритовыми, кварц-касситерит-хлоритовыми и сульфидными агрегатами. Достаточно развиты различные типы полосчатых текстур - от симметрично-полосчатых, ритмично-полосчатых до прожилково-полосчатых и груболенточных. Оловорудные жилы ужу отработаны.

Свинцово-цинковое месторождение Южного участка расположено на самом южном фланге рудного поля. Здесь известны около десятка мелких галенит-сфалеритовых жил (Свинцовая, Южная 1,2 и 3, Параллельная, Промежуточная, Полиметаллическая и др.). Все эти жилы приурочены либо к тем же дорудным зонам разлома, что оловорудные жилы (в частности, южный фланг Полиметаллического и Центрального разломов), либо к разрывным структурам, сопряженным с ними. Так, например, большинство жил этого участка пространственно тяготеет к Свинцовой зоне разлома, которая сопровождается серией параллельных и часто кулисообразных нарушений. Простирание большинства свинцово-цинковых жил северо-западное и близмеридиональное, падение крутое под углом 70-85° на юго-восток.

Морфология жил крайне сложна. Раздувы жил (до 2 м) на небольшом протяжении сменяются пережимами и в целом намечается четковидный характер жил. Весьма характерно брекчиевидное строение рудных жил, где обломки вмещающих сланцев и песчаников сцементированы жильными и рудными минералами. В составе рассматриваемых жил, в отличие от оловорудных, принимают участие карбонаты - кальцит, манганокальцит, родохрозит, а также зеленый флюорит. Наиболее интенсивное развитие манганокальцита и родохрозита наблюдается на самом южном фланге описываемых жил, где они иногда слагают значительную часть жильного выполнения.

Эндогенная минерализация рудного поля. Стадийность минерализации

Вся эндогенная минерализация рудного поля пространственно связана с хапчерангинским гранитным массивом. По вопросу о возрасте последнего и эндогенной минерализации рассматриваемого рудного поля в литературе существуют различные точки зрения. По данным Н.И.Тихомирова (1960), возраст гранитоидов харалгинского комплекса, к которому относится и хапчерангинский массив, определенный калий-аргоновым методом (по валовым пробам), оценивается в 143-154 млн., что соответствует верхней юре. Согласно Ж.Н.Рудаковой (1968), оловоносные граниты харалгинского и оленгуевского массивов метаморфизуют и прорывают туфы и туфопесчаники джаргалантуйской свиты (средняя-поздняя юра). Верхняя возрастная граница гранитов харалгинского комплекса, по данным этого исследователя, достаточно хорошо датируется наличием галек этих гранитов в базальных конгломератах букукинской свиты (верхняя юра - нижний мел). Определение абсолютного возраста гранитов этих массивов, приведеное Рудаковой, дает значительный рзброс во времени (116-177 млн. лет).

По данным А.Г.Теремецкой и других, верхнеюрский плутоно-вулканический комплекс района сформировался в два периода: в ранний - образование порфи-

ровидных гранитов хапчерангинского массива и связанных с ним грейзенового месторождения Гранитовое и оловорудных жил Хапчеранги, в поздний период – внедрение гипабиссальных субвулканических масс и малых интрузий – гранит-порфиров, кварцевых порфиров и порфиритов, с которыми связаны полиметаллическое оруденение южного фланга Хапчеранги, месторождения Тарбальджей и Харатуй.

Иной точки зрения на возраст интрузивных пород района и оруденения придерживаются Н.Н.Биндеман (1966, 1969), Р.М.Константинов, и другие (1967, 1971). По данным Н.Н.Биндемана, граниты харалгинского комплекса, прорывающие джаргалинтуйскую свиту J_2, в свою очередь перекрываются осадочно-эффузивной толщей J_2-J_3. Возраст этих гранитов им оценивается в 155–170 млн. лет (по 10 валовым пробам), а перекрывающих эффузивов – в 148–160 млн. лет. На основании этих данных возраст харалгинского комплекса, включая сюда и Хапчерангинский массив гранитов, им определяется как среднеюрский. С этими гранитами Н.Н.Биндеман связывает образование Гранитового грейзенового месторождения на Хапчеранге, штокверкового оруденения на Тарбальджейском месторождении.

Далее в возрастной последовательности Н.Н.Биндеман выделяет средне-верхнеюрский эффузивно-субвулканический комплекс (покровы и штоки кварцевых порфиров, андезитодацитов и порфиритов) и верхнеюрский комплекс малых интрузий (плагиограниты, гранодиорит-порфиры, лампрофиры, порфириты, диабазовые порфиры). С последними пространственно и во времени он связывает образование касситерит-сульфидно-хлоритовых и галенит-сфалеритовых жил Хапчерангинского и Харатуйского месторождений.

Сходную точку зрения высказывают Р.М.Константинов, И.Н.Томсон и другие (1967, 1971), которые считают, что на площади Хапчерангинского рудного поля проявлены по крайней мере два этапа минерализации, связанные с проявлением разновозрастного магматизма: I этап – образование грейзеновой формации в эндоконтактовой зоне Хапчерангинского гранитного массива, возраст которой, по мусковиту, определяется в 165–170±7 млн. лет (табл. 21); II этап – образование касситерит-силикатно-сульфидной формации, возраст которой, по калиевому полевому шпату из жилы Спектральной, составляет 148±5 млн. лет.

По поводу изложенных взглядов на возраст эндогенной минерализации Хапчеранги следует отметить следующее. Определения абсолютного возраста контактового метаморфизма дайки порфиритов около Хапчерангинского гранитного массива, биотита и микроклина из дорудных биотит-микроклиновых и микроклиновых метасоматитов и мусковита из грейзенов Гранитового месторождения (см. табл. 22) укладываются в достаточно узкий интервал времени – 164–171±5–7 млн.лет, что согласуется с данными Н.Н.Биндемана, Р.М.Константинова и других о среднеюрском возрасте Хапчерангинских гранитов и связанной с ними грейзеновой минерализации.

Вместе с тем сомнительно предположение о резком разрыве во времени (17–20 млн. лет) между образованием грейзенов и силикатно-сульфидно-касситеритовых жил месторождения и отнесения последних к позднему верхнеюрскому этапу минерализации в связи с внедрением малых интрузий. Как уже было отмечено ранее, многочисленные дорудные дайки лампрофиров и порфиритов Хапчеранги, приуроченные к тем же структурам, что и сульфидно-касситеритовые жилы месторождения, подвергнуты контактовому метаморфизму гранитным массивом и, видимо, являются жильными отщеплениями более древнего кыринского интрузивного массива. Следовательно, связь рассматриваемых даек с оруденением чисто структурная и о временной связи оруденения с этими дайками не может быть и речи.

Далее, возраст кварц-флюорит-адуляровой ассоциации, цементирующей обломки сульфидных руд (сфалерита, арсенопирита и др.) в жиле Спектральной, определенный по двум пробам адуляра, оказался равным 154–164±6 млн. лет (см. табл. 22), т.е. близким к возрасту самих гранитов и грейзенов, тогда как по тому же минералу Р.М.Константинов и другие приводят цифру в 148±5 млн. лет.

Таблица 21

Результаты определения абсолютного возраста пород и минералов

Номер образца	Порода, рудное тело	Минерал	K, %
	Граниты и гранит-порфиры Хапчеранг массива	Валовые пробы	
	То же	То же	
121/66	Сильно биотитизированная дайка лампрофира вблизи контакта с гранитом	Валовая проба	4,03±0,04
	Дайка лампрофира на водоразделе около жилы Восточной	То же	
49/64	Дорудный биотит-микроклиновый метасоматит	Биотит	6,27±0,05
37/64	Дорудный метасоматит	Микроклин	12,25±0,10
	Грейзен из эндоконтактовой части массива	Мусковит	
	То же	Мусковит	
58/66	"	Мусковит	7,37±0,06
79/64	Из кварц-адуляровой ассоциации, цементирующей обломки сульфидов (сфалерита, арсенопирита) жилы Спектральная	Адуляр	12,08±0,10
79/64	То же	Адуляр	10,80±0,10
	"	Калиевый полевой шпат	

*) Определения выполнены в Лаборатории абсолютной геохронологии ИГЕМ

Наконец, по геофизическим данным (В.П.Ковалев и Н.И.Морев), подземный гребень Хапчерангинского массива прослеживается в меридиональном направлении, в сторону основных сульфидно-касситеритовых жил месторождения и в районе шахты № 2 намечается невскрытый эрозией купол гранитного массива, кровля которого залегает на глубине с отметкой 1000-1100 м. Именно в этом районе в кернах некоторых скважин (178, 182) нами были обнаружены дайки фельзит-порфиров, гранит-порфиров и кварц-порфиров с сульфидно-касситеритовыми прожилками.

Таким образом, имеются определенные основания считать эндогенную минерализацию Хапчерангинского рудного поля одновозрастной в пределах точности определения абсолютной геохронологии (±5-7 млн. лет) и вероятнее всего среднеюрской или переходной от средней к верхней юре. Формирование месторождения происходило в один этап минерализации в связи со становлением Хапчерангинского гранитного массива.

Хапчерангинского рудного поля*)

Содержание		Возраст, млн. лет	Источники
Радиог. Ar, нг/г	$\frac{Ar^{40}_{рад}}{Ar^{40}_{общ}}$, %		
		165	Тихомиров, 1960
		155–170	Биндеман, 1966; 1971
46,4±10	75; 50	163±7	Данные автора
		172+	Константинов, Томсон, 1964
76,4±1,5	88; 87	171±6	Данные автора
146±2,5	75; 68	168±5	То же
		170±7 (по K/Ar) (165±16) по Rb/Sr	Константинов и др. 1967, 1971
		154±7	То же
85,8±1,8	84; 89	164±6	Данные автора
141±2,5	62; 64	164±5	То же
117,5±2,0	69; 72	154±6	То же
		148±5	Константинов и др., 1967, 1971

АН СССР под руководством Л.Л.Шанина.

Минеральный состав руд. Стадийность минерализации и основные парагенетические ассоциации минералов

Изучением минерального состава месторождений Хапчерангинского рудного поля занимались А.Г.Теремецкая (1939), А.Г.Мельников с сотрудниками, Е.А.Радкевич (1953), Д.О.Онтоев (1960), А.С.Калинин и др. Общий минеральный состав рудных тел и околорудноизмененных пород и относительная распространенность гипогенных минералов показаны в табл. 22.

Всего известно более 65 гипогенных минералов. Для большинства рудообразующих минералов выделяются несколько генераций. Детальная характеристика отдельных минералов и их генераций выходят за рамки настоящей работы. Необходимые данные по минералам и их группам приведены в работах упомянутых выше исследователей. Некоторые сведения об отдельных рудообразующих минералах приводятся ниже при характеристике минеральных ассоциаций. Данные о

Таблица 22

Минеральный состав месторождений Хапчерангинского рудного поля

Относительное распространение	Гипогенные минералы	
	рудные	нерудные
Главные	Касситерит Арсенопирит Сфалерит Пирротин Галенит	Кварц Мусковит Топаз Хлорит
Распространенные	Пирит Халькопирит Станнин Ферберит Марказит	Микроклин Адуляр Альбит Биотит Серицит Флюорит Аксинит Актинолит Гранат Кальцит Сидерит Мангано–кальцит
В малом количестве	Молибденит Лёллингит Рутил Магнетит Висмутин Висмут Энаргит Блеклая руда Бурнонит Аргентит Пираргерит	Турмалин Пренит 2* Эпидот Цоизит Пумпеллит Апатит
Редкие и весьма редкие	Танталит Кубанит 3* Гематит Борнит * Троилит * Фаматинит Калаверит (?) Петцит (?) Самородное серебро Прустит Пираргирит Бронъяртит	Берилл акцессорный Миларит акцессорный Монацит Циркон Бертрандит * акцессорный Антофиллит 2* Апофиллит * Асфальтит *

* Описаны Г.А.Теремецкой и др.

2* Описаны Г.А.Мельниковым и др.

3* Отмечены Е.А.Радкевич (1953).

Подчеркнутые минералы установлены автором.

составе элементов-примесей в ряде рудных минералов (арсенопирит, сфалерит, галенит и др.) освещены в разделе "Геохимическая зональность".

Здесь же отметим некоторые общие закономерности в проявлении эндогенной минерализации рудного поля. Прежде всего следует отметить сложный комплексный характер минерализации: вольфрамово-оловянный в грейзеновых зонах Гранитового месторождения, хлорито-сульфидно-касситеритовый в оловоносных жилах собственно Хапчерангинского месторождения и карбонатно-сфалерито-галенитовый в жилах Южного участка. При этом интенсивная сульфидная минерализация свойственна не только для последних двух групп месторождений, но и для грейзеновых зон. Таким образом, обогащенность сульфидами характерна для всех минеральных образований начиная от наиболее ранних грейзеновых до поздних.

Далее отличительной чертой минерализации рудного поля является исключительно широкое развитие железистых минералов. Достаточно указать, что в грейзеновых зонах кроме марматита, пирротина, лёллингита и арсенопирита распространена железистая разновидность вольфрамита - ферберит, а также железистой хлорит и сидерит. В основных оловоносных жилах марматит (до 14-16% Fe), пирротин и железистые хлориты типа дафнита и тюрингита наряду с касситеритом являются главными минералами. И лишь в свинцово-цинковых жилах Южного участка железистость сфалерита резко падает (до 5-6% Fe). Именно крайне высокое содержание железа в растворах обусловливает некоторую недосыщенность его серой (С.С.Смирнов), что приводит к массовому отложению в оловорудных жилах пирротина, а не пирита.

Весьма характерно широкое развитие минералов мышьяка в ранних минеральных образованиях - главным образом арсенопирита и в меньшей степени лёллингита, энаргита и блеклой руды. Лёллингит, как правило, встречается в виде мелких включений - реликтов среди идиоморфных зерен арсенопирита с признаками коррозии и замещения. Вероятно, отложение лёллингита происходило раньше арсенопирита в условиях высокой активности железа и мышьяка, однако позднее при увеличении концентрации серы он был замещен арсенопиритом.

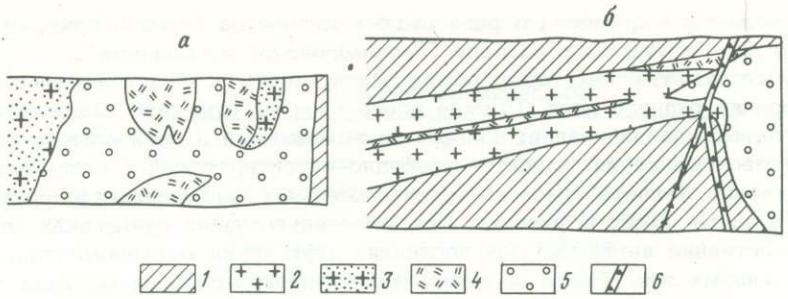
Несколько своеобразно проявлена свинцовая минерализация. Обычно принято считать, что галенит является поздним минералом, и его образования относят к наиболее поздней стадии минерализации. Однако в грейзеновых зонах галенит I встречается в виде вкраплений и срастаний в тесной ассоциации с мусковитом, топазом, арсенопиритом, марматитом и пирротином. Эта ранняя генерация галенита характеризуется повышенным содержанием висмута, меди и олова, тогда как поздние генерации обогащены сурьмой и серебром.

Все исследователи Хапчерангинского рудного поля согласны с тем, что эндогенная минерализация здесь имеет сложный прерывистый характер. Однако в оценке продолжительности этих перерывов высказываются различные соображения. Так, по Н.Н.Биндеману (1966, 1969), Р.М.Константинову и другим (1967, 1971), минерализация в пределах рудного поля происходила в два этапа: среднеюрский - грейзеновое месторождение Гранитовое и северная группа жил Хапчеранги; верхнеюрский этап - основные силикатно-сульфидно-касситеритовые жилы Хапчеранги и свинцово-цинковые жилы Южного фланга.

А.Г.Теремецкая с соавторами выделяют три фазы минералообразования в течение верхнеюрского этапа: 1-я - образование грейзенового месторождения и жилы Спектральной; 2-я - основные оловоносные жилы (Куликова, Смирновская-Александринская, Восточная, Водораздельная, Полиметаллическая, Параллельная); 3-я - свинцово-цинковые жилы Южного фланга.

По данным А.Г.Теремецкой (1939), Г.А.Мельникова и Е.А.Радкевич (1953), в формировании Хапчерангинского месторождения выделяются четыре стадии минерализации: кварц-касситерит-арсенопиритовая, касситерит-хлоритовая, сульфидная, кальцитовая.

Как уже отмечалось ранее, мы исходим из предположения об одновозрастном средне-верхнеюрском этапе минерализации, проявленном на площади Хапчерангинского рудного поля. В пределах этого этапа могут быть выделены последовательные стадии минерализации по следующим критериям: геолого-структурным, ха-



Фиг. 40. Взаимоотношения раннего биотитового метасоматита и грейзенов. Зарисовки канавы 26 (а) и стенки рассечки 5 (б) штольни 34

1 – роговики; 2 – гранит мелкозернистый, 3 – грейзенизированный гранит; 4 – биотитовый метасоматит; 5 – мусковит–топаз–кварцевый грейзен; 6 – кварц–арсенопиритовый прожилок

рактерным минеральным ассоциациям и элементам–примесям, особеностям околорудных изменений вмещающих пород. Установлена следующая последовательность проявления стадий минерализации: 1) дорудная биотит–микроклиновая, 2) грейзеновая, 3) кварцево–касситерит–арсенопиритовая, 4) сульфидно–касситерито–хлоритовая, 5) карбонатно–сфалерит–галенитовая.

Ниже приводятся данные о соотношениях и об основных парагенетических ассоциациях отдельных стадий.

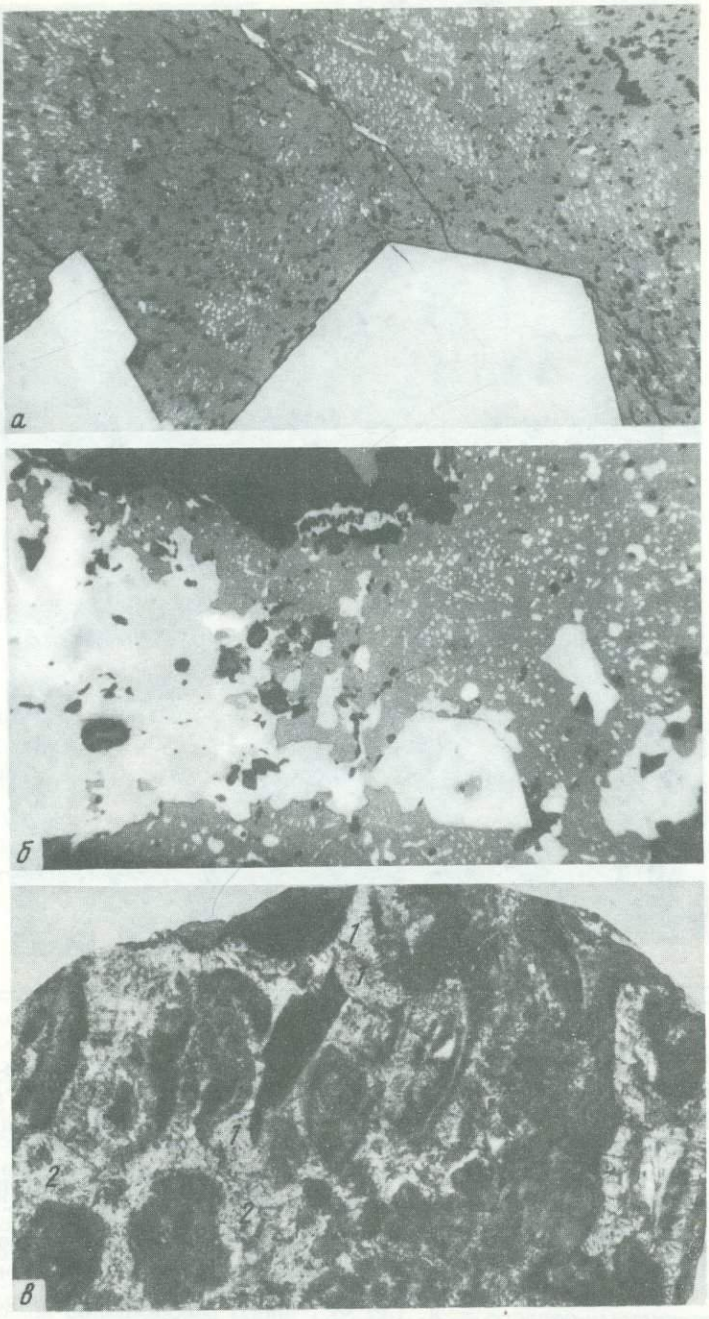
Биотит–микроклиновая стадия является наиболее ранним постмагматическим процессом и выражена в площадной микроклинизации гранитов, в образовании микроклиновых, биотит–микроклиновых и биотитовых метасоматитов в виде неправильных зон, гнезд, жил и прожилков в апикальной части гранитного массива. Мощность зон подобных метасоматитов колеблется от первых десятков сантиметров до 2–3 м. Площадная микроклинизация сопровождается также альбитизацией исходных биотитовых порфировидных гранитов и гранит–порфиров с образованием микроклинизированных и альбитизированных их разностей.

В конце этой стадии, особенно вблизи вмещающих роговиков, образуются биотитовые метасоматиты, иногда корродирующие и замещающие микроклиновые. Указанные метасоматиты отчетливо рассекаются топазо–кварцевыми грейзенами, а ксенолиты и обломки биотитовых метасоматитов наблюдаются среди кварцевого грейзена (фиг. 40).

Грейзеновая стадия, так же как и предыдущая, преимущественно развита в апикальной части гранитного массива и крайне слабо проявлена в его экзоконтактовой зоне, в биотитовых роговиках.

В данную стадию можно выделить следующие наиболее характерные минеральные парагенетические ассоциации: кварц–топазовую, кварц–топаз–мусковитовую и кварц–мусковитовую, слагающие соответствующие фации грейзенов.

Во всех этих ассоциациях встречается вкрапленность рудных минералов – арсенопирита, сфалерита, халькопирита, пирротина, касситерита, ферберита, молибдена, акцессорного берилла и др. Касситерит обычно наблюдается в кварц–мусковитовом грейзене и в грейзенизированных гранитах, тогда как ферберит и молибденит больше тяготеют к кварцево–топазовой и кварц–топазо–мусковитовой фациям грейзенов. Арсенопирит и другие сульфиды в одинаковой степени распространены во всех этих ассоциациях. Сфалерит содержит обильные эмульсионные включения халькопирита и обучно кристаллизуется после касситерита и арсенопирита. В парегенезисе с сульфидными минералами здесь встречаются станнин, висмутин, висмут, фаматинит, энергит и блеклая руда. Характерно наличие мелких звездатчатых выделений сфалерита в халькопирите как продуктов распада твердого раствора халькопирит – сфалерит.



Фиг. 41. Взаимоотношения минералов кварц-касситерит-арсенопиритовой стадии минерализации

а - идиоморфные кристаллы арсенопирита (белое) среди марматита (серое) с обильными эмульсионными включениями халькопирита и других минералов. Полир. шлиф 72/64, увел. 46;

б - зерна арсенопирита (белое) частично корродированы и замещены сфалеритом (серое). Полир. шлиф 72/64. увел. 46;

в - обломки марматита (черное) и окварцованного песчаника (серое) сцементированы кварц-адуляровым агрегатом (светлое) концентрически-зонального строения. Полир. шлиф 76/64, натур. вел.

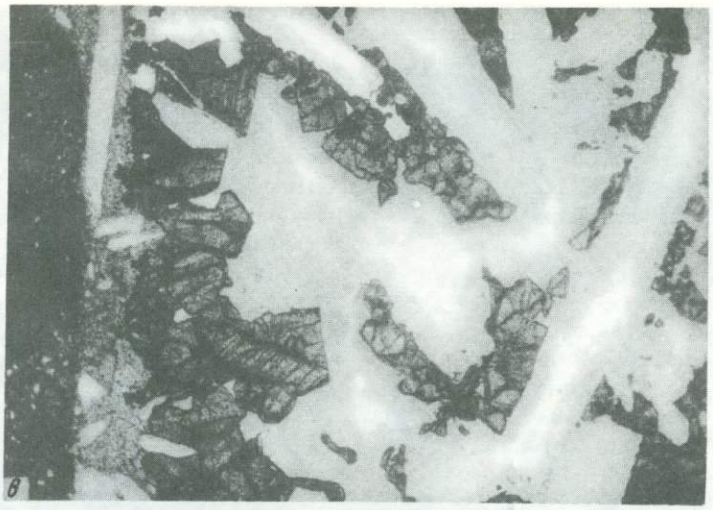


Кроме указанных выше ассоциаций встречается еще кварц-адуляр-арсенопиритовая ассоциация в виде мелких прожилков, секущих грейзеновые зоны и роговики. В этой ассоциации встречаются также сфалерит и галенит, нередко содержащий включения фаматинита, теллуридов (?) и др.

Наиболее поздней ассоциацией является флюорит-хлорит-серицитовая, иногда с сидеритом, образующаяся при замещении топаза, мусковита и других минералов. Весьма характерно появление в этой ассоциации такого достаточно редкого минерала, как миларит, образующегося при замещении акцессорного берилла.

Кварц-касситерит-арсенопиритовая стадия проявилась в ближайшей южной экзоконтактовой зоне гранитного массива. Минеральные ассоциации этой стадии локализованы в трещинных структурах близмеридионального и северо-западного простираний с образованием серии рудных жил (Спектральная, Карпинская, Северная группа, Водораздельная, Восточная и др.). По данным предыдущих исследователей (Е.А.Радкевич, Г.А.Мельников), кварцево-арсенопиритовые жилы с касситеритом отчетливо рассекаются поздними сфалерит-пирротин-хлоритовыми жилами. Околожильные изменения вмещающих роговиков и ороговикованных сланцев и песчаников выражены в интенсивном окварцевании, в некоторых случаях вплоть до образования околожильных кварцитов.

Намечается следующая последовательность выделения минеральных ассоциаций данной стадии: актинолит-аксинит-кварцевая, кварц-касситерит-марматит-арсенопиритовая, пирит-халькопирит-галенитовая, кварц-флюорит-адуляровая.



Фиг. 42. Кварц-касситерит-хлоритовая ассоциация в зальбандах жил

а - идиоморфные кристаллы кварца (Кв) с оторочками железистого хлорита (Хл), промежутки между которыми выполнены зернами касситерита (Кс). В нижнем левом углу - вмещающие сланцы. Полир. шлиф 93/57, увел. 40;

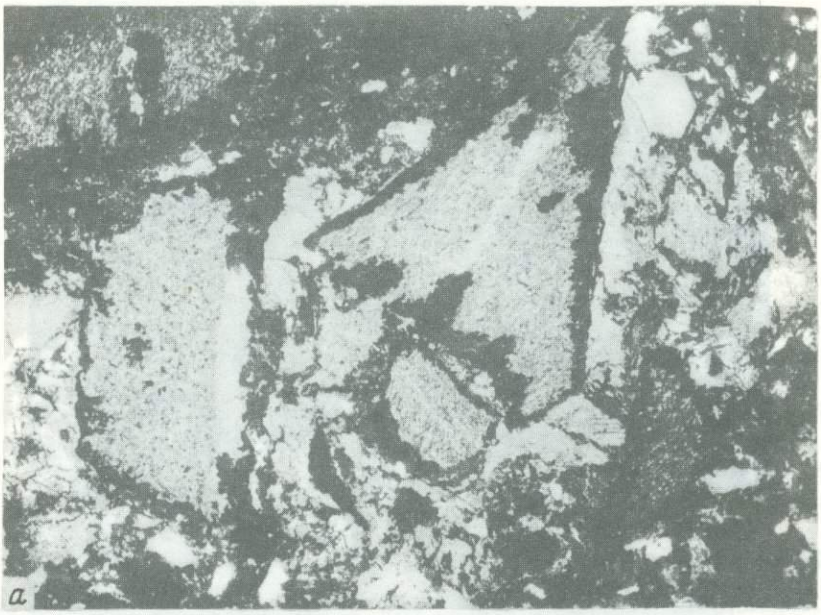
б - оторочка хлорита (Хл), кварца (белое) и касситерита (темно-серое, рельефное) вокруг обломка глинистых сланцев (темно-серое). Шлиф 82/57, без анализатора, увел. 30;

в - призматические и неправильные зерна кварца (белое), агрегаты зерен касситерита (рельефное, темно-серое) и чешуйчатые агрегаты хлорита (серое) на контакте с глинистыми сланцами (черное - слева). Шлиф 82/57, без анализатора, увел. 70

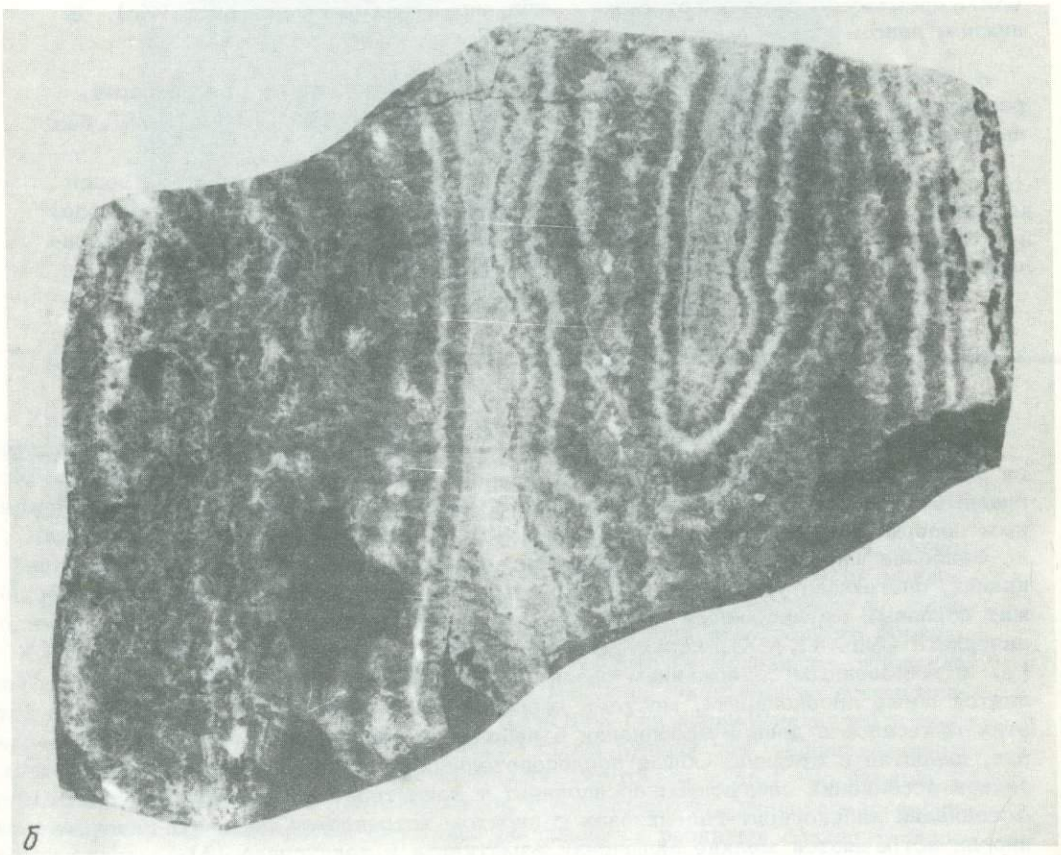
Аксинит-актинолитовая ассоциация с гранатом и антофиллитом (?) наблюдается в локальных участках на глубоких горизонтах некоторых жил и образуется главным образом по прослоям и линзам терригено-осадочных пород с повышенным содержанием карбонатного материала.

Наиболее широко развита кварц-касситерит-марматит-арсенопиритовая ассоциация, слагающая указанные рудные жилы. Марматит данной ассоциации содержит обильные эмульсионные включения пирротина, халькопирита, станнина и валериита (фиг. 41, А,Б), характеризуется очень высокой железистой (15-16% Fe) и повышенным содержанием олова ($\sim$ 1%). Как правило, марматит выделяется после арсенопирита, местами корродируя и замещая его зерна. Кроме этих минералов в данной ассоциации в небольших количествах встречаются пирит, пирротин и станнин. Общая последовательность выделения минералов в данной ассоциации следующая: арсенопирит + касситерит → кварц → сфалерит. Ассоциация халькопирит-галенитовая с пиритом встречается редко. В галените иногда встречаются мелкие включения фаматинита и теллуридов (?).

Поздняя флюорит-кварц-адуляровая ассоциация является завершающей данную стадию и практически является безрудной. Эта ассоциация встречена в жиле Спектральная, где она цементирует обломки арсенопиритовых, сфалеритовых руд и окварцованных песчаников с вкрапленностью арсенопирита (фиг.41,В). При этом гребенчатый кварц и адуляр образуют концентрически полосчатую метаколлоидную текстуру вокруг обломков рудных минералов и окварцованной



а



б

Фиг. 43. Текстуры карбонатных жил

а – брекчиевая текстура: обломки сланцев сцементированы карбонатной массой, а сами обломки – по периферии замещены анкеритом (темное). Шлиф 233/64, без анализатора, увел. ↑1;

б – концентрически-полосчатая метаколлоидная текстура родохрозита с гнездами сфалерита (черное). Полир. штуф 222/64, натур. вел.

породы. Наблюдается чередование на менее двух зон гребенчатого кварца и адуляра с такой последовательностью:

кварц → адуляр I → кварц → адуляр II → флюорит.

Сульфидно-касситерит-хлоритовая стадия является одной из наиболее продуктивной. В течение этой стадии сформированы основные оловорудные жилы месторождения (Смирновская-Александрийская, Войнова, Буровая, Террасовая, Апрельская, Параллельная, Майская и др.), локализованные в разрывных нарушениях близмеридионального и северо-северо-западного простираний. Околожильные изменения вмещающих пород в рассматриваемую стадию выражены в интенсивной хлоритизации. Характерно образование существенно железистых минералов - хлорита типа дафнита, марматита с содержанием 12-14% железа и пирротина. Выделяются следующие парагенетические ассоциации: кварц-касситерит-хлоритовая, пирротин-марматитовая, пирит-галенитовая, кварц-карбонатная. Наиболее ранняя кварц-касситерит-хлоритовая ассоциация слагает призальбандовые части рудных жил, отдельные маломощные жилы и прожилки и часто образует оторочки (до 1-2 см) вокруг обломков сланцев (фиг. 42). Последовательность выделения минералов такая: кварц → хлорит → касситерит.

Пирротин-марматитовая ассоциация слагает центральную часть рудных жил, иногда выполняет межобломочное пространство жильной массы, а также встречается в последней в виде отдельных вкраплений мелких гнезд и линз. Марматит обычно выделяется раньше пирротина в виде крупнокристаллических агрегатов по периферии сульфидной линзы, тогда как центральная ее часть сложена массивным пирротином. Часто пирротин корродирует и замещает марматит. Наблюдаются, однако, и обратные соотношения, когда пирротин располагается в зальбандах жил, а марматит в центральной ее части.

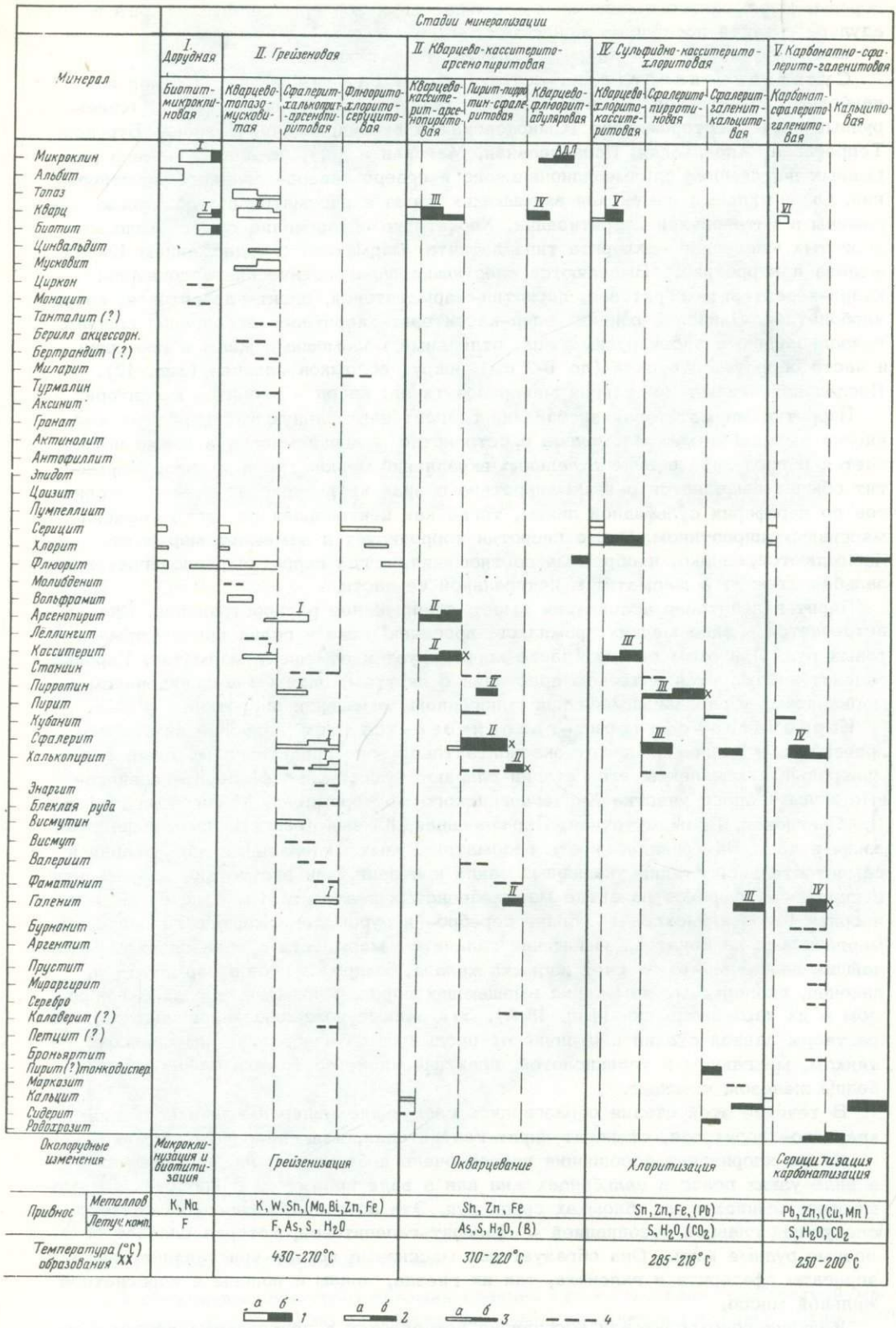
Пирит-галенитовая ассоциация имеет ограниченное распространение. Она встречается в виде мелких прожилков, просечек, линз и гнезд среди марматитовых руд. При этом галенит часто корродирует и замещает марматит. Нередко галенит наблюдается в тесном срастании с пиритом, пиритом-мельниковитом и марказитом, образовавшимися при гипогенном замещении пирротина.

Карбонатно-сфалерит-галенитовая стадия наиболее интенсивно проявилась в удаленной к югу экзоконтактовой зоне гранитного массива, где минеральные комплексы этой стадии слагают существенно сфалерит-галенитовые жилы Южного участка Хапчерангинского месторождения (жилы Южная I и II, Свинцовая, Промежуточная, Параллельная, Южный фланг Полиметаллической жилы и др.). На принадлежность рассматриваемых минеральных образований к самостоятельной стадии указывают такие критерии, как отсутствие касситерита и пирротина, широкое развитие маложелезистых сфалерита (от 4 до 6% Fe) и хлорита (типа клинохлора), обилие серебро- и сурьмасодержащего галенита, марганцовых карбонатов, замещение галенитом марматита с образованием мельчайших зерен пирита за счет избытка железа, содержащегося в марматите и, наконец, околорудные изменения вмещающих пород, выраженные главным образом в их карбонатизации (фиг. 43,А). Эти данные позволяют предполагать, что растворы данной стадии в отличие от предыдущих были обогащены свинцом, цинком, марганцем и углекислотой, практически не содержали олова и были бедны железом и медью.

В течение этой стадии образовались следующие минеральные ассоциации: кварцево-хлоритовая, сфалерит-пирит-галенитовая, кальцит-родохрозитовая.

Кварц-хлоритовая ассоциация играет очень небольшую роль и встречается в виде узких полос в зальбандах жил или в виде прожилков и просечек во вмещающих сланцах и их обломках среди руд. Эта ассоциация нередко сменяется следующей главной ассоциацией - сфалерит-галенитовой, которая слагает основные рудные жилы. Она образует как массивные крупно-кристаллические агрегаты сфалерита и галенита, так их гнезда, линзы и полосы в карбонатной жильной массе.

Кальцит-родохрозитовая ассоциация встречается в центральных частях рудных жил, где образует линзы и неправильные обособления. Нередко она цементирует агрегаты галенито-сфалеритовых руд. Вместе с тем наблюдается и


Стадии минерализации
Минерал
I. Дорудная
Биотит-микроклиновая
II. Грейзеновая
Кварцево-топаз-мусковитая
Сфалерит-халькопирит-арсенопиритовая
Флюорито-хлорито-серицитовая
II. Кварцево-кассеритито-арсенопиритовая
Кварцево-кассеритит-арсенопиритовая
Пирит-пирротин-сфалеритовая
Кварцево-флюорит-адуляровая
IV. Сульфидно-кассеритито-хлоритовая
Кварцево-хлорито-кассеритовая
Сфалерито-пирротиновая
Сфалерит-галенит-кальцитовая
V. Карбонатно-сфалерито-галенитовая
Карбонат-сфалерито-галенитовая
Кальцитовая
Микроклин
Альбит
Топаз
Кварц
Биотит
Цинвальдит
Мусковит
Циркон
Монацит
Танталит (?)
Берилл акцессорн.
Бертрандит (?)
Миларит
Турмалин
Аксинит
Гранат
Актинолит
Антофиллит
Эпидот
Цоизит
Пумпеллиит
Серицит
Хлорит
Флюорит
Молибденит
Вольфрамит
Арсенопирит
Леллингит
Кассеритит
Станнин
Пирротин
Пирит
Кубанит
Сфалерит
Халькопирит
Энаргит
Блеклая руда
Висмутин
Висмут
Валериит
Фаматинит
Галенит
Бурнонит
Аргентит
Прустит
Миаргирит
Серебро
Калаверит (?)
Петцит (?)
Бронъяртит
Пирит (?) тонкодисперс.
Марказит
Кальцит
Сидерит
Родохрозит
Околорудные изменения
Микроклинизация и биотитизация
Грейзенизация
Окварцевание
Хлоритизация
Серицитизация карбонатизация
Привнос
Металлов
Летуч. комп.
K, Na
F
K, W, Sn, (Mo, Bi, Zn, Fe)
F, As, S, H_2O
Sn, Zn, Fe
As, S, H_2O, (B)
Sn, Zn, Fe, (Pb)
S, H_2O, (CO_2)
Pb, Zn, (Cu, Mn)
S, H_2O, CO_2
Температура (°C) образования
430-270°C
310-220°C
285-218°C
250-200°C
а б 1
а б 2
а б 3
4

полосчатая текстура руд, где в призальбандовых частях жил наблюдаются тонкие полосы сульфидов в родохрозитовой массе, а центральная чать сложена крупнокристаллическим кальцитом. Характерна концентрически полосчатая метаколлоидная текстура родохрозитовой жильной массы (фиг. 43,Б). На самом южном фланге некоторых сфалерит-галенитовых жил в составе кальцит-родохрозитовой ассоциации появляется поздний зеленый флюорит.

Общая схема последовательности проявления стадий минерализации и характерные минеральные ассоциации в них в целом для Хапчерангинского рудного поля показана на фиг. 44.

Особенности околорудных изменений вмещающих пород Хапчерангинского рудного поля

Околорудные изменения вмещающих пород в различные стадии минерализации изучены с различной детальностью. Более детально изучены процессы изменения пород в грейзеновую и сульфидно-касситерит-хлоритовую стадии.

Изменения гранитов в стадию микроклинизации. В дорудную стадию микроклинизации в апикальной и эндоконтактовой частях гранитного массива происходили процессы площадной микроклинизации и альбитизации гранитов с образованием метасоматически измененных гранитов, а также линз, гнезд и жил микроклиновых, кварц-микроклиновых и биотит-микроклиновых метасоматитов.

В пространственном распределении различных фаций метасоматически измененных гранитов в рассматриваемую стадию наблюдается следующая метасоматическая зональность (табл. 23).

Таблица 23

Метасоматическая колонка изменения гранитов в стадию микроклинизации

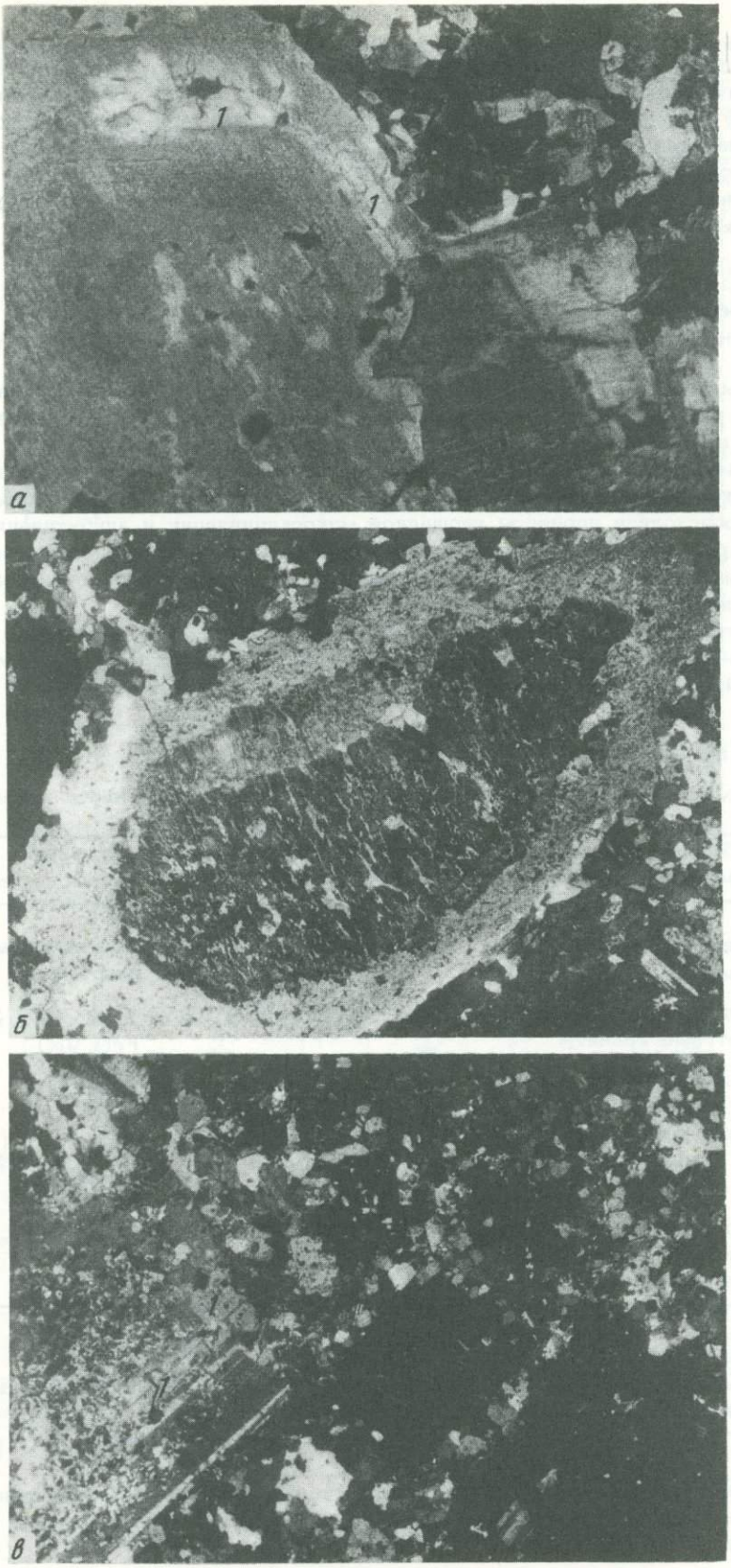
Номер зоны	Исходная порода и ее измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты
0	Неизмененные биотитовые граниты	Кпш, $Пл_{10-15}$, Кв, Би	Все компоненты инертны
1	Альбитизированные биотитовые граниты	Кпш, Алб, Кв, Би, Му	Al_2O_3, K_2O, Na_2O, FeO, MgO
2	Микроклинизированные и мусковитизированные граниты		
	с альбитом	Мкр, Алб, Кв, Му	Al_2O_3, K_2O, Na_2O,
	без альбита	Мкр, Кв, Му	Al_2O_3, K_2O
3	Микроклиновые и кварц-микроклиновые метасоматиты	Мкр, Кв	Al_2O_3



Фиг. 44. Стадии минерализации, характерные ассоциации и последовательность образования минералов Хапчерангинского рудного поля

Распространенность минералов в околорудных метасоматитах (а) и в жилах (б)

1 – главные; 2 – в значительном количестве; 3 – в малом количестве; 4 – редкие; ^{x} – внутристадийные перемещения и замещения; ^{xx} – по данным гомогенизации включений в кварце


1
1
а
б
в

Альбитизированные биотитовые граниты слагают центральную часть массива и его глубокие горизонты и характеризуются интенсивным замещением альбитом вкрапленников кислого плагиоклаза, микроклин-пертита и основной массы породы (фиг. 45). Характерна при этом устойчивость биотита.

Микроклинизированные и мусковитизированные граниты слагают достаточно широкую (до 50–100 м) эндоконтактовую зону гранитного массива, обладают отчетливой порфиробластовой текстурой с крупными порфиробластами розового микроклина. Процессу микроклинизации подвергаются не только вкрапленники альбита и кварца, но также вкрапленники первичного микроклин-пертита. Биотит, как правило, замещается мусковитом.

Микроклиновые, кварц-микроклиновые и реже биотит-микроклиновые метасоматиты слагают небольшие тела, линзы и гнезда среди микроклинизированного гранита, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 0,5–0,6 м.

Анализ поведения компонентов при образовании микроклинизированных порфировластовых гранитов (табл. 24) показывает частичный вынос SiO_2 и Na_2O и заметный вынос CaO. Отмечается привнос небольшого количества Al_2O_3, FeO, K_2O и H_2O. Общий привнос компонентов несколько превышает их вынос. Парагенетическая ассоциация минералов в метасоматических зонах, поведение в них петрогенных компонентов, в частности смена более слабых оснований (CaO, FeO) более сильными (Na_2O, K_2O), заметное растворение кварца гранита и замещение его микроклином и, наконец, повышенная концентрация редких щелочных металлов (Li, Rb и Cs) во внутренних зонах указывают, что растворы данной стадии были слабо или умеренно щелочными.

Изменения вмещающих пород в грейзеновую стадию. Процессы грейзенизации, как уже отмечалось ранее, отчетливо накладываются на альбитизированные и микроклинизированные разности гранитов и преимущественно проявились в апикальной и эндоконтактовой (западной и северной) частях гранитного массива. В результате этого процесса возникают рудоносные грейзеновые тела и грейзенизированные граниты, в строении которых наблюдается отчетливая поперечная метасоматическая зональность. Наиболее полный разрез такого зонального строения характерен для Западной грейзеновой зоны. Здесь от контакта биотитовых роговиков в сторону гранита намечается следующая зональная смена различных фаций грейзенов и измененных гранитов (фиг. 46): кварцевый и топаз-кварцевый грейзен → (мусковит-топаз-кварцевый грейзен) → кварц-мусковитовый грейзен → сильно грейзенизированный гранит → слабо грейзенизированный гранит → микроклинизированный и мусковитизированный гранит → альбитизированный биотитовый и двуслюдяной гранит.

Анализ парагенезисов минералов в различных фациях грейзенов и в грейзенизированных гранитах позволяет наметить следующую метасоматическую колонку для стадии грейзенизации, приведенную в табл. 25.

Анализ поведения петрогенных компонентов (табл. 26 и фиг. 47) в различных метасоматических зонах в стадию грейзенизации показывает частичный вынос Na_2O из внешней, а затем полный его вынос из внутренней зоны (в топазо-кварцевых и топазовых фациях). Отмечается некоторый привнос K_2O в

Фиг. 45. Альбитизированные граниты

а – реликты первичного плагиоклаза (1) среди порфирobласта альбита (серое). Шлиф 96/64, с анализатором, увел. 30;

б – каемка альбита (светлое) вокруг вкрапленника микроклин-пертита (серое). Шлиф 99/64, с анализатором, увел 20;

* в – сильно альбитизированный гранит; порфиробласты альбата содержат обильные чешуйки серицита и мелкие зерна флюорита (1). Шлиф 60/64, с анализатором, увел. 46

Таблица 24

Поведение компонентов и баланс вещества при микроклинизации гранитов. Гранитовое месторождение, Хапчеранга

Компоненты	Вес. %			Пересчитано на 100%			Вес компонента, г на 100 м^3			Баланс вещества (III–I)			
										привнос (+)		вынос (–)	
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	г на 100 см^3	% к исходной породе	г на 100 см^3	% к исходной породе
SiO_2	73,58	72,93	72,84	73,84	72,73	73,07	190,78	189,0	189,0	–	–	1,78	0,69
TiO_2	0,17	0,22	0,26	0,17	0,22	0,26	0,43	0,44	0,67	0,24	0,09	–	–
Al_2O_3	13,08	14,20	14,24	13,13	14,16	14,29	33,60	36,80	37,0	3,40	1,32	–	–
Fe_2O_3	1,12	0,37	0,50	1,12	0,37	0,50	2,89	0,96	1,30	–	–	1,59	0,62
FeO	0,71	1,27	1,33	0,71	1,27	1,33	1,83	3,30	3,44	1,61	0,62	–	–
MnO	0,06	0,04	0,06	0,06	0,04	0,06	0,15	0,10	0,15	–	–	–	–
MgO	0,15	0,13	0,24	0,15	0,13	0,24	0,39	0,34	0,62	0,23	0,09	–	–
CaO	0,84	0,82	0,45	0,84	0,82	0,45	2,16	2,13	1,16	–	–	1,0	0,39
Na_2O	3,64	3,79	3,42	3,65	3,77	3,44	9,40	9,85	8,85	–	–	0,55	0,21
K_2O	4,91	4,95	5,11	4,92	4,93	5,13	12,65	12,80	13,30	0,65	0,25	–	–
H_2O^-	0,0	0,14	0,23	0,00	0,14	0,23	–	0,36	0,60	0,60	0,28	–	–
H_2O^+	0,62	0,59	0,86	0,62	0,59	0,86	1,57	1,53	2,22	0,65	0,25	–	–
CO_2	0,60	0,58	0,00	0,60	0,58	0,00	1,55	1,51	–	–	–	1,55	0,60
F	0,15	0,25	0,06	0,15	0,25	0,06	0,39	0,65	0,15	–	–	0,50	0,19
P_2O_5	0,08	0,09	0,07	0,08	0,09	0,07	0,21	0,23	0,18	–	–	0,03	–
Сумма	99,71	100,37	99,67	100,06	100,10	100,0	258,0	260,0	258,64	7,38	2,91	7,00	2,60
Поправка													
$-O=F_2$	0,06	–0,10	–	–0,06	–0,10	–							
Σ	99,65	100,27	99,67	100,0	100,10	100,0							
K/Na	0,98	0,86	0,98										
Объемный вес	2,58	2,60	2,59										

Примечание: I – неизмененный биотитовый гранит, обр. 131/66, скв. 98, глубина 363.

II – альбитизированный биотитовый гранит, обр. 69/64.

III – микроклинизированный и мусковитизированный порфиробластовый гранит, обр. 58/64.

Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитики В.А.Сычкова (II,III) и Л.П.Некрасова (I).

Таблица 25

Метасоматическая колонка изменения гранитов в стадию грейзенизации

Номер зон	Исходная порода и ее измененные разности	Ассоциации главных минералов	Инертные компоненты
0	Микроклинизированный, альбитизированный и мусковитизированный гранит	Мкр, Алб, Кв, Му	Al_2O_3, K_2O, Na_2O
1	Грейзенизированный гранит	Мкр, Кв, Му	Al_2O_3, K_2O
2	Кварц-мусковитовый грейзен	Кв, Му	Al_2O_3
3	Топазо-кварцевый грейзен	Кв, Топ	Все компоненты подвижны

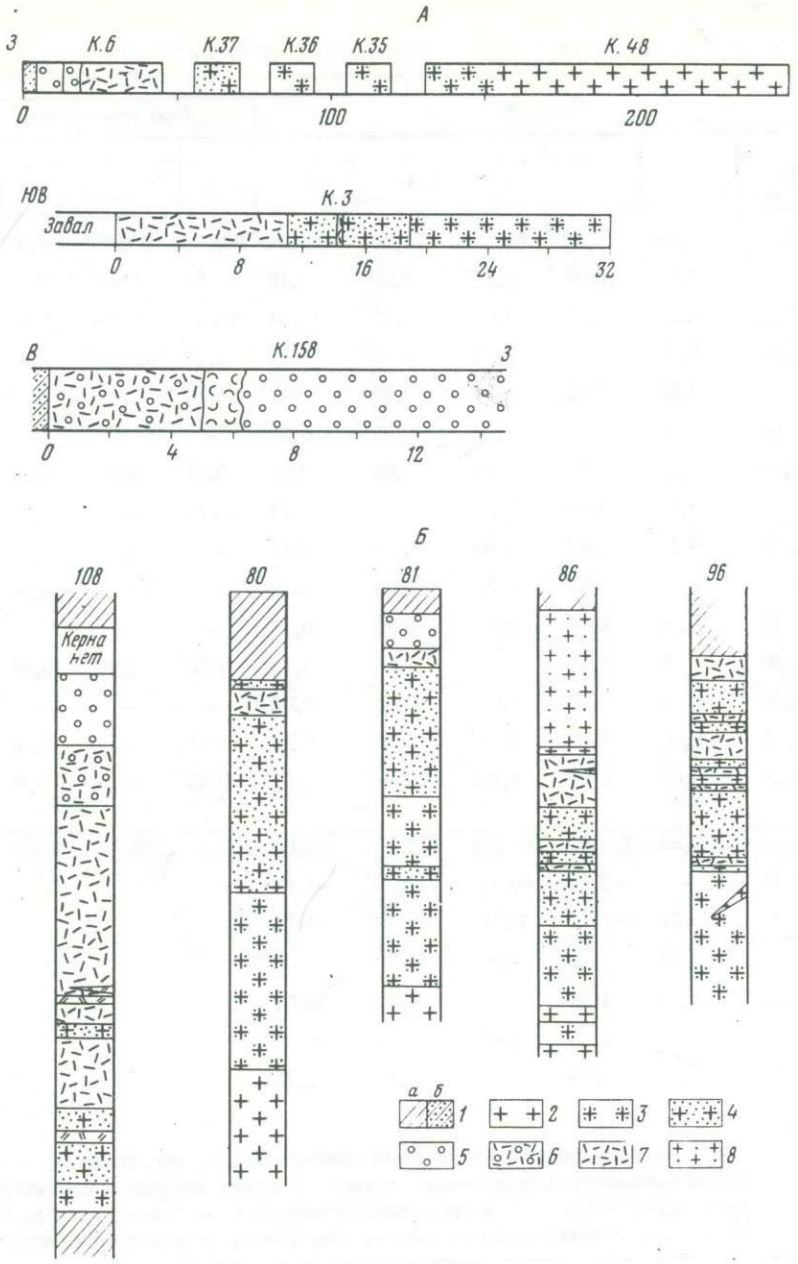
грейзенизированных гранитах и частично в кварцево-мусковитовом грейзене и вынос его из внутренних зон. Кремнезем и глинозем испытывают некоторое перераспределение в метасоматических зонах: Al_2O_3, выщелачивается из внутренних зон и частично переотложен в промежуточной зоне (в кварцево-мусковитовом грейзене); SiO_2 наоборот, накапливается во внутренних зонах. Заметное увеличение количества SiO_2 здесь обусловлено не только переотложением, но и возрастанием относительных его количеств в связи с выщелачиванием других компонентов (Na_2O, K_2O, Al_2O_3). Привлекает внимание несколько различное поведение двухвалентных оснований. Так, MgO полностью выщелачивается только из внутренних зон грейзенов. Количество CaO в грейзеновых зонах даже несколько увеличивается по сравнению с таковым в исходном граните. Отмечается заметный привнос закисного железа при образовании кварцево-мусковитового грейзена.

Из летучих компонентов в большом количестве привнесен фтор, особенно во внутренней зоне (до 3,48% к весу исходной породы) и частично вода в промежуточной. Весьма характерно поведение рудных и некоторых редких элементов в различных фациях грейзенов. Максимальная концентрация олова, цинка, частично меди наблюдается в кварцево-мусковитовой фации, тогда как во внутренних фациях (мусковит-топаз-кварцевой и топаз-кварцевой) содержание этих элементов резко падает: здесь наоборот отмечается максимальная концентрация мышьяка, молибдена и висмута.

Изменения вмещающих пород в кварц-касситерит-арсенопиритовую стадию минерализации. Околожильные изменения вмещающих песчано-глинистых сланцев и песчаников в рассматриваемую стадию выразились главным образом в интенсивном окварцевании. В локальных участках отмечается аксинитизация и амфиболитизация вмещающих пород.

Окварцевание характерно для ряда оловорудных жил (Спектральная, Восточная, Водораздельная, Карпинская и Северная), возникших в данную стадию. Для всех них типично образование околожильных кварцевых метасоматитов мощностью от 0,1–0,2 до 0,5–0,6 м. По мере перехода от неизмененных биотитизированных песчаников к жиле наблюдается последовательная зональная смена исходных пород хлоритизированными и карбонатизированными разностями, последних – интенсивно серицитизированными и окварцованными породами, а во внутренней зоне – почти мономинеральными кварцевыми метасоматитами.

Анализ парагенезиса минералов в различных метасоматических зонах измененных песчаников позволяет установить метасоматическую колонку, приведенную в табл. 27.



Фиг. 46. Схематические зарисовки канав (А) и кернов буровых скважин (Б), иллюстрирующие зональное строение грейзенов и измененных гранит-порфиров

1 – биотитизированный (а) и грейзенизированный (б) мелкозернистый песчаник; 2 – альбитизированный биотитовый и двуслюдяной гранит-порфир; 3 – микроклинизированный и мусковитизированный гранит-порфир; 4 – грейзенизированный гранит-порфир; 5 – кварцевый и топаз-кварцевый грейзен; 6 – мусковит-топаз-кварцевый грейзен; 7 – кварц-мусковитовый грейзен; 8 – грейзенизированный мелкозернистый аплит

Таблица 26

Химические анализы измененных гранит-порфиров и грейзенов, баланс вещества (в г

Окислы	Вес. %						Вес компонента на			
	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV
SiO_2	72,93	72,84	70,00	68,12	78,36	81,43	189,7	189,4	185,5	182,56
TiO_2	0,22	0,26	0,30	0,30	0,20	0,16	0,57	0,67	0,80	0,80
Al_2O_3	14,20	14,24	15,05	16,62	13,57	11,64	36,9	37,02	39,9	44,54
Fe_2O_3	0,37	0,50	0,89	0,47	0,24	0,45	1,03	1,30	2,35	1,27
FeO	1,27	1,33	1,93	3,14	0,52	0,97	3,30	3,46	5,12	8,41
MnO	0,04	0,06	0,08	0,11	0,02	0,02	–	–	–	–
MgO	0,13	0,24	0,22	0,31	0,00	0,00	0,31	0,62	0,58	0,83
CaO	0,82	0,45	1,06	1,22	1,44	1,11	2,13	1,17	2,80	3,27
Na_2O	3,79	3,43	2,47	1,70	0,10	0,10	9,85	8,90	6,54	4,55
K_2O	4,95	5,11	5,37	5,07	2,44	0,39	12,87	13,20	14,50	13,60
H_2O^-	0,14	0,23	0,28	0,42	0,22	0,17	–	–	–	–
H_2O^+	0,59	0,86	1,45	1,79	1,05	0,73	1,53	2,23	3,84	4,80
P_2O_5	0,09	0,07	0,07	0,07	0,05	0,05	–	–	–	–
CO_2	0,58	0,00	0,38	0,20	0,00	0,26	1,51	–	1,00	0,53
F	0,25	0,06	0,95	1,09	2,54	3,57	0,65	0,15	2,52	2,73
Сумма	100,37	99,67	100,50	100,63	100,75	101,05	260,3	258,1	265,5	267,9
$-O=F_2$	-0,10	–	-0,40	-0,45	-1,06	-1,50				
Σ	100,27	99,67	100,10	100,18	99,69	99,55				
K/Na	0,86	0,98	1,46	2,0	13,0	–				
Al/K+Na	1,22	1,28	1,52	2,0	4,75	19,0				
Si/Al	4,36	4,35	3,93	3,47	4,90	6,0				
Объемный вес	2,60	2,59	2,65	2,68	2,70	2,75				

Примечание: I – альбитизированный биотитовый гранит-порфир, обр. 69/64; II – микроклинизированный и мусковитизированный гранит порфиробластовой структуры, обр. 58/64; III – грейзенизированный гранит-порфир, обр. 54/64; IV – мусковит-кварцевый грейзен, обр. 52/64; V – мусковит-топазо-квар-

В рассматриваемой колонке отмечается последовательное замещение сильных оснований более слабыми. Это указывает на кислотное выщелачивание растворами вмещающих песчаников при образовании жилы спектральной и других, сходных ей рудных жил. Околожильное окварцевание в рассматриваемую стадию не сопровождается привносом растворами больших количеств калия (образование мусковита) и фтора (в виде топаза и флюорита), чем оно существенно отличается от процессов грейзенизации вмещающих пород в предыдущую стадию.

Изменения вмещающих пород в касситерит-сульфидно-хлоритовую стадию минерализации. Околожильные изменения в данную стадию выражены в интенсивной хлоритизации вмещающих песчаников, сланцев и даек лампрофиров и порфиритов. Околожильная хлоритизация наиболее харак-

на 100 $см^3$) при грейзенизации гранит-порфиров месторождения Гранитовый

100 $см^3$, г		Привнос (+) и вынос (-) компонентов							
V	VI	III–I		IV–III		V–I		VI–V	
		г	%	г	%	г	%	г	%
211,57	223,93	–4,2	–1,62	–2,94	–1,15	+21,87	+8,42	+12,36	+4,56
0,54	0,44	+0,23	+0,09	0,0	–	–0,03	–	–0,10	–0,04
36,64	32,01	+3,0	+1,20	+4,64	+1,75	–0,26	–0,10	–4,63	–1,71
0,65	1,24	+0,32	+0,12	–0,09	–0,03	–0,38	–0,15	+0,59	+0,22
1,40	2,67	+1,82	+0,7	+3,29	+1,29	–1,90	–0,73	+1,27	+0,47
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	+0,27	+0,10	+0,25	+0,09	–0,31	–0,12	–	–
3,89	3,05	+0,67	+0,26	+0,47	+0,18	+1,76	+0,68	–0,84	–0,81
0,27	0,27	–3,31	–1,27	–1,99	–0,75	–9,58	–3,68	0,0	–
6,59	1,07	+1,63	+0,63	–0,90	–0,34	–6,26	–2,02	–5,52	–2,04
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2,83	2,0	+2,31	+0,89	+0,96	+0,36	+1,30	+0,50	–0,83	–0,33
–	–								
–	0,71	–0,51	–0,20	–0,47	–0,18	–1,51	–0,58	+0,71	+0,26
6,86	9,82	+1,87	+0,72	+0,21	+0,08	+6,21	+2,39	+2,96	+1,09
271,2	277,2	+12,12	+4,71	+9,82	+3,75	+31,14	+11,99	+17,90	+6,60
		–8,02	–3,09	–6,39	–2,45	–20,29	–7,38	–11,92	–4,43
		+4,10	+1,62	+3,43	+1,30	+10,91	+4,61	+5,98	+2,17

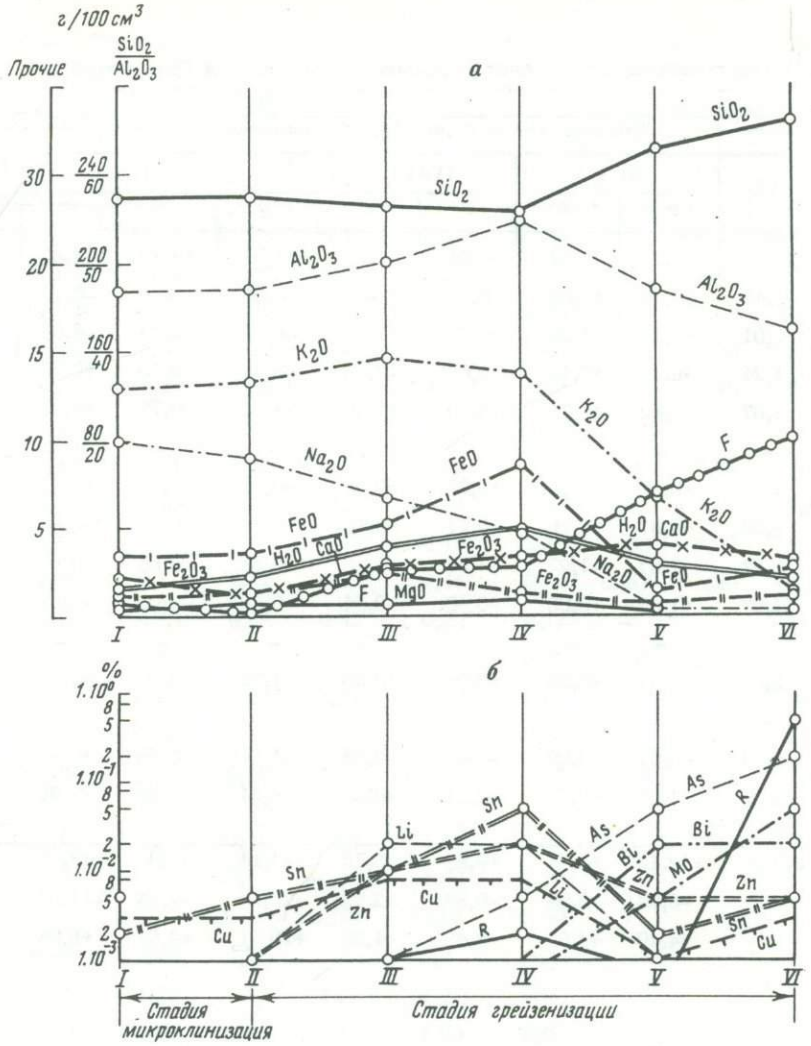
цевый грейзен, обр. 11,64; VI – топазо-кварцевый грейзен, обр. 65/64.
Химические анализы пород выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР химиком-аналитиком В.А.Сычковой.

терна для основных оловоносных жил месторождения – Войнова, Буровая, Смирновская-Александринская, Параллельная, Апрельская, Террасовая и др.

В обобщенном виде метасоматическая колонка измененных пород при хлоритизации песчаников и алевролитов представлена в табл. 28.

Метасоматическая колонка при хлоритизации глинистых сланцев принципиально не отличается от таковой для песчаников. Разница заключается в том, что мощность внутренней зоны хлоритизированных сланцев значительно сужена (не более 0,1–0,2 м), тогда как мощность внешней зоны серицитизированных сланцев достигает 0,5 м и более.

В табл. 29 и 30 приведены химические анализы неизмененных и серицитизированных песчаников, глинистого сланца и кварцево-хлоритовых метасоматитов около жил Восточная и Буровая-2, а также баланс вещества (в г на 100 $см^3$)



Фиг. 47. Поведение петрогенных (а) и рудных (б) компонентов в различных метасоматических зонах в стадию грейзенизации. I–IV – анализы пород из табл. 31

при процессах околожильной хлоритизации. Поведение компонентов при этом процессе показано на фиг. 48.

При хлоритизации песчаников происходит прежде всего полный вынос окиси натрия, далее окиси калия, кальция и частично глинозема и кремнезема. Однако наиболее характерен привнос во внутреннюю зону большого количества закиси железа, частично окиси магния, трехокиси железа и воды, что является специфической особенностью рассматриваемого процесса. Расчет баланса вещества показывает, что привнос одних компонентов (11,45% к весу исходного песчаника) значительно превосходит вынос других (8,82%), что обусловливает увеличение объемного веса образованной породы по сравнению с неизменным песчаником.

Последовательное замещение сильных оснований (Na_2O, K_2O) более слабыми (MgO, FeO, Fe_2O_3) в зонах хлоритизации позволяет рассматривать этот процесс как кислотное выщелачивание. Однако поведение такого кислотного компонента во внутренней зоне, как SiO_2, а именно частичное его растворение и

Таблица 27

Метасоматическая колонка при околожильном окварцевании песчаников

Номер зоны	Исходная порода и ее измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты
0	Биотитизированный мелкозернистый песчаник	Плг, Кпш, Кв, Би	Все компоненты инертны
1	Хлоритизированный и карбонатизированный песчаник	Алв, Кпш, Кв, Хл, Анк	Al_2O_3, MgO, Na_2O
2	Серицитизированный и хлоритизированный песчаник	Сер, Кв, Хл	Al_2O_3
3	Сильно серицитизированный песчаник	Сер, Кв	Al_2O_3
4	Кварцевый метасоматит	Кварц	Все компоненты подвижны

Таблица 28

Ассоциация минералов в метасоматических зонах при хлоритизации песчаников

Номер зоны	Исходная порода и ее измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты
0	Неизмененный песчаник	Пл, Кпш, Кв, Би	Все компоненты инертны
1	Слабо серицитизированные песчаники	Алб, Кпш, Сер, Кв	Al_2O_3, K_2O, Na_2O
2	Серицитизированный и хлоритизированный песчаник	Кв, Сер, (Хл)	Al_2O_3, K_2O
3	Кварц-хлоритовый и хлоритовый метасоматит	Кв, Хл	Все компоненты подвижны

вынос, а также выщелачивание глинозема, показывает, что хлоритизация песчаников и сланцев вызвана менее кислыми, возможно, нейтральными и слабощелочными растворами, чем при грейзенизации и околожильном окварцевании в предыдущие стадии минерализации.

Привлекает внимание возрастание общей железистости

$$\left(F_{Fe} = \frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO+MnO} \right)$$

измененных пород по мере перехода от внешних зон к внутренним. Так, при образовании кварц-хлоритовых метасоматитов по песчаникам эта величина увеличивается от 59,6 до 68%, а в хлоритовых метасоматитах по сланцам – до 80%. Это находится в соответствии с увеличением железистости самих хлоритов по

Таблица 29

Поведение компонентов и баланс (в г на 100 $см^3$) вещества при околожильной хлоритизации песчаников, жила Восточная, Хапчеранга

Компоненты	Вес. %			Пересчитано на 100%			Вес компонента, г на 100 $см^3$			Привнос (+)		Вынос (–)	
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	г на 100 $см^3$	% к исходной породе	г на 100 $см^3$	% к исходной породе
SiO_2	67,30	67,22	61,46	67,14	67,17	61,32	179,6	180,70	168,58	–	–	11,00	4,17
TiO_2	0,77	0,64	0,78	0,77	0,64	0,78	2,10	1,78	2,14	0,04	–	–	–
Al_2O_3	15,38	15,84	13,93	15,35	15,84	13,89	41,2	42,70	38,2	–	–	3,0	1,12
Fe_2O_3	1,93	1,44	2,44	1,93	1,44	2,44	5,17	3,90	6,70	1,53	0,57	–	–
FeO	2,71	3,30	9,62	2,71	3,20	9,60	7,30	8,97	26,40	19,1	7,12	–	–
MnO	0,05	0,06	0,27	0,05	0,06	0,27	0,13	0,16	0,74	0,61	0,23	–	–
MgO	1,70	1,44	3,04	1,70	1,44	3,03	4,60	3,90	8,35	3,75	1,40	–	–
CaO	0,76	0,46	0,44	0,76	0,46	0,44	2,04	1,24	1,21	–	–	0,83	0,31
Na_2O	3,26	1,64	0,13	3,25	1,64	0,13	8,7	4,48	0,46	–	–	8,24	3,07
K_2O	3,63	4,75	3,47	3,62	4,75	3,46	9,80	12,95	9,50	–	–	0,30	0,11
H_2O^-	0,35	0,21	0,29	0,35	0,21	0,29	0,94	0,57	0,80	–	–	0,14	0,05
H_2O^+	2,22	2,61	4,16	2,22	2,61	4,16	5,95	7,13	11,4	5,45	2,04	–	–
CO_2	Не обн.	0,31	Не обн.	Не обн.	0,31	Не обн.	–	0,84	–	–	–	–	–
F	Нет	0,24	Нет	Нет	0,24	Нет	–	0,65	–	–	–	–	–
P_2O_5	0,06	0,02	0,15	0,06	0,02	0,15	0,16	0,05	0,41	0,25	0,09	–	–
SnO_2	0,09	0,01	0,04	0,09	0,01	0,04	0,24	0,03	0,11	–	–	0,13	0,05
Сумма	100,23	100,19	100,22	100,0	100,10	100,0	267,93	270,05	275,0	30,73	11,45	23,64	8,88
$-O=F_2$	–	0,10	–	–	–0,10	–							
Σ	100,23	100,09	100,22	100,0	100,0	100,0							
Объемный вес	2,68	2,70	2,75										
f^x	40,0	28,2	18,7										
F^{xx}_{Fe}	59,6	64,0	68,0										

I – неизмененный мелкозернистый песчаник, обр. 41/66;

II – серицитизированный и слабо хлоритизированный песчаник, обр. 40/66;

III – кварц-серицит-хлоритовая порода, обр. 39/66.

Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик А.И.Гусева.

*Здесь и далее степень окисления железа в породе

$$f = \frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3} \cdot 100\%.$$

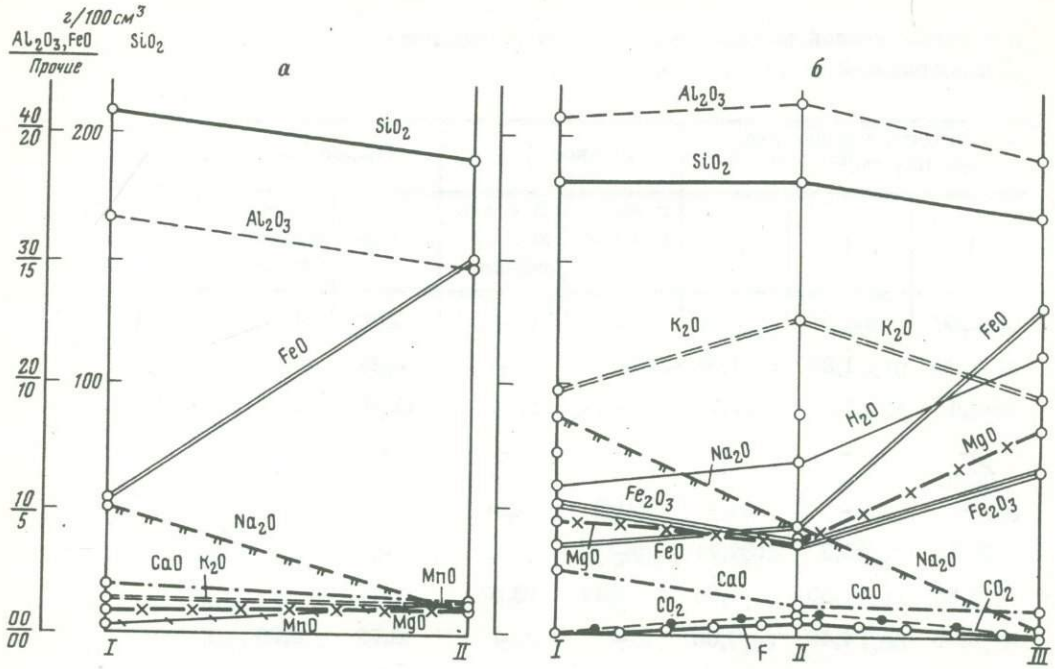
**общая железистость породы $F_{Fe} = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO + MnO} \cdot 100\%$.

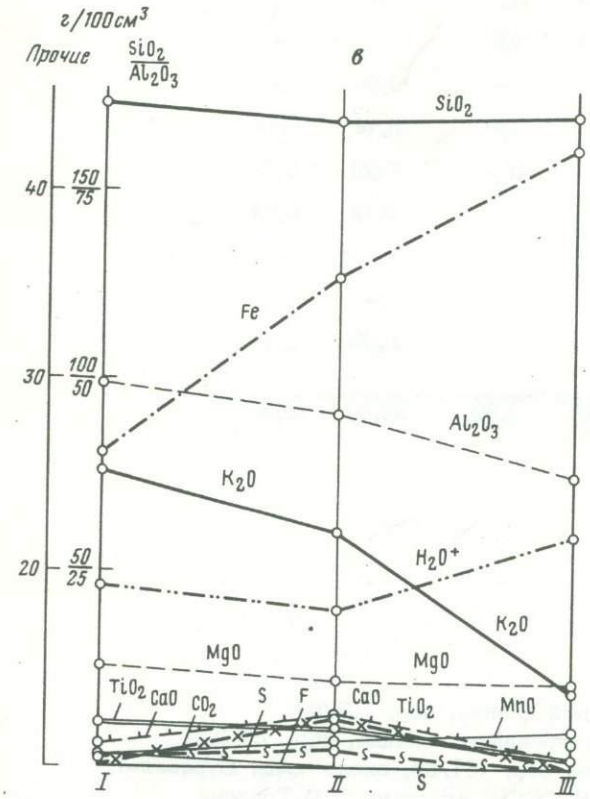
Таблица 30

Поведение компонентов и баланс вещества (в г на 100 $см^3$) при околожильной хлоритизации глинистых сланцев в сульфидно-касситерито-хлоритовую стадию минерализации, жила Буровая-2

Компоненты	Вес. %			Пересчитано на 100%			Количество вещества, г на 100 $см^3$			Привнос (+)		Вынос (-)	
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	г на 100 $см^3$	% к исходной породе	г на 100 $см^3$	% к исходной породе
SiO_2	62,75	61,01	61,42	62,88	60,97	61,49	172,56	168,0	169,66	–	–	2,90	1,05
TiO_2	0,84	0,70	0,49	0,84	0,70	0,49	2,20	1,93	1,35	–	–	0,85	0,31
Al_2O_3	17,89	16,55	13,65	17,97	16,54	13,68	49,4	45,6	37,7	–	–	11,70	4,25
Fe_2O_3	–	–	2,72	–	–	2,72	– (20,9)	–	7,5	–	–	–	–
FeO	–	–	12,45	–	–	12,48	–	–	34,4	21,0	7,65	–	–
Fe	5,9	9,12	(11,68)	5,92	9,12	(11,69)	16,2	25,2	(32,2)	–	–	–	–
MnO	0,20	0,47	0,71	0,20	0,47	0,71	0,55	1,30	1,96	1,41	0,52	–	–
MgO	1,84	1,60	1,58	1,84	1,60	1,58	5,06	4,40	4,36	–	–	0,72	0,26
CaO	0,40	0,96	0,15	0,40	0,96	0,15	1,10	2,65	0,41	–	–	0,59	0,21
Na_2O	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,11	0,13	0,11	–	–	–	–
K_2O	5,55	4,42	1,43	5,56	4,42	1,43	15,3	12,20	3,94	–	–	11,36	4,14
H_2O^-	Следы	0,20	0,12	Следы	0,20	0,12	–	0,55	0,33	0,33	0,13	–	–
H_2O^+	3,40	2,95	4,40	3,40	2,95	4,40	9,35	8,14	12,10	2,75	1,00	–	–
F	0,22	Нет	Нет	0,22	Нет	Нет	0,60	–	–	–	–	0,60	0,22
S	0,16	0,32	Следы	0,16	0,32	Следы	0,44	0,88	–	–	–	0,44	0,16
P_2O_5	0,23	0,18	0,15	0,23	0,18	0,15	0,63	0,50	0,41	–	–	0,22	0,08
C	0,19	0,73	0,14	0,19	0,73	0,14	0,52	2,01	0,39	–	–	0,13	0,04
CO_2	Нет	0,92	Нет	Нет	0,92	Нет	–	2,54	–	–	–	–	–
ZnO	0,18	0,03	0,42	0,18	0,03	0,42	0,50	–	1,38	–	–	–	–
PbO	0,14	–	–	0,14	–	–	0,38	–	–	–	–	0,38	0,14
Сумма	99,93	100,21	99,87	100,17	100,16	100,0	274,90	276,04	276,0	25,49	9,30	29,89	10,86
Поправки													
$-O=F_2$	–0,09	–	–	–0,09	–								
$-O=S$	–0,08	–0,16	–	–0,08	–0,16								
Σ	99,76	100,05	99,87	100,0	100,0	100,0							
Объемный вес	2,75	2,76	2,76										
f	–	–	16,4										
F_{Fe}	–	–	80,5%										

I – неизмененный темный глинистый сланец, обр. 152/08;
II – серицитизированный и хлоритизированный сланец, обр. 151/68;
III – кварц-хлоритовый метасоматит, обр. 161/68, около жилы Буровая-1.
Анализы выполнены в ЦХЛ АН СССР, аналитик Л.М.Толдова.





Фиг. 48. Поведение компонентов при хлоритизации вмещающих пород Хапчеранги

а – при хлоритизации песчаников около жилы Террасовая: I – хлоритизированный песчаник; II – хлоритовый метасоматит. По Г.А.Мельникову;

б – при хлоритизации песчаников около жилы Восточная I, II и III – анализы из табл. 31;

в – при хлоритизации глинистого сланца около жилы Буровая II. I, II и III – анализы из табл. 30

мере перехода от внешних зон к внутренним, что отражает, видимо, некоторое возрастание кислотности растворов (закисное железо обладает меньшей основностью, чем магний). Вместе с тем в том же направлении уменьшается степень окисления железа $f = \frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3} \cdot 100\%$ в измененных породах. Так, при образовании хлоритовых метасоматитов по песчаникам эта величина падает от 40 до 18,7% (см. табл, 30). Это указывает на возрастание восстановительной обстановки по мере перехода от неизмененных пород к рудным жилам.

Зональность эндогенной минерализации

По масштабу проявления в пределах Хапчерангинского рудного поля наблюдаются следующие три вида зональности: рудного поля, отдельных месторождений и рудных жил.

Зональность рудного поля

Общая горизонтальная зональность рудного поля в размещении минеральных ассоциаций и основных типов руд относительно массива гранитов мезозойского возраста отмечалась ранее многими исследователями (Мельников, 1965; Радкевич, 1963; Онтоев, 1960, 1963, 1966; Теремецкая и др.; Э.В.Лешкевич, В.П.Ковалев и Н.И.Морев). Геологоразведочные и эксплуатационные работы, проведенные за последние 10–15 лет, в целом подтвердили существование такой зональности.

В настоящее время уточненная и дополненная нами схема горизонтальной зональности рудного поля представлена на фиг. 29. По мере перехода к югу от апикальной части массива гранитов наблюдается закономерная смена минеральных зон.

Зона I расположена в апикальной, южной и западной эндоконтактовой частях гранитного штока, где интенсивно проявилась оловянно-вольфрамовая грейзеновая минерализация.

Зона II локализована в ближайшей южной экзоконтактовой зоне гранитного массива, где преобладают кварцевые и реже полевошпатово-кварцевые жилы с арсенопиритом, пиритом, касситеритом, сфалеритом и др. (жилы Спектральная, Восточная, Водораздельная, Северная группа и др.).

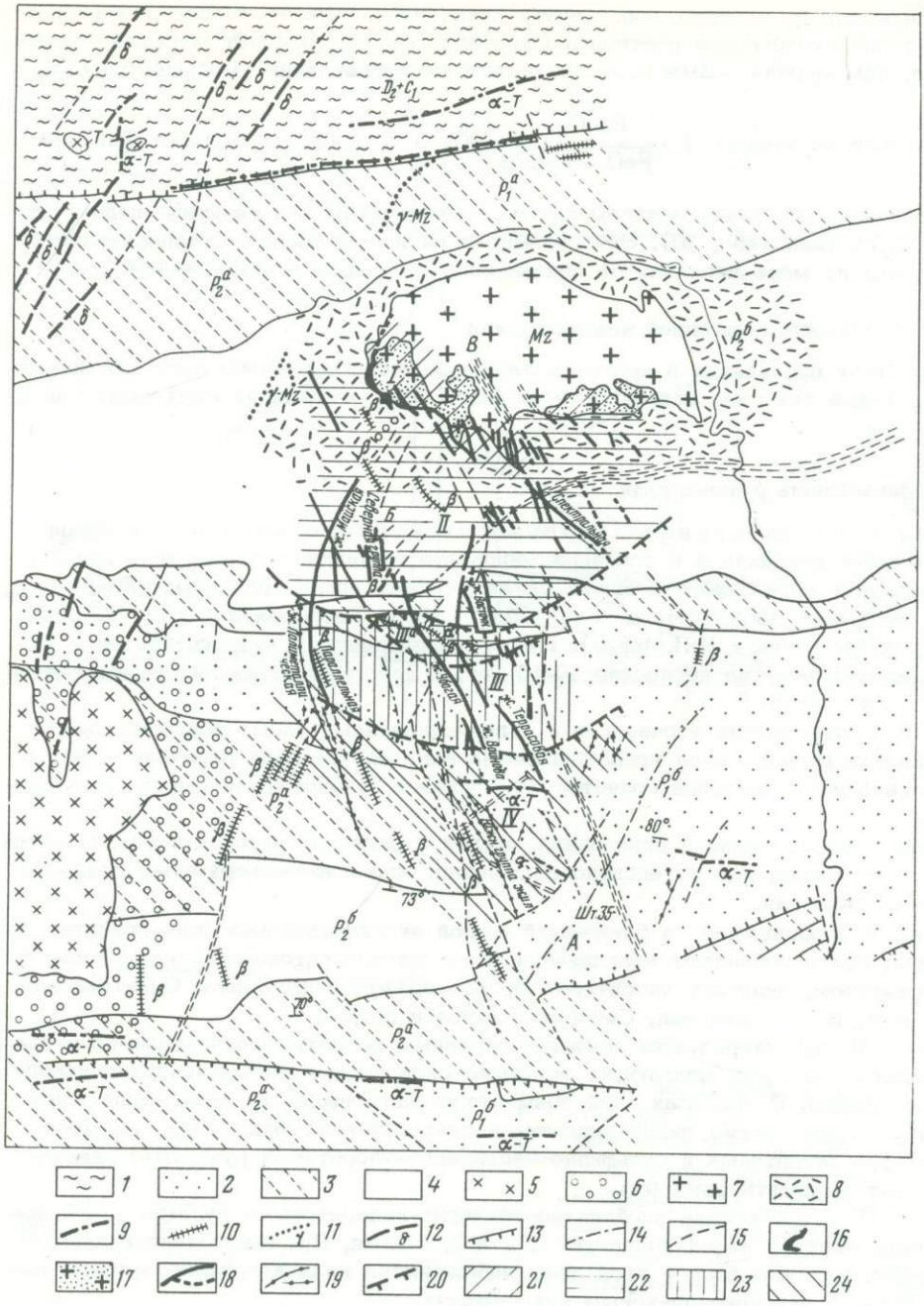
Зона III характеризуется преимущественным развитием сульфидно-касситерито-хлоритовых руд, слагающих основные оловоносные жилы Хапчерангинского месторождения. В пределах этой зоны могут быть выделены следующие подзоны: IIIа) существенно пирит-пирротин-касситеритовых руд; IIIб) кварцево-касситерит-хлоритовых и сульфидно-касситерит-хлоритовых руд; IIIв) кварцево-хлорито-марматитовых руд.

Зона IV представлена карбонатно-сфалерит-галенитовыми рудами, слагающими Южную группу жил (Свинцовая 1, 2 и 3, Южная, Промежуточная и др.). На крайнем южном фланге этой зоны наблюдаются кальцит-родохрозитовые жилы с бедным свинцово-цинковым оруденением.

Такое пространственное распределение минеральных ассоциаций обусловливает максимальную концентрацию главнейших металлов и летучих элементов в различных минеральных зонах: вольфрам, олово и фтор – в зоне I; мышьяк и олово – в зоне II; олово, железо, цинк и сера – в зоне III; свинец, цинк, марганец, сера и углекислота – в зоне IV.

Возникновение указанной горизонтальной зональности рудного поля обусловлено главным образом многостадийной минерализацией. Закономерная смена минеральных зон к югу от апикальной части гранитного массива вызвана последовательным смещением в том же направлении участков максимального проявления различных стадий минерализации.

Изучение элементов-примесей в некоторых минералах, слагающих руды различных минеральных зон и относящихся к разным стадиям минерали-



Фиг. 49. Схема горизонтальной зональности Хапчерангинского рудного поля. Геологическая основа по Э.В. Лешкевичу (1963)

1 – средний девон – нижний карбон: углистые, кварц-слюдистые сланцы, филлиты с прослоями кварцитов и песчаников; 2 – нижний отдел пермской системы: тонкослоистые глинистые и песчано-глинистые сланцы с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, конгломератов и мергелистых песчаников; 3 – верхний отдел пермской системы: глинистые и углистые сланцы, алевролиты и песчаники с прослоями флишоидных образований; 4 – песчаники полимиктовые и туфогенные с прослоями алевролитов и грубозернистых песчаников; 5 – гранодиориты и кварцевые диориты хамаро-тыринского комплекса (Т); 6 – зона контактового метаморфизма, связанная с триасовыми гранитоидами; 7 –

зации, указывает на горизонтальную геохимическую зональность рудного поля. Результаты количественного спектрального анализа сфалерита, галенита и арсенопирита разных зон графически иллюстрированы на фиг. 50.

Из этих данных видно, что в сфалерите из зоны II наблюдается максимальное содержание олова, мышьяка, меди, железа (до 16,48%), обусловленное главным образом наличием в сфалерите мелких эмульсионных (пирротин, халькопирит, станнин) и других (арсенопирит, касситерит) включений. При переходе из зоны II к зоне IV содержание указанных элементов уменьшается на один-два порядка, а железа в три раза. Параллельно с этим уменьшается содержание индия и серебра в сфалерите и возрастает содержание кадмия.

В галенитах максимальное содержание (ввиде включений станнина) олова наблюдается в зоне II, а при переходе из зоны I к зоне IV закономерно уменьшается содержание висмута, мышьяка и меди и, наоборот, увеличивается содержание серебра и сурьмы.

Наконец, в исследованных арсенопиритах по мере перехода от зоны I к зоне II закономерно возрастает содержание серебра, сурьмы, олова, меди и свинца и, наоборот, уменьшается – висмута и молибдена.

Установленные закономерности поведения элементов-примесей в изученных минералах отражают прежде всего различия в концентрации этих элементов в составе растворов тех или иных стадий минерализации, а также и некоторые физико-химические условия (например, температура и др.) осаждения сульфидов.

Зональность месторождений

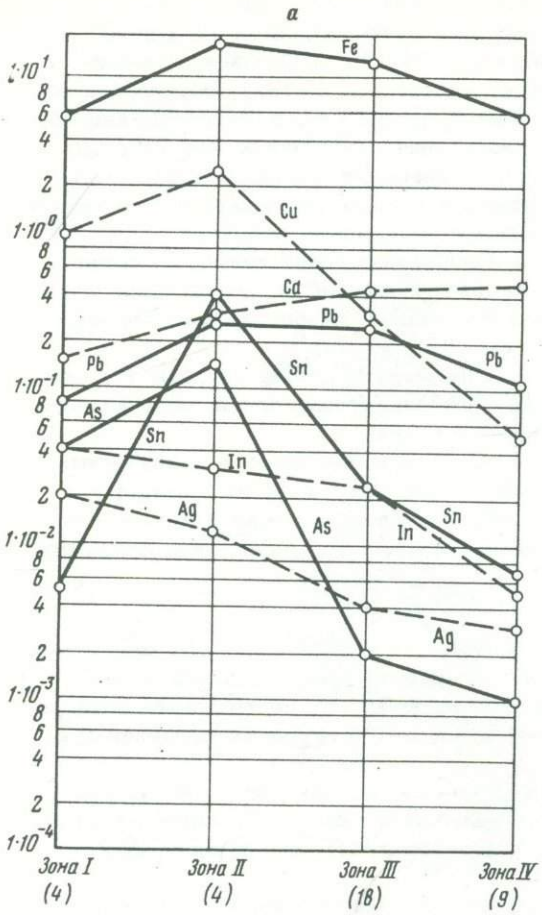
К данному виду зональности относится зональность грейзенового месторождения Гранитовое, которая представлена: а) поперечной горизонтальной зональностью оловянно-вольфрамового оруденения в грейзенах; б) вертикальной зональностью метасоматически измененных гранитов и сопутствующего оруденения в апикальной части гранитного массива.

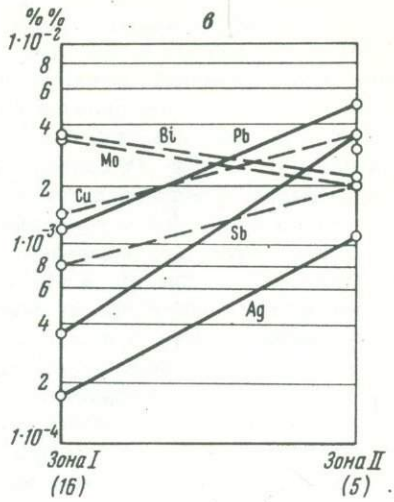
Поперечная зональность оловянно-вольфрамового оруденения в грейзенах. Оруденение в грейзеновых телах связано с вкрапленностью и гнездами соответствующих минералов (касситерит, меньше станнин, фербер-ит) в различных фациях грейзенов.

В размещении оруденения наблюдается четкая зональность, которая выражается в преимущественной приуроченности вольфрама и сопутствующего элемента к кварцевым и топазо-кварцевым, а олова, частично цинка и меди – к кварц-мусковитовым фациям грейзенов (см. фиг. 47 и 51).

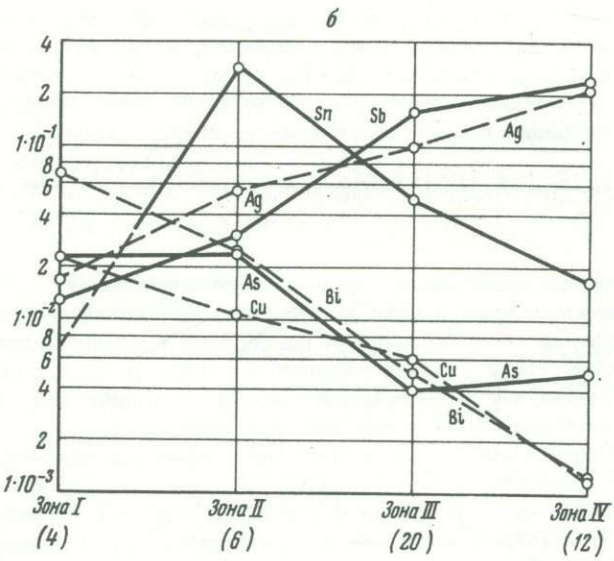
Подобная метасоматическая зональность оруденения в грейзеновых телах обусловлена изменением режима кислотности растворов: при максимальной кислотности растворов во внутренних зонах грейзенов, когда становится подвижным такой инертный компонент, как Al_2O_3, происходит осаждение вольфрама, а при понижении кислотности растворов, во внешних зонах грейзеновых тел, происходит концентрация олова (касситерита), цинка и меди.

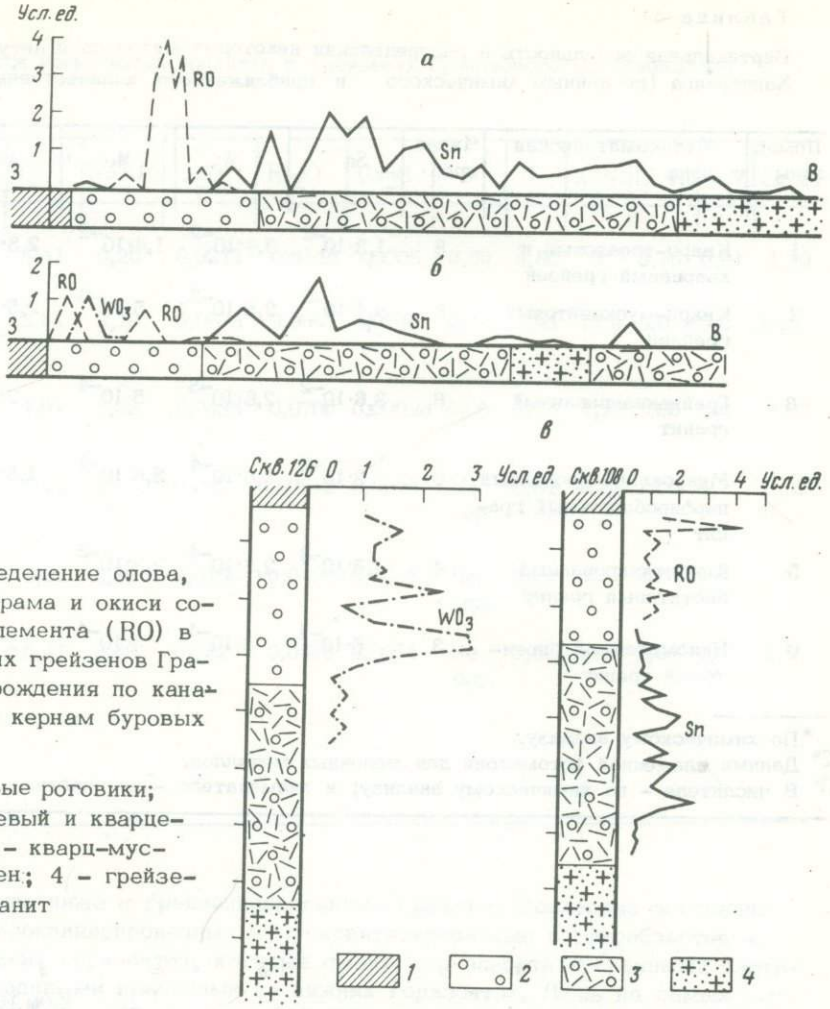
порфировидные биотитовые граниты хапчерангинского массива ($I_2 - I_3$); 8 – зона контактового метаморфизма вокруг последнего; 9 – дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров (Т); 10 – дайки порфиритов и лампрофиров, условно триасового возраста; 11-12 – дайки кварцевых порфиров (γ, δ); 13 – крупные разломы (типа надвига); 14 – предполагаемые тектонические нарушения сбросо-сдвигового характера; 15 – установленные нарушения; 16 – грейзеновые зоны; 17 – микроклинизированные и грейзенизированные граниты; 18 – оловорудные жилы; 19 – свинцово-цинковые жилы; 20 – предполагаемые границы между минеральными зонами. Минеральные зоны: 21 – зона I – грейзеновая с Sn и W; 22 – зона II – кварц-касситерит-арсенопиритовая; 23 – зона III – сульфидно-касситерит-хлоритовая; 24 – зона IV – карбонат-сфалерит-галенитовая





Фиг. 50. Распределение элементов-примесей в сфалеритах (а), галенитах (б) и арсенопиритах (в) различных минеральных зон Хапчерангинского рудного поля по данным количественного спектрального анализа (в скобках – количество проб)





Фиг. 51. Распределение олова, трехокиси вольфрама и окиси сопутствующего элемента (RO) в различных фациях грейзенов Гранитового месторождения по канавам (а, б) и по кернам буровых скважин (в)

1 – биотитовые роговики; 2 – топаз-кварцевый и кварцевый грейзен; 3 – кварц-мусковитовый грейзен; 4 – грейзенизированный гранит

Вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и грейзенов и сопутствующего им редкометального оруденения. Изучение керна буровых скважин грейзеновой зоны показывает, что наиболее мощные грейзеновые тела наблюдаются на верхних горизонтах непосредственно у контакта с роговиками, при этом зона грейзенов на глубину прослеживается на небольшое расстояние (100–120 м), затем она разветвляется и выклинивается в виде мелких жило- и клинообразных тел.

Грейзеновые тела во вмещающие роговики не прослеживаются. Плотные массивные роговики в силу крайне слабой проницаемости для растворов явились своеобразным экраном, обусловливающим локализацию грейзеновых тел в эндоконтактовой зоне гранитного массива. Так, под покрышкой роговиков на Центральном участке возникло почти горизонтально залегающее грейзеновое тело, повторяющее в деталях форму контактовой поверхности гранитного массива с многочисленными выклинивающимися на глубину крутопадающими апофизами грейзенов в измененных гранитах.

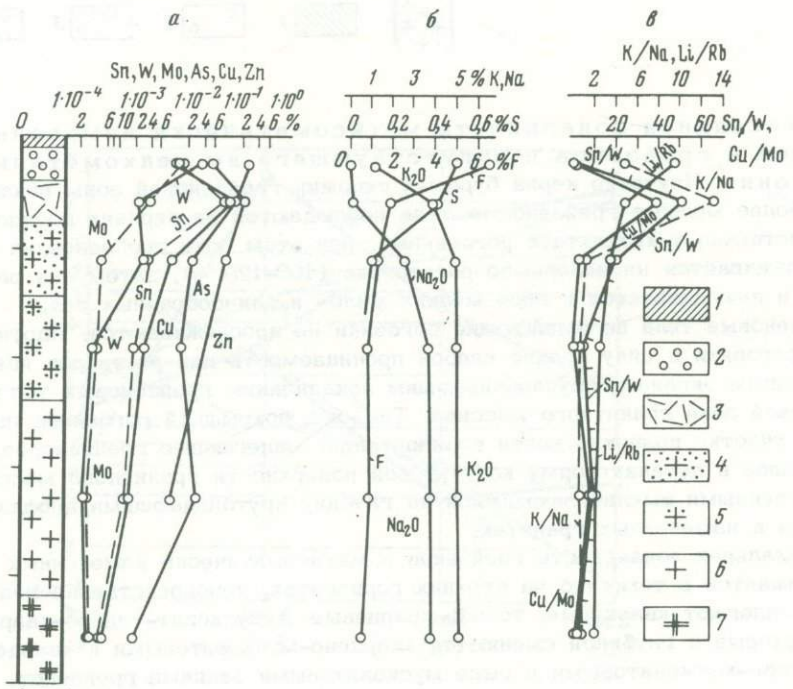
Вертикальная зональность грейзенов и метасоматически измененных гранитов выражается в том, что на верхних горизонтах, непосредственно под роговиками залегают кварцевые, топазо-кварцевые и мусковит-топазо-кварцевые фации, которые с глубиной сменяются кварцево-мусковитовыми и кварцево-полевошпатово-мусковитовыми и реже мусковитовыми фациями грейзенов, перехо-

Таблица 31

Вертикальная зональность в распределении некоторых металлов и летучих компонентов Хапчеранга (по данным химического и приближенного количественно-спектрального

Номер зоны	Метасоматическая зона	Число проб	Sn	W	Mo	As	Cu[3*]
1	Кварц-топазовый и кварцевый грейзен	8	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$3{,}4\cdot10^{-2}$	$1{,}4\cdot10^{-2}$	$2{,}3\cdot10^{-1}$	$\frac{0{,}01}{1{,}2\cdot10^{-2}}$
2	Кварц-мусковитовый грейзен	8	$8{,}4\cdot10^{-2}$	$2{,}5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$2{,}5\cdot10^{-1}$	$\frac{0{,}13}{1{,}2\cdot10^{-1}}$
3	Грейзенизированный гранит	6	$8{,}6\cdot10^{-2}$	$2{,}8\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-2}$	$\frac{0{,}01}{1\cdot10^{-2}}$
4	Микроклинизированный порфировидный гранит	6	$2\cdot10^{-3}$	$3{,}6\cdot10^{-4}$	$3{,}6\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-2}$	$\frac{-}{2\cdot10^{-3}}$
5	Альбитизированный биотитовый гранит	4	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$2{,}3\cdot10^{-4}$	$2{,}3\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$\frac{-}{1{,}5\cdot10^{-3}}$
6	Неизмененный биотитовый гранит	3	$5\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$\frac{-}{5\cdot10^{-4}}$

*По химическому анализу.
2* Данные пламенной фотометрии для щелочных металлов.
3* В числителе – по химическому анализу; в знаменателе – по спектральному анализу.



в метасоматически измененных гранитах и грейзенах Гранитового месторождения анализов)

Zn^{2*}	Bi	K_2O^*	Na_2O	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	S	F	K/Na	Li/Rb	Sn/W	Cu/Mo
0,059	$1{,}8\cdot10^{-2}$	1,41	0,20	0,0211	0,0146	0,0005	0,50	6,50	5	8,76	0,61	1,30
0,23	$6\cdot10^{-3}$	3,81	0,19	0,0573	0,0697	0,0049	0,41	1,93	13,3	5,0	53,0	39,3
0,11	Не обн.	4,91	2,63	0,0435	0,0700	0,00026	0,09	1,35	1,22	3,60	20	3,02
Не опр.	$1\cdot10^{-4}$	5,02	3,75	0,0224	0,0512	0,0016	Не опр.	0,84	0,88	2,65	4,1	0,82
$3\cdot10^{-2}$	Не обн.	5,03	3,80	0,0156	0,0430	0,0014	Не опр.	0,94	0,87	2,20	9	?
Не опр.	Не обн.	5,17	3,88	0,032	0,0383	0,0014	Не опр.	0,52	0,875	2,03	3,0	2,6

дящими затем еще ниже в грейзенизированные граниты. Последние постепенно переходят в микроклинизированные и мусковитизированные порфировидные граниты на средних горизонтах, которые сменяются альбитизированными биотитовыми и двуслюдяными гранитами на нижних горизонтах. Лишь на самых глубоких горизонтах (скв. 117, глубина 450–475 м, скв. 98, глубина 400–450 м) вскрыты практически неизмененные биотитовые граниты.

Изучение распределения некоторых рудных и летучих компонентов в различных зонах метасоматически измененных гранитов и грейзенов, по данным 35 анализов отобранных проб, показывает закономерные изменения их содержаний (табл. 31, фиг. 52). В пределах вертикального интервала около 500 м по мере перехода снизу вверх от неизмененных биотитовых гранитов через альбитизированные и микроклинизированные их разности к грейзенизированным гранитам и грейзенам, закономерно возрастают содержания основных рудных элементов – W, Mo, Sn, Zn и As, летучих компонентов – фтора и серы. При этом на самых верхних горизонтах месторождения, в зоне грейзенов, происходит определенная

←

Фиг. 52. Вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и грейзенов в апикальной части Хапчерангинского гранитного массива и поведение с глубиной рудных (а), щелочных и летучих компонентов (б) и их парных отношений (в)

1 – песчаники; 2 – кварц-топазовый и кварцевый грейзены; 3 – кварц-мусковитовый грейзен; 4 – грейзенизированный гранит; 5 – микроклинизированный гранит; 6 – альбитизированный биотитовый гранит; 7 – неизмененный биотитовый гранит

дифференциация рудных элементов: одни из них – олово, медь и цинк – преимущественно концентрируются в зоне кварц-мусковитовой фации грейзенов, а другие – вольфрам, молибден и частично мышьяк, а также фтор – проникают выше и осаждаются главным образом в зоне максимального кислотного выщелачивания – в кварцево-топазовых и кварцевых грейзенах.

Весьма характерны изменения отношений некоторых элементов; так, максимальные значения отношений (в атомных количествах) Sn/W и Cu/Mo приурочены к зоне кварц-мусковитовых грейзенов. Это обусловлено тем, что последние образуются в условиях относительно повышенной щелочности растворов, чем кварц-топазовые и кварцевые грейзены. Приведенные данные в целом показывают, что наблюдаемая вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов, грейзенов и редкометального оруденения представляет собой сочетание многостадийной (наложение на раннюю микроклиновую поздней грейзеновой стадии) и одностадийной (изменения режима кислотности – щелочности) зональности.

Зональность отдельных рудных жил

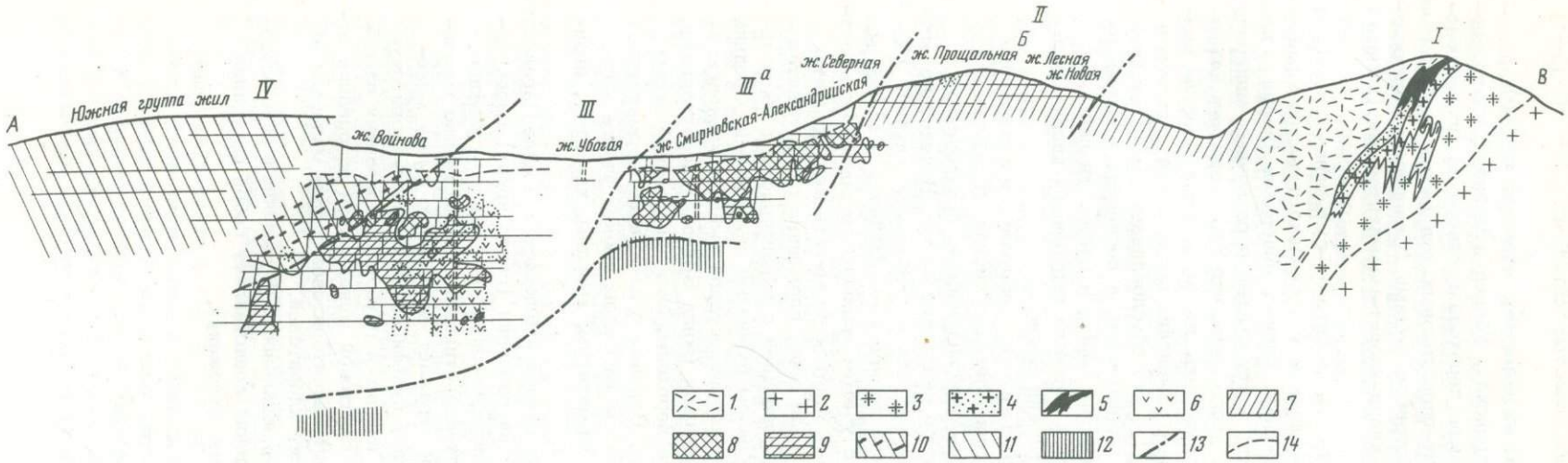
В ряде оловорудных (Войнова, Буровая, Параллельная) и свинцово-цинковых (Южная, Свинцовая, Промежуточная и др.) жил Хапчерангинского месторождения наблюдается отчетливая смена минеральных ассоциаций как по мощности так и по их простиранию и падению. В соответствии с этим можно различать поперечную и продольную горизонтальную зональность и вертикальную зональность рудных тел.

Поперечная зональность (или зональность по мощности) выражается в смене минеральных ассоциаций по мере перехода от зальбандов жил к их центральным частям, свидетельствующая о последовательности их отложения при формировании рассматриваемых жил. Так, в строении жилы Спектральной, образовавшейся в кварцево-касситерито-арсенопиритовую стадию, как отмечалось ранее, удается наблюдать следующую поперечную зональность (от зальбанда к центру жил): 1) маломощная зона кварца с касситеритом, 2) зона массивной средне- и крупнокристаллической арсенопиритовой руды с рассеянной вкрапленностью касситерита, 3) зона массивных марматитовых руд в центральной части жилы с мелкими гнездами кальцита, галенитом и халькопиритом.

Взаимоотношения между арсенопиритом и марматитом указывают на более раннее образование первого из них без признаков замещения его сфалеритом. Подобная зональность показывает, что отложение касситерита началось в начале рудного процесса вслед за отложением раннего кварца, продолжалось почти одновременно с арсенопиритом и закончилось в момент отложения марматита, в котором заметная концентрация олова отмечается в форме станнина.

В строении большинства сульфидно-хлорито-касситеритовых жил поперечная зональность выражается в наличии призальбандовой зоны, сложенной ранней кварц-касситерит-хлоритовой ассоциацией мощностью от нескольких миллиметров до 3–5, реже до 7–10 см, далее следует промежуточная зона, состоящая почти из сплошного агрегата мелко- и среднезернистого касситерита мощностью от 1–2 до 3–6 см и, наконец, центральная часть жил сложена поздней массивной марматитовой, либо марматит-пирротиновой рудой.

В участках интенсивного предрудного дробления жил ранняя кварц-касситерит-хлоритовая ассоциация образует оторочки вокруг обломков вмещающих сланцев среди сульфидной массы. Намечается следующая последовательность отложения минералов в рассматриваемом ряду: кварц → хлорит → касситерит → пирротин + марматит. Соотношения между сульфидными минералами изменчивы. В одних случаях центральная часть жил или прожилков сложена либо пирротином, либо марматитом. В тех случаях, когда они встречаются вместе, данные об их последовательности отложения противоречивы: местами пирротин выделяется раньше марматита, а иногда наблюдается обратная картина. Очевидно, последовательность отложения пирротина и марматита, при прочих равных услови-



Фиг. 53. Продольный разрез по линии А–Б–В Хапчерангинского рудного поля

1 – биотитовые роговики; 2 – альбитизированный биотитовый гранит; 3 – микроклинизированный и мусковитизированный гранит; 4 – грейзенизированный гранит; 5 – топаз-кварцевый, кварц-мусковитовый грейзен; 6 – дорудные дайки порфирита и лампрофира. Типы руд: 7 – кварц-касситерит-арсенопиритовый; 8 – пирит-пирротин-касситеритовый; 9 кварц-касситерит-сульфидно-хлоритовый; 10 – хлорит-марматитовый (Южный фланг ж. Войнова); 11 – карбонат-галенит-сфалеритовый (Южная группа жил); 12 – аксинит-гранат-актинолитовая ассоциация; 13 – условные границы зон (I, II, III и IV) минерализации; 14 – границы пород

ях, в значительной мере определяется активностью катионов (Zn^{2+} и Fe^{2+}) в растворах.

Продольная горизонтальная зональность наиболее четко выражена в системе жил Смирновская–Александринская, Убогая и Войнова, приуроченной к Центральному разлому. Здесь по мере перехода с севера на юг наблюдается смена существенно касситерит–пирит–пирротиновых руд (жила Смирновская-Александринская) кварц–касситерит–хлоритовыми рудами (Северной и Центральной частей жилы Войнова), а последних кварц–хлорит–марматитовыми (южный фланг жилы Войнова) (фиг. 53).

Как уже отмечалось, рудоносные растворы касситерит–сульфидно–хлоритовой стадии были обогащены оловом, железом, цинком и несколько недосыщенные серой. При общей последовательности отложения главных минералов (кварц → хлорит → касситерит → пирротин + марматит) в эту стадию в различных минеральных зонах преобладают отдельные члены этого ряда, что характеризует наблюдаемую продольную зональность. Можно наметить две возможные причины возникновения подобной зональности: первая – изменения активностей катионов в растворах, в частности Fe^{2+}, Zn^{2+} и Sn^{4+}, что обусловливает смену касситерит–пирротиновых руд кварц–касситерит–хлоритовыми, а последних – марматитовыми; вторая – влияние состава вмещающих пород, в частности наличие "слепых" даек порфиритов и лампрофиров, к которым приурочены кварц–касситерит–хлоритовые руды Центральной части жил Войнова.

Вертикальная зональность оруденения наблюдается в некоторых жилах месторождения Войнова, Смирновская–Александринская, Параллельная и др. В системе жил Войнова, Смирновская–Александринская, приуроченной к Центральному разлому, наблюдается пологое склонение на юг. Вследствие этого на северном фланге оруденение прослеживается на небольшую глубину 150–160 м от дневной поверхности, а на южном фланге жилы Войнова – до 450 м. Общий вертикальный размах оруденения с учетом эрозионного среза оценивается 650–700 м. В пределах этого интервала удается подметить вертикальную зональность (см. фиг. 53). Нижняя безрудная зона, сложенная преимущественно актинолит–аксинитовой минеральной ассоциацией с вкрапленностью пирротина, сфалерита и др., вскрыта главным образом буровыми скважинами. Средняя оловорудная зона сложена пирит–пирротин–касситеритовой (жила Смирновская-Александринская), кварц–касситерит–хлоритовой (жила Войнова) ассоциациями, между которыми наблюдаются фациальные переходы. Эта зона в свое время явилась основным объектом добычи олова. Верхняя существенно марматитовая зона сохранилась от эрозии главным образом на самом южном фланге жилы Войнова. Эта зона сложена в основном марматитом, кварцем, хлоритом, пиритом и с небольшим количеством галенита.

Сходная вертикальная зональность оруденения наблюдается в жиле Параллельная. Закономерная смена в вертикальном направлении (снизу вверх) оловорудных минеральных ассоциаций (кварц–касситерит–хлоритовой, кварц–сульфидно–касситерит–хлоритовой, хлорит–касситерит–пирротиновой) существенно марматитовыми и кварц–хлорит–марматитовыми отражает фациальную смену минеральных ассоциаций, образовавшихся в одну сульфидно–касситерит–хлоритовую стадию минерализации. Появление же на нижних и глубоких горизонтах оловорудных жил зоны безрудной актинолит–аксинитовой минеральной ассоциации относится к более ранней кварц–арсенопирит–касситеритовой стадии минерализации, предшествующей сульфидно–касситерит–хлоритовой.

В целом же наблюдаемая вертикальная зональность оруденения в ряде оловорудных жил Хапчерангинского месторождения представляет собой сочетание многостадийной зональности с зональностью отложения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШЕРЛОВОГОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Краткие данные о геологическом строении

Шерловогорское рудное поле расположено на стыке двух крупных геологических структур Восточного Забайкалья – Агинского жесткого массива, сложенного породами палеозойского возраста, и Харанорской впадины, выполненной мезо-кайнозойскими отложениями. В геологическом строении рудного поля, по данным ряда исследователей (Холмов, 1929; Левицкий, 1964; Аристов и др., 1960; Онтоев, 1966_1; Петрова, Белов, 1966), принимают участие терригенно-осадочные породы нижнего карбона, собранные в складки субмеридионального простирания, эффузивные породы основного состава, интрузивы габбро-диоритов и диоритов, плагиогранитов и гранитов герцинского возраста. В южной части рудного поля известны мезозойские отложения, представленные конгломератами, туфоконгломератами и туфобрекчиями с прослоями алевролитов и эффузивных пород верхней юры. Мезозойский магматизм представлен субинтрузивными телами кварцевых порфиров и шерловогорским гранитным массивом.

Весьма интенсивно в районе проявлены дизъюнктивные нарушения. По данным В.А.Аристова и других, выделяются две группы разломов: разломы обрамления, окаймляющие выступ Агинского массива, и радиальные разломы, секущие палеозойский массив примерно перепендикулярно к его обрамлению. К числу последних относится Шерловогорская полоса разломов, среди которых наиболее важными являются Северо-Восточный и Меридиональный разломы как основные магма- и рудоконтролирующие структуры рудного поля. Именно к области стыка этих разломов приурочено субинтрузивное тело кварцевых порфиров и штокверковое оловянное оруденение сопки Большой.

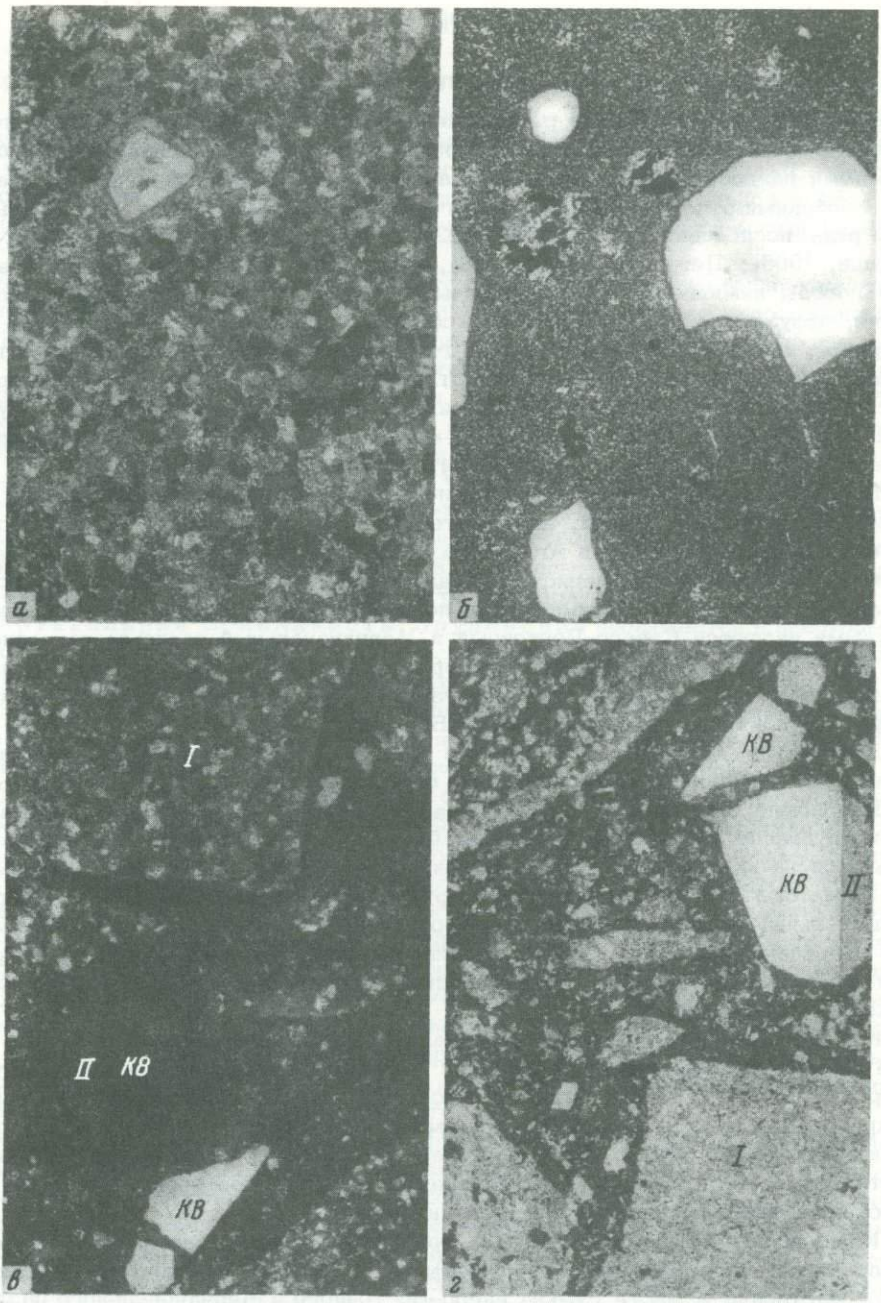
Кварцевые порфиры представлены двумя разновидностями: кварцевые порфиры I фазы внедрения и кварцевые порфиры II фазы и их эруптивные брекчии.

Кварцевые порфиры I фазы образуют крайне сложное по морфологии субинтрузивное тело, которое слагает большую часть сопки Большой и прослеживается на юго-запад до сопки Высокой. На участке Кварц-Турмалиновый отрог нами был установлен секущий интрузивный контакт кварцевых порфиров I фазы с вмещающими палеозойскими порфиритами. Кроме того, было показано, что кварцевые порфиры I фазы отчетливо рассекают Северо-Восточный разлом, чем доказывается древний доверхнеюрский, вероятно палеозойский, возраст заложения этого разлома.

Кварцевые порфиры I фазы представляют собой светло-серые и белые плотные мелкозернистые породы с редкими мелкими вкрапленниками дымчатого кварца и полевого шпата. Структура основной массы полнокристаллическая микрогранитовая (фиг. 54,а). Состав: микроклин-пертит, альбит, кварц, биотит и акцессорные. В 1968 г. нами на северном склоне сопки Высокой установлен контактовый метаморфизм (биотитизация) кварцевых порфиров I фазы под воздействием шерловогорской гранитной интрузии.

Кварцевые порфиры II фазы и их эруптивная брекчия слагают небольшое овальовидное тело среди кварцевых порфиров I фазы на вершине сопки Большой непосредственно в месте стыка Северо-Восточного и Меридионального разломов. В разрезе рассматриваемое тело имеет воронкообразную форму, выклинивающуюся с глубиной (200–250 м). Среди исследователей Шерловой Горы нет единого мнения относительно природы эруптивных брекчий. По мнению одних, последние представляют краевую фацию кварцевых порфиров I фазы (Левицкий, 1964), по мнению других, это типичные эксплозивные образования (Петрова, Белов, 1966).

Наши наблюдения в 1966 и 1968 гг. в карьере сопки Большой показали, что в центральной части карьера вскрыты без- или малообломочные кварцевые порфиры II фазы с многочисленными крупными вкрапленниками кварца и полевого шпата с крайне тонкозернистой микрофельзитовой основной массой (фиг. 54,б), чем эти породы существенно отличаются от кварцевых порфиров I фазы. По мере перехода к краевым частям этого тела, на запад в сторону Меридионально-

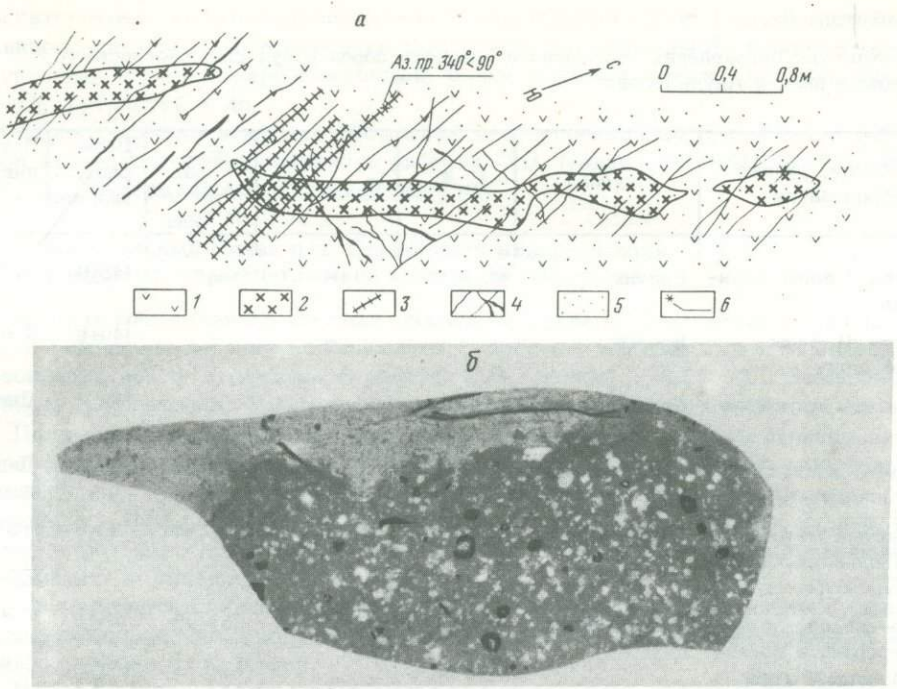


Фиг. 54. Кварцевые порфиры сопки Большой и их брекчированные разности

а – частично серицитизированный кварцевый порфир I фазы внедрения с редкими мелкими вкрапленниками кварца и микрогранитовой основной массой. Шлиф 707/64, с анализатором. Увел. 30;

б – кварцевый порфир II фазы внедрения с крупными вкрапленниками кварца и микрофельзитовой основной массой. Шлиф 708/64, с анализатором. Увел. 30;

в, г – турмалинизированная рудная брекчия. Обломки кварцевого порфира I фазы (I) и кварцевого порфира II фазы (II) с крупными вкрапленниками кварца (Кв) сцементированы тонкозернистым агрегатом турмалина (темное). Шлиф 706/64, с анализатором (в) и без анализатора (г). Увел. 30



Фиг. 55. Жило- и линзообразные тела кварцевых порфиров II фазы внедрения среди кварцевых порфиров I фазы

а – зарисовка обнажения в плотике пади Заводская: 1 – кварцевые порфиры I фазы; 2 – кварцевые порфиры II фазы; 3 – кварц-мусковитовые, топоз-кварцевые и кварцевые зоны и прожилки; 4 – турмалиновые и кварц-турмалиновые прожилки; 5 – турмалинизированные породы; 6 – элементы залегания;

б – контакт кварцевого порфира I фазы (светлое, вверху) с кварцевым порфиром II фазы (темно-серое – внизу), содержащим обильные крупные вкрапленники калиевого полевого шпата (светлое) и кварца (темное). Полир. штуф 135/68, натур. вел., падь Заводская

го разлома и на юго-восток в сторону Северо-Восточного нарушения, в кварцевом порфире II фазы резко возрастают количество и размеры обломков вмещающих кварцевых порфиров I фазы с образованием эруптивных брекчий.

При последующих тектонических подвижках, предшествующих минерализации, эти породы неоднократно подверглись дроблению, в результате чего крупные вкрапленники кварца и полевого шпата сильно деформированы и раздроблены вплоть до образования остроугольных и клиновидных обломков кварца и пород (фиг. 54,в,г). Подобные формы обломков минералов и пород некоторыми авторами ошибочно принимаются за пирокласты, а сами кварцевые порфиры и их эруптивные брекчии, подвергшиеся тектоническому дроблению, за туфобрекчии и эксплозивную брекчию.

За пределами сопки Большой, вне поля развития эруптивных брекчий, нами обнаружены жило- и линзообразные тела кварцевых порфиров II фазы среди кварцевых порфиров I фазы (фиг. 55). Контакты между ними довольно четкие.

Проведенные данные показывают, что эруптивные брекчии кварцевых порфиров II фазы сопки Большой не являются продуктами вулканического извержения, а возникли в результате интрузивного внедрения в условиях малых глубин кислой магмы в тектонические дробленные и брекчированные зоны.

Шерловогорский гранитный массив. Вскрытый эрозией купол массива имеет изометричную форму и залегает в зоне контакта песчано-сланцевых

Таблица 32

Результаты определения абсолютного возраста пород и руд Шерловогорского рудного поля и Адун-Чолона

Порода, рудные образования	Минерал	K, %	$Ar_{рад}$, г/г	$\frac{Ar^{40}_{рад}}{Ar^{40}_{общ}}$, %	Возраст, млн.лет	Источник
Граниты I фазы Адун-Чолона	Биотит	–	–	–	148±6	Аристов, 1964
Граниты II фазы Адун-Чолона	Биотит	–	–	–	149±6	То же
Пегматиты Адун-Чолона	Протолитионит				150	ДагФАН
Кварц-мусковитовый грейзен Адун-Чолона	Мусковит	8,64±0,07	92,6±1,6	62; 83	152±6	Данные автора
Слюдистый метасоматит Шерловогорского гранитного массива	Лепидомелан	7,07±0,6	75,0±1,5	81; 84	150±6	То же
Топаз-сидерофиллитовый грейзен в гранитах Шерловой горы	Сидерофиллит	7,33±0,06	79,6±1,6	73; 78	154±6	"
Квар-мусковитовый грейзен Шерловой горы	Мусковит	8,56	88,6±1,8	–	147±6	Константинов и др., 1971
Кварц-сидерофиллитовый грейзен	Темная слюда	6,69	72,4±1,5	–	154±6	То же
Измененный кварцевый порфир сопки Большой	Валовая проба	2,87	29,2±0,6	–	144±8	"
Интенсивно серицитизированный кварцевый порфир сопки Большой около сульфидно-касситеритового прожилка	То же	3,30±0,8	35,5±0,8	71; 76	153±6	Данные автора

толщ нижнего карбона и полосы порфиритов и габбро-диоритов палеозоя. Геолого-геофизическими работами (Аристов и др., 1960) выявлено подземное продолжение гранитного массива как на юго-запад, так и на северо-северо-запад под толщу осадочных пород. Общая протяженность гранитного массива вместе со скрытой его частью составляет примерно 5 км при его ширине 0,5–1 км. В плане он имеет серповидную форму, выпуклой стороной обращенной на восток.

Граниты Шерловогорского массива подробно описаны в литературе (Холмов, Левицкий, Аристов и др., Петрова и Белов). По данным этих работ, здесь выделяются гранит-порфиры, порфировидные граниты и равномерно-среднезернистые граниты, являющиеся фациальными разновидностями.

В пределах рудного поля проявлена разнообразная минерализация, связанная с мезозойским магматизмом. Возраст эндогенной минерализации рудного поля определяется как верхнеюрский (табл. 32), что соответствует возрасту рудоносных гранитов Адун-Чолона и Шерловой Горы.

В настоящее время на площади рудного поля известны: Шерловогорское грейзеновое вольфрамитовое месторождение (выработано), турмалин-сульфидно-касситеритовое месторождение сопки Большой (эксплуатируется), турмалин-

касситеритовое месторождение Кварц-Турмалиновый отрог (непромышленное), свинцово-цинковое месторождение Восточное (не разведано), рудопроявления: Аплитовый отрог, Северо-Восточный, сопки Большой, сопки Харп-Вальчик, Тарятуй, Тутхалтуй и др.

Характеристика этих месторождений и рудопроявлений приведена в работах ряда исследователей, особенно в работах О.Д.Левицкого (1964), Е.И.Доломановой, П.Т.Белова, В.А.Гущина и др.

Минеральный состав руд. Стадийность минерализации и основные парагенетические ассоциации минералов

Изучением минерального состава различных рудных образований в той или иной мере занимались многие исследователи. Вопросы минералогии и минеральных ассоциаций нашли отражение в работах Г.В.Холмова (1929), О.Д.Левицкого (1964), Д.О.Онтоева, М.Г.Петровой и особенно Е.И.Доломановой.

Перечень гипогенных минералов и их относительное количественное распространение приведены в табл. 33. В апикальной части гранитного массива преимущественно проявлено вольфрамовое оруденение в связи с процессами грейзенизации. Здесь характерна ассоциация существенно железистых рудных минералов - ферберит[1], лёллингит, арсенопирит, пирротин, железистый сфалерит (марматит) и сидерит. Основная масса олова, бора и элементов сульфидных руд, в частности свинца и цинка, оказалась за пределами гранитного массива и локализована восточнее его, на сопке Большой, среди субинтрузивных кварцевых порфиров I и II фаз.

Важной особенностью минерализации рудного поля является широкое участие летучих компонентов, в частности фтора, бора и серы, что нашло отражение в повсеместном развитии топаза, флюорита, турмалина и сульфидных минералов.

По вопросу о стадиях минерализации у исследователей отсутствует единое мнение. О.Д.Левицкий (1964), исходя из предположения о связи гранитов и кварцевых порфиров с единым магматическим очагом, считает возможным более раннее образование кварцевых порфиров по сравнению с гранитами. Грейзеновую минерализацию в пределах гранитного массива и в его экзоконтактовой зоне он связывает с деятельностью единого раствора, отщепляемого гранитным массивом, с последовательностью образования: кварц-топазовые грейзены → топаз-сидерофиллитовые грейзены → кварцевые жилы. Касситеритовое оруденение сопки Большой О.Д.Левицкий условно связывает с кварц-порфировой магмой и относит к экструзивному или вулканогенному типу.

По данным Е.И.Доломановой, в штокверке сопки Большой выделяются шесть стадий минерализации: 1) кварцево-плагиоклазовая, 2) кварцев-топазовая, 3) амфибол-аксинитовая, 4) кварц-турмалиновая, 5) турмалин-кварц-касситерит-сульфидная, 6) кварц-цеолит-кальцитовая.

По данным М.Г.Петровой, намечается следующая последовательность в проявлении стадий минерализации: 1) автометасоматическая в гранитах, 2) образование лейкократовых грейзенов, 3) внедрение жильных пород I фазы (гранит-порфиры I типа, аплиты) и их автометасоматическое изменение, 4) образование меланократовых (сидерофиллитовых и кварц-турмалиновых грейзенов), 5) внедрение гранит-порфиров II фазы и кварцевых порфиров, образование турмалиновых грейзенов и кварц-касситеритовых прожилков, 6) стадия отложения кварц-серицит-хлоритовых пород с касситерит-сульфидной минерализацией.

Прежде всего в этой схеме представляется необоснованным предположение о разрыве во времени образования лейкократовых и меланократовых грейзенов, ибо отсутствуют достаточно четкие данные для этого. Как было показано нами выше, кварцевые порфиры I и II фаз, относимые М.Г.Петровой к жильным отщеплениям гранитного массива, контактово-метаморфизованы (биотитизированы)

---

[1] По данным М.М.Тетяева, Е.И.Доломановой, ферберит содержит 21, 12-22,32% FeO и лишь 2,37-2,9% MnO.

Таблица 33

Перечень гипогенных минералов Шерловогорского рудного поля

Относительная распространенность	Гипогенные минералы	
	нерудные	рудные
Главные	Кварц, топаз, мусковит (серицит), сидерофиллит, турмалин	Арсенопирит, сфалерит, ферберит, касситерит, галенит
Второстепенные	Микроклин, альбит и альбит-олигоклаз, флюорит, актинолит*, лепидомелан*, тремолит*, хлорит, сидерит, анкерит, кальцит	Пирротин, пирит, висмутин, самородный висмут
В малом количестве	Аксинит*, эпидот, цоизит, серпентин, тальк*, адуляр*, олигонит*, гидробиотит*, гидромусковит*, шабазит*, стильбит*, натролит, стеллерит*	Молибденит, халькопирит, лёллингит, пирит тонкодисперсный, марказит, гематит, магнетит, станнин, блеклая руда, самородное серебро
Редкие и крайне редкие	Циркон, монацит, ортит, апатит, сфен, данбурит*(?), корунд*, шпинель*, пренит*, бавенит*, гранат*, берилл (акцессорный)	Валлериит, ильменит, анатаз*, рутил, колумбит, даналит*, никкелин*, хромит*, кобальтин*, саффлорит*, глаукодот*(?), шеелит, гуанахуатит*, галеновисмутит*, рецбаниит*, антимонит*

*Минералы, описанные Е.И.Доломановой.

гранитным массивом и являются более ранними образованиями, чем граниты. Поэтому кварцевые порфиры сами по себе не являются рудоносными и с ними оруденение не связано.

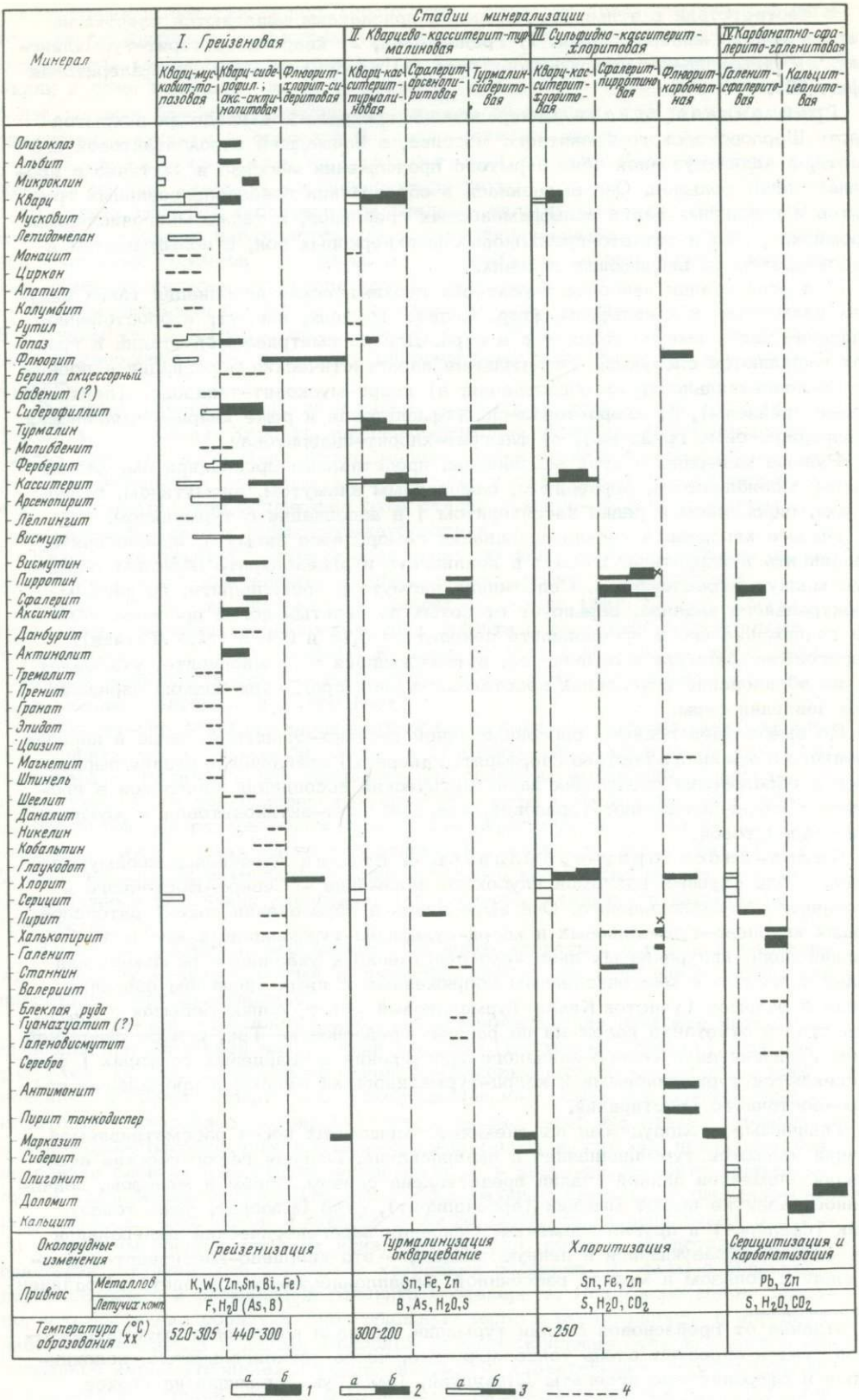
В основу выделения стадий минерализации в пределах Шерловогорского рудного поля нами положены сочетания следующих критериев и признаков: текстуры пересечения и брекчирования более ранних минеральных ассоциаций поздними; характерные минеральные ассоциации, возникающие в каждую стадию с учетом фациальных изменений состава образующихся ассоциаций; особенности околорудных изменений вмещающих пород различного литологического состава; приуроченность минеральных ассоциаций к разным структурам.

→

Фиг. 56. Стадии минерализации, характерные ассоциации и последовательность образования минералов Шерловогорского рудного поля

Распространенность минералов в околорудных метасоматитах – (а) и в жилах – (б)

1 – главные; 2 – в значительном количестве; 3 – в малом количестве; 4 – редкие; ^{x} – внутристадийное перемещение и замещение; ^{xx} – по данным гомогенизации включений в кварце


Минерал
Стадии минерализации
I. Грейзеновая
II. Кварцево-касситерит-турмалиновая
III. Сульфидно-касситерит-хлоритовая
IV. Карбонатно-сфалерито-галенитовая
Кварц-мусковит-топазовая
Кварц-сидерофил.; акс.-актинолитовая
Флюорит-хлорит-сидеритовая
Кварц-касситерит-турмалиновая
Сфалерит-арсенопиритовая
Турмалин-сидеритовая
Кварц-касситерит-хлоритовая
Сфалерит-пирротиновая
Флюорит-карбонатная
Галенит-сфалеритовая
Кальцит-целестиновая
Олигоклаз
Альбит
Микроклин
Кварц
Мусковит
Лепидомелан
Монацит
Циркон
Апатит
Колумбит
Рутил
Топаз
Флюорит
Берилл акцессорный
Бавенит (?)
Сидерофиллит
Турмалин
Маликвденит
Ферберит
Касситерит
Арсенопирит
Леллингит
Висмут
Висмутин
Пирротин
Сфалерит
Аксинит
Данбурит
Актинолит
Тремолит
Пренит
Гранат
Эпидот
Цоизит
Магнетит
Шпинель
Шеелит
Даналит
Никелин
Кобальтин
Глаукодот
Хлорит
Серицит
Пирит
Халькопирит
Галенит
Станнин
Валериит
Блеклая руда
Гуанахуатит (?)
Галеновисмутит
Серебро
Антимонит
Пирит тонкодисперс
Марказит
Сидерит
Олиганит
Доломит
Кальцит
Околорудные изменения
Грейзенизация
Турмалинизация окварцевание
Хлоритизация
Серицитизация и карбонатизация
Привнос
Металлов
Летучих комп.
K, W, (Zn, Sn, Bi, Fe)
F, H2O (As, B)
Sn, Fe, Zn
B, As, H2O, S
Sn, Fe, Zn
S, H2O, CO2
Pb, Zn
S, H2O, CO2
Температура (°С) образования
520-305
440-300
300-200
~250
а
б
1
2
3
4

В соответствии с этими критериями и признаками выделяются следующие четыре стадии минерализации: 1) грейзеновая, 2) кварц-касситерит-турмалиновая, 3) сульфидно-касситерит-хлоритовая, 4) карбонатно-галенит-сфалеритовая (фиг. 56).

Грейзеновая стадия минерализации проявилась в пределах вскрытой части Шерловогорского гранитного массива, в ближайшей экзоконтактовой его части, в надинтрузивной зоне скрытого продолжения массива и частично в пределах сопки Большой. Она выразилась в образовании грейзенизированных гранитов и различных фаций вольфрамоносных грейзенов, а также многочисленных прожилков, жил и сетчато-прожилковых штокверковых зон, с вольфрамитом и касситеритом во вмещающих породах.

Для этой стадии наиболее характерна геохимическая ассоциация таких ведущих элементов, как вольфрам, фтор, железо, мышьяк, висмут; второстепенное значение здесь имеют олово, бор и сера. Для рассматриваемой стадии в гранитах выделяются следующие минеральные парагенетические ассоциации в порядке последовательности их образования: а) кварц-мусковит-топазовая (лейкократовые грейзены), б) кварц-топаз-сидерофиллитовая и реже кварц-турмалиновая (меланократовые грейзены), в) флюорит-хлорит-сидеритовая.

Рудные минералы в этих ассоциациях представлены арсенопиритом, лёллингитом, молибденитом, ферберитом, самородным висмутом, висмутином, сфалеритом, пирротином и редко касситеритом I в ассоциации с турмалином.

Весьма характерна тесная ассоциация самородного висмута, арсенопирита, лёллингита и пирротина. Висмут в лёллингите и арсенопирите образует обильную мелкую вкрапленность. Содержание висмута в арсенопирите, по данным спектрального анализа, варьирует от сотых до десятых долей процента. Местами содержание его в арсенопирите доходит до 0,18 и 0,41% (М.М.Тетяев). Парагенезис висмута и лёллингита, встречающийся в арсенопирите, указывает на их образование в условиях восстановительной среды при низком парциальном давлении серы.

Во вмещающей граниты ороговикованной песчано-сланцевой толще и породах среднего и основного состава (порфириты, диориты) грейзеновая стадия выразилась в образовании следующих парагенетических ассоциаций минералов в прожилках: кварц-полевошпат-топазовой, кварц-аксинит-актинолитовой и флюорит-сидерофиллитовой.

Кварц-касситерит-турмалиновая стадия проявилась преимущественно вдоль крупных разломов глубокого заложения - Северо-Восточного и частичного Меридионального. Она выразилась в образовании касситеритсодержащих кварцево-турмалиновых и кварц-сульфидно-турмалиновых жил и зон турмалинизации, приуроченных либо непосредственно к указанным разломам или большей частью к многочисленным сопряженным с ними трещинам оперения скола и разрыва (участок Кварц-Турмалиновый отрог, сопка Большая и др.). Эта стадия отчетливо наложена на раннюю грейзеновую. Так, в пади Заводской зоны грейзенизации северо-западного простирания в кварцевых порфирах I фазы рассекаются турмалиновыми и кварц-турмалиновыми жилами и прожилками северо-восточного простирания.

Типичными околорудными изменениями вмещающих пород рассматриваемой стадии являются турмалинизация и окварцевание. Главная геохимическая ассоциация элементов данной стадии представлена оловом, бором и железом, подчиненное развитие имеют мышьяк (арсенопирит), фтор (флюорит, реже топаз), цинк (сфалерит) и другие элементы. Основная парагенетическая минеральная ассоциация, образующаяся в данную стадию, - это кварцево-касситерит-турмалиновая с топазом и мелкой рассеянной вкрапленностью касситерита[1]. Подчинен-

[1]В отличие от грейзеновой стадии турмалин, топаз и касситерит рассматриваемой стадии образуют очень тонкозернистые, часто тонкоигольчатые, волокнистые и сферолитовые агрегаты (Левицкий, 1964), указывающие на резкое пересыщение растворов соответствующими компонентами в связи с перепадом давлений (тектонически дробленные зоны), температуры и др.

ное значение имеет сульфидная ассоциация – сфалерит–арсенопиритовая с пиритом, касситеритом и игольчатым турмалином, встречающаяся в виде линз и гнезд среди кварц–турмалиновых жил, а также образующая многочисленные прожилки и реже отдельные жилы (например, "Клондайк"). Слабо проявлена наиболее поздняя флюорит–турмалин–сидеритовая ассоциация, где турмалин часто представлен лучистыми агрегатами светло–зеленого цвета.

Сульфидно–касситерит– хлоритовая стадия. Она отчетливо наложена на раннюю кварц–турмалин–касситеритовую.

На сопке Большой касситерит–сульфидные жилы и прожилки, сопровождаемые хлоритизацией, наблюдается среди турмалинизированных эруптивных брекчий кварцевых порфиров II фазы. На Кварц–Турмалиновом отроге аналогичные прожилки пересекают кварц–турмалиновую жилу.

Рассматриваемая стадия без наложения на раннюю проявилась на Северо–Восточном участке (район шахты № 9), где наблюдается сетчато–прожилковая штокверковая зона, сложенная минеральными парагенезисами именно этой стадии.

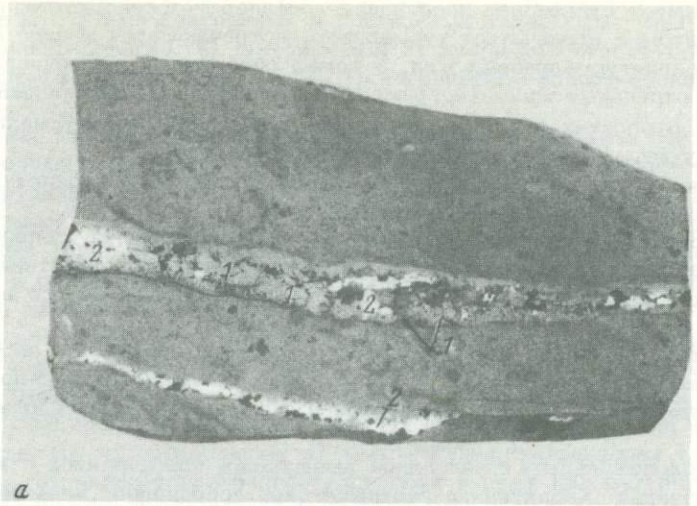
Типичным околожильным изменением вмещающих пород данной стадии является хлоритизация. Характерной геохимической ассоциацией элементов этой стадии является ассоциация олова, железа, цинка и серы при подчиненной роли таких элементов, как фтор, мышьяк, медь и свинец. Основные минеральные парагенетические ассоциации этой стадии – кварц–касситерит–хлоритовая, сфалерит–пирротиновая и флюорит–карбонатная.

Кварц–касситерит–хлоритовая ассоциация обычно слагает зальбанды рудных прожилков с последовательностью образования: хлорит → касситерит → → кварц или же касситерит → хлорит → кварц (фиг. 57, А). Хлорит представлен железистой разностью типа дафнита с высокими показателями преломления ($N = 1{,}635 \pm 0{,}002$). Касситерит в этой ассоциации представлен крупными изометричными, короткостолбчатыми и реже призматическими зернами медово–желтового и бурого цветов.

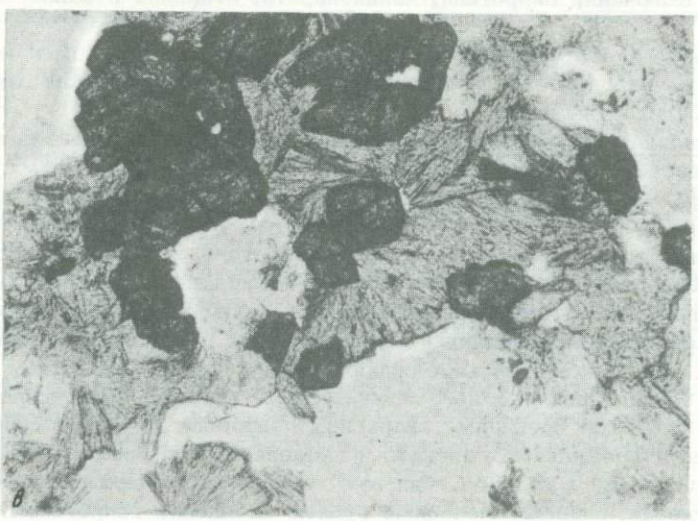
Сфалерит–пирротиновая парагенетическая ассоциация слагает, как правило, центральную часть рудных прожилков и отчетливо образуется после кварца и касситерита. Наличие среди сфалерита пластинчатых выделений пирротина (превращенного в тонкодисперсный агрегат пирита и марказита) указывает на относительное раннее образование части пирротина по сравнению со сфалеритом, хотя основная масса его отложилась после сфалерита (фиг. 57,в,г). В этой ассоциации встречаются незначительные количества пирита, а также эмульсионные включения пирротина, халькопирита, станнина и валлериита в сфалерите.

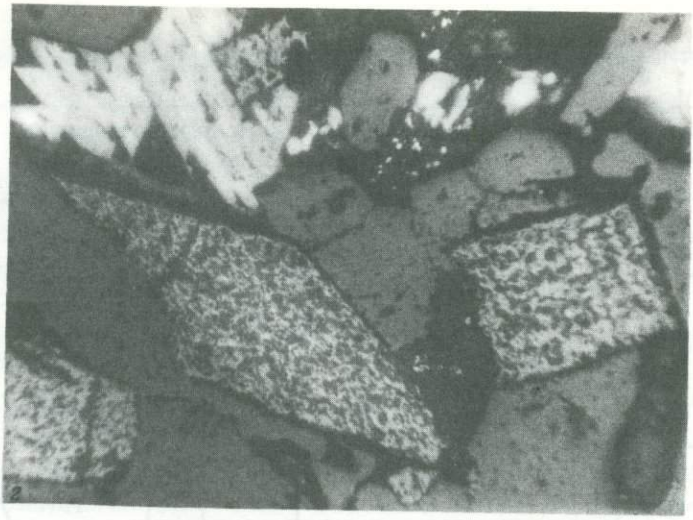
Флюорит–карбонатная ассоциация с поздним хлоритом, пиритом и марказитом образует мелкие просечки и прожилки, иногда при гипогенном замещении пирротина и других сульфидов.

Карбонат–галенит–сфалеритовая стадия минерализации наиболее интенсивно проявилась в восточной части сопки Большой (Восточный участок), где образуются богатые существенно свинцово–цинковые штокверковые руды, приуроченные к северо–западным и субмеридиональным зонам повышенной трещиноватости в кварцевых порфирах I фазы. Кроме того, эта стадия проявилась и в пределах оловоносного штокверка сопки Большой, где она накладывается на ранние оловоносные стадии минерализации – кварц–касситерит–турмалиновую и кварц–касситерит–сульфидную с образованием смешанных оловянно–свинцово–цинковых руд. Здесь, в карьере сопки Большой, среди окисленных руд были встречены блоки первичных неизмененных руд, которые представлены оруденелыми эруптивными брекчиями кварцевых порфиров II фазы с обильной вкрапленностью и прожилками галенита и сфалерита. Под микроскопом заметно, что последние образуют либо обильную мелкую вкрапленность в породе, либо мелкие гнезда и линзы. Подобные рудные скопления сопровождаются интенсивной карбонатизацией и серицитизацией – характерными околожильными изменениями данной стадии. В отличие от предыдущих стадий здесь главное значение приобретают свинец и цинк при ничтожной роли олова, мышьяка, меди,


2
1
1
2
f
а


б


в



Фиг. 57. Минеральные ассоциации сульфидно-касситерит-хлоритовой стадии

а - кварц-сульфидно-касситеритовые прожилки среди хлоритизированного кварцевого порфира I фазы: светло-серое (1) - кварц и касситерит; белое (2) - сульфиды (марматит, пирит). Полир. штуф 121/68. Увел. 1,5;

б - срастания пластинчатых агрегатов пирротина (превращенный в скрытокристаллический пирит и марказит) с марматитом (серое). Полир. шлиф 229/66. Увел. 40;

в - кварц-касситерито-хлоритовая; идиоморфные кристаллы касситерита III (темно-серое) среди кварца (белое) и хлорита (серое). Шлиф 106/68, без анализатора. Увел. 70;

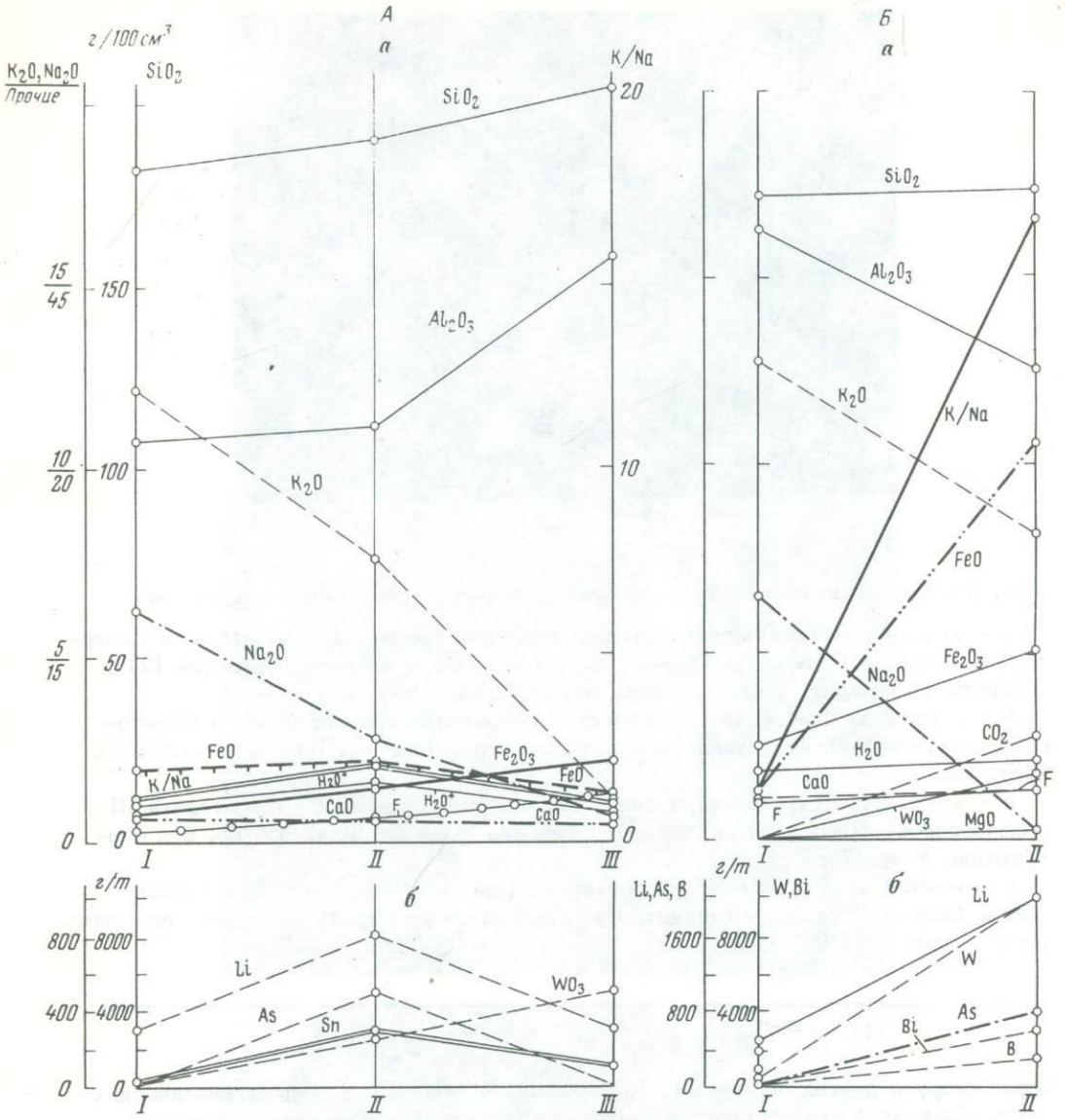
г - идиоморфные кристаллы касситерита (светло-серое, рельефное) среди кварца (серое); белое - галенит. Из зальбанда кварц-касситеритового прожилка. Полир. шлиф 118/68

бора, фтора и других минералов. Поэтому среди минеральных парагенетических ассоциаций этой стадии резко преобладает галенит-сфалеритовая с незначительным количеством пирита и халькопирита, практически не содержащая касситерит, арсенопирит и турмалин. Сфалерит данной ассоциации в отличие от сфалерита предыдущей стадии почти не содержит эмульсионные включения халькопирита, станнина и валлериита и характеризуется малой железистостью. Наиболее поздней является карбонат-цеолитовая ассоциация, образующая прожилки, мелкие обособления и гнезда среди измененных, обычно сильно карбонатизированных вмещающих пород.

Особенности околорудных изменений вмещающих пород

Изменения вмещающих пород в грейзеновую стадию.

Процессы грейзенизации слабо мусковитизированных и микроклинизированных гранитов в апикальной и эндоконтактовой частях гранитного массива описаны О.Д. Левицким (1964), Е.И. Доломановой и М.Г. Петровой. Анализ имеющихся литературных данных показывает, что при образовании лейкократовых грейзенов, особенно кварц-топазовой фации (фиг. 58, А), происходит почти полное вышелачивание Na_2O, K_2O, локальное перераспределение Al_2O_3 и SiO_2 с от-



Фиг. 58. Поведение петрогенных (а), рудных и летучих (б) компонентов

А – при образовании лейкократовых грейзенов (кварц–топаз–мусковитового и топаз–кварцевого): I – слабо грейзенизированный крупнозернистый гранит; II – кварц–топаз–мусковитовый грейзен; III – топаз–кварцевый грейзен;

Б – при образовании меланократового (кварц–топаз–сидерофиллитового) грейзена по данным О.Д. Левицкого (1939); I – слабо грейзенизированный гранит-порфир; II – кварц–топаз–сидерофиллитовый грейзен

ложением их во внутренней зоне и привнос летучих компонентов (фтора, воды), некоторых рудных элементов (W, Sn, Li, As) и частично Fe_2O_3.

Образование меланократовых грейзенов – кварц–топаз–сидерофиллитовых и топаз–сидерофиллитовых – в восточной эндоконтактовой зоне гранитного массива (фиг. 58, Б) характеризуется полным выносом Na_2O, частичным выносом K_2O и Al_2O_3. Вместе с тем привносится большое количество FeO, рудные элементы – W, As, Bi и другие и в меньшей степени Fe_2O_3, фтор, вода и угле-

Таблица 34

Метасоматическая колонка при турмалинизации кварцевых порфиров I фазы

Номер зоны	Исходная порода и их измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты
0	Слабо серицитизированный и хлоритизированный кварцевый порфир	Кв, Альб, Кпш, Хл, Сер	Al_2O_3, K_2O, Na_2O (MgO)
1	Серицитизированный кварцевый порфир	Кв, Кпш, Сер	Al_2O_3, K_2O
2	Сильно серицитизированный кварцевый порфир	Кв, Сер	Al_2O_3
3	Кварц-турмалиновый метасоматит	Кв, Тур	Все компоненты подвижны

кислота. Несмотря на частичный вынос окиси калия, величина K/Na при переходе от внешней зоны к внутренней резко возрастает, что связано с более подвижным поведением Na_2O. Богатство грейзенизирующих растворов железом обусловливает образование существенно железистых минеральных парагенезисов в рассматриваемых грейзенах – сидерофиллит, ферберит, лёллингит, арсенопирит, пирротин и марматит.

Изменения вмещающих пород в кварц-турмалиновую стадию. В рассматриваемую стадию минерализации наиболее интенсивные изменения проявились в кварцевых порфирах I фазы и в эруптивных брекчиях кварцевых порфиров II, а также в порфиритах палеозоя. В наиболее чистом виде без признаков последующего наложения, изменения кварцевых порфиров I и порфиритов наблюдаются на Кварц-Турмалиновом отроге (шахта № 2) и в штольне № 3 вдоль Северо-Восточного разлома.

Изменения кварцевых порфиров I фазы в данную стадию выражены в их серицитизации, окварцевании и турмалинизации. В строении зоны измененных кварцевых порфиров около мощных кварц-турмалиновых жил (Кварц-Турмалиновый отрог) наблюдается следующая метасоматическая колонка (табл. 34).

Поведение компонентов при турмалинизации кварцевых порфиров I фазы и расчет баланса вещества в граммах на 100 $см^3$ исходной породы приведены в табл. 35, а графически изображено на фиг. 59, А и Б.

Из приведенных данных следует, что химизм процесса турмалинизации кварцевых порфиров I фазы выражается в последовательном выносе вначале окиси натрия из внешней зоны, затем окиси калия и частично кремнезема из промежуточной зоны колонки и привносе во внутреннюю зону больших количеств закиси железа и окиси бора, а местами небольших количеств окиси магния, а также углекислоты, мышьяка и серы. Глинозем в процессе турмалинизации испытывает незначительное локальное перемещение (в одних случаях вынос, в других– привнос).

Расчет баланса вещества показывает, что в одних случаях при образовании кварц-турмалинового метасоматита в результате замещения слабо измененного кварцевого порфира вынос компонентов превышает привнос. В других случаях, особенно при замещении серицитизированного кварцевого порфира (см. табл. 36) при образовании аналогичного метасоматита привнос компонентов (33,24%) резко превышает над выносом (25,60%), что обусловливает повышение объемного веса вновь образованной породы (2,67 против 2,58% исходной породы). По характеру замещения сильных оснований слабыми (FeO, MgO, B_2O_3 и др.) турмалинизация относится к процессу кислотного вышелачивания.

Таблица 35

Поведение компонентов и баланс вещества (в г на 100 $см^3$) при турмалинизации кварцевых порфиров I фазы, Шерловая Гора

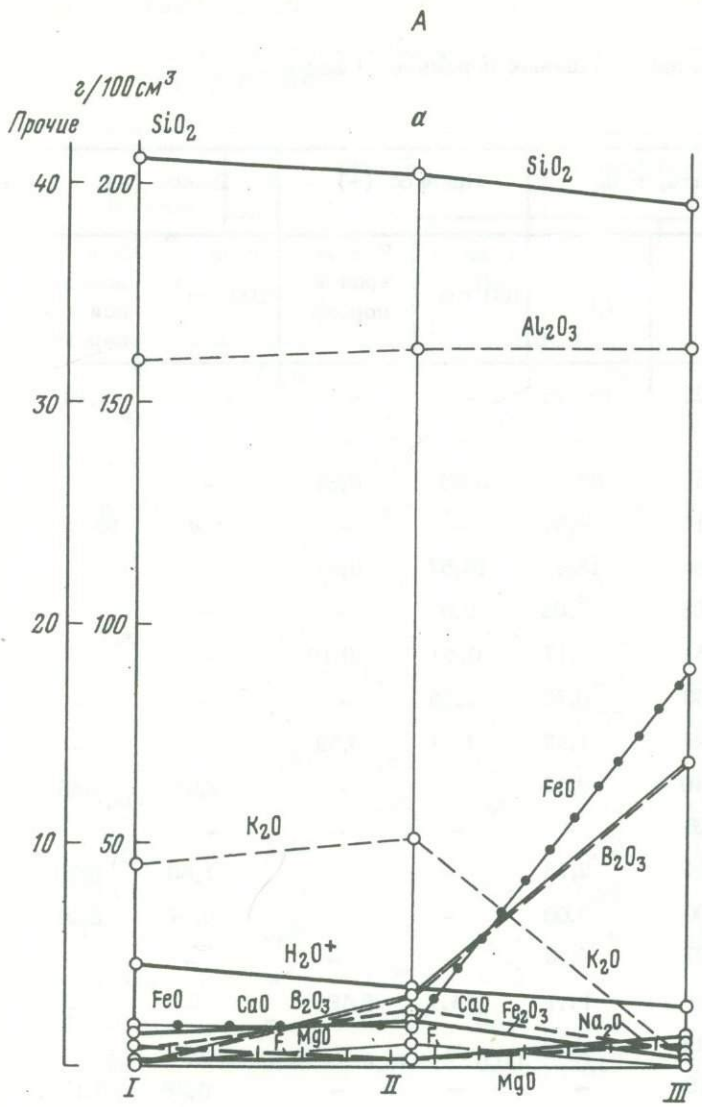
Компоненты	Вес. %			Пересчитано на 100%			Вес. компонента, г на 100 $см^3$			Привнос (+)		Вынос (–)	
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	г на 100 $см^3$	% к исходной породе	г на 100 $см^3$	% к исходной породе
SiO_2	79,18	77,73	73,0	79,75	77,94	72,75	205,90	203,22	194,15	–	–	11,75	4,56
TiO_2	0,00	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	–	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	12,33	12,41	12,30	12,43	12,45	12,25	32,0	32,62	32,80	0,80	0,31	–	–
Fe_2O_3	0,56	0,80	0,19	0,56	0,80	0,19	1,44	2,10	0,51	–	–	0,93	(0,36)
FeO	0,71	0,71	6,89	0,71	0,71	6,88	1,83	1,86	18,4	16,57	6,44	–	–
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08	0,08	0,08	0,0	–	–	–
MgO	0,30	0,12	0,44	0,30	0,12	0,44	0,77	0,31	1,17	0,40	0,15	–	–
CaO	0,28	0,98	0,28	0,28	0,98	0,28	0,72	2,56	0,75	0,03	–	–	–
Na_2O	0,07	0,11	0,57	0,07	0,11	0,57	0,18	0,29	1,52	1,34	0,52	–	–
K_2O	3,50	3,88	0,17	3,54	3,90	0,17	9,10	10,40	0,45	–	–	8,65	3,35
H_2O^-	0,10	0,10	0,00	0,10	0,10	0,0	0,26	0,26	–	–	–	–	–
H_2O^+	1,78	1,34	1,04	1,78	1,35	1,04	4,58	3,64	2,78	–	–	1,80	0,70
CO_2	0,21	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,54	0,00	0,00	–	–	0,54	0,21
F	0,06	0,42	0,06	0,06	0,41	0,06	0,15	1,07	0,16	–	–	–	–
B_2O_3	–	1,25	5,30	–	1,25	5,29	–	3,28	14,1	14,1	5,48	–	–
Sn	–	0,05	0,05	–	0,05	0,05	–	0,13	0,13	–	–	–	–
ZnO	0,18	0,07	0,00	0,18	0,07	0,00	0,46	0,18	–	–	–	0,46	0,17
Сумма	99,28	100,00	100,32	100,0	100,17	100,0	258,01	262,0	267,0	33,24	12,9	24,13	9,36
Поправка $-O=F_2$	–	–0,17	–	–	–0,17	–							
Σ	99,28	99,83	100,32	100,0	100,0	100,0							
Обьемный вес	2,58	2,62	2,67										
F_{Fe}	71,0	83,5	89,0										
f	41,2	50,0	2,3										

Примечание: I – серицитизированный кварцевый порфир I фазы вдали от рудной зоны (обр. 226/68).

II – серицитизированный и слабо турмалинизированный кварцевый порфир вблизи рудной зоны (обр. 129/68).

III – кварц-турмалиновый метасоматит из рудной зоны (обр. 130/68).

Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР (аналитик Л.П. Некрасова).



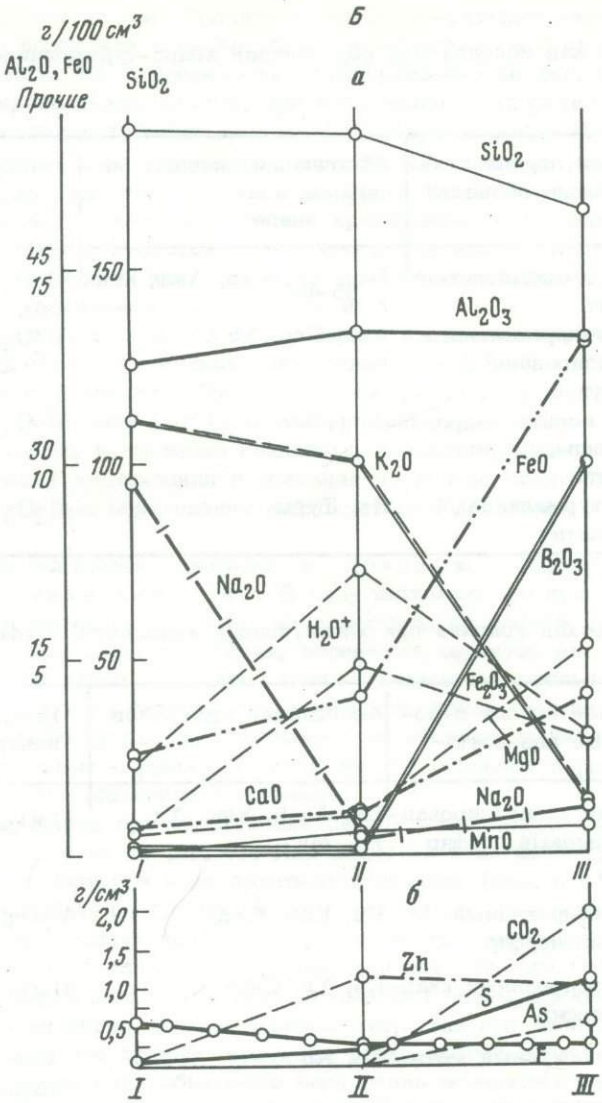
Фиг. 59. Поведение петрогенных (а), рудных и летучих (б) компонентов при турмалинизации вмещающих пород Шерловой Горы

А и Б – кварцевые порфиры I фазы внедрения сопки Большой: I – слабо се-

---

Изменения порфиритов в кварц-турмалиновую стадию. Около кварц-турмалиновых и кварц-сульфидно-турмалиновых прожилков часто наблюдается зональность в изменении порфиритов. Намечается следующая метасоматическая колонка в строении зоны турмалинизации порфиритов (табл. 36).

Процессы турмалинизации в порфиритах характеризуются полным выносом одних оснований (Na_2O), частичным перераспределением других, в частности выносом из промежуточной зоны слабых оснований (CaO, MgO и FeO) и переотложением их во внутренней зоне при общем инертном поведении глинозема. Одновременно с этим во внутреннюю зону привносится окись бора и дополнительное количество железа, а также летучие (F, S) и рудные (Sn, Zn, Pb, As) элементы. Не совсем обычно поведение K_2O: если при переходе от внешней зоны к промежуточной отмечается привнос этого компонента, то из внутренней зоны отмечается заметный его вынос.



рицитизированный кварцевый порфир I фазы; II – сильно серицитизированный и турмалинизированный кварцевый порфир I фазы; III – кварц-турмалиновый метасоматит

В целом же поведение компонентов при турмалинизации порфиритов несколько отличается от поведения таковых при турмалинизации кварцевых порфиров. В первом случае отмечается некоторое инертное поведение глинозема вплоть до внутренней зоны. Далее абсолютные количества привноса во внутреннюю зону таких оснований, как CaO, MgO, FeO и MnO, в два-три раза выше в порфиритах, чем в кварцевых порфирах. Это связано с влиянием состава вмещающих пород, в частности с повышенным содержанием указанных оснований в порфиритах.

Изменения вмещающих пород в касситерит-сульфидно-хлоритовую стадию.

Хлоритизация кварцевых порфиров I фазы. Многочисленные касситерит-сульфидные и касситерит-сульфидно-хлоритовые прожилки в кварцевых порфирах сопровождаются хлоритизацией пород вплоть до образования кварц-хлоритовых и хлоритовых метасоматитов.

Таблица 36

Метасоматическая колонка при образовании кварц-турмалинового метасоматита

Номер зоны	Исходная порода и их измененные разности	Ассоциация главных минералов	Инертные компоненты
0	Пироксен-амфиболовый порфирит	$Пл_{35-40}$, Пир, Амф, Кпш, Мгн	Al_2O_3, Na_2O, K_2O, CaO, MgO
1	Серицитизированный и хлоритизированный порфирит	Алб, Сер, Хл	Al_2O_3, Na_2O
2	Сильно серицитизированный и окварцованный порфирит	Сер, Кв	Al_2O_3
3	Кварц-турмалиновый метасоматит	Кв, Турм	Al_2O_3

Таблица 37

Метасоматическая колонка при хлоритизации кварцевых порфиров I фазы

Номер зоны	Исходная порода и измененные разности	Ассоциация минералов	Инертные компоненты
0	Слабо мусковитизированный кварцевый порфир I фазы	Кв, Альб, Кпш, Хл, Ка, Му	Al_2O_3, K_2O, Na_2O, CaO
1	Серицитизированный кварцевый порфир	Кв, Кпш, Сер	Al_2O_3, K_2O
2	Хлоритизированный кварцевый порфир	Кв, Хл, Сер	Al_2O_3
3	Кварц-хлоритовый метасоматит	Кв, Хл	Все компоненты подвижны

Метасоматическая колонка хлоритизации кварцевых порфиров I фазы показана на табл. 37. При переходе от внешней зоны (серицитизированного кварцевого порфира) к внутренней происходит замещение калиевого полевого шпата серицитом, а последнего – хлоритом.

Поведение компонентов при хлоритизации кварцевых порфиров и расчет баланса вещества (в г на 100 $см^3$ породы) приведены в табл. 38, а графически иллюстрированы на фиг. 60, А.

При образовании кварц-хлоритового метасоматита за счет серицитизированных кварцевых порфиров I фазы отмечается привнос главным образом закиси железа, окиси магния, воды и в меньшей степени окиси железа и глинозема. Одновременно с этим происходит вынос окиси натрия, калия и кальция, частично кремнезема. Привнос компонентов (19,30%) резко превалирует над выносом (8,68%), что обусловливает заметное увеличение объемного веса вновь образованного метасоматита почти на 10%.

Хлоритизация порфиритов. При хлоритизации порфиритов около кварц-сульфидных и кварц-сульфидно-хлоритовых жил и прожилков наблюдается отчетливая метасоматическая зональность (табл. 39).

Поведение компонентов при образовании кварц-хлоритовых метасоматитов за счет исходного порфирита и расчет баланса вещества (в г на 100 $см^3$ породы) приведены в табл. 40, а графически иллюстрировано на фиг. 60,Б.

Как видно из приведенных данных, при околожильной хлоритизации порфиритов отмечается последовательный вынос, CaO, Na_2O и K_2O. Параллельно с этим происходит привнос во внутреннюю зону больших количеств закиси железа, в меньшей мере окиси железа, окиси магния и воды. Отмечается заметный вынос глинозема и в меньшей степени кремнезема. При околожильной хлоритизации привнос (25,82%) компонентов превалирует над выносом (21,64%), что выражается в некотором увеличении объемного веса хлоритовых метасоматитов по сравнению с исходными порфиритами.

В целом процессы околожильной хлоритизации кварцевых порфиров I фазы и порфиритов, судя по выносу сильных оснований (Na_2O, K_2O) и CaO, относятся к кислотному выщелачиванию. Однако привнос растворами больших количеств закиси железа и окиси магния с одновременным выносом из вмещающих пород также кремнезема и частично глинозема позволяет предполагать, что процессы хлоритизации происходили в условиях несколько пониженной кислотности растворов, чем при образовании лейкократовых грейзенов и турмалиновых метасоматитов.

Изменения вмещающих пород в позднюю сфалерит-галенитовую стадию минерализации. В силу интенсивного проявления зоны окисления на сопке Большой, особенно на восточном ее фланге, где наиболее широко развита рассматриваемая стадия, первичный характер околожильных изменений вмещающих пород в данную стадию установить довольно трудно. И лишь в первичных рудах из блоков, сохранившихся среди окисленных разностей в уступах карьера сопки Большой, отмечается интенсивная серицитизация и карбонатизация кварцевых порфиров I и II фазы с обильной вкрапленностью, гнездами и прожилками сфалерита и галенита.

Поведение компонентов при образовании серицитизированных, карбонатизированных пород показано на фиг. 61. Как видно из этих данных, при карбонатизации кварцевых порфиров и их эруптивной брекчии (фиг. 61, А, Б) наряду с выносом щелочных металлов (Na_2O, K_2O) отмечается заметный вынос глинозема и кремнезема. Однако наиболее характерен привнос больших количеств закиси железа, свинца и углекислоты, в меньшей степени MgO, CaO, Fe_2O_3 и H_2O. Это указывает на связь свинцового оруденения преимущественно с процессом карбонатизации пород. Анализ баланса вещества при рассматриваемых процессах показывает, что привнос вещества резко преобладает над выносом, что обусловливает увеличение объемного веса вновь возникших пород соответственно на 11 до 20%.

Поведение компонентов при изменении кварцевых порфиров в рассматриваемую стадию, а именно выщелачивание таких слабых оснований, как глинозем и кремнезем, интенсивное осаждение сульфидов, в частности галенита, широкое развитие карбонатов железа и магния, позволяет рассматривать процесс карбонатизации вмещающих пород как слабощелочной.

Зональность Шерловогорского рудного поля и отдельных его участков

По масштабу проявления зональности можно различать следующие виды: горизонтальную зональность рудного поля и зональность отдельных месторождений и рудных тел.

Горизонтальная зональность рудного поля отчетливо проявлена относительно вскрытой части рудоносного Шерловогорского гранитного массива и выражена в виде четырех минеральных зон (фиг. 62).

Зона I – это преимущественно грейзеновая минерализация в апикальной и эндоконтактовой частях гранитного массива с вольфрамовым оруденением. В этой зоне расположены рудные тела Шерловогорского вольфрамового месторождения, в значительной мере отработанные.

Таблица 38

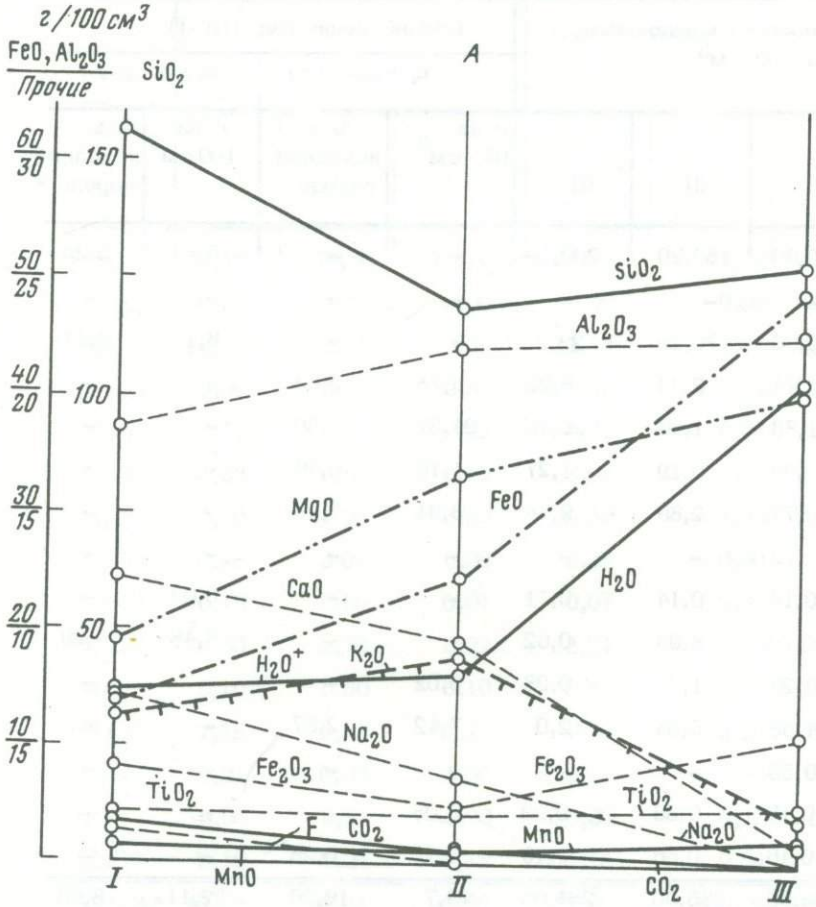
Поведение компонентов и баланс вещества (в г на 100 $см^3$) при хлоритизации кварцевых порфиров I фазы в кварц-касситерит-сульфидную стадию минерализации

Компоненты	Вес. %			Пересчитано на 100%			Количество компонента, г на 100 $см^3$			Баланс вещества (III–I)			
										привнос (+)		вынос (–)	
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	г на 100 $см^3$	% к исходной породе	г на 100 $см^3$	% к исходной породе
SiO_2	79,18	76,50	70,10	79,76	77,10	70,40	205,90	180,20	200,10	–	–	5,80	2,25
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	–	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	12,32	12,64	8,39	12,43	12,76	8,42	32,00	30,20	23,9	–	–	8,1	3,14
Fe_2O_3	0,56	1,12	2,89	0,56	1,12	2,90	1,44	2,63	8,22	6,78	2,63	–	–
FeO	0,71	0,71	9,29	0,71	0,71	9,31	1,83	1,66	26,40	24,57	9,50	–	–
MnO	0,03	0,08	0,45	0,03	0,08	0,45	0,08	0,19	1,27	1,19	0,46	–	–
MgO	0,30	1,23	3,40	0,30	1,23	3,41	0,77	2,89	9,68	8,91	3,46	–	–
CaO	0,28	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,72	–	–	–	–	–	–
Na_2O	0,07	0,06	0,04	0,07	0,06	0,04	0,18	0,14	0,11	–	–	0,03	–
K_2O	3,50	3,73	0,22	3,54	3,80	0,22	9,10	8,93	0,62	–	–	8,48	3,29
H_2O^-	0,10	0,50	0,10	0,10	0,50	0,10	0,26	1,7	0,28	0,02	–	–	–
H_2O^+	1,78	2,35	4,22	1,78	2,36	4,24	4,58	5,55	12,0	7,42	2,87	–	–
CO_2	0,21	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,53	–	–	–	–	–	–
F	0,06	0,15	0,08	0,06	0,15	0,08	0,15	0,35	0,23	0,08	–	–	–
ZnO	0,18	0,24	0,42	0,18	0,24	0,42	0,46	0,56	1,19	0,73	0,28	–	–
Сумма	99,28	99,31	99,60	100,00	100,06	100,00	258,00	235,00	284,00	49,7	19,20	22,41	8,68
Поправка													
$-O=F_2$	–0,06	–0,06	–	–	–0,06	–0,0							
Σ	99,28	99,25	99,60	100,00	100,0	100,0							
Объемный вес	2,58	2,35	2,84										
F_{Fe}	69,0	44,6	64,8										
f	41,2	58,3	28,0										

I – серицитизированный кварцевый порфир вдали от рудной зоны (обр. 276/68). Северо-восточный участок.

II – хлоритизированный и серицитизированный кварцевый порфир (обр. 123/68). Там же.

III – кварц-хлоритовый метасоматит (обр. 127/68). Там же. Анализы выполнены в ЦХЛ, аналитик Л.П. Некрасова.

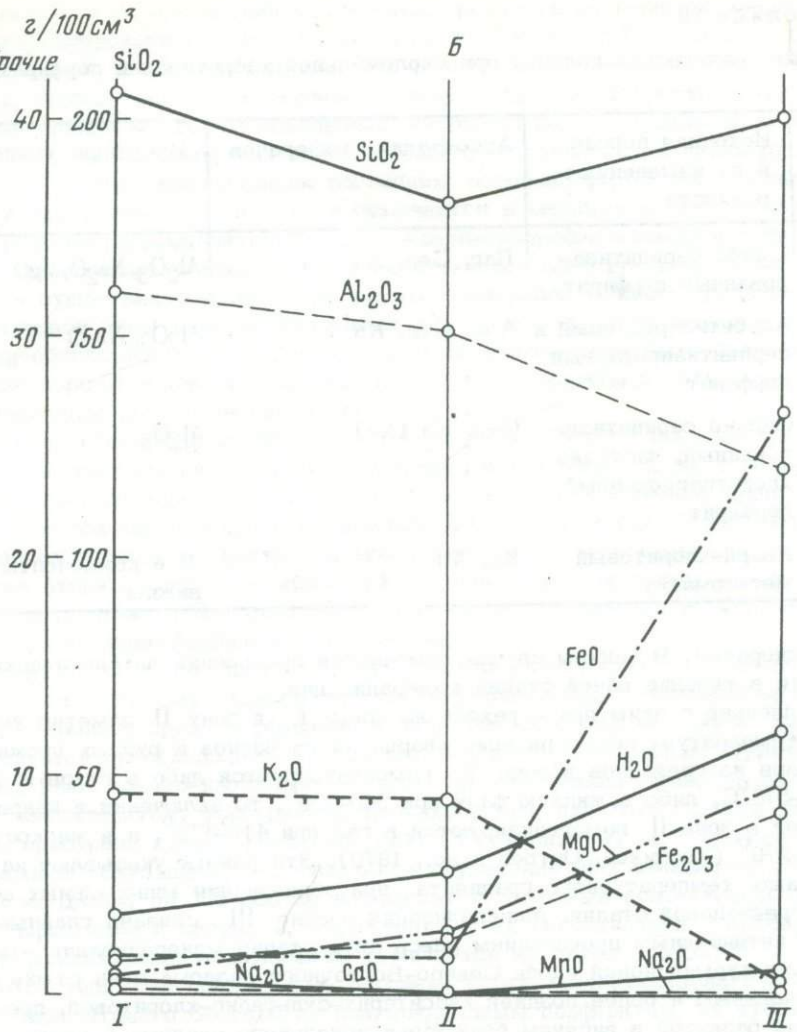


Фиг. 60. Поведение компонентов при околожильной хлоритизации вмещающих пород, Шерловая Гора

А – кварцевых порфиров I фазы: I – слабо серицитизированный кварцевый порфир I фазы обр. 226/68; II – серицитизированный и хлоритизированный квар-

Зона II – кварц-полевошпатовая сетчато-прожилковая (штокверковая) минерализация с оловянно-вольфрамовым оруденением в ближайшей экзоконтактовой зоне гранитного массива и в надинтрузивной зоне скрытой его части. Эта зона в общем виде повторяет контур подземного продолжения Шерловогорского массива гранитов и имеет серповидную форму, выпуклой стороной обращенной на восток. В пределах этой зоны расположены многочисленные рудные участки и рудопроявления: Аплитовый отрог, верховье пади Заводской, сопки Харп-Вальчик, Тарятуй, Тутхалтуй и др.

Зона III – кварц-сульфидно-касситерит-турмалиновая минерализация штокверкового и жильного типа, приуроченная к древним разрывным нарушениям глубокого заложения – Северо-Восточному и Меридиональному разломам, контролирующим также размещение субинтрузивных кварцевых порфиров. В этой зоне расположены оловорудные месторождения сопки Большой, Кварц-Турмалиновый отрог и участок Высокий.



цевый порфир I фазы. обр. 123/68; III – кварц-хлоритовый метасоматит. обр. 127/68;

Б – порфиритов: I – слабосерицитизированный пироксен-амфиболовый порфирит; II – серицитизированный и хлоритизированный порфирит. Обр. 106-а/68; III – хлоритовый метасоматит. Обр. 106/68

Зона IV – свинцово-цинковая минерализация линейно-штокверкового типа со слабым оловянным оруденением в наибольшем удалении к востоку от гранитного массива. В этой зоне известны рудные участки – Восточный и Северо-Восточный.

Анализ природы рассматриваемой горизонтальной зональности показывает, что она обусловлена преобладающим развитием той или иной стадии минерализации в отдельных минеральных зонах. В зонах I и II преимущественно проявилась ранняя грейзеновая стадия минерализации. Однако при переходе из зоны I (граниты) в зону II (порфириты, диориты и др.) заметно менялись минеральные парагенезисы, слагающие рудные жилы и прожилки. Так, в зоне II широко распространены кальций- и магнийсодержащие минералы (шеелит, аксинит, актинолит, тремолит, эпидот, гранат, шпинель), а также Co- и Ni-содержащие рудные минералы (кобальтин, никелин, саффлорит, глаукодот и др.), отражающие влияние состава вмещающих пород (порфириты, диориты и

Таблица 39

Метасоматическая колонка при околожильной хлоритизации порфиритов

Номер зоны	Исходная порода и их измененные разности	Ассоциация минералов	Инертные компоненты
0	Слабо серицитизированный порфирит	Плг, Сер, Хл, Ка	Al_2O_3, Na_2O, MgO, CaO
1	Альбитизированный и серицитизированный порфирит	Алб, Сер, Кв	Al_2O_3, Na_2O
2	Сильно серицитизированный, частично хлоритизированный порфирит	Сер, Кв (Хл)	Al_2O_3
3	Кварц-хлоритовый метасоматит	Кв, Хл	Все компоненты подвижны

габбро-диориты). В данном случае отмечается проявление литологической зональности в течение одной стадии минерализации.

Параллельно с этим при переходе из зоны I в зону II заметно уменьшается температура гомогенизации кварца из грейзенов и рудных прожилков. Если кварц из грейзенов в зоне I гомогенизируется либо в газовую фазу при 450–570°С, либо в жидкую фазу при 500–300°, то включения в кварце из прожилков в зоне II гомогенизируются в газ при 410–470°, а в жидкость – при 400–270° (Хетчиков, Онтоев и др., 1970). Эти данные указывают на существование температурного градиента при образовании минеральных ассоциаций грейзеновой стадии. Минерализация в зоне III связана главным образом с интенсивным проявлением здесь двух стадий минерализации – кварц-касситерит-турмалиновой вдоль Северо-Восточного разлома и на стыке его с Меридиональным и более поздней касситерит-сульфидно-хлоритовой, преимущественно развитой в висячем боку Меридионального разлома и вдоль многочисленных оперяющих его субмеридиональных трещин. Наконец, в зоне IV преимущественно проявилась галенит-сфалерит-карбонатная стадия минерализация, приуроченная к зонам повышенной трещиноватости меридионального и северо-западного простираний. Такие зоны фиксируют тектонические подвижки в разломах в палеозойском фундаменте.

В целом наблюдаемая горизонтальная зональность Шерловогорского рудного поля представляет собой сочетание многостадийной зональности с одностадийной (литологической, температурной).

В настоящее время нет достаточно полных данных о зональности месторождений и рудных телах. Это относится также к месторождению сопки Большой, детально разведанному скважинами ударно-механического бурения до глубины 150–200 м, преимущественно в зоне окисления. Тем не менее по отдельным разрозненным данным, включая и литературные, можно получить некоторое представление о зональности этого вида. Ниже кратко будут рассмотрены: а) зональность Шерловогорского грейзенового вольфрамового месторождения; б) вертикальная температурная зональность в пределах участка Аплитовый отрог; в) горизонтальную зональность в пределах штокверка сопки Большой.

Зональность Шерловогорского вольфрамово-грейзенового месторождения. В пределах этого месторождения намечаются следующие виды зональности: зональность в распределении рудоносных грейзенов; зональность в распределении некоторых рудных и редких элементов в различных фациях грейзенов.

Зональность в распределении рудоносных грейзенов на площади вскрытой части Шерловогорского гранитного массива, по данным О.Д. Левицкого (1964) и М.Г. Петровой, выражается в том, что в апикальной части массива (сопки Обвинская, Мелехинская и их склоны) преимущественно распространены лейкократовые грейзены (топазо-кварцевые, кварц-топазовые, кварц-мусковит-топазовые) с акцессорным бериллом, но без существенного развития рудных минералов. Заметная концентрация последних, особенно ферберита, арсенопирита, пирротина, сфалерита и других отмечается в меланократовых грейзенах и жилах (кварц-сидерофиллитовый, топаз-кварц-сидерофиллитовый и сидерофиллитовый), залегающих в восточной эндоконтактовой зоне гранитного массива. Ассоциация существенно железистых рудных минералов в таких грейзенах из эндоконтактовой зоны массива указывает на то, что грейзенизирующие растворы были обогащены железом, источником которого могли быть палеозойские вмещающие породы основного состава (порфириты, диориты и габбро-диориты), распространенные восточнее гранитного массива.

В пределах отдельных грейзеновых тел Шерловогорского массива наблюдаются элементы зональности в распределении некоторых рудных и редких элементов. Так, по данным М.Г. Петровой, в кварц-мусковитовой фации грейзенов отмечается максимальное содержание олова, тогда как во внутренней кварц-топазовой фации концентрация его падает более чем в два-три раза, а содержание фтора достигает наибольшей величины. Вместе с тем вольфрам в виде ферберита имеет некоторую тенденцию концентрироваться в кварц-топазовых и особенно сидерофиллитовых грейзенах.

Вертикальная температурная зональность на участке Аплитовый отрог. Сетчато-прожилковая минерализация с оловянно-вольфрамовым оруденением среди порфиритов и диоритов палеозоя на данном участке характеризуется преобладанием кварцевых, полевошпат-кварцевых, турмалин-кварцевых, реже топазо-кварцевых и сидерофиллито-флюорит-кварцевых прожилков с касситеритом, ферберитом, арсенопиритом, пиритом, сфалеритом и др. Здесь пробурена структурная скв. 1200 до глубины 744 м. Изучение керна этой скважины показывает, что оловянное оруденение прослеживается до глубины 100 м. Далее, до 300-500 м, наблюдается заметный контактовый метаморфизм порфиритов и диоритов, выраженный в их биотитизации. Наиболее интенсивный контактовый метаморфизм отмечается на глубине 500-700 м, где наблюдаются типичные контактовые роговики биотит-плагиоклазового и биотит-кварц-полевошпатового состава по плагиоклазовым порфиритам, их туфам и туфобрекчиям. Появление подобных роговиков указывает на близость интрузива гранитов, что подтверждается наличием маломощной (0,4 м) дайки аплитов среди этих роговиков на глубине 704 м.

Минеральный состав прожилков с глубиной заметно изменяется: увеличивается количество полевых шпатов, особенно альбита, возрастает роль амфибола, местами прожилки сложены главным образом кварцем и амфиболом, параллельно с этим с глубиной уменьшается относительное количество турмалина, касситерита и сфалерита.

Приведенные данные о возрастании с глубиной степени контактового метаморфизма и увеличении роли более высокотемпературных минеральных ассоциаций в прожилках позволяют предполагать о существовании вертикальной температурной зональности в момент рудообразования. Для подтверждения этого положения нами были отобраны образцы кварца прожилков из различных глубин для изучения в них газово-жидких включений методом гомогенизации[1]. Данные этих исследований приведены в табл. 41.

Как видно из приведенных данных, по мере перехода в более глубокие горизонты во включениях в кварце увеличивается объем газовой фазы; на верхних горизонтах он не превышает 20-35%, а в наиболее глубоких частях достигает 60-80% от объема включений. Соответственно с глубиной увеличивается

[1]Изучение газово-жидких включений методом гомогенизации было выполнено в лаборатории Л.Н. Хетчикова в ВНИИСИМС.

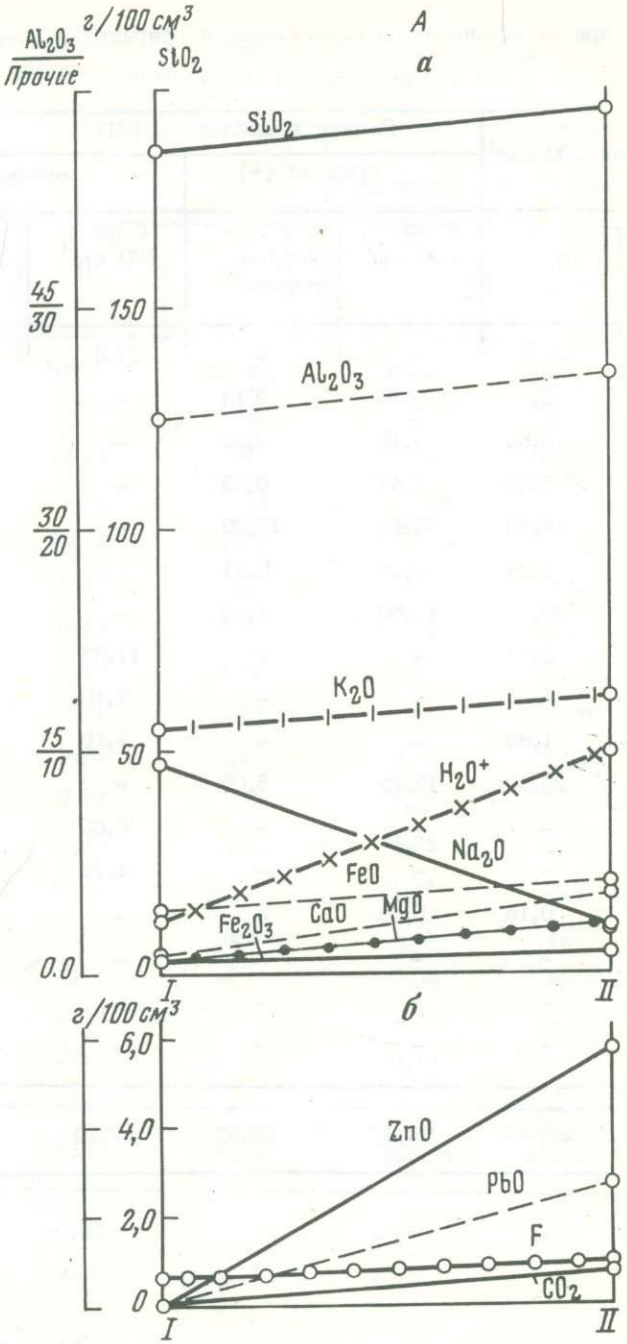
Таблица 40

Поведение компонентов и баланс вещества (в г на 100 $см^3$) при околожильной хлоритизации порфиритов в кварц-касситерит-сульфидную стадию минерализации Шерловой Горы

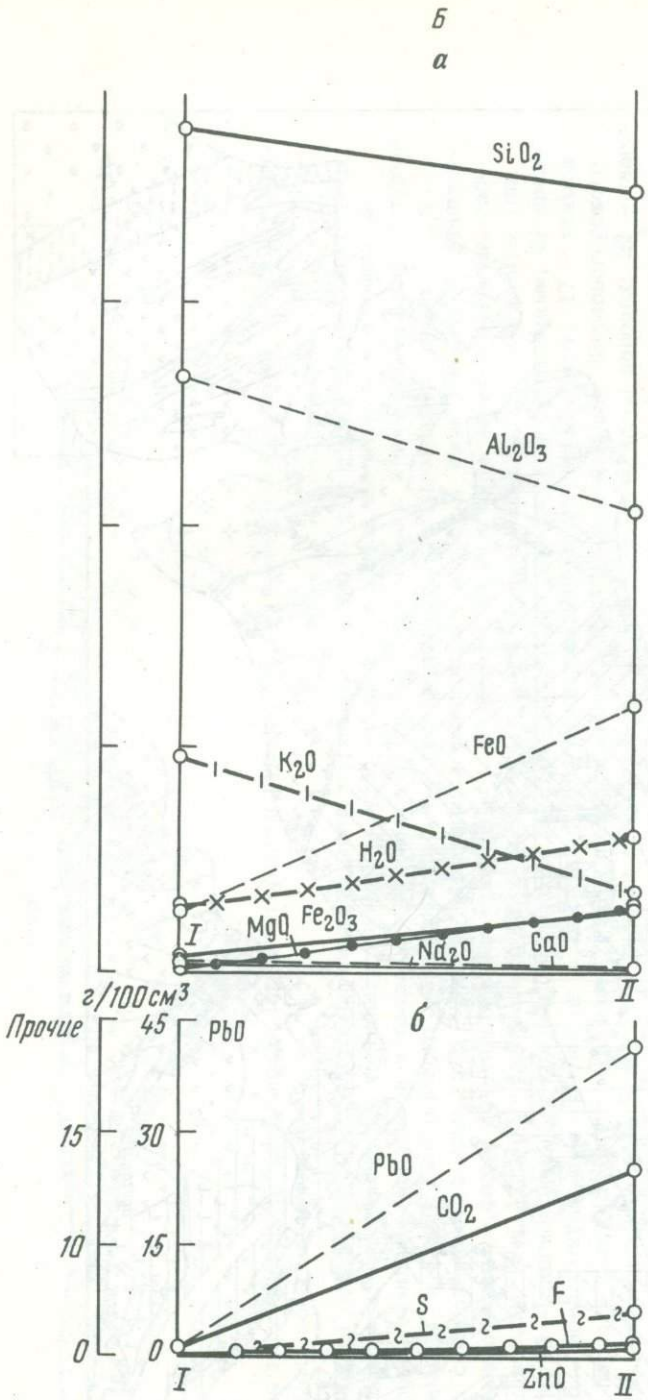
Компоненты	Весовые %			Количество компонента, г		на 100 $см^3$	Баланс вещества (III–I)			
							привнос (+)		вынос (–)	
	I	II	III	I	II	III	г на 100 $см^3$	% к исходной породе	г на 100 $см^3$	% к исходной породе
SiO_2	58,54	48,28	46,60	156,0	119,0	129,0	–	–	27,0	10,2
TiO_2	0,75	0,87	0,89	2,10	2,12	2,46	0,36	0,13	–	–
Al_2O_3	14,49	18,03	16,47	38,6	44,10	45,50	6,40	2,56	–	–
Fe_2O_3	1,52	1,00	2,03	4,04	2,45	5,60	1,56	0,62	–	–
FeO	5,22	10,10	17,81	13,90	24,50	49,30	35,40	13,30	–	–
MnO	0,28	0,13	0,37	0,74	0,55	1,04	0,30	0,11	–	–
MgO	3,57	6,83	7,35	9,50	16,70	20,30	10,80	4,05	–	–
CaO	4,56	3,88	0,30	12,20	9,50	0,83	–	–	11,33	4,26
Na_2O	2,67	1,51	0,04	7,10	3,70	–	–	–	7,10	2,78
K_2O	2,35	3,60	0,67	6,25	8,82	1,85	–	–	4,40	1,65
H_2O^+	2,78	3,32	7,53	7,38	8,14	20,80	13,42	5,05	–	–
H_2O^-	2,22	0,35	0,00	5,85	0,85	–	–	–	5,85	2,10
CO_2	0,74	0,27	0,00	1,74	0,66	–	–	–	1,74	0,65
F	0,05	0,56	0,06	0,13	1,37	0,16	0,03	–	–	–
ZnO	0,03	0,71	–	0,08	1,73	–	–	–	–	–
Sn	–	0,06	–	–	–	–	–	–	–	–
S	0,05	–	–	0,13	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,82	99,50	100,12	265,74	245,19	276,84	68,27	25,82	57,42	21,64
Поправка – O = F_2		–0,23								
Σ	99,82	99,27	100,12							
Объемный вес	2,66	2,45	2,76							
F_{Fe}	49,5	46,8	60,5							
f	20,0	8,0	8,9							

I – неизмененный пироксен-амфиболовый порфирит (по Е.И. Доломановой)
II – серицитизированный и хлоритизированный порфирит (обр. 106а/68)

III – хлоритовый метасоматит (обр. 106/68).
Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ, аналитик Л.П. Некрасова.

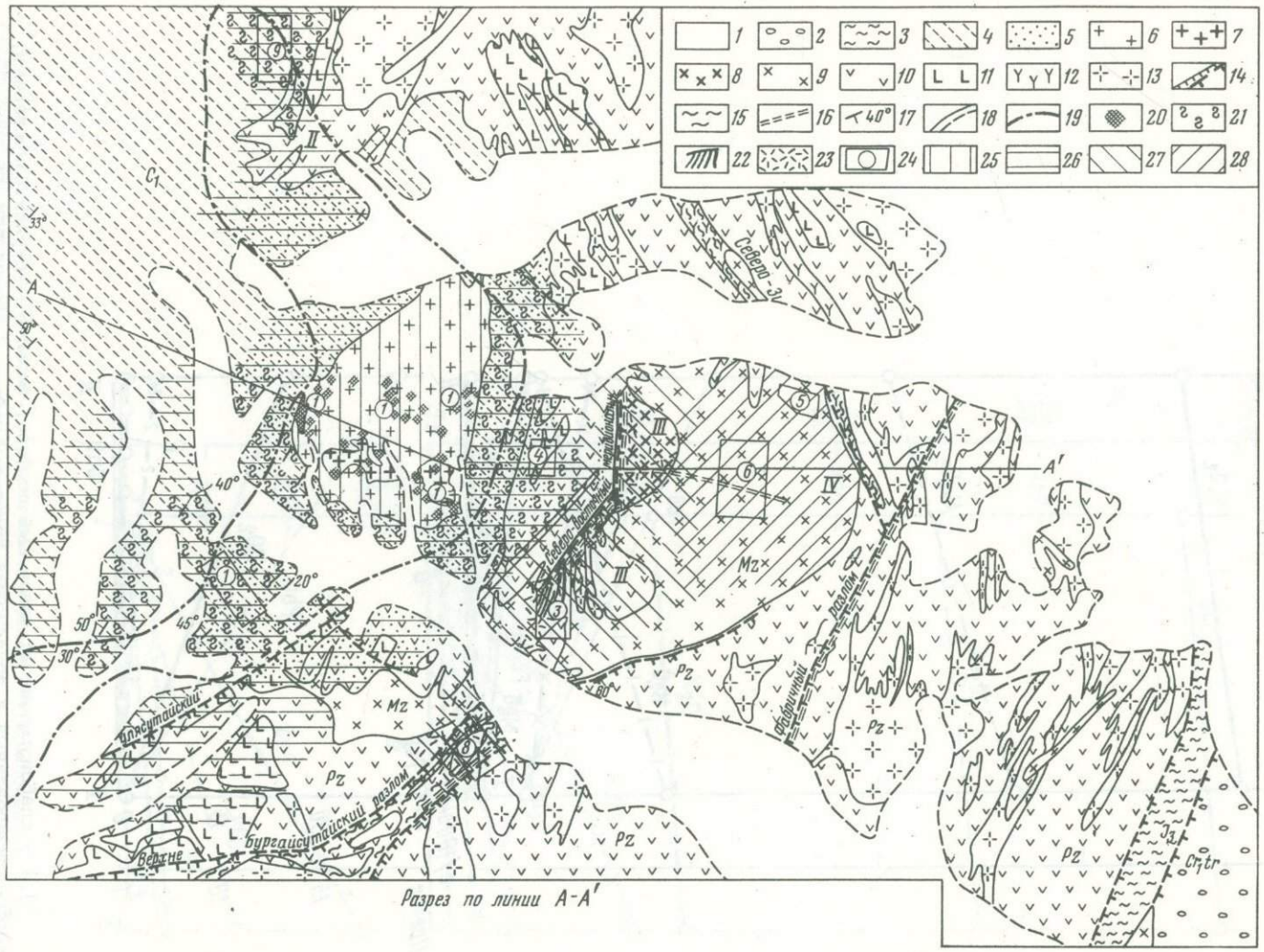


Фиг. 61. Поведение петрогенных (а), летучих и рудных (б) компонентов при околорудной серицитизации и карбонатизации (в IV стадию минерализиции) кварцевых порфиров I фазы (А) и эруптивной брекчии кварц-порфиров II фазы (Б). Штокверк сопки Большой, Шерловая Гора:

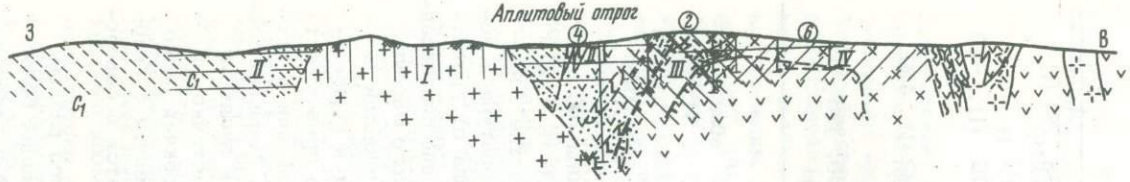


А) I – слабоизмененный кварцевый порфир I фазы; II – серицитизированный, карбонатизированный и оруденелый кварцевый порфир I фазы. Обр. 96/68.

Б) I – серицитизированный кварцевый порфир II фазы. Обр. 136/68; II – оруденелая брекчия кварцевых порфиров II фазы. Обр. 601/64.



Разрез по линии А-А'



Фиг. 62. Схема горизонтальной зональности Шерловогорского рудного поля (геологическая основа по А.В. Гущину, 1967; минеральные зоны по автору)

1 – четвертичные отложения; 2 – отложения нижнего мела, тургинский ярус: песчаники, аргиллиты, конгломераты; 3 – верхняя юра: конгломераты, туфоконгломераты и туфобрекчии с прослоями аргиллитов и песчаников; 4 – нижний карбон: сланцево-песчаниковая толща с прослоями эффузивных пород и реже известняков с фауной турне-визейского возраста; 5 – зона контактового метаморфизма; 6 – гранит-порфир и порфировидный гранит (Mz); 7 – равномерно среднезернистый гранит; 8 – эруптивная брекчия кварцевых порфиров II фазы (Mz); 9 – субинтрузивные кварцевые порфиры I фазы; 10 – диоритовые порфириты и порфириты, реже габбродиорит-порфириты, габбро-диориты и диориты (Pz); 11 – флюидальные порфириты, их туфы и туфобрекчии (Pz); 12 – серпентиниты (по ультрабазитам); 13 – плагиограниты и граниты палеозоя; 14 – разрывные нарушения: а) установленные, б) предполагаемые; 15 – зона смятия, рассланцевания и дробления; 16 – зона повышенной трещиноватости; 17 – элементы залегания пород и жил; 18 – контакты пород; 19 – предполагаемое подземное продолжение Шерловогорского массива гранитов; 20 – грейзеновые тела; 21 – участки грейзенизации во вмещающих граниты породах; 22 – кварц-турмалиновые жилы с оловом; 23 – зоны турмалинизации; 24 – рудные участки и их номера в кружочках: 1 – Шерловогорский грейзеново-вольфрамитовый; 2 – сопка Большая; 3 – Кварц-турмалиновый отрог; 4 – Аплитовый отрог; 5 – Северо-восточный; 6 – Восточный; 7 – верховье пади Заводской; 8 – Высокий; 9 – Тарятуй; 25–28 – минеральные зоны: I – вольфрамитовая-грейзеновая в гранитах; II – кварц-полевошпат-вольфрамит-касситеритовая; III – турмалино-сульфидно-касситеритовая; IV – сфалерит-галенитовая со слабым сульфидно-касситеритовым оруденением

Таблица 41

Результаты гомогенизации газово-жидких включений (0,001-0,03 мм) в кварце из прожилков по скв. 1200 Шерловой Горы

Номер образца	Глубина взятия, м	Ассоциация минералов в прожилках	Объем газовой фазы во включениях, %	Температура (°С) гомогенизации включений и тип гомогенизации
277/66	80,0	Кварц, арсенопирит, пирротин	20,22,25	251, 267, 278, 291 (I)
281/66	418,0	Кварц, микроклин-пирротин, сфалерит	25,30,36	290, 345, 376 (I), 420 (II)
288/66	514,0	Кварц, арсенопирит, шеелит, полевой шпат	25,30,32, 40, 60	300, 350, 380 (I), 420, 454 (II)
741/66	706,0	Кварц, амфибол арсенопирит, альбит	25,30,35, 45,60,80	300, 345, 360, 390 (I), 415, 503 (II)

температура гомогенизации газово-жидких включений от 250-280° вблизи поверхности, где они гомогенизируются в жидкую фазу (в I тип), до 345-500° на глубине 700 м, где гомогенизация включений с большим объемом газовой фазы происходит по II типу (т.е. газовую фазу). Принимая для ориентировочного расчета среднюю температуру гомогенизации газово-жидких включений, можно определить средний температурный градиент до глубины 700 м. Величина этого градиента составляет примерно около 22°С на 100 м. Таким образом, наличие вертикальной температурной зональности на участке Аплитовый отрог в сочетании с ранее описанной горизонтальной температурной зональностью в грейзеновую стадию минерализации по мере перехода от гранитного массива в экзоконтактовую его зону указывает на существование определенной геотермической зоны вокруг остывающего рудоносного гранитного массива.

Зональность месторождения сопки Большой. На площади месторождения сопки Большой, как уже отмечалось ранее, наблюдается горизонтальная зональность оруденения. Она выражается прежде всего в преимущественном распространении кварцево-касситерито-турмалиновой ассоциации в юго-западной части штокверка, в области стыка Северо-Восточного и Меридионального разломов, и в его западной части, в полосе, примыкающей к висячему боку Меридионального разлома. По мере перехода на восток и частично на северо-восток степень турмалинизации вмещающих эруптивный брекчий резко уменьшается, хотя вдоль юго-восточного контакта эруптивной брекчии с кварцевым порфиром I фазы узкая зона турмалинизации прослеживается в северо-восточном направлении.

Вместе с тем по мере перехода к востоку от Меридионального разлома постепенно и местами резко возрастает роль минеральных ассоциаций более поздних стадий минерализации - сульфидно-касситерит-хлоритовой и галенит-сфалеритовой, что обусловливает появление на восточном фланге месторождения смешанных сульфидно-касситеритовых и оловянно-полиметаллических руд.

Таким образом, наблюдаемая горизонтальная зональность в распределении различных минеральных ассоциаций и соответственно разных типов руд на сопке Большой представляет собой сочетание зональности отложения в пределах ранней кварц-касситерит-турмалиновой стадии с пульсационной зональностью, обусловленной наложением на раннюю стадию более поздних кварцево-сульфидно-касситеритовой и сфалерит-галенитовой стадий минерализации.

Часть II

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМИТОВЫХ И СУЛЬФИДНО-КАССИТЕРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕНЕЗИСА

Глава 4

МНОГОСТАДИЙНОЕ ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И КРИТЕРИИ СТАДИЙНОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Приведенные выше данные показывают, что месторождения Забайкалья образовались в течение средне-верхнеюрской эпохи минерализации в связи с интенсивным проявлением на этой территории магматизма мезозойского возраста. Формирование месторождений носило сложный прерывистый характер. В оценке общей продолжительности формирования месторождений, а также продолжительности отдельных перерывов в рудном процессе среди исследователей нет единого мнения. По данным одних (Биндеман, 1966, 1969; Константинов, Томсон и др., 1967, 1971), некоторые из рассматриваемых месторождений, в частности Хапчерангинское, образовались в течение по крайней мере двух или даже трех этапов минерализации, связанных с проявлением соответственно двух и трех разновозрастных магматических комплексов, разрыв во времени между которыми составляет от 10 до 30 млн. лет. Фактические материалы, изложенные нами при характеристике отдельных месторождений, а именно временные соотношения различных минеральных ассоциаций друг с другом и с внутриминерализационными дайками изверженных пород, данные определений абсолютного возраста рудоносных гранитов и минеральных образований, связанных с ними, позволяют считать, что каждое из изученных нами рудных полей и месторождений, образовалось в течение одного какого-либо этапа минерализации, соответствующего формированию того или иного интрузивного комплекса. С этой точки зрения эндогенная минерализация в пределах рудных полей и месторождений является одновозрастной (в пределах точности определения возраста методом абсолютной геохронологии для мезозоя – 5–7 млн. лет). Но в пределах отдельного этапа минерализации методом абсолютной геохронологии не удается установить перерывы в процессах рудообразования, даже в том случае, когда такие перерывы фиксируются двух-трехкратным внедрением внутрирудных даек, как это отмечается на Джидинском рудном поле. Поэтому прерывистый многостадийный характер эндогенной минерализации в пределах одного этапа может быть выявлен геологическими, минералого-геохимическими и другими методами. При этом имеются в виду не просто проявления прерывистости рудоотложения, которые возможны и в случае одного продолжительного, но в целом непрерывного потока растворов. Речь идет о том, что эндогенная минерализация в рассматриваемых месторождениях происходила из различных длительно действующих потоков постмагматических растворов, существенно отличавшихся друг от друга по своему составу. В соответствии с формулировкой, приведенной в главе 1, под стадией минерализации мы понимаем промежуток времени эндогенного минералообразования, в течение которого из одного продолжительного потока постмагматических или иных растворов непрерывно или прерывисто образуется определенный минеральный комплекс, слагающий руды и околорудно измененные породы.

При современном, еще недостаточно точном знании процессов рудообразования, при выделении стадии минерализации необходимо использовать весь комплекс критериев и признаков, имеющихся в распоряжении исследователей.

Таблица 42

Важнейшие критерии выделения стадии минерализации в месторождениях Забайкалья

Критерии	Роль и степень достоверности	Степень распространенности критериев	Примеры месторождений
Магматические			
Внутриминерализационные дайки изверженных пород	Очень большая	Относительно редкая	Джида
Геолого-структурные			
Изменения типа и ориентировки разрывных дислокаций, вмещающих месторождения и рудные тела	Очень большая	Средняя	Джида, Бом-Горхон, Букука, Шерловая Гора
Пересечения ранних жил поздними с дроблением и брекчированием ранних образований и с цементацией их обломков поздними минеральными ассоциациями, наблюдаемые на всех горизонтах месторождения	Большая	Большая	Джида, Букука, Шерловая Гора, Хапчеранга, Бом-Горхон
Минералого-геохимические			
Различия последовательных минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела с учетом фациальной смены их состава	Очень большая	Большая	Все изученные месторождения
Различия типов околорудных изменений вмещающих пород	Очень большая	Очень большая	Джида, Бом-Горхон, Букука, Хапчеранга
Характерные ассоциации ведущих, редких и рассеянных элементов в рудах и минералах	Средняя	Ограниченная	Джида, Букука, Хапчеранга
Физико-химические			
Циклические изменения кислотности – щелочности растворов по характеру смены минеральных ассоциаций в жилах и околорудных метасоматитов	Большая	Ограниченная	Джида, Букука
Цикличность в изменении плотности растворов, состава газовой фазы и температуры гомогенизации газово-жидких включений в минералах	Большая	Ограниченная	Джида, Бом-Горхон, Хапчеранга

Сейчас едва ли можно найти какой-нибудь один универсальный или прямой критерий. Поэтому представляется преждевременным отбрасывать известные критерии, предложенные в свое время А.Г. Бетехтиным.

Опыт изучения месторождений Забайкалья показывает, что при выделении стадии минерализации могут быть использованы четыре группы критериев:

1) магматические; 2) геолого-структурные; 3) минералого-геохимические; 4) физико-химические. Среди этих групп выделяются отдельные критерии (табл. 42), сочетание которых позволяет достаточно объективно и надежно выделять стадии минерализации в различных месторождениях.

Относительная роль, достоверность и степень распространенности отдельных критериев различны в силу тех или иных причин.

Рассмотрим кратко указанные группы и отдельные критерии выделения стадии минерализации.

Магматические критерии. Среди них наиболее важное значение имеют внутриминерализационные (или внутрирудные) дайки изверженных пород I и II этапов внедрения (по терминологии В.С. Коптева-Дворникова), представленные аплитами, гранит-порфирами, микрогранитами, сиенитами и сиенит-порфирами, различными порфиритами и лампрофирами.

В месторождениях Забайкалья такие дайки впервые были выделены на Джидинском месторождении И.П. Кушнаревым (1954), позднее последовательность их образования была уточнена В.И. Игнатовичем (1959), М.М. Повилайтис (1960) и Д.О. Онтоевым (1969).

Здесь установлены следующие внутрирудные дайки:

а) дайки микрогранитов и аплитов I фазы, секущие микроклинизированные граниты и крупнокристаллические пегматитоподобные кварц-микроклиновые и мономинеральные микроклиновые метасоматиты. Обломки последних нередко сцементированы аплитом I фазы. Вместе с тем эти дайки отчетливо рассекаются молибденитовыми прожилками, сопровождающимися их микроклинизацией и грейзенизацией. Таким образом, дайки аплитов I фазы и микрогранитов разделяют во времени дорудную полевошпатовую стадию минерализации от последующей молибденитовой;

б) дайки гранит-порфиров и порфировидных аплитов II фазы рассекают молибденитовые и кварц-молибденитовые прожилки и жилы, а также зоны грейзенизации гранитов с вкрапленностью молибденита;

в) вслед за ними происходит внедрение даек сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров, которые также пересекают многочисленные молибденитовые прожилки Первомайского месторождения. В свою очередь эти дайки рассекают кварц-гюбнеритовыми прожилками, относящимися к поздней сульфовисмутито-гюбнеритовой стадии минерализации.

В целом перечисленные внутрирудные дайки гранитоидов являются теми основными "реперами", которые разделяют во времени первые три стадии минерализации, проявленные на Джидинском месторождении. Вместе с тем сопряженность во времени даек и минерализации является одним из главных геологических доказательств связи каждой стадии с деятельностью магматического очага. Необходимо обратить внимание на два факта, которые имеют важное значение в рассматриваемом вопросе.

Первый - наличие отчетливой зоны закалки мощностью 3-5 см в эндоконтактовой части даек гранит-порфира II фазы, представленной мелкозернистым аплитом, переходящим затем в центральной части дайки в гранит-порфиры. Это указывает на то, что внедрение гранит-порфиров II фазы после молибденитовой стадии минерализации произошло в достаточно уже остывшую апикальную часть гранитного массива и что продолжительность формирования этих даек во времени было вполне достаточным, чтобы в их центральных частях образовались крупнозернистые разности гранит-порфира.

Второй факт касается глубины распространения внутрирудных даек. На верхних горизонтах Первомайского месторождения отмечалось большое количество этих даек, обладающих значительной мощностью (до 10 м). На глубине 80-100 м, в нижних уступах карьера, количество даек резко уменьшилось и их мощность обычно не превышает 2-5 м. На глубоких горизонтах (около 200-250 м) в кернах скважин отмечается лишь единичные дайки небольшой (первые десятки сантиметров) мощности. Таким образом, с глубиной отмечается резкое уменьшение количества и мощности внутриминерализационных даект гранитов и аплитов. Это обстоятельство указывает на то, что очаги

дайкообразования располагались на относительно небольшой глубине от апикальной части остывающего рудоносного массива гранитов. В связи с этим можно предполагать, что и сопряженные во времени с этими дайками ранние стадии минерализации также связаны с неглубокими рудоносными очагами внутри того же массива.

На других месторождениях Забайкалья все дайки изверженных пород по времени внедрения оказались дорудными.

Внутриминерализационные дайки, сходные с джидинскими, описаны для молибдено-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана (Щерба, 1960; Чухров, Ермилова, 1964; Денисенко, 1965; Рундквист и др., 1971), сульфидно-касситеритовых месторождений Приморья (Кигай, 1966; Дубровский, 1963) и в других рудных районах. Однако следует отметить, что некоторые так называемые внутрирудные дайки порфиритов и лампрофиров (например, в Приморье), секущие оловорудные жилы, но пересекаемые в свою очередь безрудными кварц-карбонатными и флюоритовыми прожилками и жилами, могут быть на самом деле пострудными дайками.

Геолого-структурные критерии. В главе 1 мы уже отмечали значительные трудности при оценке влияния тектонического фактора при анализе стадийности минерализации. Тектонические движения по своей длительности значительно превосходит продолжительность эндогенной минерализации. В связи с этим возникает проблема, каким образом отличать внутристадийные тектонические перерывы в рудоотложении, происходящие в течение одного потока постмагматических растворов, от межстадийных тектонических перерывов, разделяющихся во времени два самостоятельных потока растворов. Среди специалистов, изучающих структуру рудных месторождений, эти вопросы еще не нашли достаточного удовлетворительного решения.

В настоящее время можно наметить два структурных критерия выделения стадии минерализации.

Первый структурный критерий - это изменения типа и ориентировки разрывных дислокаций, вмещающих рудные тела и месторождения. Наиболее ярко этот критерий проявлен на Джидинском и Букукинском, частично на Бом-Горхонском и Шерловогорском месторождениях. Так, вольфрамовая минерализация Инкурского штокверка на Джиде, по данным Е.П. Малиновского и В.И. Игнатовича (1962), приурочена к крутопадающей радиально-концентрической системе трещин отрыва, возникшей в западной экзоконтактовой части гранитного массива под давлением снизу вверх магматических масс. Между тем более поздняя сульфидно-гюбнеритовая стадия минерализации, проявленная на Холтосонском месторождении, приурочена к системе древних пологопадающих трещин скола субширотного простирания. Таким образом, пути проникновения постмагматических растворов двух разных стадий минерализации контролировались различными структурами.

Сходная картина наблюдается на Букукинском месторождении. Здесь ранние рудные жилы, приуроченные к системе пологопадающих контракционных трещин в купольной части массива гранодиоритов, содержат сульфовисмутитовольфрамитовое оруденение, тогда как более поздние жилы, локализованные в древних (додайковых) крутопадающих нарушениях сколового характера, несут сульфидно-гюбнеритовое оруденение.

Второй структурный критерий в свое время был сформулирован А.Г. Бетехтиным (1958) - это пересечение ранних жил жилами поздних стадий минерализации, нередко сопровождаемое брекчированием первых, с цементацией их обломков минералами поздней стадии. Следует особо подчеркнуть указания А.Г. Бетехтина на то, что подобные пересечения должны отмечаться не локально, а на всей площади рудного поля и прослеживаться на значительную глубину, на различных горизонтах месторождения. Подобные пересения рудных жил, имеющих резко различный состав, достаточно хорошо изучены на Джидинском, Букукинском, Шерловогорском и частично на Хапчерангинском и Бом-Горхонском месторождениях; примеры подобных пересечений приведены в соответствующих главах настоящей работы.

Минералого-геохимические критерии. Некоторые исследователи (Кигай, 1966$_1$; Григорчук, 1965, и др.) считают, что минеральные ассоциации рудных тел по себе не имеют существенного значения при выделении стадии минерализации в связи с фациальными изменениями минерального состава рудных тел, обусловленными влиянием состава вмещающих пород, изменениями активностей компонентов и других физико-химических параметров. Да, безусловно, подобные процессы, приводящие к зональности отложения в пределах одной стадии минерализации, имеют значение и их следует четко фиксировать. Вместе с тем растворы разных стадий, как правило, характеризуются определенным составом, существенно отличающимся друг от друга и приводящим в конце концов к возникновению различных минеральных комплексов.

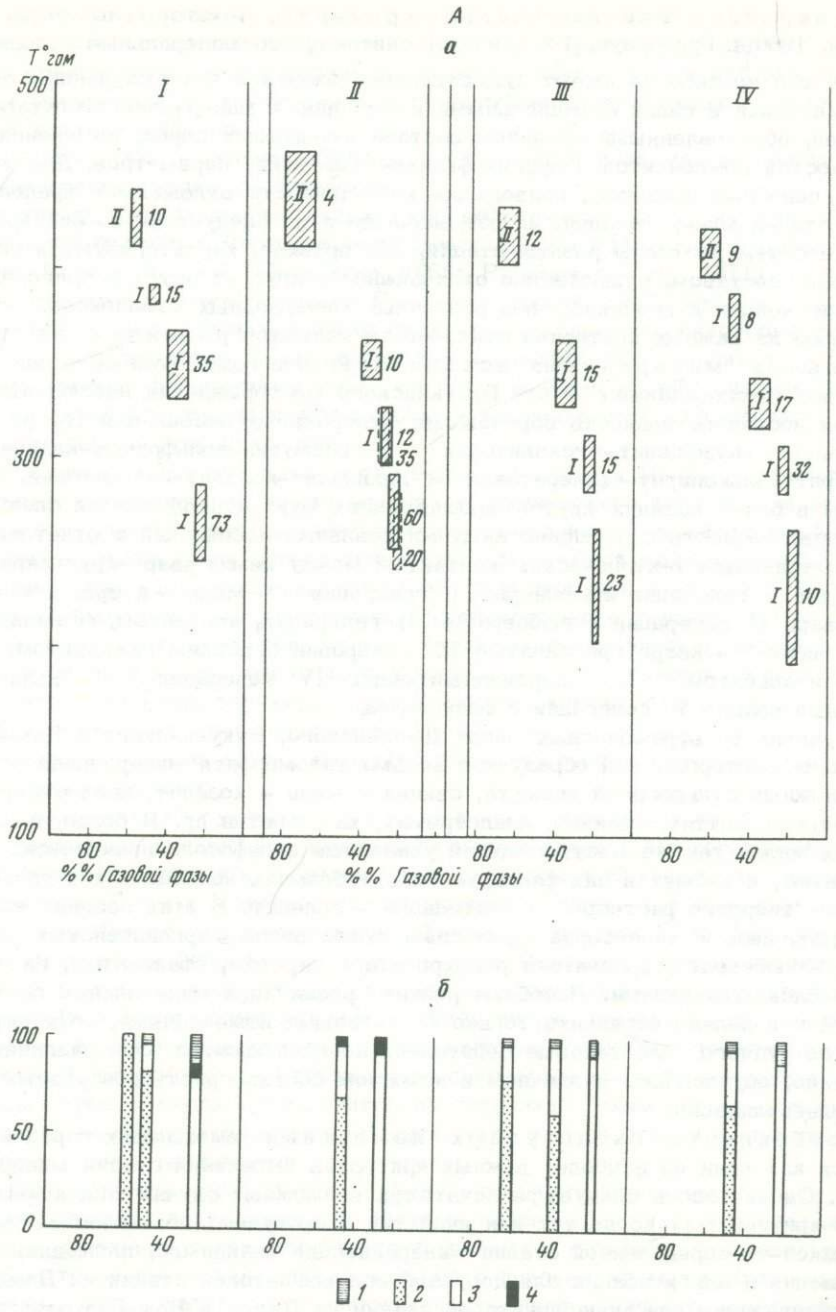
Одним из важных критериев стадийности являются различия последовательных минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела. Так, в ранних пологопадающих жилах Букукинского месторождения наблюдается следующая последовательность образования минеральных ассоциаций (от ранней к поздней): молибденит-мусковитовая → висмутин-вольфрамит-кварцевая → пирит-халькопирит-сфалеритовая → лиллианит-козалит-кальцитовая. Между тем в более поздних крутопадающих жилах Букуки наблюдается следующая последовательность совершенно иных минеральных ассоциаций с отчетливым внутристадийным тектоническим контактом между ними: кварц-крупнокристаллический I генерации и гюбнерит I генерации → мелко- и среднезернистый кварц II генерации с гюбнеритом II генерации, триплитом, сфалеритом и галенитом → кварц гребенчатый III генерации с редким гюбнеритом, пиритом и альбитом → сахаровидный кварц IV генерации → халцедоновидный кварц V генерации с флюоритом.

В ранних вольфрамоносных жилах Джидинского, Букукинского и Бом-Горхонского месторождений образуется весьма типоморфная минеральная ассоциация сложных сульфосолей висмута, свинца и меди – козалит, лиллианит, галеновисмутит, виттит, айкинит, линдстремит, хаммарит и др. В более поздних рудных жилах тех же месторождений указанные сульфосоли практически отсутствуют, и висмут в них фиксируется в небольших количествах в галените в форме твердого раствора α-матильдит – галенит. В этих поздних жилах, наоборот, весьма характерна ассоциация существенно марганцовистых минералов – гюбнерита, триплита и родохрозита с пиритом, сфалеритом, галенитом и блеклыми рудами. Подобные резкие различия в минеральном составе рудных тел нельзя объяснить только фациальными изменениями, хотя внутри каждого рудного тела таковые действительно наблюдаются. Эти различия, несомненно, обусловлены различием в исходном составе растворов разных стадий минерализации.

Особенности околорудных изменений вмещающих пород используются как один из наиболее важных критериев выделения стадий минерализации. Однако здесь следует различать три возможных случая использования этого критерия: а) когда тот или иной тип околорудных изменений характерен для какой-то определенной стадии минерализации (например, площадная микроклинизация и альбитизация для дорудной полевошпатовой стадии на Джиде; микроклинизация для молибденитовой стадии на Джиде и Бом-Горхоне; турмалинизация – для касситерит-арсенопирит-турмалиновой стадии на Шерловой Горе; хлоритизация в хлорит-касситерит-сульфидную стадию на Хапчеранге и Шерловой Горе и т.д.);

б) когда один тип изменения повторяется в нескольких стадиях минерализации, например грейзенизация II в сульфовисмутит-вольфрамитовую и грейзенизация III в кварц-сульфидно-вольфрамитовую стадии минерализации на Джиде и на Букуке;

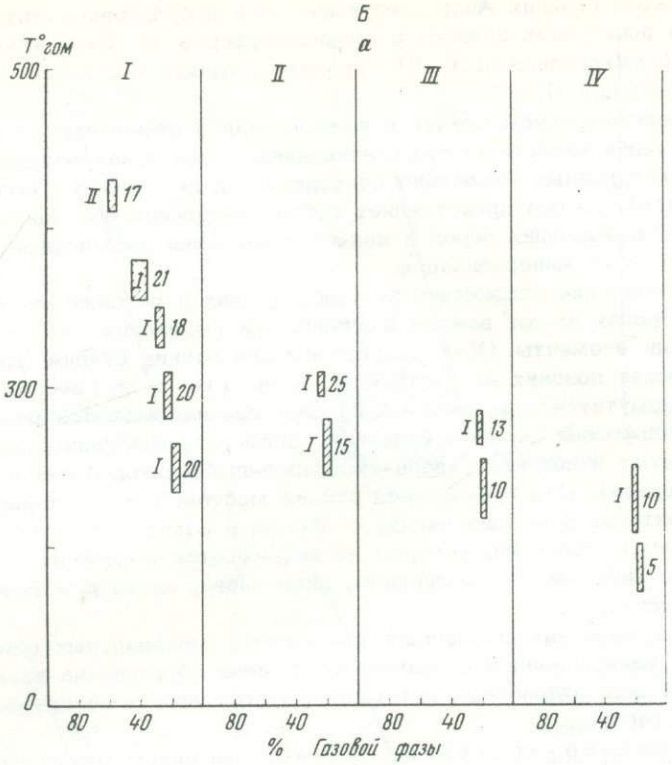
в) когда происходит закономерная смена одного типа изменения другим в течение одной стадии минерализации. Так, например, молибденитовая стадия минерализации на Джиде начинается с широко проявленной микроклинизации II гранитов около рудоносных прожилков и завершается локальной грейзенизацией

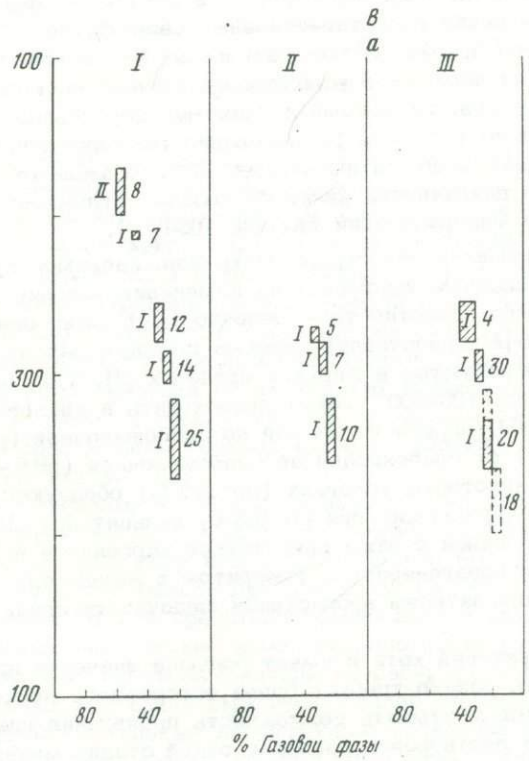


Фиг. 63. Изменения температуры гомогенизации (а) и состава газовой фазы (б) газово-жидких включений кварца разных стадий минерализации Джидинского (А), Бом-Горхонского (Б) и Хапчерангинского (В) месторождений

Цифры на рисунке – число замеров. I – гомогенизация в жидкую фазу; II – гомогенизация в газовую фазу. По Хетчикову, Онтоеву и Дороговину, 1970.

1 – редкие газы (Ar, Ne и др.); 2 – H_2S, SO_2; 3 – CO_2; 4 – CO


Б
а
T°гом
500
300
0
I
II
III
IV
II 17
I 21
I 18
I 20
I 20
I 25
I 15
I 13
10
I 10
5
80 40 80 40 80 40 80 40
% Газовой фазы


В
а
100
300
100
I
II
III
II 8
I 7
I 12
I 14
I 25
I 5
I 7
I 10
I 4
I 30
I 20
18
80 40 80 40 80 40
% Газовои фазы

I тех же пород около поздних жил; следующая за ней сульфовисмутито-вольфрамитовая стадия после даек аплитов и гранит-порфиров II фазы также начинается со слабой микроклинизации III гранитов, однако в основном здесь проявилась грейзенизация II.

В только что рассмотренном случае в каждой стадии отмечается смена щелочного типа изменения кислотным выщелачиванием. Если такая внутристадийная смена типов околорудных изменений повторяется в нескольких стадиях (например, на Джиде), то она представляет собой проявление постадийной цикличности изменения вмещающих пород и является наиболее достоверным критерием многостадийности минерализации.

Типичные геохимические ассоциации ведущих, редких и рассеянных элементов в рудах и минералах имеют важное значение при выделении стадии минерализации. Так, одни элементы (Mo) характерны для ранних стадий (Джида, Бом-Горхон) и в более поздних отсутствуют; другие (Bi и пр.) весьма типичны для сульфовисмутит-вольфрамитовой стадии, где наблюдаются разнообразные сложные сульфосоли висмута (айкинит, хаммарит, лиллианит, козалит и др.), но отсутствуют в поздней кварц-сульфидно-гюбнеритовой стадии (Джида, Букука, Бом-Горхон). Для грейзеновой стадии месторождений силикатно-сульфидно-касситеритовой формации наряду с оловом в заметном количестве отмечаются вольфрам и молибден, которые не встречаются в поздних стадиях, несущих ассоциацию либо олова с мышьяком, либо олова, цинка и железа и, наконец, свинца и цинка.

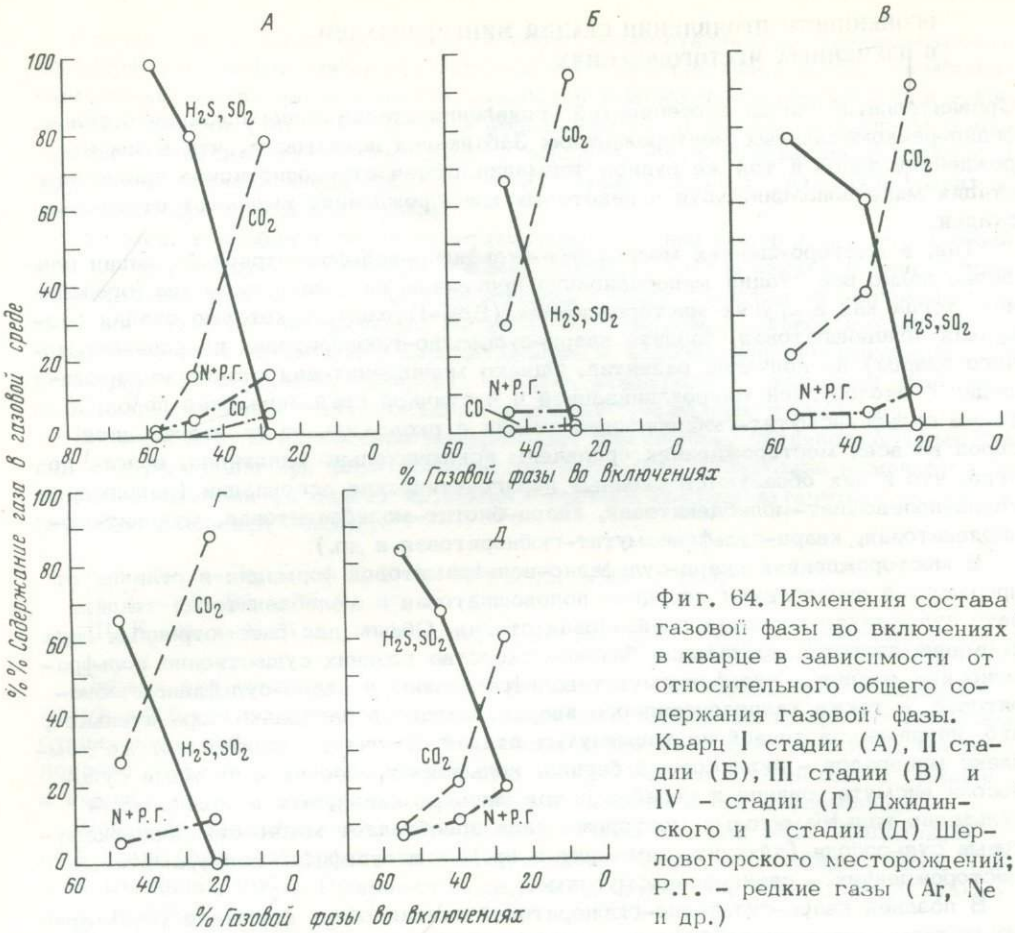
Та или иная геохимическая ассоциация элементов в минеральных комплексах разных стадий минерализации в значительной мере обусловлена геохимической специализацией рудоносных интрузивов и составом отщепляемых ими постмагматических растворов.

Физико-химические критерии. При околотрещинном метасоматозе, по Д.С. Коржинскому, выщелачивание компонентов из боковых пород происходит в порядке понижения основности, а их осаждение – в порядке возрастающей основности. Такой ход изменения кислотно-основных свойств, по Д.С.Коржинскому, характерен для одного потока постмагматических растворов. Но если образование месторождений происходит в условиях проявления нескольких последовательных потоков растворов, то каждый из них мог обусловливать указанные явления, т.е. при многостадийном формировании месторождения может происходить циклически повторяющееся выщелачивание – осаждение.

Одним из показателей такой цикличности является позднее отложение карбонатов в жилах разных стадий минерализации (Кигай, 1966$_{1,2}$).

Несомненно, отложение в трещинах некоторых минералов, например сульфидов, вслед за мусковитом и кварцем указывает на изменение условий рудоотложения, в частности изменение кислотности – щелочности. Однако оценка даже приблизительных значений pH представляет весьма сложную задачу. Известно, что многие минералы образуются в широких пределах pH. Так, осаждение сфалерита при температурах 100–300^{0} может происходить в кислой среде при pH 2,5–6 (Иваненко, 1966), пирита от кислой до слабощелочной (pH 2–8), пирротина (Колонин, 1965) от слабокислой до слабощелочной (pH 6–9). Более того, даже карбонаты в некоторых условиях (до 220^{0}C) образуются и в слабо и умеренно кислой среде: сидерит при pH 5,5–6, кальцит при pH 5–6 (Омельяненко, Алехин, 1966). В связи с этим присутствие карбонатов в жилах или прожилках, иногда в тесном парагенезисе с флюоритом в нашем случае, еще не является безусловным показателем возрастания щелочности среды рудоотложения.

Поэтому рассматриваемый критерий хотя и имеет большое значение при выделении стадий минерализации, однако требует более осторожного подхода к нему. Вместе с тем необходимо учитывать возможность проявления цикличности изменения других свойств растворов в пределах одной стадии минерализации. Произведенное нами изучение газово-жидких включений из жильных кварцев ряда редкометальных месторождений (фиг. 63) показало, что в кварце различных стадий минерализации одного и того же месторождения отмеча-



Фиг. 64. Изменения состава газовой фазы во включениях в кварце в зависимости от относительного общего содержания газовой фазы. Кварц I стадии (А), II стадии (Б), III стадии (В) и IV – стадии (Г) Джидинского и I стадии (Д) Шерловогорского месторождений; Р.Г. – редкие газы (Ar, Ne и др.)

ется циклическое изменение плотности растворов во включениях (соотношения объемов газовой и жидкой фаз), состава газовой фазы в них и температуры гомогенизации этих включений. В начале каждой стадии растворы во включениях были менее плотными, содержали до 60–80% газовой фазы, а затем плотность их возрастала и к концу стадии содержание газовой фазы в них не превышало 15–20%. Анализ состава газовой фазы (фиг. 64) показывает, что в начале каждой стадии преобладали кислые газы (H_2S, SO_2), а в конце стадии – главным образом углекислый газ, частично CO_2, азот и редкие газы (Ar, Ne, Xe). Наконец, гомогенизация газово-жидких включений в кварце каждой стадии происходит в пределах температур, колеблющихся от 500–400 °С для включений с высоким содержанием газовой фазы, до 250–200 °С для включений с низким содержанием газов.

Таким образом, в пределах каждой стадии процессы рудоотложения происходят вначале из растворов малой плотности, содержащих в заметном количестве сернистые газы и при сравнительно высокой температуре, а в конце стадии отложение минералов происходит из более плотных растворов, насыщенных углекислотой и при относительно низкой температуре.

Подобные циклические изменения плотности растворов, состава газовой фазы и температуры гомогенизации газово-жидких включений являются одним из надежных критериев выделения стадии минерализации, но для их выявления необходимы тщательные лабораторные исследования.

Анализ перечисленных групп и отдельных критериев выделения стадийности минерализации, как показывает опыт наших работ, позволяет достаточно объективно и надежно выделять стадии минерализации при формировании гидротермальных месторождений.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СТАДИЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ИЗУЧЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Сравнительный анализ особенностей проявления стадий минерализации в сульфидно-редкометальных месторождениях Забайкалья показывает, что в месторождениях одной и той же рудной формации отмечается однотипное проявление стадии минерализации, хотя в некоторых месторождениях выпадают отдельные стадии.

Так, в месторождениях молибденит-сульфидно-вольфрамитовой формации наиболее полно все стадии минерализации проявлены на Джидинском месторождении, тогда как в других месторождениях (Бом-Горхон) некоторые стадии (дорудная полевошпатовая, поздняя кварц-сульфидно-гюбнеритовая и халцедоновидного кварца) не получили развития. Однако молибденитовая стадия минерализации с околорудной микроклинизацией и частичной грейзенизацией пород, а также сульфивисмутит-гюбнеритовая стадия с околожильной грейзенизацией пород во всех месторождениях проявлены исключительно однотипно, вплоть до того, что в них образуются сходные парагенетические ассоциации (например, кварц-полевошпат-молибденитовая, кварц-биотит-молибденитовая, муковит-молибденитовая, кварц-сульфовисмутит-гюбнеритовая и др.).

В месторождениях кварц-сульфидно-вольфрамитовой формации в отличие от предыдущей отсутствуют дорудная полевошпатовая и молибденитовая стадии, зато существует дорудная грейзеновая стадия. Общим для рассмотренных двух формаций является достаточно близкое сходство поздних существенно вольфрамоносных стадий – сульфовисмутит-вольфрамитовой и кварц-сульфидно-гюбнеритовой, а также халцедоновидного кварца. Сходство настолько поразительное, что, например, в первой из упомянутых стадий отмечается один и тот же комплекс минералов – акцессорный берилл, вольфрамит, шеелит и сложные сульфосоли висмута, свинца и серебра с той лишь разницей, что в молибденит-сульфидно-вольфрамитовых месторождениях преобладает медно-свинцово-висмутовые сульфосоли (айкинит, хаммарит и др.), а в сульфидно-вольфрамитовых месторождениях – свинцово-висмутовые.

В поздней кварц-сульфидно-гюбнеритовой стадии обеих формаций характерно отсутствие акцессорного берилла и сульфосолей висмута, однако широко развиты сульфиды свинца и меди, а также фосфаты (триплит) и карбонаты (родохрозит) марганца. Висмут здесь присутствует в галените в виде твердого раствора α-матильдит – галенит.

В месторождениях силикатно-сульфидно-касситеритовой формации последовательность развития почти всех стадий минерализации достаточно однотипная за исключением ранней биотит-полевошпатовой, наиболее четко проявленной на Хапчеранге. Эта стадия очень хорошо параллелизуется с дорудной полевошпатовой стадией в молибденит-сульфидно-вольфрамитовых месторождениях, в частности Джиды. С этой стадией на Хапчеранге, так же как и на Джиде, связаны процессы площадной микроклинизации, альбитизации и мусковитизации гранитов с образованием вертикальной зональности метасоматически измененных гранитов.

Самостоятельность грейзеновой стадии минерализации в месторождениях рассматриваемой формации определяется отчетливым секущим положением грейзеновых тел по отношению к микроклинизированным гранитам и микроклиновым метасоматитам, сложным комплексным характером оруденения в грейзенах (Mo, W, Sn, As, Bi, Zn), интенсивным процессом грейзенизации и преимущественным развитием минеральных парагенезисов, богатых железом (лёллингит, арсенопирит, ферберит, пирротин, марматит, халькопирит, сидерофиллит и др.).

Последующая арсенопирит-касситеритовая стадия либо проявляется в чистом виде в формировании арсенопирит-касситеритовых и кварц-арсенопирит-касситеритовых жил с интенсивным окварцеванием вмещающих пород и со слабой борной (аксинит) минерализацией (Хапчеранга), либо в виде арсенопирит-касситерит-турмалиновой стадии с интенсивной турмалинизацией вмещающих пород (Шерловая Гора).

Следующая наиболее продуктивная оловоносная стадия – касситерит–сульфидно–хлоритовая, характеризуется повсеместной хлоритизацией пород, преобладанием среди сульфидов железистых разностей (марматита и пирротина) и железистого хлорита (типа тюрингита и афросидерита), а также отложением основной массы касситерита после кварца и хлорита, но до сульфидов. В отличие от предыдущей стадии здесь отсутствует или крайне слабо развит арсенопирит и минералы бора (аксинит, турмалин).

Наконец, в карбонат–сфалерит–галенитовую стадию минерализации, наложенную на предыдущую, происходит привнос основной массы свинца и цинка, причем сфалерит в отличие от предшествующих стадий представлен маложелезистой разностью (с содержанием до 5–6% Fe). Свинцово–цинковое оруденение характеризуется интенсивной серицитизацией и карбонатизацией вмещающих пород, при этом карбонаты (кальцит, анкерит, родохрозит) принимают участие в жильном выполнении с образованием карбонат–сульфидных рудных тел.

В целом исходя из состава минеральных комплексов, последовательных стадий минерализации при формировании месторождений Забайкалья намечается эволюция во времени (в очаге) катионного состава постмагматических растворов (стрелки разделяют стадии):

I. K, Na → Mo, K → W, Bi → W, Pb, Zn, (Cu) → (Si);
II. K → W, Bi → W, Pb, Zn → (Si);
III. K, Na → K (W, Sn, Fe) → As, B, Sn, Fe → Sn, Fe, Zn → Pb, Zn.

Первые две линии характерны для месторождений молибденит–сульфидно–вольфрамитовой и кварц–сульфидно–вольфрамитовой формаций, причем начальные стадии минерализации заметно отличаются по составу друг от друга, что обусловлено геохимической спецификой рудоносных массивов гранитов, а средние и конечные стадии минерализации почти идентичны в обеих формациях.

Подобная эволюция состава растворов отмечается для ряда молибденит–вольфрамитовых месторождениях Центрального Казахстана (Щерба, 1960; Чухров, Ермилова, 1964; Рундквист и др., 1971; Булдаков, 1971) и ряда рудных районов СССР.

Третья линия эволюции состава растворов присуща месторождениям силикатно–сульфидно–касситеритовой формации, где ранние стадии минерализации характеризуются относительно слабым комплексным оруденением(W, Sn), средние стадии являются наиболее продуктивными – оловоносными с мышьяком, бором, железом, цинком и другими, а поздняя – несет главным образом карбонатно–свинцово–цинковое оруденение.

Сходная линия эволюции состава растворов отмечается в месторождениях силикатно–сульфидно–касситеритовой и сульфидно–касситеритовой формации Северо–Востока, Приморья, Комсомольского района и других регионов.

Глава 5

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ

По масштабу проявления различают зональность рудных полей, зональность месторождений и зональность рудных тел.

В зависимости от того или иного сочетания минеральных зон в пространстве необходимо выделять пространственные типы локальной зональности.

В изученных месторождениях Забайкалья проявлены следующие пространственные типы зональности (детальная характеристика которых приводится несколько ниже):

1. Горизонтальная зональность рудных полей относительно рудоносных интрузивов гранитов.

2. Объемная зональность рудных полей.

3. Горизонтальная зональность месторождений.

4. Вертикальная зональность месторождений.

5. Вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и сопутствующего оруденения в апикальных частях рудоносных интрузивов гранитов.

6. Поперечная зональность (или зональность по мощности) рудных тел и околорудных метасоматитов.

7. Продольная зональность (или зональность по простиранию) рудных тел и околорудных метасоматитов.

8. Вертикальная зональность рудных тел.

В пределах последнего типа, а также типа 4 – вертикальная зональность месторождений – в зависимости от пространственного размещения ранних и поздних минеральных ассоциаций различают:

а) прямую вертикальную зональность, когда ранние минеральные ассоциации располагаются на нижних, а поздние – на верхних горизонтах месторождения или рудных тел;

б) обратную вертикальную зональность, когда отмечается обратное соотношение таковых;

в) концентрическую зональность, когда ранние ассоциации располагаются в центральных по отношению к флангам месторождений и рудных тел, а поздние – в периферических их частях.

Выделенными типами, вероятно, не ограничиваются все возможные пространственные типы зональности изученных месторождений. Можно, в частности, отметить слабую изученность объемной зональности месторождений и рудных тел, вертикальной зональности месторождений и околорудных метасоматитов и различных типов зональности ореолов первичного рассеяния, что является задачей дальнейших исследований.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ

Возникновение различных типов зональности в месторождениях обусловлено разнообразными геологическими и физико-химическими факторами, контролирующими процессы эндогенного рудообразования. В зависимости от влияния и относительной роли указанных факторов, особенно от их сочетания, образуются различные генетические типы зональности.

По условиям поступления постмагматических растворов при формировании редкометальных месторождений Забайкалья можно выделить две категории явлений: Первая – продолжительная циркуляция одного потока рудоносных растворов определенного начального состава, испытывающих эволюция фазового состояния, кислотно-основных свойств, температуры и состава на путях циркуляции в область рудоотложения (эволюция в пространстве) на фоне локальных (внутристадийных) тектонических подвижек. Процесс минерализации, связанный с деятельностью такого потока постмагматических растворов, рассматривается как одностадийный процесс. Вторая – циркуляция нескольких разновременных потоков растворов разного состава (эволюция во времени в очаге) в связи с межстадийными тектоническими деформациями и нередко сопровождаемыми возобновлением магматической деятельностью (внутриминерализационные дайки). В соответствии с этим в изученных месторождениях выделяются два генетических класса зональности: одностадийная и многостадийная.

Рассмотрим главнейшие факторы возникновения зональности в этих двух классах.

Факторы возникновения одностадийной зональности

На путях циркуляции одного потока постмагматических растворов определенного начального состава происходит эволюция состава и физического состояния растворов, обусловливающая во многих случаях закономерное зональное распределение минеральных ассоциаций.

Подобная эволюция растворов связана с изменениями геологических и физико-химических условий рудообразования в течение одной стадии минерализации.

В связи с этим факторы, обусловливающие образование того или иного генетического типа одностадийной зональности, можно подразделить на две большие группы: геологические и физико-химические. Такое разделение факторов зональности в какой-то мере является условным. Обе группы в той или иной степени зависят друг от друга. Так, например, изменения концентрации ионов в растворах и частично режим кислотности – щелочности растворов иногда обусловлены влиянием литологического состава вмещающих пород; вместе с тем в условиях высоких температур и давлений часто проявляется пластическая деформация, а при понижении этих параметров – хрупкая. Однако для анализа явлений зональности такое подразделение представляется достаточно полезным.

Геологические факторы. К геологическим факторам возникновения одностадийной зональности относятся: влияние литологического состава вмещающих пород, изменение типа деформации рудовмещающих структур, физико-механические свойства вмещающих пород (степень проницаемости и т.д.), смешение вадозовых вод с ювенильными и пострудный метаморфизм[1].

В сульфидно-редкометальных месторождениях Забайкалья из перечисленных геологических факторов важную роль играли влияние литологического состава вмещающих пород и в меньшей степени изменение характера внутристадийной тектонической деформации. Первый из них выражается: а) в зональной смене минеральных ассоциаций в рудных жилах и штокверковых телах при переходе из гранитов во вмещающие их породы, богатые основаниями (MgO, FeO, CaO) – диориты, порфириты, биотитовые роговики и метаморфические сланцы и т.д.; б) в смене кварцевых и кварц-мусковитовых околожильных грейзенов в гранитах своеобразной фацией – флюорит-пирит-серицитовыми метасоматитами – в породах среднего и основного состава; в) в отчетливом возрастании в том же направлении концентрации некоторых рудных (W, Mo) и летучих компонентов. Влияние литологического фактора на зональность отчетливо наблюдается на Джидинском, Бом-Горхонском и частично на Шерловогорском и Белухинском месторождениях.

Влияние структурного фактора проявляется в интенсивном развитии внутристадийных тектонических подвижек на верхних горизонтах месторождений и рудных жил с постепенным ослаблением таковых с глубиной. Это обусловливает преимущественное распространение поздних минеральных ассоциаций на верхних горизонтах с увеличением с глубиной относительной роли более ранних продуктивных ассоциаций (Холтосонское, Букукинское месторождения).

Физико-химические факторы. К физико-химическим факторам возникновения зональности относятся: температурный градиент рудоносного участка и температура восходящих растворов, градиент кислотности – щелочности растворов, изменения активностей ионов и содержаний летучих компонентов (F, Cl, CO_2, H_2S и др.) в растворах, изменения окислительно-восстановительного потенциала, устойчивость комплексных соединений, перепад давлений.

Оценка влияния и относительной роли физико-химических факторов на зональность представляет достаточно сложную задачу, требующую детального анализа всей совокупности минералого-геохимических и экспериментальных данных. Задача эта еще более усложняется в связи с тем, что физико-химические факторы в природных условиях проявляются в тесной взаимосвязи друг

---

[1] Последние три фактора в рассматриваемых месторождениях не изучены.

с другом. Так, например, pH растворов в значительной мере зависит от температуры, концентрации отдельных ионов, окислительно-восстановительной среды и т.д. То же самое можно сказать об устойчивости комплексных соединений, зависящей от температуры, концентрации катионов и лигандов, pH растворов и давлений.

Применительно к изученным редкометальным месторождениям Забайкалья были сделаны попытки оценить влияние следующих физико-химических факторов: температурный градиент, режим кислотности – щелочности растворов, изменения концентраций компонентов в растворах, изменения окислительно-восстановительного потенциала.

Для анализа влияния на зональность рассматриваемых месторождений других физико-химических факторов – устойчивости комплексных соединений и перепада давлений, в настоящее время отсутствуют необходимые для этого фактические данные.

Температурный градиент. При оценке влияния температурного фактора на процессы оруденения, в частности на зональность, используются следующие методы:

а) изучение распределения палеотемператур внутри и вокруг рудоносных массивов расчетным путем (Казанли, 1948; Jaeger, 1957; Дударев, Шарапов, 1965; Рундквист, 1965; Марин, 1967).

б) анализ минеральных парагенезисов;

в) минералогическая термометрия, в частности температуры гомогенизации и декрепитаций газово-жидких включений в минералах, точки перехода полиморфных модификаций минералов, твердые растворы и т.д.;

г) изучение изоморфных элементов-примесей в минералах;

д) использование экспериментальных данных по синтезу минералов.

Нами при оценке температурного фактора использовались главным образом анализ минеральных парагенезисов, данные гомогенизации газово-жидких включений в жильном кварце, некоторые минералогические термометры и частично распределение элементов-примесей в минералах.

К числу наиболее высокотемпературных относятся парагенезисы кварц-альбит-микроклиновых, кварц-микроклиновых и микроклиновых метасоматитов дограйзеновой или дорудной стадий минерализации, кварц-топазовых, топазо-кварцевых, топазо-кварц-мусковитовых и кварц-мусковитовых грейзенов, а также кварц-касситерит-арсенопиритовых, кварц-актинолит-аксинитовых и кварц-касситерит-турмалиновых метасоматитов и жил. Это подтверждается данными гомогенизации газово-жидких включений в кварце указанных образований, которые гомогенизируются как по II типу (в газ), так и по I типу (в жидкость) при температурах, превышающих 350-400 °С.

К среднетемпературным минеральным парагенезисам относятся ранние парагенезисы кварц-хлорит-касситеритовых, кварц-сульфидно-кассетиритовых, кварц-сульфидно-вольфрамитовых рудных жил. Первичные газово-жидкие включения в кварце этих жил гомогенизируются обычно по I типу (в жидкость) при температурах ниже 350-300 °.

К низкотемпературным парагенезисам относятся парагенезисы галенит-сфалерит-карбонатных жил и жил халцедоновидного кварца, где газово-жидкие включения с небольшим содержанием газовой фазы (менее 20-15%) гомогенизируются при температурах ниже 250-200°.

При оценке температуры образования тех или иных минеральных парагенезисов использовались минералогические термометры, приведенные в табл. 43.

Температуры, полученные по указанным термометрам, обычно сопоставимы с температурой гомогенизации газово-жидких включений в кварце.

Некоторые данные о влиянии температуры были получены при изучении редких и рассеянных элементов в ряде рудных минералов. Известно, что изоморфная емкость в отношении элементов-примесей в значительной мере зависит от температуры (Щербина, Якубович, 1963). Нами (Онтоев, Дудыкина, 1966) было найдено, что в гюбнеритах отдельных стадий минерализации Джидинского месторождения по мере удаления от рудоносного гранитного массива законо-

Таблица 43

Минералогические термометры, типичные для оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья

Минерал или его срастания	Характер превращений	T°,C	Источник	Примеры проявлений
Самородный висмут	Точка плавления	271,5	–	Белуха, Букука, Джида
Матильдит	α–β-превращения	195±5	Ramdohr, 1938 Van Hook, 1960	В галенитах Джиды и Букуки
Халькопирит-кубанит, твердый раствор	Гомогенизация	450	Buerger N., Buerger M., 1934	Джида
	То же	400	Sugaki, Tashiro, 1957	
	Распад	235	Borchert, 1934	
Халькопирит-валериит, твердый раствор	Гомогенизация	225	Borchert, 1934	Джида, Хапчеранга
Халькопирит–сфалерит (звездочки сфалерита в халькопирите)	Гомогенизация	550	Borchert, 1934	Хапчеранга Букука
	Распад	470–300		
Сфалерит-	Гомогенизация	600	Buerger N., Buerger M., 1934	Букука
халькопирит	Распад	350–400	Sugaki, Tashir, 1957	Белуха
Галенит- α -матильдит	Гомогенизация	350	Ramdohr, 1938	Джида
	Распад	225–195±5	Van Hook, 1960	Букука

мерно падает содержание ниобия, скандия и бериллия, в сфалеритах – олова и индия, а в флюоритах – иттрия и молибдена. Вместе с тем в том же направлении возрастает содержание кадмия в сфалерите, сурьмы и серебра в галенитах. Полагая, что концентрация названных редких и рассеянных элементов в исходных растворах отдельных стадий имела определенные значения и могла изменяться только по мере кристаллизации рудных минералов, можно заключить, что указанные закономерные изменения содержания элементов-примесей в минералах связаны с изменением температуры образования минералов. Это подтверждается также данными гомогенизации газово-жидких включений в кварце, сосуществующем с этими минералами.

Наконец, при оценке температурных условий минерализации мы базировались на результатах некоторых экспериментальных исследований. Так, по данным Орвиле (Orville, 1962, 1963) и Иоханес, Винклер (Jochannes, Winkler, 1965), в условиях высоких давлений и температур альбит обычно образуется в более высокотемпературной области (470–420°), чем микроклин (200–300°).

Гидротермальный синтез минералов в системе $PbS - Bi_2S_3$ (Кляхин, 1968; Годовиков, 1970) показал, что наряду с висмутином к высокотемпературным

сульфосолям относятся лиллианит, галеновисмутит и гунгарит, а к среднетемпературным – козалит и др.

В целом комплекс перечисленных методов позволяет с той или иной достоверностью выявить влияние температурного фактора на зональность рассматриваемых месторождений.

Режим кислотности–щелочности растворов. По данным экспериментальных исследований и термодинамических расчетов (Garrels, Christ, 1965; Barton, 1959; Barnes, 1963, 1965; Helgeson, 1964; Чаманский, 1960), pH гидротермальных растворов в области надкритических температур незначительно отличается от нейтрального. Однако на путях циркуляции растворов в сфере рудоотложения кислотно-основные их свойства значительно изменяются. В общем случае подобные изменения, по Д.С. Коржинскому (1966), зависят от следующих факторов:

а) основности – кремнекислотности вмещающих пород, т.е. от соотношения в поровых растворах инертных компонентов – CaO и MgO, с одной стороны, и SiO_2 – с другой;

б) щелочно-метальности растворов, т.е. от активности K_2O и Na_2O, определяемой составом растворов;

в) активности подвижных кислотных компонентов (HCl, HF, SO_3, CO_2 и др.).

Изменения режима кислотности – щелочности одного потока постмагматических растворов могут быть вызваны различными причинами.

Одной из таких главных причин, по Д.С. Коржинскому, является "кислотно-основной" фильтрационный эффект, выражающийся в том, что при фильтрации растворов через тонкие фильтры (т.е. через поры и капилляры в породах) скорость инфильтрации кислотных компонентов значительно больше, чем основных. Это обусловливает обогащение головной части потока кислотными компонентами, а тыловой – основными (гипотеза "опережающей волны кислотности").

Существование фильтрационного эффекта в нормальных условиях подтверждено экспериментальными работами В.А. Жарикова (1967). Однако влияние этого эффекта в условиях высоких давлений и температур пока еще не исследовано.

Тем не менее многочисленные эмпирические закономерности метасоматических процессов при образовании различных эндогенных месторождений удовлетворительно объясняются исходя из модели "опережающей волны кислотности".

Другой важной причиной изменения кислотности растворов является реакция с вмещающими породами (Коржинский, 1965), когда в результате кислотного выщелачивания оснований происходит возрастание основности растворов с последующим отложением выщелоченных компонентов в трещинах и породах в стадию падения кислотности. Однако падение кислотности может быть обусловлено также извлечением из раствора кислотных компонентов (Cl^-, F^-, HS^-, BO_3^{3-}, SO_4^{2-} и др.) вследствие образования труднорастворимых соединений (топаз, флюорит, пирит, турмалин и др.) в зонах кислотного выщелачивания.

Существенной причиной изменения кислотности растворов является температура. По данным Д.С. Коржинского, в начальные стадии охлаждения постмагматических растворов в результате конденсации и уплотнения кислотность растворов возрастает. Вместе с тем для растворов электролитов различной концентрации при температурах от 200 до 400° и при давлении 200 атм Н.И. Хитаровым (1954) установлено увеличение кислотности с повышением температуры. Барнсом (Barnes, 1965) рассчитана кислотность растворов KCl в равновесии с калиевым полевым шпатом, мусковитом и каолинитом при давлении 1 кбар в интервале температур от 25 до 500°С и показано, что кислотность растворов возрастает с повышением температуры.

В качестве одной из причин изменения кислотности постмагматических растворов некоторые исследователи (Беус, 1968) выдвигают распад ацидокомплексных соединений при понижении температуры и давления. В результате этого в растворе возрастает активность сильных кислотных компонентов (F^-, Cl^- и др.), обусловливая возрастание кислотности растворов. Именно этим механизмом

А.А. Беус объясняет наблюдаемую эволюцию постмагматического процесса в смене ранней щелочной стадии кислотной, а затем поздней щелочной.

Другими возможными причинами изменения кислотности растворов являются реакции их с вадозовыми водами, а также возможное "вскипание" растворов с удалением летучих кислотных компонентов в случае резкого изменения внешнего давления.

При минералого-геохимических исследованиях применялись критерии и признаки изменения кислотности растворов, среди которых можно отметить следующие:

а) реакции замещения более сильных оснований слабыми при процессах метасоматоза вмещающих пород с последующим вьщелачиванием и общим понижением основности пород (дебазификация). Наоборот, реакции замещения слабых оснований более сильными с осаждением вьщелоченных компонентов в порядке возрастающей основности (базификация пород) свидетельствуют о понижении (повьшении) кислотности (щелочности) растворов (Коржинский, 1965, 1966);

б) интенсивное развитие в зонах метасоматоза и рудоотложения минералов-индикаторов кислотности - щелочности среды: для кислых условий характерны топаз, турмалин, кварц и другие, для щелочных и умеренно щелочных - альбит, калиевые полевые шпаты и др.;

в) поведение элементов-примесей в минералах; согласно принципу электроположительности (Коржинский, 1965), повьшение кислотности благоприятствует изоморфному замещению более электроположительных металлов менее электроположительными. В частности, для качественной оценки режима кислотности - щелочности использованы литий-рубидиевое отношение в мусковитах (Онтоев и др., 1966, 1968) и натрий-рубидиевое (Онтоев, Батова, 1969), а также K/Rb и Na/K отношения в микроклинах ряда редкометальных месторождений;

г) возрастание общей железистости некоторых минералов - пироксенов и гранатов, слюд, хлоритов и турмалинов, а также соответствующих метасоматитов, указывает на увеличение кислотности растворов, так как у магния основные свойства проявлены более сильнее, чем у железа;

д) использование условных потенциалов ионизации соединений (минералов), рассчитанных недавно В.А. Жариковым (1967), величина которых колеблется от 142 (периклаз) в щелочной среде до 227 ккал/моль (кварц) в кислой;

е) применение экспериментальных и термодинамических расчетных данных по устойчивости различных минеральных фаз при разных значениях pH, концентрации ионов, T и давлений. В этом отношении представляют интерес исследования Хемли (Hemley, 1959) по устойчивости калиевого полевого шпата, мусковита и пироморфита, данные Барнса (Barnes, 1963, 1965) о пределах устойчивости различных форм анионов серы - H_2S, HS^- и S_2^{2-} и др.

Изменения концентрации компонентов в растворах. Изменения эффективных концентраций (или активностей) тех или иных компонентов (катионов, анионов и др.) в растворах в процессе рудоотложения в общем виде зависят как от геологической среды, так и от физико-химических параметров - температуры, давления, кислотности и т.д.

Однако градиент концентрации реагирующих компонентов в растворе может создаваться вследствие реакции в самих растворах без относительного влияния указанных факторов, в частности в результате последовательного отложения твердых фаз (минералов) или ухода летучих компонентов. Подобные изменения концентраций ионов приводят к возникновению локальной зональности отложения в отдельных рудных телах. Примером может служить наблюдаемая фациальная смена вольфрамитовых руд существенно сульфидными на Букуке (Онтоев, 1962), смена хлорит-касситеритовых руд касситерит-сфалерит-пирротиновыми, а последних существенно сфалеритовыми (марматитовыми) рудами на Хапчеранге (Онтоев, 1960) и др.

Градиент окислительно-восстановительного потенциала. Существенное влияние этого фактора, в частности режима серы и кислорода в растворах, впервые подчеркнул А.Г. Бетехтин (1949, 1953). Именно влиянием этого фактора он объяснял наблюдаемую вертикальную зональность отложения в некоторых медно-никелевых и вольфрамовых месторождениях.

Для оценки влияния окислительно-восстановительных условий среды минералообразования исключительно большое значение имеет анализ парагенезиса минералов, содержащих элементы с различной степенью окисления, например, окислов и сульфидов железа (Barnes, Kullerud, 1961; Маракушев, 1960).

Определенное значение для оценки рассматриваемого фактора имеет анализ парагенезиса висмутовых минералов (Онтоев, 1964, 1971; Колонин, 1965; Годовиков, 1970). Так, на нижних горизонтах Белухинского месторождения чрезвычайно характерен тесный парагенезис самородного висмута с пирротином и редкими Te- и Se- содержащими сульфидами, тогда как на верхних горизонтах преимущественно развита ассоциация висмутина и пирита. Появление с глубиной парагенезисов минералов, отчетливо ненасыщенных серой, указывает на восстановительные условия среды.

Для сравнительной качественной оценки окислительно-восстановительных условий можно использовать соотношения элементов разной валентности в минералах переменного состава (хлориты, турмалины, амфиболы, биотиты и т.д.). Так, нами (Онтоев, 1956) при изучении железистых хлоритов впервые был предложен метод такой оценки, а именно коэффициент (или степень) окисления железа в хлоритах $f = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \cdot 100\%$, выражающий отношения атомных количеств трехвалентного железа к сумме атомных количеств закисного и окисного железа в минералах. Этот параметр может быть использован не только для других железосодержащих минералов, но и при анализе околорудных метасоматитов, интрузивных и метаморфических пород.

Факторы возникновения многостадийной зональности

Необходимым условием образования зональности данного класса являются тектонические деформации, которые вскрывают на глубине внутриинтрузивные или иные рудоносные очаги, отщепляющие в разное время потоки растворов разного состава. Такие деформации нередко контролируют размещение магматических масс (внутрирудные дайки, штоки и др.) и прослеживаются на значительные глубины. Другим важным условием является одновременное с поступлением новых растворов смещение в пространстве указанных деформаций ("центробежное развитие трещин", по Смирнову, 1937; Дербикову, 1937; Вольфсону, Невскому, 1949). При отсутствии такого смещения тектонических предрудных деформаций происходит наложение (телескопирование) минерализации разных стадий либо без признаков зональности, либо со слабым ее проявлением. Главным фактором возникновения многостадийной зональности является многократное поступление постмагматических растворов разного состава в связи с проявлениями межстадийных тектонических деформаций. В зависимости от особенностей размещения минеральных комплексов разных стадий минерализации в различных геологических структурах можно выделить отдельные типы данного класса зональности. В случае совмещения минеральных комплексов различных стадий в пределах одной и той же структуры, но проявившихся в результате последовательного ее раскрытия во времени возникает тип совмещенной многостадийной зональности (синоним - зональность тектонического раскрывания, по В.И. Смирнову).

Если же минеральные комплексы разных стадий минерализации резко обособлены в пространстве и приурочены к различным структурам рудного поля и месторождения, то образуется тип разобщенной многостадийной зональности (синоним - зональность тектонических разрывов, по В.И. Смирнову).

Таблица 44

Генетические классы и типы зональности сульфидно-редкометальных месторождений Забайкалья

Генетические классы зональности	Ведущие факторы проявления зональности	Генетические типы зональности
Одностадийная	Влияние литологического состава вмещающих пород	Литологическая
	Изменения характера внутристадийных тектонических деформаций	Структурная
	Температурный градиент	Температурная
	Изменения концентрации компонентов в растворах	Концентрационная
	Градиент кислотности - щелочности растворов	Кислотно-основная
	Изменения окислительно-восстановительного потенциала	Окислительно-восстановительная
Многостадийная	Совмещение минеральных комплексов разных стадий минерализации в одних и тех же структурах	Совмещенная многостадийная
	Разобщение в пространстве минеральных комплексов разных стадий минерализации в разных структурах	Разобщенная многостадийная

Генетические классы и типы зональности

Анализ основных факторов проявления зональности в изученных сульфидно-вольфрамитовых и сульфидно-касситеритовых месторождениях Забайкалья позволяет рассмотреть систематику явления зональности. Как уже отмечалось, по условиям поступления постмагматических растворов в область рудоотложения в связи с тектоническими деформациями различают два генетических класса зональности: одностадийная зональность и многостадийная. В пределах каждого класса в зависимости от преобладания тех или иных геологических и физико-химических факторов выделяются те или иные генетические типы зональности. При этом следует учитывать, что при возникновении любого пространственного типа зональности в той или иной мере влияют несколько факторов в их сложном сочетании. Однако при анализе явлений зональности необходимо оценить относительную роль этих факторов и попытаться выделить среди них главные, решающие. Именно последние определяют тот или иной генетический тип одностадийной зональности. Опыт изучения месторождений Забайкалья показывает, что наблюдаемая зональность в большинстве случаев обусловлена преобладающим влиянием одного, иногда двух, реже трех ведущих факторов.

Применительно к изученным месторождениям Забайкалья нами предлагается схема генетической систематики гипогенной зональности, приведенная в табл.44.

Закономерности проявления зональности в изученных месторождениях Забайкалья

Анализ и обобщение различных пространственных и генетических типов зональности в изученных месторождениях позволяют наметить некоторые общие закономерности ее проявления в месторождениях Забайкалья. Возникновение раз-

нообразных пространственных типов зональности в изученных месторождениях в большинстве случаев вызвано действием одной или нескольких причин. Поэтому в реальных условиях наблюдаются различные сочетания пространственных и генетических типов зональности.

Рассмотрим закономерности проявления основных пространственных типов зональности в месторождениях Забайкалья и их генетическую природу.

Зональность в пределах рудных полей

Независимо от формационной принадлежности месторождений горизонтальная зональность в пределах рудных полей проявлена достаточно однотипно относительно рудоносных интрузивов гранитов. Она выражается в том, что минеральные комплексы наиболее ранних стадий минерализации обычно локализованы в апикальных частях рудоносных интрузивов гранитов и частично проникают в ближайшую экзоконтактовую зону, а минеральные комплексы последующих более поздних стадий последовательно смещаются по мере удаления от гранитного массива (Джидинское, Хапчерангинское, Шерловогорское, Бом-Горхонское и Букукинское рудные поля). В связи с этим на площади рудных полей образуются различные минеральные зоны (от 2 до 3-4), отстоящие на разном расстоянии от интрузива и располагающиеся либо концентрически или полуконцентрически вокруг него, либо прослеживаются в виде пояса в одном направлении от интрузива. В последнем случае направленный характер минеральных зон обусловлен главным образом положением рудоконтролирующих структур.

Образование этого типа зональности в основном связано с последовательным проявлением различных стадий минерализации в соответствующих минеральных зонах рудного поля в связи с развитием структуры данного участка. Именно многостадийный процесс эндогенной минерализации является основной причиной возникновения однотипной горизонтальной зональности в рудных полях.

Вместе с тем образование отдельных зон общей горизонтальной зональности рудных полей связано также с проявлением одностадийной зональности. Так, например, на Джидинском рудном поле наблюдается зональная смена микроклин-молибденитовых руд в гранитах (зона I) существенно молибденит-биотитовыми и молибденит-шеелит-полевошпатовыми рудами (зона II) в роговиках и диоритах. Далее, на Шерловой Горе зона I вольфрамоносных грейзенов в апикальной части гранитного массива при переходе во вмещающие порфириты, роговики и сланцы сменяются зоной II прожилкового штокверкового оруденения с шеелитом, аксинитом, актинолитом, ферберитом и касситеритом.

В обоих случаях при просачивании растворов одной и той же стадии из гранитов во вмещающие их породы, богатые основаниями (CaO, MgO и FeO), происходит заметное влияние состава пород на рудоотложение, что отражается на составе минеральных парагенезисов, содержащих в повышенном количестве элементы вмещающих пород.

Одновременно с этим определенную роль, видимо, играл и температурный градиент, существовавший в момент рудоотложения той или иной стадии минерализации. Так, включения в кварце из молибденитовых прожилков в гранитах (зона I) на Джиде гомогенизируются в интервале температур 470-270°С, в кварце из прожилков той же стадии в зоне II гомогенизация происходит при более низких значениях – 410-245°; на Шерловой Горе включения в кварце из грейзенов в гранитах (зона I) имеют наиболее высокую температуру гомогенизации – от 520-470 до 300°, а в кварце из прожилков в роговиках гомогенизация происходит в интервале температур 440-280°С (Хетчиков, Онтоев, 1970).

В целом горизонтальная зональность рудных полей рассматриваемых месторождений представляет в своей основе пульсационную, многостадийную зональность, которая часто появляется в сочетании с одностадийной литологической и температурной зональностью.

Главная особенность проявления горизонтальной зональности в рудных полях заключается в том, что глубина распространения оруденения в разных минеральных зонах, как правило, отчетливо возрастает по мере перехода от интрузива к удаленным от него зонам: в апикальной части интрузива она не превышает 100–150 м, в ближайшей экзоконтактовой зоне составляет 300–400 м, а в наиболее удаленных от интрузива зонах достигает 600–700 м. Такое распределение оруденения на глубину создает своеобразную вертикальную зональность в рудных полях, которая в сочетании с горизонтальной зональностью обусловливает возникновение трехмерной или объемной зональности рудных полей. Различная вертикальная протяженность распространения оруденения в минеральных зонах, видимо, связана с разной глубиной заложения рудоконтролирующих структур, а также с разными уровнями отделения постмагматических растворов.

Зональность месторождений

Вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и сопутствующего оруденения в апикальных частях рудоносных гранитных массивов. Впервые такая зональность была выявлена А.А. Беусом для вольфрамоносного массива, позднее уточненная и детализированная другими авторами (Беус и др., 1962; Сырицо, 1967, и др.). Затем подобная зональность описана для танталоносных массивов (Залашкова, 1969).

Сходная зональность установлена нами для молибден-вольфрамоносного гуджирского (Онтоев, 1966$_{1,2}$) и оловоносного хапчерангинского массивов гранитов. Сравнительная характеристика вертикальной зональности метасоматически измененных гранитов редкометальных месторождений Забайкалья сделана автором (Онтоев, 1972).

Обобщение имеющихся фактических материалов и литературных данных позволяет выделить четыре подтипа вертикальной зональности метасоматически измененных гранитов по мере перехода от апикальных частей рудоносных массивов к их глубинным горизонтам (табл. 45).

Подтип 1, свойственный танталоносным массивам, характеризуется интенсивным проявлением ранней и поздней щелочной стадий постмагматического процесса, выражаемых в микроклинизации I и альбитизации I, а также поздней амазонитизацией II и альбитизацией II при сравнительно слабом проявлении кислотной стадии (грейзенизации). Танталовое оруденение (танталит и частично микролит) приурочено к самой верхней зоне амазонит-альбитовых апогранитов[1]. Имеющиеся в литературе данные, а также наши дополнительные исследования по поведению щелочных металлов, фтора и других показывают, что по мере перехода снизу вверх закономерно уменьшается отношение K/Na (фиг. 65,а), что указывает на интенсивное проявление процессов альбитизации на верхних горизонтах. Параллельно с этим возрастает содержание пятиокиси тантала, фтора и отношения Li/Rb. Эти данные указывают на тесную геохимическую связь танталового оруденения с процессами альбитизации исходных гранитов.

Подтип 2, свойственный вольфрамоносному массиву, характеризуется интенсивным проявлением кислотного выщелачивания на верхних и ранней щелочной стадии (микроклинизация и альбитизация) на средних и нижний горизонтах. Вольфрамовое оруденение приурочено к верхним зонам – грейзенам и грейзенизированным гранитам, а сопутствующее – прослеживается на большую глубину среди альбитизированных и микроклинизированных гранитов (фиг. 65,б). Величина K/Na имеет минимальное значение (0,58) в зоне альбитизированного гранита и достигает максимума (2,17) в зоне кварц-мусковитовых грейзенов, что указывает на преобладание в верхней зоне калиевого метасоматоза.

---

[1] Здесь и далее термин "апогранит" введенный А.А. Беусом, мы сохраняем только для характеристики измененных гранитов танталоносного массива.

Таблица 45

Подтипы вертикальной (сверху вниз) зональности метасоматически измененных гранитов в апикальных частях рудоносных массивов Забайкалья

Подтип 1		Подтип 2		Подтип 3		Подтип 4	
танталоносный	рудные элементы	вольфрамоносный	рудные элементы	молибдено-вольфрамоносный	рудные элементы	оловоносный	рудные элементы
Амазонит-альбитовый апогранит	Ta	Кварцево-мусковитовый грейзен	W	Грейзенизированный и микроклинизированный гранит	Mo (W)	Различные фации грейзенов	Sn, W
Мусковит-амазонит-альбитовый апогранит		Грейзенированный гранит	W	Мусковитизированный и микроклинизированный гранит		Грейзенизированный гранит	
Мусковит-альбит-амазонитовый апогранит		Мусковитизированный и альбитизированный гранит		Альбитизированный и биотитовый гранит		Мусковитизированный и микроклинизированный гранит с хлоритом	
Мусковитизированный и микроклинизированный порфировидный гранит		Микроклинизированный порфировидный гранит				Альбитизированный биотитовый гранит	
Микроклинизированный двуслюдяной гранит						Неизменный биотитовый гранит	

Отношение Al/K+Na, характеризующее степень грейзенизации, возрастает снизу вверх почти в два раза, а содержание фтора – почти в четыре раза.

Подтип 3 характерен для молибден-вольфрамоносного массива (фиг.65,в). Отличается от первых двух типов преимущественным развитием ранней и поздних микроклинизаций, а также слабой грейзенизацией на верхних горизонтах и альбитизацией гранитов на нижних. В соответствии с этим отношение K/Na на глубине имеет минимальное значение и резко увеличивается (до 3,40) на верхнем горизонте. Параллельно с этим увеличивается отношение Rb/K, указывающее на возрастание щелочности растворов. Содержание серы и фтора закономерно увеличивается снизу вверх. Молибденовое оруденение преимущественно развито к верхней зоне микроклинизированных и слабо грейзенизированных гранитов, а трехокись вольфрама в гранитах содержится в небольших количествах. В породах кровли массива, богатых основаниями (FeO,MgO,CaO), резко возрастает концентрация W (гюбнерит, шеелит), фтора (флюорит) и серы (пирит), что указывает на влияние состава пород кровли на рудоотложение.

Подтип 4, относящийся к оловоносному массиву (фиг. 65,г), характеризуется интенсивным проявлением кислотного выщелачивания (образование грейзенов и грейзенизированных гранитов) на верхних горизонтах, микроклинизацией гранитов – на средних и альбитизацией – на нижних. В наиболее глубоких горизонтах вскрыты неизмененные биотитовые граниты. Вольфрамовое и сопутствующее редкометальное оруденение приурочено к верхней зоне колонки – зоне максимального кислотного выщелачивания – к кварц-топазовой и кварцевой фациям грейзенов. Оловянное и частично медно-цинковое оруденение приурочено к кварц-мусковитовой фации. Последняя характеризуется максимальным значением Sn/W и Cu/Mo. По мере перехода снизу вверх, от неизмененных гранитов к грейзенам, возрастает концентрация рудных элементов (Sn, W, Mo, As, Cu и Zn), фтора и серы.

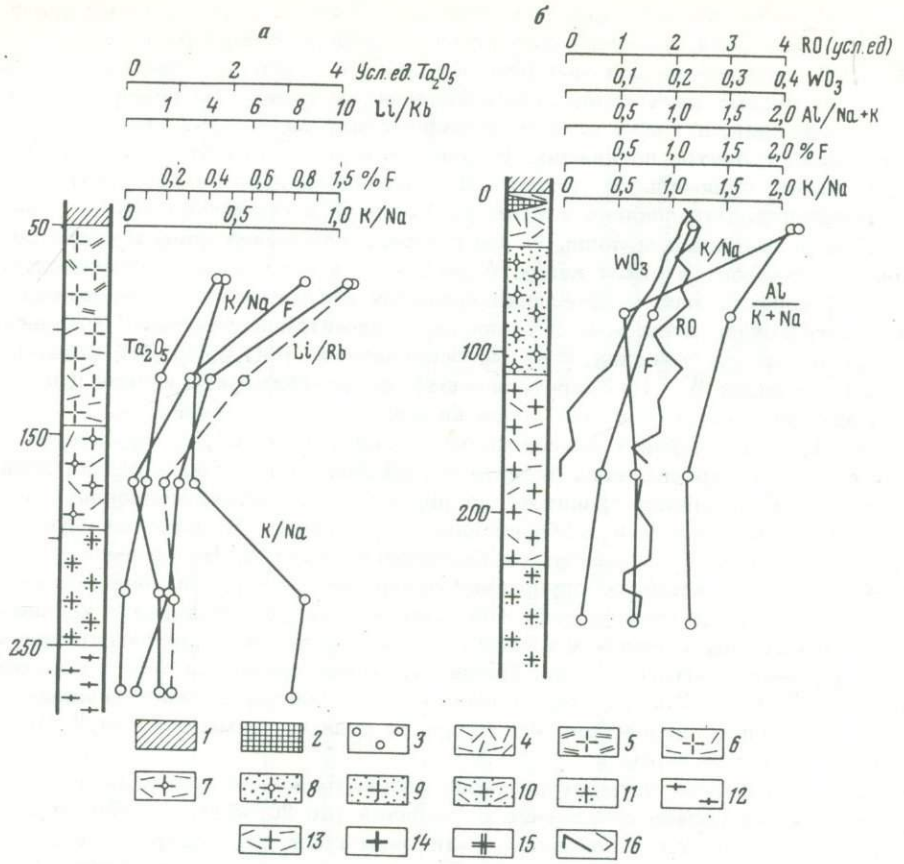
Общими чертами всех четырех подтипов рассматриваемой вертикальной зональности является резкое ослабление с глубиной (до 300–500 м) степени метасоматической переработки исходных биотитовых гранитов, приуроченность того или иного оруденения к определенным фациям измененных гранитов и отчетливое падение с глубиной содержаний металлов (Ta, W, Mo, Sn), фтора, серы, лития и отношений Si/Rb и Rb/K.

Однако имеются и существенные различия между указанными типами. Разное поведение основных щелочных металлов – натрия и калия – в процессах метасоматоза, вследствие чего в одних случаях процессы альбитизации наиболее интенсивно проявлены на верхних (подтип 1) и частично на средних (подтип 2) горизонтах, а микроклинизации – на нижних; в других случаях имеем обратные соотношения – альбитизация наблюдается на нижних горизонтах (подтипы 3 и 4), а микроклинизация – на верхних или средних. Если в первом случае отмечается отчетливое выщелачивание натрия в процессе ранней микроклинизации и переотложение его на верхних горизонтах (альбитизация), то во втором случае происходят выщелачивание калия из нижних горизонтов в процессе ранней альбитизации и переотложение его на верхних (микроклинизация).

Различное соотношение процессов щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания – в одних типах интенсивно проявлены процессы ранней и поздней щелочной стадии при слабом проявлении кислотной (подтип 1), в других – наиболее широко развиты ранний щелочной метасоматоз при слабой грейзенизации (подтип 2) и в третьих – наряду с процессами щелочного метасоматоза интенсивно проявлено и кислотное выщелачивание (подтипы 2 и 4).

Постмагматические растворы, обусловившие образование указанных типов зональности, оказываются существенно специализированными в отношении ведущих редких металлов (Ta, Li – в подтипе 1; W – в подтипе 2, Mo и W – в подтипе 3; Sn и частично W – в подтипе 4), что связано, вероятно, с геохимической специализацией исходных рудоносных гранитных массивов.

То или иное оруденение приурочено к определенным фациям измененных гранитов – танталовое к альбитовым апогранитам, молибденовое – к микроклини-



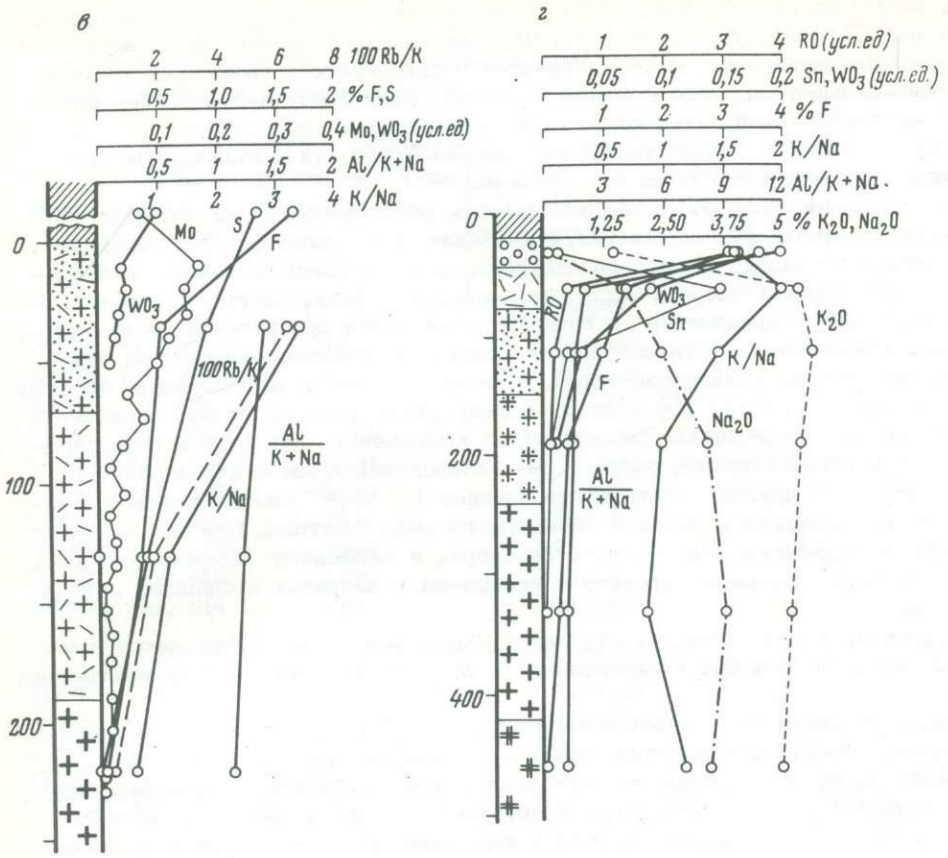
Фиг. 65. Подтипы вертикальной зональности метасоматически измененных гранитов и поведение элементов с глубиной в апикальных частях рудоносных массивов Забайкалья

а – подтип I – в танталоносном; б – подтип II – в вольфрамоносном; в – подтип III – в молибдено-вольфрамоносном; г – подтип IV – в вольфрамо-оливоносном;

1 – породы кровли (роговики и ороговикованные песчано-глинистые сланцы и песчаники); 2 – крупнокристаллический микроклин-кварцевый метасоматит; 3 – топаз-кварцевый грейзен; 4 – кварцево-мусковитовый и мусковитовый грейзен;

зированным гранитам, оловянное – к кварц-мусковитовым фациям грейзенов, а вольфрамовое – к кварцевым и кварц-топаз-мусковитовым фациям.

Касаясь природы рассматриваемых типов зональности метасоматически измененных гранитов и сопутствующего оруденения, необходимо отметить следующее. По данным упомянутых выше исследователей, зональная смена сверху вниз альбитовых апогранитов мусковит-альбит-амазонитовыми, а последних микроклинизированными гранитами (подтип 1), характерная для танталоносных массивов, связана с эволюцией кислотно-основных свойств одного потока растворов от ранней щелочной стадии к кислотной и далее к поздней щелочной стадии (поздняя альбитизация и амазонитизация). Этот же механизм, по мнению тех же авторов, обусловливает возникновение вертикальной зональности измененных гранитов в вольфрамоносном массиве (подтип 2). Однако здесь характерно наличие на верхних горизонтах, среди кварц-мусковитовых грейзенов, крупных блоков кварцевого ("ядро") и кварц-микроклинового метасоматитов, пред-



5 – лепидолит-амазонит-альбитовый апогранит; 6 – то же с мусковитом; 7 – мусковит-амазонит-альбитовый апогранит; 8 – грейзенизированный и альбитизированный гранит; 9 – грейзенизированный гранит; 10 – грейзенизированный и микроклинизированный гранит; 11 – мусковитизированный и микроклинизированный гранит; 12 – микроклинизированный гранит порфировидной структуры; 13 – микроклинизированный двуслюдяной гранит; 14 – альбитизированный биотитовый гранит; 15 – неизмененный биотитовый гранит; 16 – кривые содержаний отдельных элементов (Mo) и их окислов (Ta_2O_5, WO_3, K_2O и Na_2O), летучих (F,S) и парных отношений (K/Na, Li/Rb, Al/K+Na, 100 Rb/K)

ставляющие собой реликты минеральных образований более ранней микроклиновой стадии минерализации (подобно дорудным кварц-микроклиновым метасоматитам Джиды). В этом случае вертикальную зональность измененных гранитов можно рассматривать как сочетание многостадийной зональности и зональности отложения. Образование вертикальной зональности измененных гранитов и сопутствующего оруденения в молибден-вольфрамоносных (подтип 3) и оловоносных (подтип 4) массивах обусловлено прежде всего наложением друг на друга двух самостоятельных стадий минерализации – дорудной полевошпатовой и молибденитовой в первом и биотит-полевошпатовой и грейзеновой во втором случае.

Вместе с тем в пределах ранней полевошпатовой стадии в обоих массивах наблюдаемая зональная смена снизу вверх альбитизированных биотитовых гранитов микроклинизированными разностями может быть объяснена температурным градиентом, учитывая данные экспериментальных исследований (Orville,

1962, 1963; Iohannes, Winkler, 1965), показавших, что альбит образуется в более высокотемпературной области, чем микроклин. Следовательно, вертикальная зональность измененных гранитов и связанного с ними оруденения в молибден-вольфрамоносных и оловоносных массивах представляет собой сочетание многостадийной зональности с одностадийной температурной.

Вертикальная зональность месторождений. Можно выделить несколько генетических типов зональности.

Вертикальная литологическая зональность иллюстрируется на примере Инкурского вольфрамового штокверка. На нижних его горизонтах при переходе из диоритов и сланцев в мезозойские граниты содержание трехокиси вольфрама и сопутствующих фтора и серы довольно резко уменьшается, в два-три раза; вольфрамовое оруденение в гранитах становится практически не промышленным. Такая зональность обусловлена главным образом влиянием на рудоотложение состава вмещающих пород, в частности диоритов и сланцев, богатых основаниями (FeO, MgO, CaO). Именно в результате взаимодействия этих пород с растворами, содержащими такие летучие компоненты, как фтор и сера, происходило, с одной стороны, возрастание активностей в растворах ионов Ca^{2+}, Fe^{2+}, Mg^{2+}, а с другой – связывание анионов F^- и S^{2-} соответственно в виде флюорита и пирита в зонах околожильного метасоматоза. Все это вместе приводит к нарушению равновесия в растворах и массовому отложению рудных компонентов, в частности трехокиси вольфрама в диоритах и сланцах, а не в гранитах.

Вертикальная температурная зональность наблюдается в месторождениях, залегающих в однородных по литологическому составу вмещающих пород.

Так, в пределах Инкурского штокверка, залегающего в основном в диоритах, промышленное вольфрамовое оруденение прослеживается до горизонта 1300–1350 м. Ниже вольфрамовое оруденение заметно ослабевает, однако сопутствующее оруденение отчетливо возрастает и прослеживается на бо́льшую глубину. При этом концентрация сопутствующего компонента здесь увеличивается почти в 2–2,5 раза по сравнению с верхним горизонтом. В минералогическом отношении эта зональность выражается в увеличении с глубиной в прожилках штокверка относительных количеств микроклина и рудного минерала и в уменьшении гюбнерита, кварца и мусковита. В геохимическом отношении такая зональность выражается в увеличении с глубиной содержаний ниобия и скандия в гюбнерите в 1,5–2 раза, а также иттрия во флюорите.

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце из рудных прожилков и жил на разных горизонтах Инкурского месторождения приведены в табл. 46.

Как видно из таблицы, в пределах изученного вертикального интервала (около 460 м) температура гомогенизации включений увеличивается более чем на 100° и существовавший в момент оруденения температурный градиент оценивается порядка 18°C на 100 м глубины.

Другой пример вертикальной температурной зональности наблюдается на участке Аплитовый отрог в пределах Шерловой Горы. Здесь прожилковое штокверковое вольфрам-оловянное оруденение, залегающее в порфиритах палеозоя, прослеживается на глубину только 80–100 м. Ниже наблюдается безрудная зона с очень убогим оруденением. В минеральном составе прожилков на верхних горизонтах наблюдается кварц, микроклин, турмалин, топаз, вольфрамит, касситерит, арсенопирит. На нижних горизонтах в прожилках заметное развитие наряду с кварцем приобретают альбит, актинолит и биотит.

Данные гомогенизации кварца прожилков из верхней рудной и нижней безрудной зон показывают закономерное возрастание с глубиной температуры гомогенизации газово-жидких включений от 250–290 до 345–500 $^\circ$C на глубине 700 м. Температурный градиент здесь оценивается около 22°C на 100 м.

Вертикальная зональность сложной природы наблюдается в серии рудных жил Хапчерангинского месторождения. Здесь, в основных оловоносных жилах Центрального участка (Войнова, Террасовая, Параллельная, Бу-

Таблица 46

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце рудных образований из различных горизонтов месторождений

Номер образца и место взятия	Горизонт (или глубина), м	Пределы температуры (°С) гомогенизации включений	Температурный градиент
	Инкурское месторождение		
450/63, шт. 100	1600	324-193	
302/63, шт. 184	1580	300-225	
360/63, шт. 185	1575	290-225	
468/63, шт. 80	1545	360-225	
886/63, скв. 226	1520	410-245	18° на 100 м
832/63, скв. 350	1440	425-264	
772/63, скв. 619	1320	390-230	
709/63, скв. 619	1200	435-245	
712/63, скв. 489	1185	420-245	
524/66, скв. 514	1140	440-245	
	Рудопроявление Аплитовый отрог, Шерловая Гора		
217/66, скв. 1200	80 (глубина)	280-250	
281/66, скв. 1200	418 "	420-290	
288/66, скв. 1200	514 "	454-800	22° на 100 м
721/66, скв. 1200	706 "	500-345	

ровая и др.), наблюдается закономерная смена снизу вверх следующих минеральных ассоциаций: аксинит-актинолитовой ассоциации с гранатом, пирротином и сфалеритом на нижних горизонтах, далее на средних горизонтах - кварц-касситерит-хлоритовой, касситерит-сульфидно-хлоритовой и сульфидно-касситеритовой, а последних - существенно марматитовой и галенит-марматитовой на верхних горизонтах. Аксинит-актинолитовая ассоциация нижних горизонтов оловорудных жил относится к ранней кварц-касситерит-арсенопиритовой стадии минерализации, тогда как минеральные ассоциации средних и верхних горизонтов принадлежат к продуктам более поздней касситерит-сульфидно-хлоритовой стадии минерализации. Пространственная смена снизу вверх и на флангах жил существенно кварц-касситерит-хлоритовых руд сульфидно-касситерит-хлоритовыми, а последних марматитовыми рудами представляет собой концентрационную зональность, обусловленную изменением активностей соответствующих компонентов в растворах.

Таким образом, наблюдаемая вертикальная зональность оловорудных жил Хапчерангинского месторождения представляет собой сложное сочетание многостадийной зональности с концентрационной одностадийной зональностью.

Зональность отдельных рудных тел

Зональность в этой группе представлена тремя типами.

Поперечная зональность рудных тел. Она отчетливо проявлена в грейзеновых телах месторождения Гранитовое (Хапчерангинское рудное поле) и выражается в приуроченности оловянного оруденения, а также сульфидов меди и цинка к зонам развития кварц-мусковитовой фации грейзенов, а вольфрамового оруденения, а также молибдена к кварцевой и кварц-топазовой фациям грейзенов, т.е. к зонам максимального кислотного выщелачивания. Так как мусковит менее кислотофобный минерал по сравнению с кварцем и топазом

(условный потенциал ионизации мусковита равен 201,6, а кварца 227,3 ккал/моль) (Жариков, 1967), то можно сделать вывод, что отложение касситерита, а также концентрация меди и цинка происходили в менее кислой (или более щелочной) среде по сравнению с ферберитом и молибденитом, образующихся при низких значениях pH. Следовательно, рассматриваемая поперечная зональность в грейзеновых телах представляет в своей основе кислотно-основную зональность.

Поперечная зональность несколько иного типа наблюдается в рудных жилах вольфрамовых и оловянных месторождений. Такая зональность часто бывает симметричной в результате последовательного (без перерыва) отложения минеральных ассоциаций по направлению от зальбандов жильной полости к центру. При этом в призальбандовых частях кварц-вольфрамитовых жил (Букука) возникают наиболее ранние, относительно высокотемпературные ассоциации – молибденит, мусковит, висмутин, вольфрамит и кварц, а в центральных – более поздние ассоциации – друзовидный кварц, лиллианит, козалит, кальцит и др. В оловорудных жилах (Хапчеранга) поперечная зональность выражается в локализации кварца, хлорита и касситерита в зальбандах жил, а сульфидов главным образом марматита и пирротина – в их центральных частях.

В рассмотренных случаях поперечная зональность рудных жил обусловлена изменениями концентрации элементов в связи с их последовательным отложением, а также падением температуры и некоторым возрастанием щелочности растворов.

Поперечная зональность рудных жил нередко бывает асимметричной, когда в поздние минеральные ассоциации локализуются в одной из призальбандовых частей, а ранние – в другой. Такой случай часто отмечается в кварцево-сульфидно-вольфрамитовых жилах Холтосона, Бом-Горхона и Букуки. Подобная поперечная зональность обусловлена проявлением внутристадийной тектоники и изменениями температуры и концентрации компонентов в процессе отложения. Данные изучения газово-жидких включений в кварце (Хетчиков и др., 1970) показывают, что в ранних генерациях кварца (табл. 47) среди первичных включений часто встречаются такие, которые содержат большой процент (до 55–60%) газовой фазы и гомогенизируются при относительно высоких температурах (438–240°). Вместе с тем в кварце поздних генераций количество газовой фазы во включениях не превышает 30–25% и гомогенизация включений происходит при более низких температурах (340–200°).

В целом поперечная зональность рудных жил одностадийного формирования рассматриваемых месторождений по своей природе представляет собой сложное сочетание температурной, концентрационной и кислотно-основной зональности.

Продольная зональность рудных тел проявляется двояко. При переходе из гранитов в породы, богатые основаниями (FeO, MgO, CaO и др.), например диориты, порфириты, биотитовые сланцы, наблюдается смена кварцевых и кварц-мусковитовых фаций околожильных грейзенов во флюорит-пирит-серицитовую фацию (березиты). Параллельно с этим в участках жил, залегающих в породах более основного состава, заметно возрастает (в два-три раза) содержание трехокиси вольфрама, флюорита и пирита, а также увеличивается содержание ферберитовой молекулы в вольфрамитах. Следовательно, рассматриваемая продольная зональность рудных жил представляет собой литологическую зональность, обусловленную влиянием состава пород.

В тех случаях, когда рудные жилы залегают в однородных вмещающих породах, продольная зональность в некоторых рудных телах (Хапчерангинское месторождение) связана с изменениями в растворах концентрации ведущих компонентов, а именно Zn, Fe, Sn, S и других, в течение одной стадии минерализации и по существу является зональностью концентрационной.

Вертикальная зональность в отдельных рудных жилах проявлена достаточно разнообразно, и обычно она относится к классу одностадийной. Среди этой группы наблюдаются следующие подтипы: прямая, обратная и концентрическая.

Таблица 47

Температура гомогенизации газово-жидких включений в жильном кварце разных генераций некоторых месторождений

Месторождение	Номер жилы	Температура гомогенизации, °С		
		кварц I генерации	кварц II генерации	кварц III генерации
Джидинское	5	418–269	300–235	–
	139	387–235	325–235	–
	252	396–250	310–220	300–200
	108	438–240	340–230	–
Бом-Горхонское	1	425–238 (6)*	320–200 (10)	–

*В скобках – количество изученных образцов.

Прямая вертикальная зональность жил выражается в том, что с глубиной, по падению жил, возрастает роль ранних, наиболее продуктивных минеральных ассоциаций и, наоборот, уменьшается относительное количество поздних, менее продуктивных, часто безрудных ассоциаций. Такая зональность является наиболее благоприятной с точки зрения перспектив оруденения на глубину.

Данный тип зональности имеет двоякое происхождение. В одних случаях (Холтосон, Букука) более интенсивное развитие поздних минеральных ассоциаций на верхних горизонтах жил связана с особенностями внутристадийных тектонических подвижек, а именно: повторные раскрытия трещин в течение одной стадии минерализации наиболее часто происходили на верхних горизонтах жил с синхронным выполнением поздних минеральных ассоциаций, по составу несколько отличающихся от ранних. Подобная зональность представляет собой структурную зональность.

В других случаях (Хапчеранга) преимущественное развитие поздней ассоциации (марматитовой) на верхних горизонтах, а ранних (кварц-касситерит-хлоритовой и касситерит-сульфидно-хлоритовой) – на средних и нижний горизонтах жил обусловлено изменениями главным образом концентрации рудообразующих элементов на путях циркуляции растворов.

Обратная вертикальная зональность характерна для некоторых рудных жил Букукинского и Белухинского месторождений, сформировавшихся в течение одной стадии минерализации. Так, в пологих жилах Букуки (7, 3, 53 и др.) с глубиной, на нижних горизонтах, возрастает количество сульфидов – сфалерита, пирротина, халькопирита и, что особенно важно, различных сульфосолей свинца и висмута – галеновисмутита, лиллианита и козалита, иногда в ассоциации с кальцитом. На верхних горизонтах этих жил преимущественно развит висмутин и пирит.

Подобная зональность обусловлена главным образом изменениями с глубиной концентрации элементов сульфидных руд (Zn, Bi, Pb, Cu, S) и некоторым возрастанием щелочности растворов, что выражается, в частности, в замещении сульфидами кварца и вольфрамита. По данным экспериментальных работ (Кляхин, 1968; Годовиков, 1970), лиллианит и козалит образуются в менее кислой среде, чем висмутин.

Наиболее ярко обратная зональность проявлена на Белухинском месторождении, что отмечалось предыдущими геологами (Баскин, 1932; Левицкий, 1964).

Дополнительными нашими исследованиями здесь выяснено, что на нижних горизонтах ряда жил (4, 49, 16, 24 и др.) образуется специфическая ассоциация самородного висмута, пирротина, сфалерита и халькопирита, содержащая редкие селен- и теллурсодержащие минералы. На верхних горизонтах этих жил обычно характерна ассоциация висмутин, пирит и сфалерит. Более детальный анализ парагенезисов (Онтоев, 1964) показал, что парагенезис самородный висмут, пирротин и селен-теллуросодержащие минералы образуются в восстановительной среде, в условиях низкой активности серы, когда недостаток серы частично компенсируется вхождением в решетку серусодержащих минералов селена и теллура с образованием сульфотеллуридов (канфильдит, оруэтит, тетрадимит и др.). Экспериментальные исследования (Колонин, 1965) показывают, что ассоциация самородный висмут - пирротин при 250°С устойчива в условиях низкого парциального давления кислорода в слабокислой, нейтральной и слабощелочной среде (pH от 6,5-7 до 9-10), а парагенезис висмутин и пирит - при более высоком парциальном давлении кислорода в области кислой, слабокислой и нейтральной среды (pH от 2 до 7). На возрастание щелочности растворов на нижних горизонтах в процессе отложения самородного висмута, пирротина и халькопирита указывает явление замещения сульфидами кварца и вольфрамита, а также замещение последнего шеелитом и карбонатом.

Таким образом, обратная вертикальная зональность в жилах рассматриваемых месторождений представляет собой сложную одностадийную зональность, обусловленную градиентами концентрации, кислотности - щелочности и главным образом окислительно-восстановительного потенциала.

Концентрическая вертикальная зональность наблюдается в локальных участках в плоскости пологих жил Букуки, вокруг богатых вольфрамитом рудных гнезд. Нашими исследованиями (Онтоев, 1962) было выявлено, что по мере удаления от обогащенных вольфрамитовых участков жил по их падению, восстанию и простиранию постепенно увеличивается количество сульфидных минералов (сфалерита, пирита, пирротина и халькопирита), которые на расстоянии 8-10 м от вольфрамитовых гнезд образуют богатую вкрапленность в кварцевой жиле, а местами даже сплошные сульфидные руды. Затем количество сульфидов в жиле резко убывает. Схема такой локальной концентрической зональности представляется в следующем виде: в центре - зона богатых вольфрамитовых руд, где крупные кристаллы вольфрамита более или менее равномерно распределены в жильном кварце либо образуют неправильные скопления и мелкие гнезда; далее наблюдается зона преимущественно сульфидных руд, образующих вкрапленность, гнезда и сплошные обособления в жильном кварце; за этой зоной следует периферическая зона, преимущественно из кварца с редкой вкрапленностью вольфрамита и сульфидов.

Наличие таких зонально построенных рудных гнезд в плоскости жил приводит в целом к гнездовому распределению вольфрамитового и сульфидного оруденения.

Образование подобной концентрической зональности связано, вероятнее всего, с изменениями концентрации ионов в растворах в процессе рудоотложения, а именно одни из них (WO_4^{2-}, Fe^{2+} и Mn^{2+}) в силу градиента концентрации, а следовательно, наличия концентрационного потока, перемещаются в сторону зарождения и роста кристаллов вольфрамита и их агрегатов, а другие (Zn^{2+}, Cu^{1+}, S^{2-}) - к месту отложения сульфидов. Подобная дифференциация компонентов в растворе, заполнившем рудовмещающую трещину, обусловливает возникновение рассматриваемой концентрической зональности.

Геохимическая зональность в распределении элементов в рудообразующих минералах

Изучение особенностей состава рудообразующих минералов и распределения элементов-примесей в них оказывает существенную помощь в установлении геохимической зональности. Применительно к изученным месторождениям представ-

ляют интерес изменения состава таких рудообразующих минералов переменного состава, как вольфрамит, а также данные о распределении элементов-примесей в некоторых минералах.

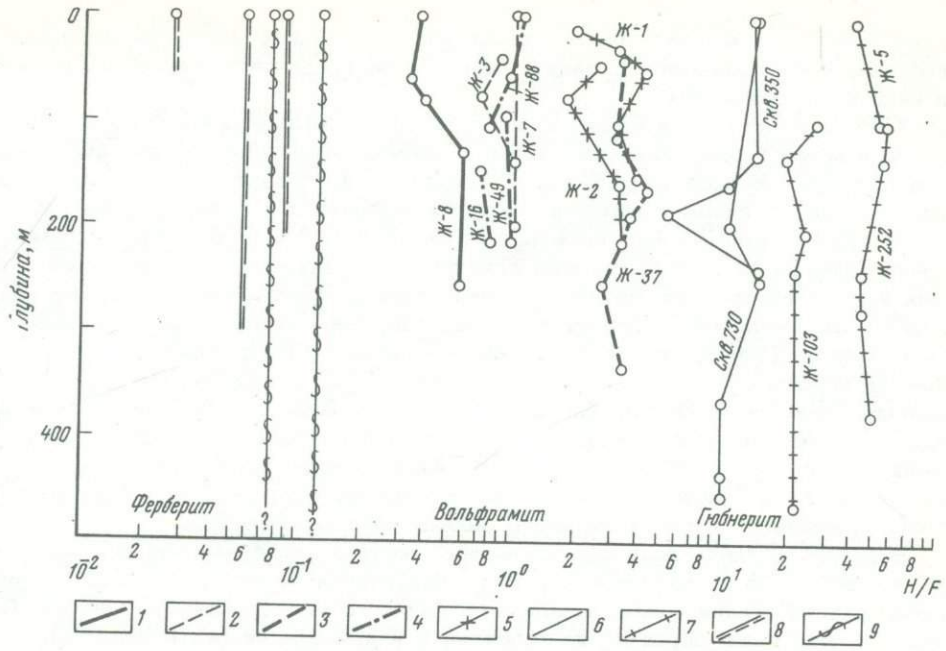
Зональность в изменении состава вольфрамитов. В ряде изученных месторождений отмечается заметное изменение состава вольфрамитов по мере перехода рудных жил и прожилков из гранитов во вмещающие их породы. Так, в одном грейзеновом месторождении, залегающем в апикальной части гранитного массива, гюбнериты содержат 15,6 % ферберитового компонента (данные 12 количественных спектральных анализов), при переходе рудных жил во вмещающие метаморфические сланцы содержание $FeWO_4$ достигает 28,4%, т.е. здесь уже образуется марганцовистый вольфрамит. По данным Л.Ф. Сырицо (1967), при переходе жил из гранитов Восточного массива в осадочные породы состав вольфрамита меняется от 25 до 51,6% $FeWO_4$. Сходное явление отмечено В.Ф. Барабановым (1961) для Белухинского месторождения, где при переходе рудной жилы из гранитов в диориты состав вольфрамита изменяется от 61,6 до 83,6% $FeWO_4$. Указанные примеры характеризуют достаточно контрастные изменения состава вольфрамитов, обусловленные главным образом влиянием состава вмещающих пород, богатых железом.

В других случаях подобные изменения состава вольфрамитов либо проявлены крайне слабо и неконтрастно, либо практически отсутствуют. Так, в гюбнеритах ранней стадии минерализации Джидинского месторождения (Онтоев, Дудыкина, 1966) при переходе из гранитов в кварцевые диориты содержание ферберитового компонента немного увеличивается от 3-4 до 5-8%, а в гюбнеритах поздней стадии состав гюбнеритов почти не меняется. Сходная картина характерна для гюбнеритов Бом-Горхонского и Булуктаевского месторождений. Между тем казалось бы, что в составе гюбнеритов за счет заимствования железа из вмещающих кварцевых диоритов должно бы резко увеличиться содержание ферберитового компонента, как в случаях рассмотренных выше. Причина этого явления кроется, по нашим данным, в высокой концентрации серы в растворах, которая связывает почти все железо, выщелоченное из вмещающих кварцевых диоритов, в виде пирита в зонах околорудного метасоматоза и в рудных жилах.

Касаясь вопроса об изменении состава вольфрамитов с глубиной в изученных месторождениях отметим следующее. Состав гюбнеритов Инкурского и Холтосонского месторождений (Джида) до глубины 450-500 м практически не претерпевают заметных изменений (фиг. 66). Гюбнерит крутопадающей жилы 37 Букукинского месторождения до глубины 340 м хотя и испытывает небольшие отклонения в содержании ферберитовой молекулы, все же состав его резко не меняется. Состав вольфрамитов пологих жил (3,7) Букуки и жил Белухи (16, 49 и 88) до глубины 200 м также существенно не меняется. Для сравнения на фиг. 66 приведены данные по составу вольфрамитов некоторых месторождений Центрального Казахстана (жил 1 и 2 Северного Коунрада, по Чухрову, Ермиловой, 1964) и Иультинского месторождения (жила 8, по С.Ф. Лугову), а также ферберитов антимонит-ферберитовых и арсенопирит-касситерит-ферберитовых месторождений (Чикото-Гранде и Чохья, Боливия, по Alfheld, 1957). Состав минералов группы вольфрамита до глубины 500-600 м (а местами даже до 1000 м) не претерпевает существенного изменения за исключением сравнительно незначительных вариаций в составе отдельных членов изоморфного ряда гюбнерит-ферберит. В пределах указанных глубин не наблюдается предполагавшаяся некоторыми исследователями (М.М. Тетяев и др.) зональная смена с глубиной гюбнерита ферберитом.

Таким образом, анализ поведения состава вольфрамитов с глубиной также подтверждает высказанное О.Д. Левицким (1964) положение, что состав вольфрамитов преимущественно определяется составом рудоносных растворов.

Зональность в распределении элементов-примесей в некоторых рудообразующих минералах. Изучение элементов-примесей в минералах позволяет выявить некоторые геохимические особенности условий рудоотложения и влияние тех или иных факторов на зональность отложения. На



Фиг. 66. Изменения с глубиной состава вольфрамитов некоторых вольфрамитовых месторождений

1 – Иультин (Лугов, 1955); 2 – пологие жилы Букуки; 3 – крутопадающие жилы Букуки; 4 – Белухинское; 5 – Центрального Казахстана (Чухров и Ермилова, 1964); 6 – Инкурское; 7 – Холтосонское; 8 – Горной Рачи (Чичинадзе, 1946; 9 – Боливии (Alfheld, 1957). H/F – отношение гюбнеритового компонента к ферберитовому

примере изучения элементов-примесей ряда минералов Джидинского, Бом-Горхонского и Хапчерангинского месторождений было установлено следующее.

1. Рудообразующие минералы различных стадий минерализации существенно отличаются по содержанию некоторых редких элементов, что свидетельствует о заметном различии в составе растворов, разных стадий минерализации. Так, гюбнериты ранней сульфовисмутит-гюбнеритовой стадии Джиды характеризуются повышенным содержанием Nb и Sc по сравнению с гюбнеритами поздней кварц-сульфино-гюбнеритовой стадии. Далее содержание Y и Mo во флюорите ранней стадии на порядок больше, чем во флюорите поздней стадии. В сфалеритах ранней стадии того же месторождения отмечаются повышенные содержания олова, почти на 1,5 порядка, а индия – на порядок выше, чем в сфалерите поздней стадии (Онтоев, Дудыкина, 1966).

Далее, в сфалеритах и галенитах Хапчерангинского месторождения кварц-арсенопирит-кассиеритовой стадии содержание олова на 1–1,5 порядка выше, чем в соответствующих минералах других стадий. Вместе с тем в галенитах ранней грейзеновой стадии отмечается максимальное количество висмута и меди, концентрация которых резко падает (почти на два порядка) в галенитах поздней карбонат-сфалерит-галенитовой стадии. Наоборот, в этом же направлении почти на порядок возрастает содержание в галенитах серебра и сурьмы.

В арсенопиритах грейзеновой стадии по сравнению с более поздней кварц-арсенопирит-кассиеритовой стадии резко увеличивается содержание сурьмы (почти на порядок), серебра, олова, меди и свинца (более чем в два-три раза). Приведенные данные достаточно убедительно показывают, что закономерности распределения элементов-примесей в минералах дают дополнительные данные для характеристики многостадийной зональности рудных полей и месторождений.

2. В пределах одной стадии минерализации распределение элементов-примесей в минералах может быть использовано для оценки влияния тех или иных факторов на зональность отложения. Изучение элементов-примесей минералов Джиды и Бом-Горхона показывает, что они могут быть подразделены на следующие группы (Онтоев, Дудыкина, 1966).

I группа - элементы-примеси, характеризующие изменения температурных условий рудоотложения. Здесь различают, с одной стороны, элементы-примеси, концентрации которых в соответствующих минералах закономерно падают в различных минеральных зонах по мере падения температуры и, в частности, по мере удаления от активного рудоносного интрузива. К таким относятся Nb и частично Sc в гюбнеритах, бериллий, молибден и иттрий во флюоритах, индий и олово в сфалеритах и др. С другой стороны, концентрация некоторых элементов в том же направлении, наоборот, возрастает, в частности кадмия в сфалеритах.

Подобное поведение элементов рассматриваемой группы отражает проявление температурной зональности.

II группа - элементы-примеси, характеризующие влияние состава вмещающих пород. В частности, на Джиде при переходе из гранитов (зона I) в диориты и метаморфические сланцы (зона II и III) заметно возрастает (в два-три раза) содержание железа и меди в гюбнеритах и сфалеритах, кобальта и никеля в пиритах и т.д.

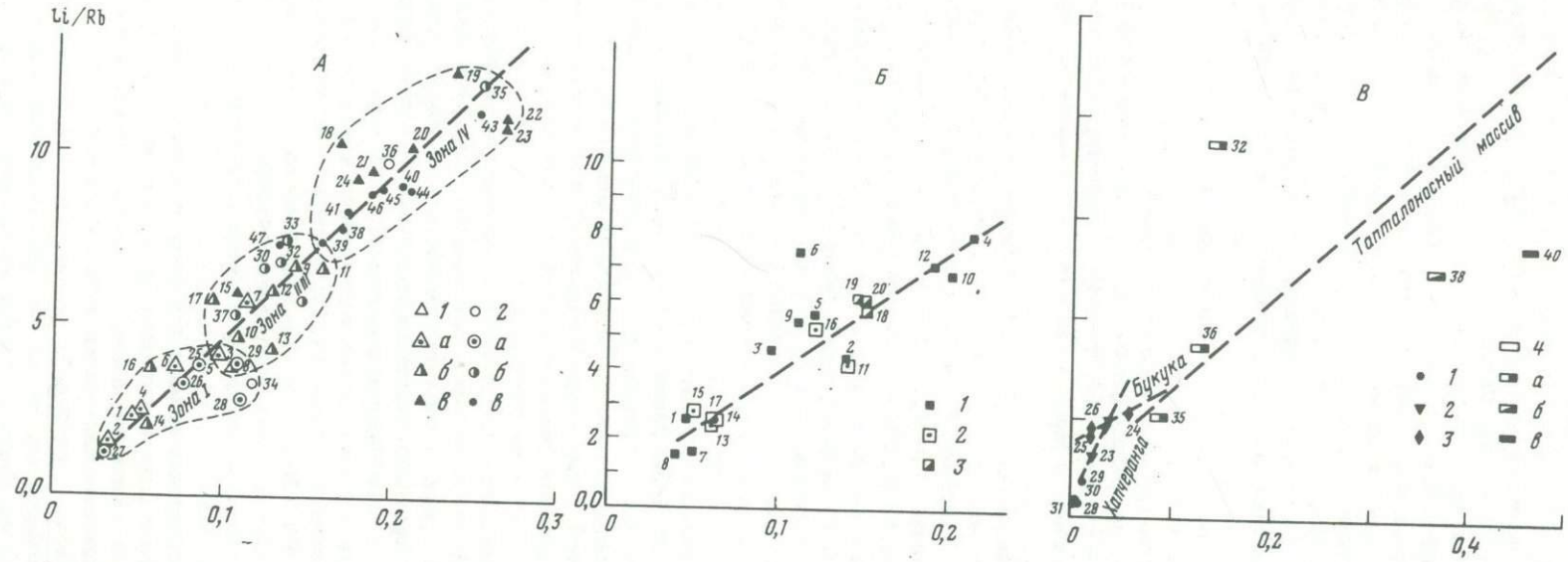
Эта группа элементов отражает проявление литологической зональности.

III группа - элементы-примеси главным образом редких щелочных металлов в слюдах и микроклинах, характеризующие влияние градиента кислотности - щелочности при рудоотложении (Онтоев, и др., 1968, 1969). К ним, в частности, относится распределение Li_2O и Rb_2O в указанных минералах. Так, в зонах околорудного изменения вмещающих пород Джидинского и Бом-Горхонского месторождений при переходе от внешних зон к внутренним содержание Li_2O увеличивается значительно быстрее, чем Rb_2O, что обусловливает резкое возрастание Li/Rb отношения, т.е. возрастание кислотности растворов. Аналогичное явление, а именно закономерное увеличение этого отношения, наблюдается в различных минеральных зонах Джиды по мере перехода от гранитов (зона I) в более удаленные от него зоны (IV). Представляет интерес анализ поведения редких щелочей (в координатах Li/Rb - содержание Li_2O) в мусковитах (фиг. 67). Отчетливо заметно, что мусковиты (жильбертиты) IV зоны Джиды располагаются в области более высоких значений Li/Rb и Li_2O, чем мусковиты зон II-III и I, т.е. первые образовались в условиях более кислой среды, чем последние. Сходное поведение можно отметить и в отношении мусковитов Бом-Горхона и других месторождений.

Важное значение имеет изучение щелочных металлов в микроклинах. В частности, отношение Na/Rb в микроклинах (Онтоев, Батова, 1969) может быть использовано при оценке режима кислотности растворов. Более показательным в этом отношении является корреляционная зависимость между парными отношениями K/Rb и Na/K в микроклинах, относящихся как к разным стадиям одного месторождения, так и к разным месторождениям (фиг. 68). Так, микроклины молибденитовой стадии в гранитах Джиды располагаются в области минимальных значений K/Rb и Na/K, что указывает на их образование в условиях более щелочной среды, чем микроклины Инкурского и Холтосонского месторождений. То же самое относится и к микроклинам молибденитовой стадии Бом-Горхона.

Сравнительное сопоставление данных для микроклинов разных месторождений Забайкалья показывает, что в наиболее щелочных условиях образовались амазониты танталоносного массива, далее микроклины Джиды и в более кислой среде отложились микроклины Хапчеранги и Бом-Горхона.

О зональных рядах в месторождениях Забайкалья. Обобщение имеющихся фактических материалов показывает, что в месторождениях Забайкалья отсутствует единый ряд зональности, как это следует из гипотезы Эммонса. В зависимости от геохимической специализации рудоносных интрузивов гранитов и по-

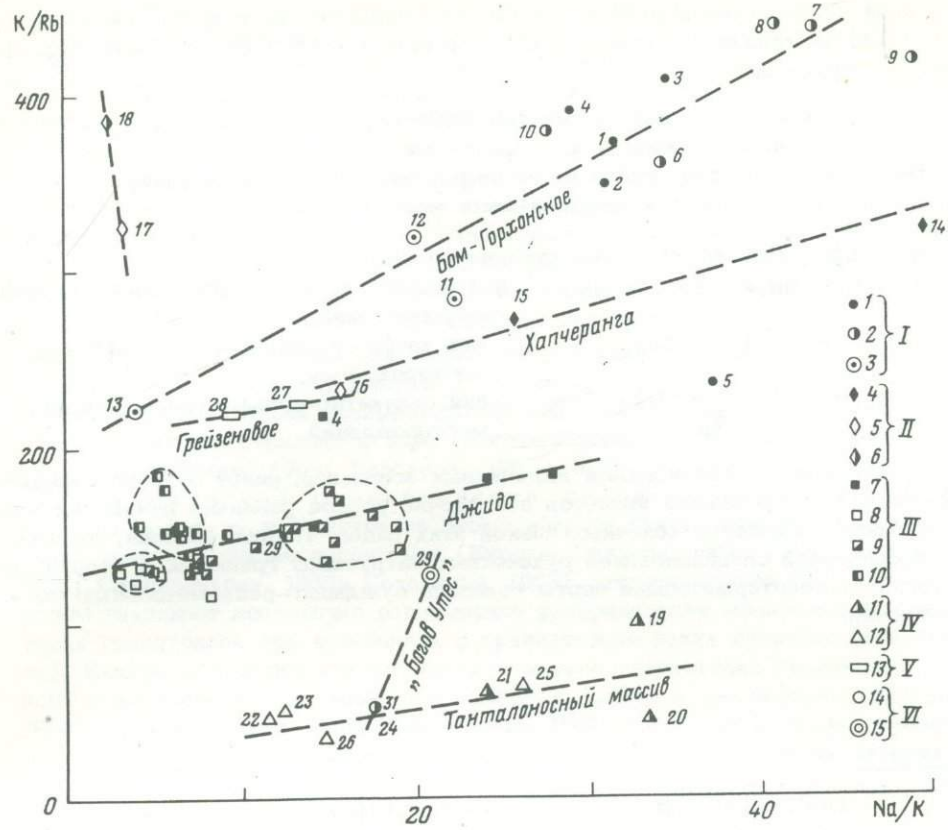


Фиг. 67. Корреляционная зависимость между литий-рубидиевым отношением (Li/Rb) и содержание Li_2O в мусковитах некоторых месторождений Забайкалья

А – Джидинское: 1 – мусковит ранней-редкометально-гюбнеритовой стадии минерализации: а-в зоне I, б-в зоне II–III, в-в зоне IV. 2 – Мусковит поздней кварц-сульфидно-гюбнеритовой стадии: а-в зоне I, б-в зоне II–III, в-в зоне IV;

Б – Бом-Горхонское: 1 – мусковит из околожильных грейзенов, 2 – мусковит из жил, 3 – серицит из метасоматитов;

В – других месторождений: 1 – Грейзеновое, 2 – Букукинское, 3 – Хапчерангинское, 4 – танталоносный массив: а – литиевый мусковит из гранитов, б – лепидолит из апогранитовых пород, в – то же из грейзенов



Фиг. 68. Корреляционная зависимость между K/Rb и Na/K в микроклинах некоторых месторождений Забайкалья

I – Бом-Горхонское: 1 – микроклин пегматитовых жил, 2 – микроклин из микроклинизированных гранитов и зон дорудной микроклинизации, 3 – из околожильных микроклиновых метасоматитов молибденитовой стадии;

II – Хапчерангинское: 4 – микроклины из микроклинизированных гранитов, 5 – из дорудных микроклинитов, 6 – адуляр из жилы Спектральная;

III – Джидинское: 7 – микроклины из дорудных метасоматитов, 8 – микроклины молибденитовой стадии минерализации в гранитах (Первомайское), 9 – микроклины малосульфидно-гюбнеритовой стадии (Инкурское); 10 – адуляры кварц-сульфидно-гюбнеритовой стадии Холтосон

IV – танталоносный массив: 11 – амазонит из амазонит-альбитового апогранита, 12 – амазонит из метасоматитов и жил;

V – Грейзеновое: 13 – микроклин из кварц-микроклиновых (до грейзеновых) метасоматитов;

VI – рудопроявления "Богов Утес": 14 – из полосчатого альбит-микроклинового метасоматита, 15 – из крупнокристаллического метасоматита

ведения рудных элементов в процессах эндогенной минерализации в конкретных условиях возникают различные зональные ряды металлов. При этом следует различать две группы месторождений Забайкалья, в которых по-разному проявлены зональные ряды металлов: а) мало- или безсульфидные месторождения, к которому относятся танталовые, бериллий-вольфрамитовые и некоторые кварц-вольфрамитовые месторождения; б) сульфидно-вольфрамитовые и сульфидно-касситеритовые месторождения, детально освещенные в настоящей работе.

Анализ литературных данных и наши материалы позволяют выделить следующие наиболее типичные зональные ряды металлов относительно рудоносных интрузивов гранитов.

В мало- или безсульфидных месторождениях:
Ta → (W)* для танталовых месторождений,
Be, W → W → W(Sn) для грейзеново-вольфрамитовых месторождений,
W → W(Sn) для кварц-вольфрамитовых месторождений.

В сульфидно-редкометальных месторождениях:
Mo → W(Bi,Zn) → W, Zn, Pb(Cu) для молибденит-сульфидно-вольфрамитовых месторождений,
W(Bi) → W, Zn, Pb → (Sb) для кварц-сульфидно-вольфрамитовых месторождений,
(W,Sn) → Sn, As, B → Sn, Fe, Zn → → Pb, Zn для силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений.

Характерными особенностями выделенных зональных рядов сульфидно-редкометальных месторождений является достаточно резкое различие начальных членов и близкое сходство конечных членов этих рядов. Первая связана, видимо, с геохимической специализацией рудоносных интрузивов гранитов, а вторая характеризует некоторые общие черты генезиса сульфидно-редкометальных месторождений.

Глава 6

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМИТОВЫХ И СУЛЬФИДНО-КАССИТЕРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Установленные закономерности стадийности минерализации, гипогенной зональности и околорудных изменений вмещающих пород позволяют осветить и некоторые особенности генезиса рассматриваемых месторождений Забайкалья. Мы остановимся лишь на некоторых из них: 1) рудоносность гранитоидов и источники рудного вещества, 2) особенности состава рудообразующих растворов, 3) форма переноса отдельных металлов в растворах, 4) некоторые закономерности процесса рудоотложения.

РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ И ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

По современным представлениям, главная масса рудообразующих элементов магматогенных редкометальных месторождений (W, Sn, Mo, Bi и Ta) своим источником имеет коровую гранитную магму палингенного происхождения (Смирнов, 1969). Вместе с тем высказываются предположения о частичном участии в формировании сульфидно-касситеритовых месторождений глубинных сквозьмагматических подкоровых растворов (Некрасов, 1963[2]), а также о мантийном источнике рудного вещества, в том числе и олова, при образовании сульфидно-касситеритовых месторождений Тихоокеанского рудного пояса (Барсуков, 1972). Вещество палингенных гранитоидов имеет двойственное происхождение: с одной стороны, это продукты преобразования материала самой коры, а с другой – привнесенное из более глубинных подкоровых источников. Имен-

[1] В скобках показаны второстепенные металлы.

но деятельностью "сквозьмагматических" (Коржинский, 1962) или "интрателлургических" (Кузнецов, Изох, 1969), потоков вещества (воды, щелочей, летучих и других компонентов) как продуктов дифференциации мантии обусловлены зарождение очагов магмы, вертикальная их миграция и образование автохтонных и аллохтонных (внедрений) гранитных массивов.

Различия в составе осадочных пород земной коры в той или иной мере предопределяют провинциальные отличия в составе возникающих за их счет палингенных гранитоидов и связанных с ними эндогенных рудных месторождений. Вместе с тем наибольшая концентрация редких металлов (Nb, Ta, Sn, W, Mo, Bi) и относительно равномерное их распределение характерны для аллохтонных гранитоидов, тогда как для автохтонных преимущественно метасоматических гранитоидов характерна повышенная концентрация Ga, Th, Zr и TR (Овчинников и др. 1970). Причина подобного различия в геохимии указанных групп гранитоидов еще не ясна. Вместе с тем аллохтонные гранитоиды формации умеренных и малых глубин оказываются специализированными в отношении олова, тантала, ниобия, бериллия и бора (Коптев-Дворников, Руб, 1964; Беус и др., 1962; Гребенников, 1968; Барсуков, 1967, 1972).

Геохимическая специализация гранитоидов на молибден и вольфрам. В литературе по этому вопросу существуют противоречивые точки зрения. Одни исследователи (Курода, Санделл, 1959; Рабинович и др., 1958; Студенникова, 1965; Рехарский, 1969), отвергая идею специализации, в целом отмечают достаточно равномерное распределение молибдена в различных типах гранитоидов при колебаниях в сравнительно узких пределах (два-три раза). Вместе с тем они указывают на некотрое возрастание содержаний молибдена в наиболее кислых разностях гранитов. Другие же исследователи (Щерба, 1960; Казицын, и др., 1962; Меликсетян, 1964; Ежов, 1964, и др.) указывают на отчетливую специализацию гранитоидов не только по валовому содержанию молибдена (в четыре-пять раз выше кларка), но и по акцессорно-минеральной ассоциации.

Аналогичная картина наблюдается в распределении вольфрама в гранитоидах. По данным одних авторов (Иванова, 1963; Сотников, Изюмова, 1965; Студенникова, 1965) интрузивы гранитов специализированные на вольфрам отсутствуют, а по мнению других (Ганеев, 1964; Афанасьев, 1964; Гребенников, 1968; Левашов, 1968; Косалс и др., 1970) таковые существуют. Ниже в табл. 48 сведены имеющиеся в литературе пока еще недостаточные данные о среднем содержании вольфрама и молибдена в гранитоидах.

Приведенные данные показывают, что среднее содержание вольфрама и молибдена в гранитоидах разных районов СССР колеблется в достаточно широких пределах - от кларкового или близкого к нему до 20-37 г/т для вольфрама и до 10-20 г/т для молибдена, т.е. иногда отмечается 10-20-кратное обогащение против кларкового. Подобные обогащения, возможно, связаны с тем, что анализу были подвергнуты частично измененные граниты.

Если исключить такие случаи, то среднее содержание вольфрама и молибдена близко или несколько превышает кларковое значение. Вместе с тем для отдельных районов наблюдается отчетливое обогащение гранитоидов молибденом, в три-шесть раз превышающее кларк этого элемента, что достаточно хорошо устанавливается для Центрального Казахстана, Армении и Северо-Восточного Забайкалья. В целом можно говорить о геохимической специализации гранитоидов в отношении молибдена. Что касается вольфрама, то для Восточного Забайкалья и Алтая отмечается одинаковое содержание вольфрама в рудоносных и нерудоносных гранитах (Иванова, 1963; Сотников, 1965). Однако отчетливая тенденция обогащенности вольфрамом наблюдается для рудоносных гранитов Центрального Казахстана, Западного Забайкалья и Западного Приморья.

Среди гранитоидов Кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья, по данным А.М. Гребенникова (1968), выделяются два типа: вольфрамоносные и танталоносные. Они существенно отличаются по характеру акцессорной минерализации.

Таблица 48

Среднее содержание (в г/т) вольфрама и молибдена в гранитоидах по данным разных авторов

Район	Вольфрам			Молибден			Источник
	среднее содержание	в том числе		среднее содержание	в том числе		
		рудоносный	нерудоносный		рудоносный	нерудоносный	
Средний кларк для гранитов	1,5			1,0			Виноградов, 1962
Северный Кавказ	1,7–2,2			1,0–1,4			Студенникова, 1965
Восточное Забайкалье		1,2	1,2		1,1 0,8–1,2	1,1	Иванова, 1963 Рабинович и др., 1958
Северо-Восточное Забайкалье					5–6,5	3,6	Казицын и др., 1962
Западное Забайкалье		10–20* 37*	 0,38–1,4		10–20* 7,3*	 0,13–1,17	Афанасьев, 1964 Сизых и др., 1966 Косалс и др., 1970
Центральный Казахстан		3–10 24* 37**	1–2		3–5 3,8 9,2* 9,0**	1–2	Щерба, 1960 Ежов, 1964 Негрей, 1964 Ганеев, 1964
Армения					5,2		Меликсетян, 1964
Северный Тянь-Шань				1,2			Рехарский, 1969
Алтай		2,0	2,0				Сотников, Изюмова, 1965
Западное Приморье		7,3					Левашов, 1968
США, разные районы		1,6		1,3			Санделл, 1962 Курода, Санделл, 1959
Япония				0,6			То же

* Данные приближенно-количественного спектрального анализа.

** Порфировидный гранит Караобы с глубины 450 м, возможно частично измененный, хотя автор не указывает на степень измененности породы.

Примером нерудоносного гранитного массива является изученный Косалс и другими (1970) Биту-Джидинский массив гранитоидов, содержание молибдена (0,13–0,17 г/т) и вольфрама (0,38–1,4 г/т) в породах которого значительно ниже, чем средний кларк для кислых пород.

В общем имеющиеся пока немногочисленные данные по изучению геохимии вольфрама и молибдена указывают на возможность геохимической и акцессорно-минеральной специализации гранитоидов на эти металлы, подобно олову, танталу, ниобию и др.

Отделение рудных элементов из магматического расплава и вовлечение их в рудообразующий процесс. Существуют различные гипотезы по вопросу отделения рудных элементов: 1) в результате магматической дистилляции элементов одновременно с кристаллизацией породообрузующих минералов, 2) путем их концентрации в остаточном растворе после кристаллизации основной массы расплава, 3) в результате фракционной дистилляции рудных элементов, когда состав растворов, отщепляемых кристаллизующейся магмой, существенно меняется со временем. Кроме того, существует предположение, что рудные элементы вьщелачиваются из уже раскристаллизовавшегося гранита под действием высокотемпературных постмагматических растворов.

Теоретические аспекты гипотезы магматической дистилляции освещены в работах В.А. Николаева (1958), В.А. Николаева и В.В. Доливо-Добровольского (1961) и др.

В последние годы значительное развитие этой гипотезы получило в работах И.Н. Говорова (1964[1,2], 1966), в которых показано, что весь процесс магматической дистилляции подразделяется на три стадии: раннюю, среднюю и позднюю. В раннюю полевошпатовую стадию, после кристаллизации плагиоклаза и калиевого полевого шпата, отщепляются растворы углекисло-кремнисто-щелочного состава; далее в среднюю, после кристаллизации главной массы кварца, выделяются галлоидно-кислотные и, наконец, в позднюю стадию, вслед за кристаллизацией основной массы биотита, акцессорных и поздних альбита и микроклина, выделяются существенно щелочные растворы галоидно-сернисто-карбонатного состава.

Что касается гипотезы остаточных растворов, то она в достаточной мере освещена в работах Фогта, Ниггли, Заварицкого и Бетехтина. А.Г. Бетехтин считал, что источником гидротерм являются водные растворы, оставшиеся при остывании в интрузивах в межзерновом пространстве под высоким давлением (1953[2], стр. 269). При этом он указывал, что тройная система "смешанного типа" В.А. Николаева (гранит – вода – особый компонент С или растворимая в воде соль) ближе отвечает природным условиям магматического процесса, чем бинарная система Фогта – Ниггли. Ниже рассматриваем некоторые другие гипотезы.

Гипотеза постмагматической мобилизации рудных элементов из гранита. За последнее десятилетие широкое развитие получила гипотеза метасоматической мобилизации рудных компонентов (Беус, 1968; Щерба, 1960, 1968; Барсуков, 1967), согласно которой источником рудных элементов являются затвердевшие рудоносные граниты. Рассмотрим несколько подробнее эту гипотезу с точки зрения применимости ее положения к изученным редкометальным месторождениям. Эта гипотеза предусматривает, что при просачивании высокотемпературных растворов через раскристаллизовавшуюся массу гранитов происходит экстракция (извлечение) содержащихся в породообразующих и акцессорных минералах элементов в процессе постмагматического изменения этих минералов с последующим переотложением вьщелоченных металлов в апикальных частях рудоносных массивов и в надинтрузивной зоне с образованием рудных месторождений. При этом основными первичными концентраторами рудных элементов в гранитах, по данным указанных авторов, являются биотит (для олова и тантала), полевые шпаты (для молибдена, вольфрама и бериллия) и некоторые акцессорные минералы (касситерит, колумбит, стрюверит, сфен и др.).

Установлена также другая важная закономерность, выражающаяся в том, что степень концентрации того или иного элемента находится в прямой зависимости от степени метасоматического изменения исходных гранитов: максимальное содержание редких металлов наблюдается в грейзенах, грейзенизированных гранитах и альбититах (Щерба, 1960; Беус, 1968; Иванова, 1963; Барсуков, 1967).

Вместе с тем согласно рассматриваемой гипотезе должна существовать зона выщелачивания рудных элементов, которая, как правило, должна располагаться ниже рудной зоны. По данным Г.Н. Щербы (1968), выщелачивание (экстракция) металлов из гранитов происходит при участии летучих компонентов (F, Cl, H_2O) в процессе щелочного метасоматоза (микроклинизации и альбитизации) и следующего за ним кислотного выщелачивания. При этом из полевых шпатов и слюд гранитов извлекаются до 30–40% содержащихся в них элементов-примесей. Глубина зоны экстракции может достигать 1,5–2 км. Однако конкретные данные о зонах выщелачивания в месторождениях этим автором не приводятся. В литературе имеется единственное указание (Барсуков, 1967), что в подрудной зоне в результате выщелачивания содержание олова в измененных гранитах уменьшается до 4–5 г/т по сравнению с неизмененной разностью (20–26 г/т). До сих пор в литературе мало уделяется внимания количественной оценке рассматриваемого процесса выщелачивания.

Подобная оценка может быть сделана двумя путями:

а) изучением распределения важнейших металлов во всей вертикальной метасоматической колонке от неизмененных гранитов к их интенсивно переработанным разностям;

б) расчетом баланса того или иного металла применительно к конкретным объектам.

Анализ имеющихся фактических материалов по распределению рудных элементов в различных метасоматически измененных гранитах ряда месторождений Забайкалья до глубины 400–500 м показывает следующее.

Устанавливаются четыре подтипа вертикальной метасоматической зональности измененных гранитов в апикальных частях массивов соответственно в танталоносных, вольфрамоносных, вольфрам-молибденоносных и оловоносных. Общими для всех четырех подтипов является смена с глубиной наиболее интенсивно переработанных гранитоидов – альбитовых апогранитов, грейзенов, грейзенизированных и микроклинизированных гранитов верхних горизонтов альбитизированными, микроклинизированными и мусковитизированными разностями гранитов на средних горизонтах, которые на глубоких горизонтах (300–500 м) переходят в менее измененные порфировидные, часто двуслюдяные граниты, а местами в альбитизированные биотитовые, а затем почти неизмененные биотитовые граниты. Оруденение, как правило, приурочено к самой верхней зоне интенсивно переработанных гранитов.

В связи с рассматриваемой гипотезой именно зоны альбитизированных, микроклинизированных и мусковитизированных гранитов на средних горизонтах изученных частей рудоносных массивов, располагающихся ниже собственно рудоносных зон, можно было бы рассматривать как зоны максимального выщелачивания (экстракции) рудных элементов из самих гранитов.

Изучение распределения рудных элементов в указанных зонах (табл. 49) показывает не вынос редких металлов, как предполагается гипотезой метасоматической мобилизации, а, наоборот, значительный их привнос. Так, в танталоносном массиве содержание тантала в зонах микроклинизированных порфировидных и двуслюдяных гранитов почти в пять раз превосходит его содержание в исходном биотитовом граните. В вольфрамоносном массиве в мусковитизированных и микроклинизированных гранитах подрудной зоны отмечается значительный привнос вольфрама (больше, чем в шесть раз) по сравнению с содержанием этого металла в биотитовом граните. В молибдено-вольфрамоносном массиве привнос молибдена в зоне альбитизированных и мусковитизированных гранитов в пять-десять раз превышает исходную его концентрацию в биотитовом граните. В оловоносном массиве содержание олова в микроклинизированных и альби-

Таблица 49

Изменения содержаний (в г/т) рудных элементов с глубиной в различных метасоматически измененных гранитах в некоторых рудоносных массивах Забайкалья

Номер зоны	Порода	Глубина, м	Ta	W	Mo	Sn	Источник
	Кларк в гранитоидах		3,5	1,5	1,0	3	Виноградов, 1962
	Танталоносный массив						
1	Амазонит-альбитовый апогранит с лепидолитом	0-50	147				
2	Амазонит-альбитовый апогранит с лепидолитом и мусковитом	50-100	65				
3	Амазонит-альбитовый апогранит с мусковитом	100-150	49				Залашкова, 1969
4	Порфировидный микроклин-альбитовый апогранит	150-200	20				
5	Двуслюдяной гранит	200-250	20				
	Биотитовый гранит главной интрузии		4,1				
	Вольфрамоносный массив						
1	Кварц-мусковитовый грейзен	0-20		1750			
2	Грейзенезированный гранит	20-100		1050			Сырицо, 1963
3	Мусковитизированный и альбитизированный гранит	100-250		120			
4	Микроклинизированный порфировидный	250-350		120			
	Биотитовый гранит главной интрузии			20			
	Вольфрамо-молибденоносный массив (Гуджирский)						
1	Грейзенизированный и микроклинизированный гранит	0-100			1000		Данные автора
2	Мусковитизированный и микроклинизированный гранит	100-200			200		То же
3	Альбитизированный биотитовый гранит	200-300			100		"
4	Исходный биотитовый гранит				10-20		Афанасьев, 1964
	Оловоносный массив (Хапчерангинский)						
1	Кварц-топазовый и топазовый грейзен	0-20				130	Данные автора
2	Кварц-мусковитовый грейзен	20-80				800	То же
3	Грейзенизированный гранит	80-150				360	"

Таблица 49 (окончание)

номер зоны	Порода	Глубина, м	Ta	W	Mo	Sn	Источник
4	Мусковитизированный и микроклинизированный порфировидный гранит	150–200				20	"
5	Альбитизированный биотитовый гранит	250–450				15	"
6	Неизмененный биотитовый гранит	450–500				(8,3)	Таусон и др., 1968

тизированных разностях в три–четыре раза больше, чем в исходном неизмененном граните.

Приведенные данные о распределении рудных элементов в изученных рудоносных массивах не могут быть объяснены гипотезой метасоматической мобибизации (Онтоев, 1969).

Рассмотрим оценку последней с несколько другой стороны, именно расчетным путем. Зная масштабы месторождений, связанных с этими гранитоидами, а также размеры конкретных массивов на дневной поверхности и на некоторой глубине, а также содержание металлов в исходных биотитовых гранитах, можно рассчитать возможную глубину метасоматической переработки гранитов или то же самое глубину выщелачивания (экстракции) металлов из гранитов и сравнить ее с фактически наблюдаемыми данными. Подобный расчет выполнен нами для рассмотренных выше рудоносных массивов гранитов. При этом сделаны некоторые допущения: 1) принято, что выщелачивается около 60% металла, содержащегося в исходном граните; 2) кроме учтенных запасов в первом приближении подсчитаны количество металла в измененных гранитах, привнос которого подтверждается данными опробования, но в силу некондиционного содержания оно не было учтено в общем балансе запасов; 3) по геологическим данным допускается, что от 1/4 до 1/3 учтенного запаса металла была уничтожена эрозией; 4) объем апикальной части гранитных массивов для простоты рассчитан по формуле усеченной пирамиды.

Результаты выполненного подобным образом расчета возможной глубины метасоматического изменения рудоносных гранитов и ее сопоставление с фактически наблюдаемой глубиной измененных гранитов приведены в табл. 50.

Приведенные данные показывают, что рассчитанные глубины выщелачивания металлов находятся в резком несоответствии с фактически наблюдаемыми глубинами метасоматического изменения гранитов. Это указывает на малую вероятность механизма метасоматической мобилизации металлов из закристаллизовавшихся гранитов, если считать их источником рудного вещества.

Гипотеза фракционной дистилляции. Эта гипотеза, высказанная в свое время С.С. Смирновым (1937_2), предусматривает, что в процессе своего становления (т.е. кристаллизации) магматический очаг (в том числе и рудоносный интрузив) выделяет не непрерывно, а прерывисто (отдельными импульсами) растворы, составы которых меняются во времени.

Позднее А.Г. Бетехтиным (1953_2, стр. 129) указывал, что рудоносные гидротермальные растворы возникают в относительно более поздние периоды формирования интрузива и притом в самих интрузивных массивах. Эти соображения послужили основой для вывода о существовании внутриинтрузивных рудоносных (или рудогенерирующих) очагов, в той или иной мере освещенных в работах ряда исследователей (Радкевич, 1959; Коптев-Дворников и др., 1964; Онтоев, 1963; Кунаев, 1963) и особенно в работах В.В. Аристова (1964).

Возможность фракционной дистилляции растворов разного состава и в разное время при формировании габбро-гранитного плутона убедительно показал недавно Ф.К. Шипулин (1968) на примере интрузивных пород и руд Дашкесана.

В результате изучения рассматриваемых месторождений Забайкалья установлены две важные закономерности, позволяющие судить о времени и месте отделения рудоносных растворов.

1. Сопряженность во времени и в пространстве процессов минералообразования и внутриминерализационных даек гранитоидов. На примере Джиды, Бом-Горхона и других месторождений наблюдается следующая последовательность процессов магматизма и оруденения: ранний дорудный щелочной метасоматоз → дайки аплитов и гранит-порфиров I фазы → молибденитовая стадия → дайки аплитов и гранитов II фазы → дайки сиенит-порфиров → сульфовисмутит-вольфрамитовая стадия → сульфидно-вольфрамитовая стадия. Приведенная последовательность указывает на то, что отделение ранней порции рудных растворов, обогащенных молибденом, происходило не в процессе ранней магматической дистиляции, а значительно позднее, когда произошла полная кристаллизация периферических частей родоносного массива, которые были затем подвергнуты щелочному метасоматозу и даже после внедрения даек аплитов и гранит-порфиров I фазы. Следующая порция растворов, обогащенная вольфрамом и редкими металлами, отделялась от магматического расплава после отщепления даек аплитов и гранитов II фазы и даек сиенит-порфиров. Наконец, растворы, обогащенные вольфрамом и элементами сульфидных руд (Zn, Pb, Cu), отделялись в наиболее поздние периоды формирования интрузива или его более глубинного магматического очага.

2. Минеральные комплексы, образованные из разных порций рудоносных растворов (или то же самое - комплексы разных стадий минерализации), пространственно локализованные в различных зонах относительно интрузива, имеют различную протяженность на глубину: минимальную (100-150 м) в апикальной части гранитного массива (зона I), где сконцентрирована в основном молибденитовая стадия; далее - умеренную (300-400 м) в экзоконтактовой зоне массива (зоны II и III), где в основном проявлена сульфовисмутит-вольфрамитовая; и максимальную (700-1000 м) в удаленной от интрузива зоне (зона IV), где преимущественно проявилась сульфидно-вольфрамитовая стадия. При этом в зоне I наряду с затуханием с глубиной молибденового оруденения одновременно выклиниваются дайки аплитов и гранит-порфиров I и II фаз. Мож-

Таблица 50

Сопоставление расчетной и фактической глубины метасоматической переработки рудоносных массивов гранитов Забайкалья

Рудоносный массив гранитов	Сечение* массива, км^2		Содержание в граните		Расчетная глубина метасоматически измененных гранитов, м	Фактическая глубина измененных гранитов, м
	s_1	s_2	элемент	г/т		
Танталоносный	2	3	Ta	4,1	1200	250-300
Вольфрамоносный	0,1	1	W	20	2000	350-400
Молибдено-вольфрамоносный	0,5	2	Mo	10	1900	300-350
	0,5	6	W	20	5100	500-700
Оловоносный	0,6	3	Sn	6,6	1200	300-400

* s_1 - сечение массива на дневной поверхности;

s_2 - предполагаемое сечение массива на глубине 500-1000 м.

¼14 1245

но предполагать, что источник (рудоносный очаг) растворов молибденитовой стадии располагался на относительно небольшой глубине от апикальной части рудоносного массива; на несколько бо́льшой глубине, видимо, находился источник растворов сульфовисмутит-вольфрамитовой стадии и на максимальной глубине (более 1 км) - источник растворов сульфидно-вольфрамитовой стадии.

Таким образом, в процессе становления рудоносных гранитных массивов по мере опускания фронта кристаллизации расплава в разное время и на разных глубинах создаются условия для возникновения рудогенерирующих внутриинтрузивных очагов, что обусловливает фракционное отделение рудных компонентов из расплава.

Физико-химическая сторона гипотезы фракционной дистилляции разработаны еще крайне слабо. Исследования проблемы отделения воды (основного растворителя) из расплава гранитного состава (Кадик, Хитаров, 1965, 1968; Хитаров и др., 1967), а также силикатно-водно-солевых систем (Николаев, 1953; Рябчиков, 1968; Рябчиков, Хамильтон, 1971), вероятно, внесут некоторую ясность в этой сложной проблеме.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Особенности составов рудообразующих растворов при формировании изученных месторождений Забайкалья можно рассматривать тремя независимыми путями: 1) анализом минерального состава руд и парагенетических ассоциаций минералов, слагающих рудные тела; 2) изучением околорудных изменений вмещающих пород; 3) исследованием состава газово-жидких включений в минералах. Имеющиеся данные показывают, что исходный состав отщепляемых постмагматических растворов существенно менялся во времени, что находит отражение на составе минеральных комплексов, возникающих в различные стадии минерализации.

Так, в месторождениях молибденит-вольфрамитовой формации состав растворов отдельных стадий минерализации был существенно специализированным в отношении характерных металлов: в дорудную стадию они были обогащены калием и натрием, в молибденитовую стадию - преимущественно молибденом и калием, в сульфовисмутит-гюбнеритовую - вольфрамом и висмутом и в сульфидно-гюбнеритовую - вольфрамом, свинцом, цинком и медью. Сходное изменение состава растворов намечается при формировании месторождений кварц-сульфидно-вольфрамитовой формации, за исключением того, что здесь не проявлены дорудная полевошпатовая и молибденитовая стадии минерализации.

Совершенно иной катионный состав растворов и другой характер его изменения во времени отмечается при формировании месторождений сульфидно-касситеритовой формации. Здесь в дорудную полевошпатовую стадию привнесены калий и натрий: далее в грейзеновую стадию растворы содержали калий, олово, вольфрам, частично мышьяк; в следующую арсенопирит-касситерит-турмалиновую стадию растворами привнесены основная масса мышьяка, бора, значительная часть олова и железа; в касситерит-сульфидно-хлоритовую стадию - растворы были обогащены оловом (главная масса), железом и цинком, а в сфалерит-галенит-карбонатную стадию - свинцом и цинком.

Изучение околорудных изменений вмещающих пород месторождений молибденит-вольфрамитовой и кварц-сульфидно-вольфрамитовой формаций показало, что почти во всех стадиях минерализации происходит привнос значительных количеств калия (микроклинизация и грейзенизация), фтора и особенно серы. Для рассматриваемых месторождений было установлено (Онтоев, 1967, 1969, 1970), что в различные стадии минерализации анионный состав растворов существенно не менялся и характеризовался высоким содержанием фтора и серы. Вместе с тем наличие жидкой углекислоты в газово-жидких включениях в кварце рассматриваемых месторождений (Хетчиков и др., 1970) указывает на наличие в составе растворов также и этого компонента.

Несколько другая картина наблюдается в месторождениях силикатно-сульфидно-касситеритовой формации. Здесь отмечаются изменения в разные стадии минерализации не только катионного, но и анионного составов растворов. Так, в грейзеновую стадию минерализации в составе растворов значительно преобладал ион фтора (фиксируемый в топазе, флюорите, слюдах) и местами также ион хлора (во включениях в кварце из грейзенов Шерловой Горы наблюдались мелкие кристаллики галита) при отсутствии или крайне слабом развитии углекислоты (во включениях в кварце жидкая углекислота не обнаружена). В арсенопирит-касситерит-турмалиновую стадию вместо фтора (и хлора) заметное развитие в составе растворов получили бор (BO_3^{3-}), сера и мышьяк (возможно, в форме H_3As). В следующую сульфидно-касситерит-хлоритовую стадию в составе водных растворов преобладали исключительно ионы серы и, наконец, в галенит-сфалерит-карбонатную стадию наряду с сульфидной серой была представлена также и углекислота. Для рассматриваемой формации характерен значительный привнос серы почти во всех стадиях, начиная от грейзеновой и кончая сфалерит-галенитовой.

Исследование состава газово-жидких включений в рудоносном кварце некоторых месторождений Забайкалья методом водных вытяжек дает дополнительный материал для суждения о составе растворов. В водные вытяжки переходят растворимые вещества газово-жидких включений.

Результаты изучения состава газово-жидких включений 13 проб жильного кварца, выполненного в ВНИИСИМС (г. Александровск) старшим инженером М.А. Араповой, приведены в табл. 51.

Приведенные данные показывают, что среди катионов максимальной концентрацией в растворах газово-жидких включений обладает натрий (до 18-21 г/л) и минимальной - магний (0,2-2 г/л); намечается следующая последовательность изменения концентрации катионов в порядке их уменьшения: $Na^+ \rightarrow K^+ \rightarrow Ca^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$. Среди катионов преобладают щелочные металлы над щелочноземельными: величина $Na^+ + K^+ / Ca^{2+} + Mg^{2+}$ колеблется от 1,23 до 7,48 и только в одном случае меньше 1 (0,62).

Наиболее высокие концентрации щелочных металлов в растворах газово-жидких включений характерны для молибденит-вольфрамитовых и вольфрамитовых месторождений и относительно низкие - для оловорудных месторождений. Однако во всех случаях натрий преобладает над калием (Na/K варьирует от 1,72 до 9,7), что указывает на существенно натриевый состав растворов во включениях.

По анионному составу выделяются две группы растворов: 1) хлоридно-бикарбонатный, где отношение HCO_3^-/Cl^- варьирует от 1,55 до 3,6, т.е. заметное преобладание бикарбонат-иона над ионом хлора; такой состав растворов характерен для молибденит-вольфрамитовых и вольфрамитовых месторождений; 2) существенно хлоридный состав, когда хлор-ион резко преобладает над бикарбонат-ионом и отношение HCO_3^-/Cl^- обычно заметно меньше единицы (0,15-0,23); этот состав типичен для оловорудных месторождений.

Полученные данные по изучению состава газово-жидких включений в рудоносном кварце позволяют сделать следующие выводы:

1. В составе растворов, обусловливающих формирование кварцевых жил и прожилков молибденит-вольфрамитовых и вольфрамитовых месторождений, значительное участие принимали бикарбонаты и хлориды щелочных металлов, особенно натрия и меньше калия, что указывает на существенно бикарбонатно-хлоридно-натриевый состав растворов.

2. Преимущественное развитие хлоридов натрия (и в меньшей степени калия) в составе растворов включений, а также наличие твердых фаз NaCl в этих включениях, указывает на преимущественно хлоридно-натриевый состав растворов при формировании оловорудных месторождений.

3. Значительная концентрация жидкой углекислоты (до 10-20%) во включениях, существенно бикарбонатный состав растворов и присутствие в газовой их фазе заметного количества углекислого газа во включениях в кварце молибдено-вольфрамитовых (Джида, Бом-Горхон) и некоторых других вольфрамито-

Таблица 51

Результаты анализов водных вытяжек из кварца некоторых редкометальных месторождений Забайкалья

Номер образца	Разновидность кварца	Na^+		K^+		Ca^{2+}		Mg^{2+}		Сумма катионов	Сумма катионов	HCO_3^-		Cl^-		Сумма анионов		Отношение г-экв				$\frac{\Sigma \text{ катионов}}{\Sigma \text{ анионов}}$
		г/л	г-экв/л	г/л	г-экв/л	г/л	г-экв/л	г/л	г-экв/л	г/л	г-экв/л	г/л	г-экв/л	г/л	г-экв/л	г/л	г-экв/л	$\frac{Na^+}{K^+}$	$\frac{Na^+}{Ca^{2+}}$	$\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$	$\frac{HCO_3^-}{Cl^-}$	
										Джидинское Mo–W	месторождение											
7/62	Темно-серый кварц (Q_I) дорудной стадии минерализации	14,90	0,64	4,80	0,12	6,90	0,34	0,24	0,20	26,84	1,12	34,70	0,57	18,42	0,52	53,12	1,09	5,37	1,88	2,11	1,09	1,03
648/66	Серый кварц (Q_{III}) вольфрамитовой стадии минерализации	9,88	0,43	4,16	0,10	2,04	0,10	0,27	0,011	16,35	0,65	12,75	0,21	15,13	0,43	27,98	0,64	4,30	4,3	4,82	0,49	1,01
307/62	Серый кварц (Q_{IV}) кварц-сульфидно-гюбнеритовой стадии минерализации	9,0	0,39	4,36	0,11	7,0	0,35	0,54	0,04	20,90	0,89	26,76	0,44	14,87	0,42	41,68	0,86	3,54	1,12	1,28	1,05	1,07
										Бом-Горхонское Mo–W	месторождение											
348/68	Серый кварц (Q_{II}) молибденовой жилы	5,56	0,24	2,28	0,06	4,84	0,24	Следы	–	12,68	0,54	24,45	0,40	4,98	0,14	29,43	0,54	4,00	1,0	1,25	2,86	1,0
314/68	Темно-серый кварц (Q_{III}) из кварц-вольфрамитовой жилы	21,96	0,96	6,42	0,16	3,0	0,15	Следы	–	31,38	1,26	47,60	0,78	17,80	0,50	65,40	1,28	6,00	6,4	7,48	1,56	0,99
320/68	Серый кварц (Q^2_{III}) из вольфрамитовой жилы	8,10	0,35	3,65	0,09	0,68	0,03	2,0	0,16	14,43	0,63	23,74	0,39	7,87	0,22	31,61	0,61	3,90	11,60	2,51	1,77	1,03
288/68	Серый кварц (Q^3_{III}) из сульфидно-кварцевой массы	5,71	0,24	3,82	0,09	0,60	0,03	Следы	–	10,13	0,36	17,10	0,28	2,88	0,08	19,98	0,36	2,67	8,0	11,0	3,5	1,0
										Грейзеновое W	месторождение											
39/63	Кварц из кварцевого ядра дорудной стадии	18,10	0,80	7,36	0,19	2,80	0,14	0,53	0,044	28,79	1,17	50,68	0,83	12,10	0,34	62,78	1,17	4,20	5,70	5,0	2,44	1,0
302/64	Серый кварц из кварцево-вольфрамитовой жилы	2,80	0,12	2,80	0,07	Следы	–	Следы	–	5,60	0,19	8,51	0,14	2,11	0,06	10,62	0,20	1,72	–	–	2,34	0,95
										Букукинское W	месторождение											
83/56	Кварц из Mo–W прожилка карьера 18	6,65	0,29	1,35	0,03	0,97	0,08	Следы	–	8,97	0,40	6,70	0,11	10,62	0,30	17,32	0,41	9,70	3,62	4,0	0,37	0,98
17/56	Кварц из кварц-сульфидно-вольфрамитовой жилы	4,42	0,19	0,96	0,02	0,68	0,03	Следы	–	6,06	0,24	10,37	0,17	2,85	0,08	13,22	0,25	9,50	6,34	7,0	2,10	0,96
										Шерлогорское Sn	месторождение											
662/66	Кварц из кварц-вольфрамит-касситеритовой жилы (участок Тарятуй)	3,02	0,13	0,78	0,02	2,50	0,12	1,50	0,12	7,80	0,39	3,05	0,05	12,07	0,34	15,12	0,39	6,50	1,08	0,62	0,15	1,0
										Хапчерангинское Sn	месторождение											
198/66	Кварц из кварц-вольфрамитового прожилка в грейзенах	5,90	0,25	2,10	0,05	1,70	0,08	0,56	0,04	10,26	0,42	4,88	0,08	12,42	0,35	17,30	0,43	5,0	6,18	2,50	0,23	0,98

вых[1] месторождений обусловлена, по-видимому, заимствованием углекислоты постмагматическими растворами из карбонатных толщ, содержащихся среди вмещающих эти месторождения пород палеозойского (Джида) и протерозойского (Бом-Горхон) возрастов.

В целом изучение минерального состава рудных тел, их парагенезисов, особенностей околорудных изменений вмещающих пород и состава газово-жидких включений в кварце показывает, что при формировании рассматриваемых редкометальных месторождений в различные стадии минерализации существенно менялся катионный состав постмагматических растворов и в значительно меньшей степени их анионный состав.

По катионному составу этих растворов можно выделить две группы элементов: 1) основные катионы, определяющие особенности состава руд изученных месторождений – W^{6+}, Mo^{4+}, Sn^{4}, Bi^{3+}, As^{3+}, B^{3+}, Zn^{2+}, Pb^{2+}. Характерной чертой этой группы является повсеместный привнос таковых не только в рудные тела, но и в зоны околорудного изменения вмещающих пород; 2) элементы в той или иной мере заимствованные из вмещающих пород на путях циркуляции постмагматических растворов – это преимущественно петрогенные элементы – K^{+}, Na^{+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}, Si^{4+}.

Магматогенное происхождение первой группы катионов в достаточной мере обосновано геологическими и экспериментальными данными и вряд ли вызывает сомнение, хотя, как уже отмечалось нами ранее, в литературе высказываются некоторые другие представления (например, гипотеза метасоматической мобилизации элементов из самих гранитоидов). Среди катионов второй группы наряду с элементами, заимствованными из вмещающих пород (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Al^{3+} и др.), существуют элементы, происхождение которых не всегда может объяснено явлением мобилизации. К таковым, в частности, относятся привнос щелочных металлов (K^{+}, Na^{+}) при высокотемпературном метасоматозе (калишпатизация, альбитизация и грейзенизация) гранитоидов, хотя здесь нередко происходит локальное их выщелачивание из одних зон гранитов с последующим переотложением в других.

Далее, в месторождениях силикатно-сульфидно-касситеритовой формации, залегающих иногда в терригенно-осадочных породах, бедных железом, отмечается привнос постмагматическими растворами больших количеств железа не только в стадию турмалинизации и последующую стадию хлоритизации вмещающих пород с образованием железосодержащих сульфидов (арсенопирит, пирротин, пирит, марматит и др.), но также и в раннюю грейзеновую стадию минерализации, когда широко развиваются существенно железистые парагенезисы – сидерофиллит, арсенопирит, пирротин, и что, очень характерно, ферберит. В подобных случаях, видимо, железо имеет магматогенное происхождение, и растворы были значительно обогащены ими.

При формировании штокверковых молибденит-вольфрамитовых и редкометально-вольфрамитовых, а также жильных и штокверковых силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений местное происхождение кремнезема, т.е. из вмещающих пород, доказывается достаточно убедительно поведением кремнезема в зонах околожильного изменения, в частности его выщелачиванием из боковых пород и переотложением в трещинных полостях. Однако при образовании некоторых жильных кварц-вольфрамитовых месторождений вопрос об источнике кремнезема остается не ясным: в одних случаях он как будто заимствуется из вмещающих пород, а в других – привносится постмагматическими растворами.

Анионный состав растворов различных стадий минерализации при формировании рассматриваемых месторождений был достаточно однотипным. В них в ощутимых количествах присутствовали ионы фтора, фиксируемые повсеместно в топазе, флюорите и слюдах (до 2-3%), хлора (главным образом в составе газово-жидких включений, в том числе в виде включений галита и др.), ионы

---

[1] См. Сущевская, Иванова (1967); Алехин, Пашков, Дистлер (1970).

Таблица 52

Изотопный состав серы в рудах Хапчерангинского месторождения Забайкалья

Номер образца	Минерал	Стадия минерализации	Условия нахождения минерала	δS^{34}, ‰
188/68	Арсенопирит	Грейзеновая	Вкрапленники в кварц-топазовом грейзене в граните	-5,2
56/66	Халькопирит	"	Сульфидный прожилок в грейзене с флюоритом и адуляром	-2,4
5в/66	Галенит	"	То же	-4,4
74а/64	Арсенопирит	Кварц-касситерит-арсенопиритовая	Жила Спектральная; из зальбанда сульфидной жилы	-5,3
74б/64	Марматит	То же	То же	-3,1
74в/64	Галенит	"	Из центральной части жилы	-3,7
81а/64	Пирит	"	Из поздней пирит-галенитовой ассоциации	-2,3
81б/64	Галенит	"	То же	-3,9
92/57	Пирротин	Сульфидно-касситерит-хлоритовая	Жила Войнова; из сульфидно-касситеритового прожилка	-2,8
94/57	Марматит	То же	То же	-2,8
185а/57	Сфалерит	"	Из поздней сфалерит-галенитовой ассоциации	-1,9
185б/64	Галенит	"	То же	-3,5
205в/64	Сфалерит	Карбонатно-сфалерит-галенитовая	Южная группа жил, массивные сфалерит-галенитовые руды	-1,5
205б/64	Галенит	То же	То же	-3,9

Анализы выполнены в лаборатории изотопии серы ИГЕМ АН СССР В.И. Виноградовым.

серы в виде гидросульфидной (HS^-) и сульфидной (S_2^{2-}) форме, а также бикарбонат- и карбонат-ионы (HCO_3^-, CO_3^{2-}). Вопрос об источниках анионных составляющих растворов является достаточно сложным. В первом приближении можно говорить о магматогенном происхождении фтора и частично хлора, хотя в отношении последнего высказываются иные предположения[1].

Изучение изотопного состава серы из сульфидов разных стадий минерализации показывает (табл. 52), что величина δS^{34} мало отклоняется от таковой метеоритной серы, что не противоречит гипотезе магматогенного происхождения серы в сульфидах. Заметное развитие бикарбонат- и карбонат-ионов в составе газово-жидких включений, как было показано выше, обусловлено, вероятнее всего, заимствованием таковых из вмещающих карбонатных пород.

Газовый состав рудоносных растворов характеризовался наличием некоторых количеств нейтральных газов - H_2S, SO_2, CO_2, N и частично редких газов (Ne, Ar, Xe).

Таким образом, химический состав постмагматических газово-жидких (флюидных) растворов характеризовался повышенным содержанием катионов K^+, Na^+, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Zn^{2+}, Pb^{2+}, Bi^{3+}, Mo^{4+}, Sn^{4+} и W^{6+} анионов галогенидов

[1] Применительно к некоторым магнетитовым месторождениям предполагается существование во вмещающих толщах "погребенных рассолов" хлоридно-натрового состава как возможный источник хлора (Соколов, Павлов, 1964; Павлов, 1970, 1971).

(Fe^-, Cl^-), серы (HS^-, S_2^{2-}) и более сложных анионов (As_2^{2-}, AsS^{2-}, BO_3^{3-} и др.). Кроме того, в составе растворов присутствовали некоторые нейтральные газы, вероятно, недиссоциированные формы HCl, HF, H_2S и других кислот, а также компоненты основного растворителя – воды – H^+ и OH^-, определяющие кислотно-основные свойства растворов.

Наиболее важной особенностью растворов, обусловивших образование рассматриваемых месторождений, является существенно галоидно-сернистый анионный их состав.

ФОРМЫ ПЕРЕНОСА НЕКОТОРЫХ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В РАСТВОРАХ

За последнее десятилетие в геологической литературе широко обсуждается проблема о формах переноса металлов в гидротермальных растворах при образовании месторождений. При этом наиболее вероятной формой переноса считаются сложные комплексные соединения. Важная роль последних в переносе металлов в эндогенных условиях в СССР впервые подчеркнута в работах А.Г. Бетехтина (1953[2]), А.А. Беуса и других (1962), В.В. Щербины (1956), И.Я. Ольшанского и В.В. Иваненко (1958). Позднее эта гипотеза нашла дальнейшее развитие в работах многих советских исследователей (Барсуков, 1957; Ганеев, 1962; Хайдук, 1961; Беус, 1968; Говоров, Стунжас, 1963; Овчинников и др., 1965; Тюрин, 1963; Онтоев, 1967, 1971[1,6]; Брызгалин, 1967). Из зарубежных работ в этой области необходимо отметить исследования Тредвелла и Гипенстрика (Tredvell, Hepenstrik, 1949), Хемли (Hemley, 1959), Бартона (Barton, 1959), Гундлаха и Тормана (Gundlach, Thormann, 1960), Барнса (Barnes, 1962, 1963), Клока (Clock, 1961) и особенно Хелгесона (Helgeson, 1964), Барнса и Чаманского (1970), в работах которых обобщены новейшие данные по комплексообразованию в гидротермальных растворах.

Изучение химии комплексных соединений на современном этапе выявило две важные для эндогенного рудообразования закономерности.

Первая закономерность сводится к тому, что в водных растворах электролитов при образовании комплексного иона вокруг центрального катиона (комплексообразователя) в зависимости от концентрации лигандов – анионов (F^-, Cl^-, HS^- OH^-, O^{2-}) происходит замещение одних лигандов другими во внутренней сфере комплекса с образованием промежуточных комплексных соединений (К.Б. Ящимирский, И.И. Черняев, А.А. Гринберг, А.Шерп). Экспериментальным путем установлено, что фтор-лиганд замещается группой OH^- с образованием более устойчивых гидроксилсодержащих фторидных комплексов типа гидроксилфтороберилатов $M[BeF_3OH]$ (Mitra, 1955) и $M[BeF(OH)_2]$, гидроксил-фторостаннатов $Na[SnF_4OH]$ (Briggs, 1913) и $Na_2[SnF_2(OH)_4]$ (Барсуков, 1957) и $Na_2[SnF_x(OH)_{6-x}]$ (Барсуков, Курильчикова, 1966), гидроксилоксифторобораторов калия – $K_2[B_3O_3F_4(OH)]$ (Курильчикова, 1961) и др.

Вторая закономерность процесса комплексообразования заключается в том, что в водных растворах электролитов растворенные частицы (ионы, молекулы и др.) имеют тенденцию к их ассоциации и агрегированию (полимеризация) с образованием сложных изо- и гетерополисоединений (Спицын, Пирогова, 1957; Хайдук, 1961; Ганеев, 1962; Овчинников, Шляпников и др., 1965). Так было установлено существование высокополимеризованных аквакомплексных соединений типа $[(HW_6O_21)^{5-}.yH_2O]_n$ (Спицин, Пирогова, 1957), $[(H_tMoO_4)_nOH]$ (Ящимирский, Алексеева, 1959) и др.

Выяснено, что процесс полимеризации ионов в водных растворах происходит в слабокислой среде посредством водородной (H^+) и оксониевой (H_3O^+) связи и, как правило, сопровождается увеличением молекулярного веса вновь обра-

зованного соединения. По экспериментальным данным (Sasaki et al., 1959; Jenskins, Wain, 1963; Schwarzenbach, Meier, 1958; Яцимирский, Романов, 1965), явление полимеразации происходит при высоких концентрациях вольфрама и молибдена в растворах; так, по данным этих авторов, при концентрации вольфрама менее $1 \cdot 10^{-5}$ моль/л и молибдена $1 \cdot 10^{-4}$ моль/л полимеризация их ионов практически не происходит. Такая концентрация едва ли достижима в гидротермальных условиях и потому полимерные формы переноса этих металлов (Щербина, 1956) вряд ли осуществимы.

Применительно к изученным месторождениям Забайкалья рассмотрим имеющиеся в литературе данные о формах переноса вольфрама, молибдена и олова.

Вольфрам. Наиболее полные данные о возможных формах миграции вольфрама в гидротермальных условиях выполнены Г.Ф. Ивановой, И.Л. Ходаковским (1968) и С.А. Коренбаумом (1970). Выяснено, что перенос этого металла в растворах в форме галогенидов и оксигалогенидов практически не возможен в силу гидролиза этих соединений, что подтверждено соответствующими расчетами (Иванова, 1967).

В разбавленных растворах вольфраматов в нормальных условиях в зависимости от кислотности среды существуют следующие формы вольфрамовой кислоты – $H_2WO_4^0$, HWO_4^- и WO_4^{2-} (Яцимирский, Прик, 1964; Яцимирский, Романов, 1965), причем в сильнокислой среде (pH 1–2) преобладает недиссоциированная форма, в кислой (pH 2–4) – анион HWO_4^- и слабокислой (pH 4–6) – вольфрамат-ион. При повышении температуры до 350–400°С, по данным термодинамических расчетов, выполненных Г.Ф. Ивановой, И.Л. Ходаковским (1968) и С.А. Коренбаум (1970), довольно резко сокращается область существования вольфрамат-иона, сдвигаясь в сильнощелочную область (pH > 8), и расширяется соответственно область существования гидровольфрамат-иона HWO_4^- в сторону возрастания щелочности (pH до 7–8) и особенно $H_2WO_4^0$ до pH 4–6. На основании этих данных указанные авторы полагают, что наиболее вероятной формой переноса вольфрама в гидротермальных условиях является растворенная недиссоциированная форма вольфрамовой кислоты – $H_2WO_4^0$.

В тех случаях, когда вместе с вольфрамом наблюдается привнос фтора (в грейзеновых и других месторождениях) перенос вольфрама, по мнению упомянутых авторов, осуществляется в виде оксифторо-вольфраматов калия $K_2[WO_2F_4] \cdot KF$ или $K_3[WO_2F_5]$, устойчивость которых при температурах 300–500° и давлении 80–600 атм показана экспериментальными работами (Брызгалин, 1967). Некоторые исследователи (Барабанов, 1961, 1967; Gundlach, Thormann, 1960) полагают, что перенос вольфрама возможен в форме вольфрамата калия (K_2WO_4). Так как вольфрамат-ион при высоких температурах устойчив в щелочной среде и учитывая, что pH гидротермальных растворов в этих условиях не сильно отличается от нейтрального (Helgeson, 1964, стр. 131), то можно полагать, что перенос в виде нормальных вольфраматов менее вероятен. То же самое относится к переносу вольфрама в виде тио- и окситиосолей ($MeWS_4$ и $MeWO_2S_2$), существующих только в сильнощелочной среде; при незначительном подкислении раствора они превращаются в нормальные вольфраматы (Перельман, Зворыкин, 1968).

Анализ имеющихся литературных данных показывает, что вероятными формами переноса вольфрама в гидротермальных растворах являются $H_2WO_4^0$, $K_2[WO_2F_4]$ и др. Однако ни одна из этих форм не в состоянии объяснить условия переноса вольфрама в серу- и фторсодержащих гидротермальных растворах, обусловливающих образование сульфидно-вольфрамитовых месторождений. Здесь, видимо, существуют комплексные соединения иного типа, чем рассмотренные выше.

Молибден. Формы переноса молибдена в гидротермальных условиях рассматривались рядом авторов и более подробно освещены в последние годы в работах Л.А. Арутюняна (1966), В.И. Рехарского (1969) и С.А. Коренбаума (1970).

В разбавленных растворах в нормальных условиях, как показали исследования К.Б. Ящимирского и И.И. Алексеевой (1959), существуют следующие мономерные формы молибдена: недиссоциированная кислота, H_2MoO_4, устойчивая при pH < 1,15, ион $HMoO_4^-$ – при pH от 1,15 до 3,74, и молибдат-ион MoO_4^{2-} – при pH более 4. При повышенных температурах (до 300–400°С), по термодинамическим расчетам (Коренбаум, 1970), заметно расширяются (в сторону возрастания pH) области устойчивости указанных мономеров: $H_2MoO_4^\circ$ – до pH 4, $HMoO_4^-$ – в пределах pH от 4 до 9 и MoO_4^{2-} – при pH более 9.

Из этих данных следует, что при повышенных температурах недиссоциированная форма молибденовой кислоты $H_2MoO_4^\circ$ устойчива лишь в сильнокислой среде, что не достигается в гидротермальных условиях. Молибдат-ион MoO_4^{2-}, наоборот, устойчив в щелочной среде, и перенос молибдена в форме K_2MoO_4, возможно, имеет некоторое значение при образовании месторождений молибденит-полевошпатовой формации (Рехарский, 1969). Что касается иона $HMoO_4^-$, то, по данным Я. Хойнацкой (Chojnaska, 1965), его роль в молибденсодержащих растворах крайне незначительна.

При наличии в растворах серы образуются тио- и окситимолибдаты, которые достаточно устойчивы в слабощелочных условиях (pH 7,5–8,5) вплоть до температуры 400°С и давлении 250 атм (Арутюнян, 1966). Если учесть, что pH нейтрального раствора в этих условиях составляет 5,6, то названные пределы pH указывают на существенно щелочную область. Именно в щелочной и сильнощелочной среде возможно существование тио- и окситиомолибдатов (Перельман, Зворыкин, 1968). Видимо, эти соединения имеют в целом несколько ограниченное значение в переносе молибдена в гидротермах.

По данным В.И. Рехарского (1969) и С.А. Коренбаум (1970), при образовании грейзеновых и некоторых других месторождений заметную роль играют оксигалоидомолибденовые соединения, устойчивость которых в кислых и нейтральных средах подтверждена рядом экспериментальных работ (Карякин, Кряч-ко, 1967; Haight, 1962, и др.).

Следовательно, возможными формами переноса молибдена гидротермами при образовании месторождений являются оксифторомолибдаты, частично молибдаты и тио- и окситимолибдаты щелочей. Однако указанные формы переноса молибдена не отражают условия совместного переноса в растворах фтора, серы и молибдена при образовании изученных нами месторождений.

О л о в о. В последние годы активно защищается гипотеза переноса олова в гидротермальных растворах в форме гидроксилфторостаннатных соединений вида $Na_2[SnF_2(OH)]$[1] (Барсуков, 1957; Некрасов, 1961) или общего типа $[SnF_x(OH)_{6-x}]^{2-}$ (Барсуков, Курильчикова, 1966; Сушевская, 1971).

Поскольку в месторождениях кварц-касситеритовой формации наблюдается околожильная грейзенизация, формирующаяся с привносом калия (а не натрия) и фтора, такая форма переноса, возможно, существует. Вместе с тем такая форма переноса встречает определенные возражения. Процессы грейзенизации представляют кислотное выщелачивание и в этих условиях гидроксил-ион едва ли мог играть заметную роль в переносе. Более того, по данным Хелгесона (1967), общая концентрация OH^- в гидротермальных растворах при высоких температурах незначительна по сравнению с количеством других лигандов в растворе и поэтому гидроксильные (в том числе гидроксилсодержащие) комплексы не могут принимать активное участие в переносе металлов в растворах.

---

[1] Существование сходного комплекса $Na[SnF_4(OH)]$ было установлено давно (Briggs, 1913). Из советских геологов И.Г. Ченцов (1941) впервые высказал гипотезу переноса олова в виде гексагидроксилстаннатов и гексагидроксилфторостаннатов щелочей при образовании Ималкинского месторождения касситерита.

В противном случае в указанных месторождениях мы наблюдали бы явления щелочного метасоматоза. Вероятнее всего, перенос олова при образовании указанных месторождений осуществляется в форме оксифторостаннатного комплекса типа $[SnO_nF_{6-2n}]^{2-}$.

При образовании другой группы месторождений – сульфидно-касситеритовой формации – перенос олова едва ли осуществлялся в форме тех же гидроксилфторстаннатных соединений, как это предполагают упомянутые выше авторы. При формировании рассматриваемых месторождений наряду с оловом растворами привнесено огромное количество в первую очередь серы и железа, а также бора (турмалиновый тип) при очень слабом проявлении фторной минерализации. Естественно предполагать, что олово в этих условиях переносится в форме других комплексных соединений.

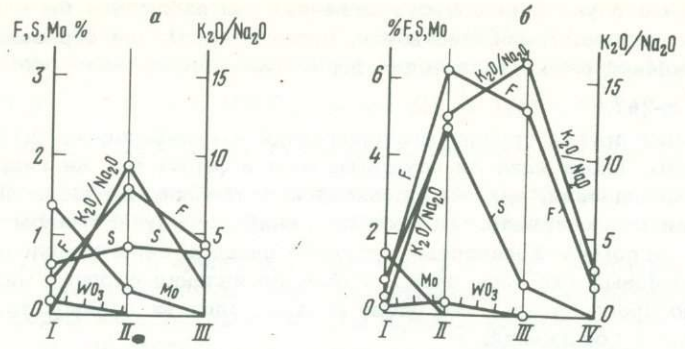
Предполагаемые формы переноса вольфрама, молибдена и олова. Тесный парагенезис минералов группы вольфрамита (гюбнерит, вольфрамит, ферберит), а также молибденита и касситерита с широко распространенными в рудных телах сульфидами (пирит, пирротин, висмутин, сложные сульфосоли Bi, Pb и Cu, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит и др.), особенности поведения фтора, серы, калия, натрия и других элементов в зонах околорудного изменения показывают, что в растворах наряду с рудными элементами одновременно привносились калий, фтор, хлор и сера, а местами также железо, бор, мышьяк и другие элементы.

При образовании молибденит-сульфидно-вольфрамитовых и кварц-сульфидно-вольфрамитовых месторождений это находит отражение в образовании своеобразных пирит-флюорит-серицитовых метасоматитов (флюоритовых березитов) по породам более основного, чем граниты состава (по диоритам, гранодиоритам, порфиритам и др.). Изучение поведения фтора, серы, щелочей, вольфрама и молибдена в зонах околорудных метасоматитов разных стадий минерализации (Онтоев, 1967, 1969) показывает совпадение максимумов содержаний фтора, серы и отношения K/Na именно во внутренних зонах околорудных изменений вмещающих пород (фиг. 69-71). Вместе с тем в самой жильной массе, а также во внешних зонах метасоматитов концентрации этих элементов и отношение K/Na резко снижаются.

При образовании силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений одновременный привнос калия, фтора и серы отмечается в грейзеновую стадию минерализации, далее совместный привнос бора, олова, мышьяка и серы – в турмалин-арсенопирит-касситеритовую стадию и, наконец, олово, железа и серы – в сульфидно-касситерит-хлоритовую стадию.

Существующие гипотезы переноса металла в серусодержащих средах в виде полисульфидных комплексов (Clock, 1961) предусматривают слишком большую концентрацию общей серы в щелочных и сильнощелочных растворах, в которых преимущественно преобладает сульфидная форма серы (S^{2-}). Что касается тиосульфатных комплексов (Тюрин, 1963), то малую вероятность их существования в эндогенных условиях показал В.В. Щербина (1964).

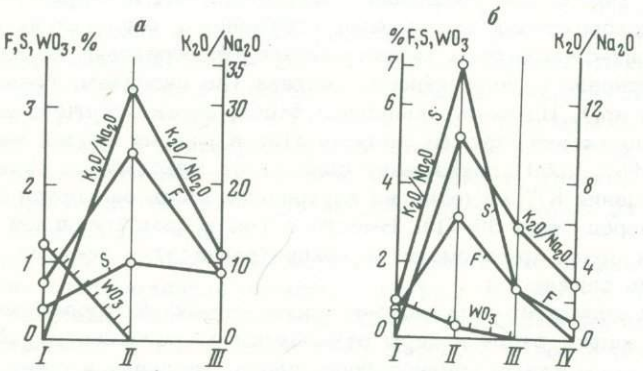
Большое значение при образовании сульфидов в гидротермальных условиях придается гидросульфидной форме серы – HS^- (Щербина, 1939; Tredvell, Hepenstrik, 1949; Ольшанский, Иваненко, 1958; Hemley, 1959; Туманова и др., 1957; Barnes, 1962, 1963; Иваненко, 1966). Именно образованием гидросульфидных ($AgHS^-$, $PbHS^-$ и др.) и бисульфидных ($Zn(HS)_2$, $Cd(HS)_2$, $Co(HS)_2$, $Fe(HS)_2$) комплексов указанные авторы объясняют высокую растворимость соответствующих металлов в растворах. По данным Г.А. Тумановой и других (1957), Барнса (Barnes, 1963), Барнс и Чаманского (1970), при температуре до 250°С в кислых растворах (pH от 1 до 5) преобладает исключительно недиссоциированная форма сероводорода (H_2S), в слабокислой, нейтральной и слабощелочной средах (pH 6-8) – гидросульфидный ион (HS^-) и в щелочной среде (pH 9-12) – сульфидная форма серы (S^{2-}). По данным И.Л. Ходаковского (1966), гидросульфидные комплексы некоторых металлов достаточно устойчивы до 300°. На их устойчивость влияет как изменение кислотности растворов, так и общая



Фиг. 69. Поведение молибдена, трехокиси вольфрама, фтора, серы и отношения K_2O/Na_2O в зонах грейзенизации гранитов (а) и биотитовых роговиков (б) около кварц-молибденитовых прожилков

а) I – кварц-молибденитовый прожилок; II – мусковитовый грейзен; III – грейзенизированный гранит;

б) I – кварц-молибденитовый прожилок; II – пирит-флюорит-слюдистый метасоматит; III – серицитизированный и флюоритизированный биотитовый роговик; IV – неизмененный биотитовый роговик

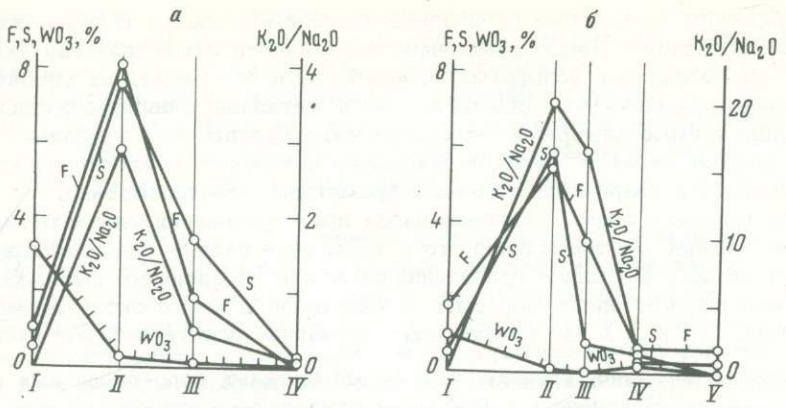


Фиг. 70. Поведение трехокиси вольфрама, фтора, серы и отношения K_2O/Na_2O в зонах грейзенизации гранитов (а) и биотитовых роговиков (б) около малосульфидных кварц-вольфрамитовых жил

а) I – кварцевый прожилок с гюбнеритом; II – кварц-мусковитовый грейзен; III – грейзенизированный гранит;

б) I – кварцевая жила с гюбнеритом; II – флюорит-пирит-слюдистый метасоматит; III – серицитизированный и флюоритизированный роговик; IV – биотитовый роговик

концентрация серы. В хлоридных растворах, насыщенных H_2S, в кислой среде, образуются хлоридные комплексы, которые по мере роста pH уступают место сульфидным комплексам (типа $ZnS \cdot nH_2S$) металлов в нейтральной среде и, наконец, бисульфидным комплексам в щелочной среде (Хелгесон, 1967). При низкой концентрации серы (порядка менее 10^{-6} – 10^{-9} моль/кг; Барнс, Чаманский, 1970; Коренбаум, 1970) при прочих равных условиях образуются бессернистые комплексы – хлоридные, фторидные, молибдаты и оксимолибдаты, вольфраматы, оксивольфраматы и др. Однако повышенная концентрация общей серы, достигающая по некоторым расчетным данным указанных исследователей $1 \cdot 10^{-2}$ –0,1 моль/кг, способствует образованию гидросульфидных и бисульфидных комплексов, обусловливая высокую растворимость некоторых сульфидов.



Фиг. 71. Поведение трехокиси вольфрама, фтора, серы и отношения K_2O/Na_2O в зонах грейзенизации кварцевых диоритов около кварц-сульфидно-гюбнеритовых жил (а-жилы 103; б-жилы 28-бис):

I – кварц-сульфидно-гюбнеритовая жила; II – флюорит-пирит-слюдистый метасоматит; III – серицитизированный, флюоритизированный и хлоритизированный кварцевый диорит; III а – карбонатизированный и серицитизированный диорит; IV – эпидотизированный и биотитизированный кварцевый диорит; V – неизмененный кварцевый диорит

Пока не представляется возможным оценить содержание общей серы в растворах, сформировавших изученные сульфидно-редкометальные месторождения Забайкалья. Однако геологические данные, а именно широкое развитие разнообразных сульфидных минеральных парагенезисов в рудных телах, интенсивная пиритизация зон околорудных изменений вмещающих пород и наличие H_2S и SO_2 в составе газовой фазы во включениях в минералах указывают на повышенную концентрацию серы в растворах.

Судя по содержанию серы и фтора в зонах околорудных метасоматитов изученных месторождений можно полагать, что концентрации этих элементов в растворах были вполне сопоставимы. В таких фтор- и серусодержащих (или галоидно-сернистых) растворах не могли образоваться только гидросульфидные или только фторидные и оксифторидные комплексы, а должно было происходить образование комплексов со сложными лигандами, в которых широко проявлено внутрикомплексное замещение анионов (F^-, O^{2-}, HS^-, Cl^- и др.).

Именно исходя из такого предположения нами (Онтоев, 1967) была высказана гипотеза о переносе вольфрама и молибдена при формировании рассматриваемых сульфидно-редкометальных месторождений в форме фторгидросульфидных и оксифторгидросульфидных комплексов типа $K_2[WF_{8-n}(HS)_n]$, $K_2[WF_{8-2m-n}O_m(HS)_n]$, $K_2[Mo^{4+}F_{6-n}(HS)_n]$ и $K_2[Mo^{4+}F_{6-2m-n}O_m(HS)_n]$, во внутренней сфере которых часть фтора замещена гидросульфидными ионами, а также ионами O^{2-}. Возможность подобного внутрикомплексного замещения ионов галогенидов ионами серы в той или иной мере подтверждена экспериментальными работами В.Ф. Тороповой (1955), И.Н. Говорова (1966) и З.Л. Мукасеевой и другие (1965) при образовании сложных комплексов свинца и цинка. К сожалению, в литературе отсутствуют необходимые термодинамические данные, в частности константы нестойкости подобных фторогидросульфидных и оксифторогидросульфидных комплексов молибдена, вольфрама и олова. Более того, пока неизвестны константы диссоциации даже тиомолибдатной и окситиомолибдатной кислот, фторидных и хлоридных комплексов указанных металлов (Коренбаум, 1970). Имеющиеся данные относятся главным образом к соответствующим кислородным соединениям при нормальных условиях, в частности к вольфраматам и молибдатам и в меньшей степени к оксифторовольфраматам и оксифторомолибдатам щелочей.

В дальнейшем необходимо проведение экспериментальных и термодинамических исследований с целью выяснения возможности существования указанных комплексных соединений вольфрама и молибдена и о пределах их устойчивости. Тем не менее предложенные формы переноса металлов удовлетворительно объясняют наблюдаемые минералого-геохимические соотношения указанных элементов в рудных телах и зонах околорудного изменения молибденит-сульфидно-вольфрамитовых и кварц-сульфидно-вольфрамитовых месторождений.

Что же касается формы переноса олова при образовании силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений, то в различные стадии минерализации она заметно менялась. В стадию грейзенизации и при образовании кварц-касситеритовых жил перенос олова мог быть осуществлен в форме оксигалогенидов типа $K_2[SnO_n(Cl,F)_{6-n}]$. В следующую турмалин-касситеритовую стадию перенос олова, вероятно, происходил в форме сложных боро-оловянных гетерополисоединений. Наконец, в сульфидно-касситерит-хлоритовую стадию олово переносится, видимо, в форме галогенид-гидросульфидных и оксигалогенид-гидросульфидных комплексов олова и железа $Fe[Sn(F,Cl,HS)_6]$ и $Fe[Sn(F,Cl,O,HS)_6]$. На значительное участие галогенидов, в частности хлора, в переносе металлов указывают наличие в газово-жидких включениях твердых фаз (NaCl и KCl) и повышенная концентрация хлора ($\sim$12 г/л) в составе растворов этих включений.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЦЕССА РУДООБРАЗОВАНИЯ

В предыдущих главах, посвященных стадийности минерализации и зональности оруденения, освещены различные геологические и некоторые физико-химические аспекты процесса рудоотложения при формировании редкометальных месторождений.

Влияние отдельных геологических и физико-химических факторов на рудоотложение. Среди геологических факторов, определяющих закономерности процессов рудообразования, одним из наиболее важных является многостадийность эндогенной минерализации, выявляемая по совокупности магматических, геолого-структурных и минералого-геохимических критериев. При этом выяснено, что в последовательные стадии минерализации от ранних к поздним существенно меняется катионный, в меньшей степени анионный состав растворов, что отражает эволюцию во времени состава отщепляемых из рудогенерирующих очагов постмагматических растворов (фракционная дистилляция). Именно подобный процесс рудообразования в связи с развитием и подновлением ранее заложенных рудовмещающих структур обусловливает возникновение многостадийной (пульсационной) зональности в рудных полях и месторождениях.

Другим важным геологическим фактором, существенно влияющим на процессы рудоотложения, является литологический состав вмещающих пород. В пределах одной и той же стадии минерализации при переходе жил и прожилков из гранитов во вмещающие их породы, богатые такими основаниями, как CaO, MgO, FeO, Al_2O_3 (диориты, гранодиориты, габбродиориты, порфириты, метасоматические сланцы и др.) в составе рудных прожилков и жил резко увеличиваются минералы, содержащие компоненты вмещающих пород (полевые шпаты, пирит, флюорит, фенгит), типичные околожильные грейзены кварц-мусковитовой фации сменяются специфическими флюорит-пирит-слюдистыми метасоматитами, являющимися своеобразной фацией грейзенов по породам более основного состава, чем граниты. Одновременно с этим в рудных телах резко (в два-три раза) возрастает содержание рудных элементов – Mo и WO_3, а также фтора, серы и других, а в отдельных минералах заметно возрастают элементы-примеси, заимствованные из вмещающих пород (железо в гюбнерите и сфалерите, кобальт и никель в пирите, марганец в сфалерите и т.д.). Подобные изменения в составе минеральных ассоциаций, слагающих руды и околорудно

измененные породы, обусловливают возникновение одностадийной зональности отложения, вызванной влиянием литологического состава вмещающих пород.

Анализ физико-химических факторов рудообразования показывает, что изменения температуры, режим кислотности – щелочности растворов, градиент концентрации компонентов (или их активностей), изменения окислительно-восстановительного потенциала являются наиболее существенными, определяющими ход процесса рудоотложения и образование различных типов одностадийности зональности.

На примере некоторых молибденит-сульфидно-вольфрамитовых и сульфидно-вольфрамитовых месторождений установлен циклический характер изменения температурных условий минерализации в каждой отдельной стадии (в начале стадии – высокая температура образования минералов, а в конце – более низкая), не согласующийся с традиционным представлением о последовательном падении температуры образования от ранних стадий к поздним. Подобный циклический характер изменения температуры в сочетании со сходным изменением состава газовой фазы в газово-жидких включениях минералов позволяет использовать его как дополнительный физико-химический критерий выделения стадии минерализации. Подтверждено существованием температурного градиента в процессе рудоотложения той или иной стадии минерализации как относительно рудоносного интрузива, так и в отдельных месторождениях на глубину. В последнем случае отмечается вертикальная температурная зональность отложения, когда на нижних горизонтах преимущественно развито редкометальное, а на верхних – сульфидно-вольфрамовое оруденение.

Изменения кислотности – щелочности растворов являются одним из ведущих факторов процесса рудоотложения. Выяснено, что растворы ранних стадий минерализации, особенно дорудных, имели существенно щелочной характер (ранние альбитизации и микроклинизации), а более поздних стадий – кислый, слабокислый и местами слабощелочной характер. Вместе с тем в пределах отдельных стадий происходило циклическое изменение режима кислотности – первоначально щелочной (микроклинизации II и III) характер растворов сменялся кислотным (кислотное выщелачивание), а затем – слабощелочным (отложение сульфидов). Даже при образовании различных фаций грейзенов режим кислотности растворов не оставался постоянным. В частности, установлено, что оловянное и медно-цинковое (сульфидное) оруденение преимущественно приурочено к кварц-мусковитовым фациям грейзенов и грейзенизированным гранитам (внешним зонам метасоматитов), тогда как вольфрамовое и частично молибденовое оруденение приурочено к кварц-топазовым, топазовым и кварцевым фациям (внутренние зоны кислотного выщелачивания). В последнем случае растворы обладали более кислым характером, чем в случае образования внешних кварц-мусковитовых фаций грейзенов.

Изучение концентрации редких щелочных металлов в таких минералах, как мусковит и калиевые полевые шпаты, и сопоставление парных отношений щелочных металлов, позволяют судить о режиме кислотности – щелочности растворов при минералообразовании. Для этой цели наиболее целесообразно использовать литий-рубидиевое и литий-цезиевое, а также натрий-рубидиевое и натрий-калиевое соотношения и их парные корреляции в указанных минералах. Таким путем было выяснено, что процессы грейзенизации разных стадий происходили из растворов, несколько отличающихся по кислотности, что микроклинизации (амазонитизация) в танталовых месторождениях совершалась при более щелочных условиях, чем микроклинизация в молибденовых месторождениях и т.д.

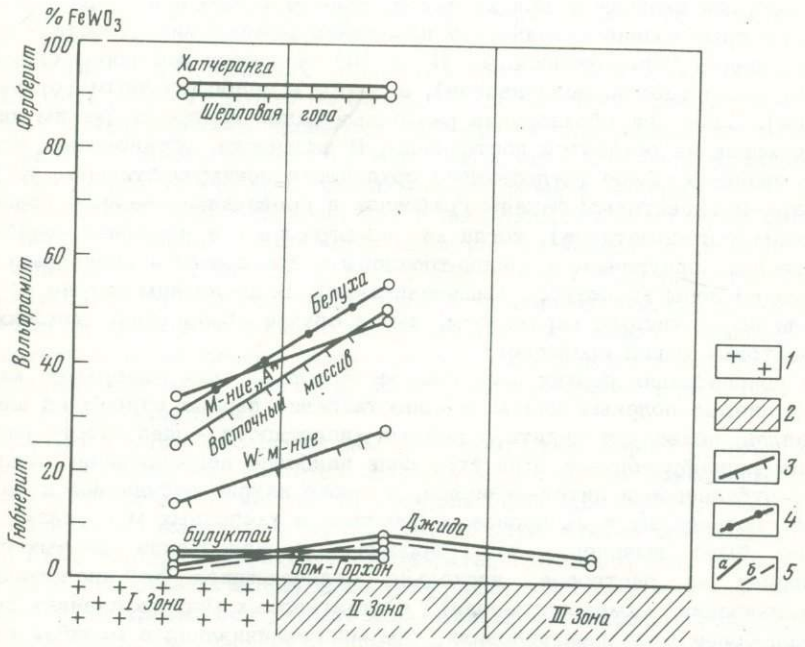
Весьма существенное значение для образования тех или иных минеральных парагенезисов и минеральных комплексов в процессе рудоотложения имеют изменения концентрации компонентов в растворах, а также режим окислительно-восстановительного потенциала среды.

Влияние концентрации сульфидной серы в растворах на минеральные парагенезисы. Среди разнообразных аспектов, связанных с проблемой рудоотложения, весьма важную роль имеет влияние анионного

состава, pH и Eh растворов на возникающие минеральные парагенезисы и на явление одностадийной зональности. Особое значение при этом приобретает концентрация сульфидной серы, определяющая возникновение не только мало- или многосернистых минеральных парагенезисов, но и оказывающая существенное влияние на состав некоторых минералов, в частности вольфрамитов и сфалеритов.

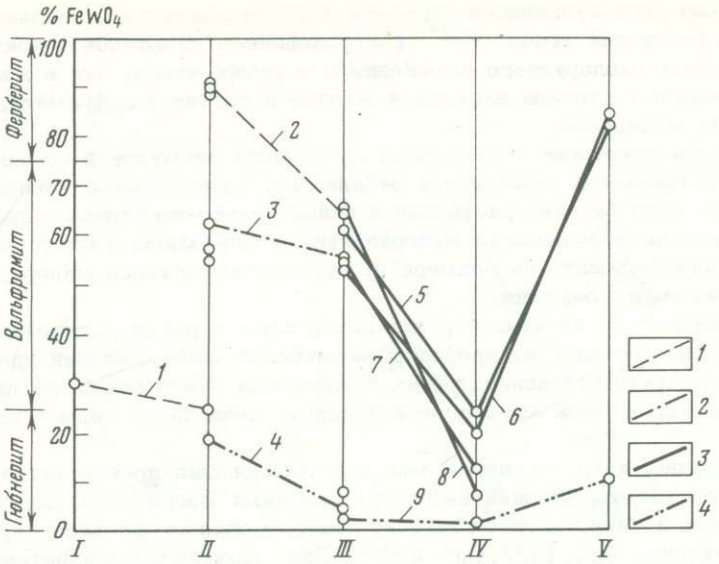
Рассмотрим соотношение оловянно-вольфрамового и сульфидного оруденения. Среди некоторых исследователей до сих пор существует представление о том, что если в вольфрамитовых и касситеритовых рудных телах и жилах встречаются сульфидные минералы, то они, как правило, являются поздними, наложенными. Даже наличие вкрапленности сульфидов в грейзенах нередко рассматривают как наложение поздней сульфидной стадии на грейзеновую. Ошибочность такого представления очевидна. Большой фактический материал, приведенный в настоящей работе, а именно наблюдаемая фациальная смена вольфрамитовых обособлений сульфидными (зональность отложения), тесный парагенезис вольфрамита и касситерита с различными сульфидами (пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, висмутин, сульфосоли висмута, свинца, меди и серебра и т.д.), высокая концентрация серы и фтора в зонах околожильных метасоматитов и, наконец, параллельное уменьшение содержаний серы, фтора, вольфрама и олова на глубину в апикальных частях рудоносных массивов убедительно показывают, что сульфидная минерализация сопровождает вольфрамовое и оловянное оруденение почти на всех стадиях минерализации и ее нельзя рассматривать как проявление какой-то особой сульфидной стадии минерализации.

В связи с этим представляет интерес влияние концентрации сульфидной серы в растворах на состав вольфрамитов.



Фиг. 72. Изменения состава вольфрамитов при переходе из гранитов во вмещающие породы в пределах одной стадии минерализации

1 – граниты; 2 – вмещающие породы (сланцы, роговики, диориты и др.); 3 – вольфрамиты грейзеновых месторождений; 4 – вольфрамиты кварц-сульфидно-вольфрамитных месторождений; 5 – вольфрамиты молибденит-сульфидно-вольфрамитовых месторождений: а – III стадии; б – IV стадии



Фиг. 73. Диаграмма изменений состава вольфрамитов по стадиям минерализации

Вольфрамиты месторождений (цифры и рисунки): 1 – Восточный массив (Сырицо, 1967); 2 – Лянхуашань (Li Tung, 1959); 3 – Иультинское (Лугов, 1955); 4 – Бом-Горхон (Шмураева, 1968); 5 – Белухинское (данные автора); 6 – Букукинское (данные автора); 7 – Караобинское (Ермилова, 1964); 8 – Коктенкульское (Чухров, Ермилова, 1964); 9 – Джидинское (данные автора)

Вольфрамиты месторождений разных формаций: 1 – грейзеновой; 2 – кварц-вольфрамитовой; 3 – кварц-сульфидно-вольфрамитовой; 4 – молибденит-сульфидно-вольфрамитовой.

Стадии минерализации: I – дорудная полевошпатовая; II – грейзеновая; III – сульфовисмутит-вольфрамитовая; IV – кварц-сульфидно-вольфрамитовая; V – халцедоновидного кварца

Обобщение данных по данному вопросу и анализ причин изменения состава вольфрамитов (Онтоев, 1971) показали следующее.

Влияние температурного фактора на состав вольфрамитов не имеет существенного значения, ибо все члены изоморфного ряда ферберит – гюбнерит встречаются как в высоко-, так и в низкотемпературных месторождениях и рудных телах. Влияние литологического состава вмещающих пород на состав вольфрамитов хотя в ряде случаев проявлено достаточно четко (фиг. 72), однако оно не является в целом определяющим. В породах, богатых железом (диориты, порфириты, диабазы и др.), образуются мало- и безжелезистые гюбнериты (Джида, Булуктай, Бом-Горхон и др.) и, наоборот, в породах бедных железом (граниты) – ферберитты (Шерловая Гора, Хапчеранга).

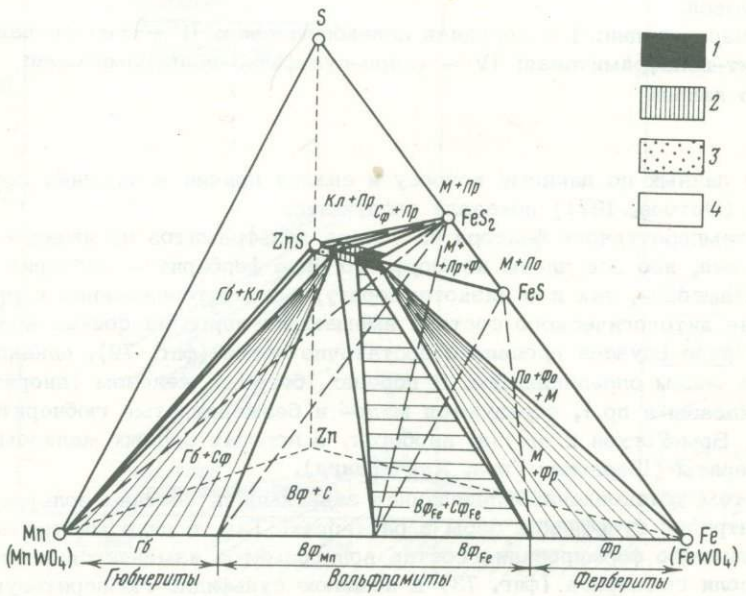
Вместе с тем установлена определенная зависимость состава вольфрамитов от концентраций сульфидной серы в растворах. Так, в ряде месторождений многостадийного формирования состав вольфрамитов изменяется в сторону возрастания роли гюбнерита (фиг. 73) в позднюю сульфидно-гюбнеритовую стадию (Онтоев, 1962; Чухров, Ермилова, 1964, Шерба и др., 1968). В некоторых сульфидно-вольфрамитовых месторождениях (Онтоев, 1967), характеризующихся интенсивной сульфидной минерализацией не только в жилах, но и в зонах околорудных изменений пород (пирит-флюорит-серицитовые метасоматиты), почти на всех стадиях образуется маложелезистый гюбнерит в тесной парагенетической ассоциации с высокосернистыми сульфидами (пиритом, айкинитом и др.) и мало- или безжелезистым сфалеритом – клейофаном (фиг. 74).

Геохимическая роль сульфидной серы при этом выражается в связывании находящихся в растворах ионов Fe^{2+} с образованием сульфидов (пирита и пирротина) в зонах околорудного изменения и в самих жилах, что в конечном счете определяет степень вхождения железа в состав вольфрамита, сфалерита и других минералов.

Далее отметим некоторые особенности проявления висмутовой минерализации в редкометальных месторождениях Забайкалья. Существенное влияние катионного и анионного состава растворов и окислительно-восстановительного потенциала среды на возникающие минеральные парагенезисы достаточно хорошо можно иллюстрировать на примере проявления висмутовой минерализации в изученных месторождениях.

Здесь в зависимости от концентрации ионов серы в растворах можно различать две группы явлений: а) процессы висмутовой минерализации при избытке или при достаточной концентрации в растворах ионов серы; б) процессы образования висмутовых минералов в условиях недостатка серы в растворах.

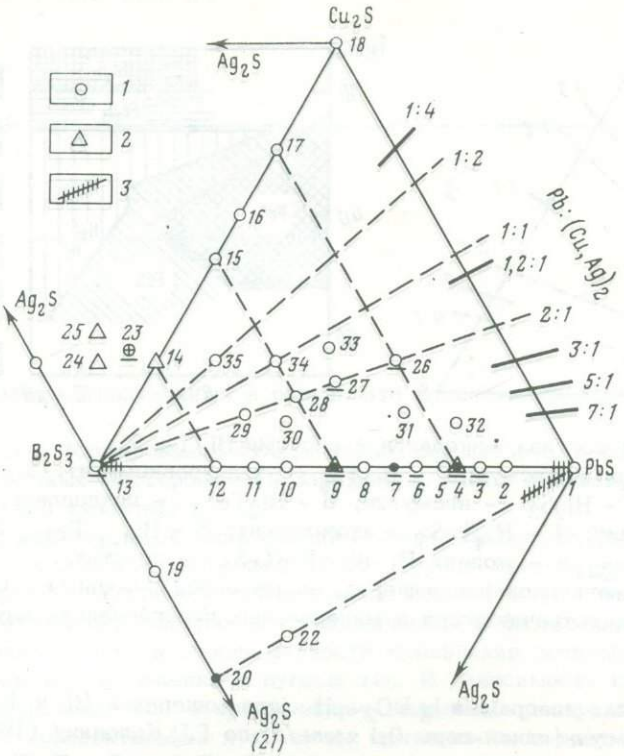
В первом случае, когда процессы минералообразования происходят при избытке серы в растворах, возникновение тех или иных многосернистых висмутовых минералов и парагенезисов зависит главным образом от концентрации в растворах катионов Ag^{+}, Pb^{2+}, Cu^{+} и Bi^{3+}. При повышенной концентрации в растворах висмута и свинца образуются сульфовисмутиты ряда Bi_2S_3–PbS (фиг. 75): лиллианит, козалит, галеновисмутит, гунгарит, виттит (Онтоев и др., 1972). При наличии в растворах висмута и меди образуются сульфовисмутиты меди – эмплектит, клапротолит, виттихинит. При одновременном присутствии в растворах висмута, свинца и меди возникают сложные сульфосоли этих металлов, среди которых известны минералы ряда айкинит–хаммарит – линдстремит – гладит (Джида), а также целый ряд новых минеральных видов – рецбаниит, бериит, нафильдит, нейт, догначкаит и др. (см. фиг. 75).



Фиг. 74. Диаграмма состав – парагенезис минералов в системе Mn–Fe–Zn–S

Фр–ферберит; $Вф_{Fe}$ – вольфрамит железистый; $Вф_{Mn}$ – вольфрамит марганцовистый; Гб – гюбнерит; М – марматит; $Сф_{Fe}$ – сфалерит железистый; Сф – сфалерит; Кл – клейофан; Пр – пирит; По – пирротин

Состав сфалеритов: 1 – марматит; 2 – железистый сфалерит; 3 – маложелезистый сфалерит; 4 – клейофан



Фиг. 75. Диаграмма состава минералов в системе $PbS–Ag_2S–Cu_2S–Bi_2S_3$

1 – минералы, 2 – искусственные фазы, 3 – область твердых растворов

В системе $PbS–Bi_2S_3$: 1 – PbS – галенит; 2 – Pb_3BiS_3 – беергерит; 3 – $Pb_4Bi_2S_7$ – гунгарит; 4 – $Pb_3Bi_2S_6$ – лиллианит; 5 – $Pb_8Bi_6S_{17}$ – гиессенит; 6 – $Pb_2Bi_2S_5$ – козалит; 7 – $Pb_5Bi_6S_{14}$ – виттит; 8 – $Pb_5Bi_8S_{17}$ – бисмутоплагионит; 9 – $PbBi_2S_4$ – галеновисмутит; 10 – $Pb_2Bi_6S_{11}$ – чивиатит; 11 – $PbBi_4S_7$ – каницарит; 12 – $PbBi_6S_{10}$ – устарасит; 13 – Bi_2S_3 – висмутин.

В системе $Bi_2S_3–Cu_2S$: 14 – $Cu_2Bi_6S_{10}$ – искусственная фаза, синтезированная Ю.А.Малевским; 15 – $Cu_2Bi_2S_4$ – эмплектит; 16 – $Cu_6Bi_4S_9$ – клапротолит; 17 – Cu_3BiS_3 – виттихинит; 18 – Cu_2S – халькозин.

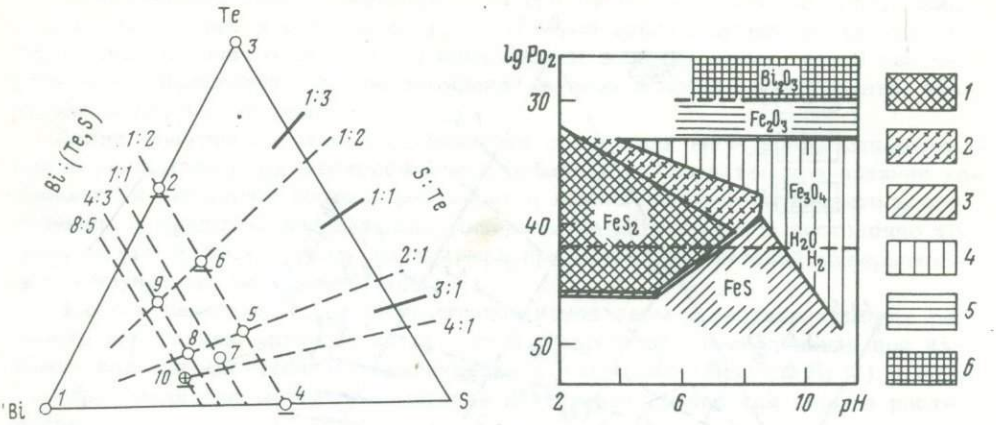
В системе $Bi_2S_3–Ag_2S$: 19 – $AgBi_3S_5$ – павонит; 20 – $AgBiS_2$ – α–β – матильдит; 21 – Ag_2S – аргентит;

В системе $Ag_2S–PbS–Bi_2S_3$: 22 – $Ag_4PbBi_4S_9$ – ширмерит;

В системе $Ag_2S–Cu_2S–Bi_2S_3$: 23 – $(Cu,Ag)_{0,8}Bi_{2,2}S_5$ – сульфовисмутит серебра и меди Джиды (Шадлун, Онтоев и др., 1969); 24 – $(Ag,Cu)Bi_3S_6$ и 25 – $(Ag,Cu)_2Bi_4S_7$ – искусственные фазы, синтезированные Ю.А.Малевским;

В системе $PbS–(Cu,Ag)_2S–Bi_2S_3$: 26 – $Cu_2Pb_2Bi_2S_6$ – айкинит; 27 – $Cu_2Pb_2Bi_4S_9$ – хаммарит; 28 – $Cu_2Pb_2Bi_6S_{12}$ – линдстремит; 29 – $Cu_2Pb_2Bi_{10}S_{18}$ – гладит; 30 – $(Cu,Ag)_2Pb_3Bi_{10}S_{19}$ – рецбаннит; 31 – $Cu_4Pb_{10}Bi_{10}S_{27}$ – нафильдит; 32 – $(Cu,Ag)_2Pb_7Bi_2Bi_2S_{17}$ – нейт; 33 – $(Ag,Cu)_4Pb_3Bi_7S_{16}$ – бериит; 34 – $(Cu,Ag)_2PbBi_{4,6}S_{7,5}$ – минерал из Средней Азии (Лурье, Шадлун и др., 1970); 35 – $Cu_3AgPbBi_{10}S_{18}$ – догначкаит (Годовиков, 1970).

Крестиком в кружочке отмечен минерал, впервые открытый с участием автора. Черными кружочками – минералы, обнаруженные автором впервые в СССР и в Забайкалье. Подчеркнуты минералы, встречающиеся в минеральных парагенезисах изученных месторождений



Фиг. 76. Диаграмма состава минералов в системе Bi–Te–S

1 – Bi – самородный висмут; 2 – Bi_2Te_3 – теллуровисмутит; 3 – Te – самородный теллур; 4 – Bi_2S_3 – висмутин; 5 – Bi_2TeS_2 – чикловаит; 6 – Bi_2Te_2S – тетрадимит; 7 – Bi_4TeS_3 – грюнлингит; 8 – $Bi_{4+x}Te_{1-x}S_2$ – жозеит А; 9 – $Bi_{4+x}Te_{2-x}S$ – жозеит В; 10 – Bi_8TeS_4 – оруэтит.

Крестиком в кружочке показан минерал, впервые обнаруженный в СССР; подчеркнуты минералы, встречающиеся в минеральных парагенезисах изученных месторождений

Фиг. 77. Совмещенная диаграмма $\lg PO_2$–pH для минералов Bi и Fe при 250°С и активности сульфидной серы 0,1 моль/л, по Г.Р.Колонину (1965)

Поля устойчивости: 1 – $Bi_2S_3+FeS_2$; 2 – $Bi+FeS_2$; 3 – Bi+FeS; 4 – $Bi+Fe_3O_4$; 5 – $Bi+Fe_2O_3$; 6 – Bi_2O_3

В условиях низкой концентрации сульфидной серы в растворах образуются пирротин вместо пирита, самородный висмут вместо висмутина и сложных сульфосолей висмута, свинца и меди, а также арсенопирит и лёллингит. Такие малосернистые ассоциации представлены парагенезисом леллингита, арсенопирита, самородного висмута и пирротина в олово-вольфрамоносных грейзенах (Хапчеранга, Шерловая Гора). На нижних горизонтах некоторых сульфидно-вольфрамитовых месторождений (Белухинское и др.) образуется парагенетическая ассоциация вольфрамит, сфалерит, пирротин и самородный висмут. В этой ассоциации встречаются также многочисленные Te- и Se-содержащие минералы – тетрадимит, теллуристый канфильдит (Онтоев и др., 1971₂), оруэтит (фиг. 76) и селенсодержащий виттит (Онтоев и др., 1972), где недостаток серы компенсируется вхождением в решетку минералов Te и Se. Присутствие этих сульфотеллуридов висмута и других малосернистых минералов в сульфидно-вольфрамитовых рудах является показателем низкого значения окислительного потенциала. Экспериментальное изучение окислов и сульфидов висмута и железа при 250°С (Колонин, 1965) показало, что область устойчивости полей сосуществования пирротина и висмута располагается в пределах низких значений парциального давления кислорода ($\lg PO_2 < -40$) и в слабощелочной среде (pH от 7 до 9)(фиг. 77).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы, полученные в результате проведенных исследований, следующие.

1. Процессы формирования сульфидно-вольфрамитовых и силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья имеют сложный, прерывистый многостадийный характер.

Для достоверного выделения стадий минерализации при формировании месторождений предложены следующие четыре группы критериев: магматические, главным образом внутриминерализационные дайки I и II этапов внедрения; геолого-структурные; минералого-геохимические и физико-химические.

2. Показаны основные закономерности проявления зональности изученных рудных полей, месторождений и рудных тел. В зависимости от различного сочетания минеральных зон в пространстве выделены пространственные типы зональности: горизонтальная и объемная зональность в рудных полях; вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и сопутствующего оруденения в апикальных частях рудоносных интрузивов; вертикальная зональность месторождений, залегающих в однородных и разнородных по составу вмещающих породах; поперечная и продольная зональность рудных тел; прямая, обратная и концентрическая вертикальная зональность рудных тел. По условиям поступления гидротермальных растворов и влиянию основных геологических и физико-химических факторов выделяются следующие генетические классы и типы зональности:

I класс - одностадийная зональность, в которой намечаются пять генетических типов: литологическая, структурная, температурная, кислотно-основная и окислительно-восстановительная.

II класс - многостадийная зональность со следующими типами: совмещенная и разобщенная.

3. Анализ и обобщение фактических данных позволяют считать более обоснованной гипотезу фракционной дистилляции (по С.С. Смирнову) постмагматических растворов при образовании рассматриваемых месторождений. Процесс фракционной дистилляции во времени, отраженный в многостадийной минерализации в сфере рудоотложения, характеризовался существенным изменением катионного и в меньшей степени анионного состава растворов.

По катионному составу рудоносные растворы оказываются в достаточной мере специализированными в отношении ведущих (Mo, W, Sn) и некоторых второстепенных (Bi, As, B и др.) элементов. При этом намечается эволюция катионного состава растворов от ранних стадий к поздним.

По анионному составу растворы разных стадий минерализации изученных месторождений были достаточно однотипными: в них в ощутимых количествах присутствовали ионы фтора и хлора, частично бикарбонат-ионы и углекислота, а главное - ионы серы преимущественно в гидросульфидной форме.

Высказаны соображения о переносе вольфрама, молибдена и олова в гидротермах в форме сложных галогенид-гидросульфидных, оксигалогенид-гидросульфидных и аналогичных комплексных соединений.

4. Приведены некоторые закономерности процесса рудоотложения. Показано, что высокая концентрация сульфидной серы в растворах приводит к образованию многосернистых парагенезисов (пирит, висмутин, сложные сульфосоли висмута, свинца и меди) в ассоциации с без- или маложелезистыми гюбнеритом и клейофаном. Наоборот, низкая концентрация сульфидной серы в растворах обусловливает образование малосернистых парагенезисов (пирротин, арсенопирит, висмут) в ассоциации с существенно железистыми минералами (ферберит, марматит и др.).

5. Результаты выполненных исследований по изучению зональности рассматриваемых месторождений могут быть использованы для целей прогноза оруденения и поисков скрытых рудных тел, особенно на флангах рудных полей и месторождений и на глубину. Важными поисковыми критериями являются первичные ореолы не только рудных элементов, но и фтора и особенно серы. Руды сульфидно-вольфрамитовых и сульфидно-касситеритовых месторождений являются комплексным сырьем для получения содержащихся в них попутных компонентов (Bi, Pb, Zn, As, Ag и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Акиньшина А.Г. К вопросу о петрографии Букукинского гранодиоритового массива. – Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, 1960, №1.

Акиньшина А.Г. О возможном источнике кварца в жильных месторождениях. – Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, 1961, №12.

Алехин Ю.В., Пашков Ю.Н., Дистлер В.В. Опыт изучения особенностей грейзенового процесса по газово-жидким включениям. – Геолог. рудн. месторожд., 1970, №3.

Аристов В.В. Вопросы теоретического обоснования поисков скрытых постмагматических месторождений (статья 1 и 2). – Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, 1964, №6, 7.

Аристов В.В., Ляхов Л.Л., Королев Б.Н., Кадыров И.Н. Сочетание геологических и геофизических методов при изучении известных рудных районов. Госгеолтехиздат, 1960.

Аристов В.В., Петрова М.Г., Королев Б.Н., Белов П.Т., Гущин В.А. Структура, рудопроявления и условия образования Шерловогорского гранитного интрузива. – Геол. рудн. месторожд., 1961, №6.

Артунян Л.А. Об устойчивости воднорастворимых форм молибдена в серусодержащих растворах при высоких температурах. – Геохимия, 1966, №4.

Афанасьев Л.М. О металлогенической специализации мезозойских гранитов бассейна р.Джиды (Бурятская АССР). – В кн.: Металлоген. специал. магматич. комплексов. Изд-во "Недра", 1964.

Банщикова И.В. Стадийность минерализации месторождения Караоба по данным изучения газово-жидких включений в минералах. – В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Изд-во "Наука", 1965.

Барабанов В.Ф. Козалит из Букукинского месторождения. – Докл. АН СССР, 1957, 112, №5.

Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. т. I. Букука и Белуха. Изд-во ЛГУ, 1961.

Барабанов В.Ф. Минералогия и генезис вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. – В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Изд-во ЛГУ, 1967.

Барнс Х.Л., Чаманский Г.К. Растворимость и перенос рудных минералов. – В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Перев. с англ. Изд-во "Мир", 1970.

Барсуков В.Л. К геохимии олова. – Геохимия, 1957, №1.

Барсуков В.Л. Геохимические особенности формирования сульфидно-касситеритовых месторождений. – В кн.: Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока. Изд-во "Недра", 1967.

Барсуков В.Л. О проблеме источника рудного вещества. – I Международный Геохимический конгресс. Гидротермальные процессы. ВИНИТИ. М., 1972.

Барсуков В.Л., Курильчикова Г.Е. О формах переноса олова в гидротермальных условиях. – Геохимия, 1966, №8.

Баскин Б.Л. Белухинское и Букукинское вольфрамовые месторождения в Забайкалье. – Труды IV Всес. геол. конференции по цветным металлам, 1932, №5.

Берзина А.П. Особенности проявления высокотемпературной минерализации на Хапчерангинском месторождении. – В кн.: Вопросы регион. геолог. и металл. Забайкалья, Чита, 1968, вып.IV.

Бесова М.В. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. – В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР, т. I. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Бетехтин А.Г. Понятие о парагенезисе минералов. – Изв. АН СССР, серия геол., 1949, №2.

Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953_1.

Бетехтин А.Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953_2.

Бетехтин А.Г., Шадлун Т.Н., Генкин А.Д., Филимонова А.А. Текстуры и структуры руд. Изд-во АН СССР, 1958.

Беус А.А. Альбититовые месторождения. – В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. Изд-во "Недра", 1968.

Беус А.А., Залашкова Н.Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. – Изв. АН СССР, серия геол., 1962, №4.

Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Л. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.

Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности в рудных месторождениях. – Записки Всес. мин. об-ва, 1951, ч. 80, № 2.

Биндеман Н.Н. Особенности геологического строения, магматизма и размещения рудных месторождений Юго-Восточной части Центрального Забайкалья. Автореф. канд. дисс., М., 1966.

Биндеман Н.Н. Геолого-структурные условия локализации рудных месторождений в юго-восточной части Центрального Забайкалья. – Геол. рудн. месторожд., 1966, №3.

Брызгалин О.В. О влиянии состава растворов на форму переноса вольфрама в гидротермальных условиях. – В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Изд-во ЛГУ, 1967.

Булдаков И.В. О кислотности – щелочности дифференциации в процессе кристаллизации минералов в группы вольфрамита. – Тезисы докладов II совещ. по минерал., геохимии и генезису вольфрам. месторожд. СССР. Изд-во ЛГУ, 1968.

Булдаков И.В. Геохимическая роль внутриминерализационной тектоники в постмагматическом жильно-грейзеновом минералообразовании (на примере месторождения Западное в Центральном Казахстане). Автогреф. канд. дисс., М., 1971.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, №7.

Вольфсон Ф.И. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях (по поводу статьи Г.М. Вировлянского). – Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 3

Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. К вопросу о зональности эндогенного оруденения. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Вольфсон Ф.И., Невский В.А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. – Изв. АН СССР, серия геол., 1949, №1.

Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Особенности локализации гидротермального оруденения цветных и редких металлов. – В сб.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. Изд-во "Наука", 1968.

Ганеев И.Г. О возможном переносе вещества в форме сложных комплексных соединений. – Геохимия, 1962, №10.

Ганеев И.Г. К вопросу о первичной геохимической специализации гранитной магмы. – В кн.: Металлоген. специализация магматич. комплексов. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Говоров И.Н. Геологические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий. Международ. геол. конгресс XXII сессии, доклады сов. геол., 1964_1.

Говоров И.Н. Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов. – В сб.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. Изд-во "Наука", 1964_2.

Говоров И.Н. Фация гранитоидов и редкометальное оруденение. – В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. Изд-во "Наука", 1966.

Говоров И.Н., Стунжас А.А. Формы переноса бериллия и зональность его месторождений при щелочном метасоматозе. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Годовиков А.А. Основные черты химического состава и классификация висмутовых сульфосолей (с использованием экспериментальных данных). Автореф. докт. дисс. М., 1970.

Гребенников А.М. Вольфрамоносные и танталоносные типы гранитов Кукульбейского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье. (Тезисы докл. II совещ. по минер., геохим. и генезису вольфрам. месторожд. СССР). Изд-во ЛГУ, 1968.

Григорчук Г.Ю. О стадиях минерализации. – Минералогический сборник Львовского ун-та, 1965, №19, вып. 2.

Григорьев Ив.Ф. Геология, минералогия и генезис оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. Автореф. докт. дисс. М., 1957.

Денисенко В.К. О закономерном появлении внутрирудных даек в истории формирования месторождений Караоба. – Докл. АН СССР, 1965, 162, №4.

Денисенко В.К. Изменение состава минералов изоморфного ряда ферберит-гюбнерит в ходе процесса рудообразования. (Тезисы докл. II совещ. по минер., геохимии и генезису вольфрам. месторожд. СССР). Изд-во ЛГУ, 1968.

Дербиков И.В. О влиянии рудной тектоники на качественный состав месторождений. – Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, №1.

Доломанова Е.И. Свинцово-цинковая минерализация на некоторых касситерито-кварцево-сульфидных месторождениях Восточного Забайкалья. – Труды ИГЕМ, 1963, вып. 16.

Дроздов М.Д. Белухинское месторождение вольфрамита. – В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР, т. 1, 1939.

Дружинин А.В. Некоторые особенности геологической структуры Букукинского месторождения. – Геол. рудн. месторожд., 1960, №1.

Дружинин А.В. О замещении вольфрамита и некоторых сульфидов поздним молибденом в рудах Букукинского месторождения. – Геол. рудн. месторожд., 1961, №4.

Дружинин А.В., Колесниченко В.С. О возрастном взаимоотношении вольфрамового и оловянного оруденений в Кукульбейском рудном районе. – Геол. рудн. месторожд., 1964, №1.

Дубровский В.Н. Стадии минерализации и зональность касситеритово-сульфидного Хрустального месторождения (Дальний Восток СССР). – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Дубровский В.Н., Полохов В.П. Некоторые особенности структуры и зональность Хрустального оловянного месторождения. – Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 1959.

Дударев А.Н. Значение теплоемкости в оценке роли вмещающих пород при оруденении. – Геол. рудн. месторожд., 1965, №4.

Дударев А.Н., Шарапов В.Н. О механизме теплопередачи в контактовых зонах интрузивов. – Геол. и геофиз., 1965, №11.

Ермаков Н.П. Значение исследований включений в минералах для теории рудообразования и учения о минералообразующей среде. В сб.: Труды Всес. научн.-исслед. ин-та псезооптич. минер. сырья, 1957, т. 1, вып. 2.

Ежов А.И. О геохимической специализации гранитоидов Шалгийского района (Центр. Казахстан). – В кн.: Металлогенич. специализация магматических комплексов. Изд-во "Недра", 1964.

Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. – Геол. рудн. месторожд., 1967, №5.

Заварицкий А.Н. Заметки о геологической терминологии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1947, №2.

Залашкова Н.Е. Зональность метасоматически измененных танталоносных гранитов (апогранитов). – В кн.: Минералого-геохимич. и генетич. особенности редкометальных апогранитов. Изд-во "Наука", 1969.

Иваненко В.Е. Растворимость сульфидов цинка и серебра в гидротермальных условиях (экспериментальные исследования). Автореф. канд. дисс. М., 1966.

Иванова Г.Ф. О поведении вольфрама в процессе грейзенизации. – В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Изд-во ЛГУ, 1967.

Иванова Г.Ф. О содержании олова, вольфрама и молибдена в гранитах в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений. – Геохимия, 1968, №5.

Иванова Г.Ф., Ходаковский И.Л. Формы миграции вольфрама в гидротермальных растворах. – Геохимия, 1968, №8.

Игнатович В.И. Дайки и молибдено-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии мезозойских гранит-порфиров (Джидинское месторождение). – Сб. геол. производ. информ. Бурят. геол. упр. Улан-Удэ, 1959, №3.

Игнатович В.И. Условия локализации молибден-вольфрамового оруденения и структура Джидинского рудного поля. Автореф. канд. дисс., М., 1965.

Кадик А.А. Отделение воды от магм в процессе их движения к поверхности земли. – Тезисы докл. I Международн. геохим. конгресса. М., 1971.

Кадик А.А., Хитаров Н.И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды. – Геохимия, 1965, №5.

Кадик А.А., Хитаров Н.И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества. – Геохимия, 1968, №6.

Казанли Д.Н. Температурная связь интрузивных тел с зонами гипогенной минерализации. – Вестн. АН Каз. ССР, 1948, №4.

Казицын Ю.В., Александров В.В., Павлова В.В., Пано в Е.Н. Признаки молибденоносных интрузий северо-восточной части Забайкалья. – Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. Госгеолиздат, 1962.

Карякин Ю.В., Крячко Э.Н. Фторидные комплексы Mo^{IV} в разбавленных водных растворах. – Ж. неорг. химии, 1967, 12, 7, вып. 10.

Кигай И.Н. О пульсационной теории, стадии гидротермального минералообразования и зональности оруденения. – В сб.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. Изд-во "Наука", 1966 1.

Кигай И.Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. Изд-во "Наука", 1966 2.

Кляхин В.А. Гидротермальный синтез минералов ряда $PbS–Bi_2S_3$. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1968.

Кляхин В.А., Дмитриева М.Т. Новые данные о синтетическом и природном лилианите. – Докл. АН СССР, серия геол., 1968, 178.

Колонин Г.Р. Условия образования самородного висмута и некоторые вопросы физико-химии гидротермальных растворов. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965.

Колонин Г.Р., Широносова Г.П. Изучение условий замещения ферберита пиритом в гидротермальных условиях. – В кн.: Экспер. исслед. по минералогии (1968–1969). Новосибирск, 1969.

Колонин Г.Р., Широносова Г.П. Условия образования ферберита, тунгстенита и минералов железа по термодинамическим расчетам. – Докл. АН СССР, 1970, 193, № 4.

Константинов Р.М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья). – В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Изд-во "Наука", 1966.

Константинов Р.М., Томсон И.Н., Чеглоков С.В., Хомич С.В., Андреева М.Г. Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья. – Геол. рудн. месторожд., 1967, 9, № 3.

Константинов Р.М., Томсон И.Н., Полякова О.П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья. – В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. Изд-во "Наука", 1971.

Коптев-Дворников В.С., Руб М.Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. – В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. Изд-во "Недра", 1964.

Коренбаум С.А. Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. Изд-во "Наука", 1970.

Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.

Коржинский Д.С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. – Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 1.

Коржинский Д.С. Режим кислотности – щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах. – В кн.: Вопросы методики поисков скрытых рудных тел. Госгеолтехиздат, 1963.

Коржинский Д.С. Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 2. Прага, 1965.

Коржинский Д.С. Математическая модель опережающей волны кислотности. – Докл. АН СССР, 1966, 170, № 2.

Коржинский А.Ф. Гидротермально-измененные породы редкометальных месторождений Восточной Сибири. Изд-во "Наука", 1967.

Косалс Я.А., Мазуров М.П. Поведение молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала в процессе становления Биту-Джидинского гранитного массива (Ю.З. Прибайкалье). – Геохимия, 1970, № 6.

Котляр В.Н. О длительности формирования послемагматических месторождений разной глубинности. – В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Изд-во "Наука", 1966.

Кузнецов В.А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. – В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Изд-во "Наука", 1966.

Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидельства интраплутонических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразовния. – В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Изд-во "Наука", 1969.

Кунаев И.В. О зональном размещении редкометально-золотого оруденения Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Курильчикова Б.Е. Изучение состава тетрафтороборота калия и гексафторотрибората натрия в водных растворах в зависимости от величины pH. – Неорг. хим., 1961, 6, № 10.

Курода П., Сандделл Э. Геохимия молибдена. – В кн.: Геохимия редких элементов. Перев. с англ. и нем. Под ред. А.Б.Ронова. ИЛ, 1959.

Кушнарев И.П. Структура рудного поля Джидинского месторождения. Изд-во АН СССР, 1954.

Кутина Я., Парк-младший Ч.Ф., Смирнов В.И. К понятию зональности и к соотношениям между зональностью и парагенезисом. Письменная дискуссия по определению зональности. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 2. Прага, 1965.

Лавринг Т.С. Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов, недосыщенных сульфидами. – В кн.: Физико-хим. проблемы формирования горных пород и руд, т.1. Изд-во АН СССР, 1961.

Левашов Г.Б. Особенности распределения вольфрама в породах Синегорской интрузии (Западное Приморье) и их поисковое значение. – В кн.: Второе совещ. по минер. и геохимии вольфрамовых месторождений СССР. Изд-во ЛГУ, 1968.

Левицкий О.Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. – В кн.: Геология рудных месторождений Забайкалья. Изд-во "Наука", 1964.

Левицкий О.Д., Смирнов В.И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на дневную поверхность. – Сов. геол., 1959, № 2.

Лурье Л.М., Шалдун Т.Н., Угасте Ю.А., Вяльсов Л.Н. Сульфовисмутит свинца, серебра и меди ряда бенжаминит – павонит в месторождениях Каптархана (Вост. Карамазар, Ср. Азия). – Записки Всес. мин. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 4.

Малиновский Е.П. Некоторые вопросы генезиса пологопадающих кварцево-вольфрамитовых жил Букукинского месторождения. – В сб.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.

Малиновский Е.П. Растворение и переотложение молибденита в процессе микроклинизации на Первомайском месторождении. – Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3.

Малиновский Е.П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. Изд-во "Наука", 1965.

Малиновский Е.П. Условия формирования вольфрамовых месторождений в районах с различной геологической историей. – В сб.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. Изд-во "Наука", 1968.

Малиновский Е.П., Игнатович В.И. Структура Инкурского вольфрамового штокверка. – Геол. рудн. месторожд., 1962, № 2.

Маракушев А.А. Процессы окисления-восстановления в связи с режимом кислотности постмагматических растворов. – Геохимия, 1960, № 3.

Марин Ю.Б. Особенности становления гранитоидной интрузии малых глубин. – Записки Всес. мин. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 3.

Меликсетян Б.М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Арм. ССР). – В кн.: Металлогенич. специализация магматич. комплексов. Изд-во "Наука", 1964.

Мельников Г.А. О зональности оловорудных месторождений. – В кн: Проблемы постмагмат. рудообразования. т. II. Прага, 1965.

Мрня Ф. Полиасцендентная и моноасцендентная зональность на Яхимовских жилах (Рудные горы, Чехословакия). – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. I. Прага, 1963.

Мукасеева З.Л., Благодарева Н.С., Говоров И.Н. Растворимость сульфидов свинца в растворах карбонатов и галогенидов калия (по экспериментальным данным). – В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Изд-во "Наука", 1965.

Налетов П.И., Шалаев К.А., Дейля Т.Т. Геология Джидинского рудного района. – Труды Вост.-Сиб. геол. управ., вып. 27. Иркутск, 1941.

Наковник Н.И. Грейзены. – В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.

Негрей Е.В. К вопросу о геохимической специализации массивов Сарытау и Кызылтау (Казахстан). – В кн.: Металлоген. специализация магматич. комплексов. Изд-во "Наука", 1964.

Некрасов И.Я. Об условиях образования некоторых оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. – Геология рудн. месторождений, № 3, 1961.

Некрасов И.Я. Первичная зональность в рудных месторождениях Северо-Восточной Якутии и ее значение для поисков скрытых рудных тел. – В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. Госгеолтехиздат, 1963.

Некрасов И.Я. О причине возникновения пульсационной зональности на оловорудных месторождениях северо-восточной Якутии. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Нефедов Н.К., Даровских Н.И. Разведка Джидинского вольфрамового месторождения и его геологическое обслуживание. – Сов. геол., 1956, №53.
Николаев В.А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, 1961.
Носков А.Ф., Туговик Г.И. Некоторые закономерности размещения редкометальных месторождений юга Бурятии и их генетические типы. – Труды Бурят. компл. н.-и. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 9.
Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Под ред. Е.Т. Шаталова, М., 1963.
Овчинников Л.Н. Плутогенные гидротермальные месторождения. – В кн.: Генезис эндогенных месторождений. Изд-во АН СССР, 1968.
Овчинников Л.Н., Шляпников Д.С. Перенос металлов в виде комплексных соединений. – Труды VII совещ. по экспер. мин. и петрографии, 1965.
Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В. Геохимия магматических пород. – Геохимия, 1970, №4.
Ольшанский И.Я., Иваненко В.В. Механизм переноса вещества при образовании гидротермальных месторождений сульфидов (экспериментальные исследования). – Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 16.
Омельяненко Б.М., Алехин Ю.В. В возможных пределах значений pH среды для образования кальцита в гидротермальных условиях. – Геол. рудн. месторожд. 1966, № 6.
Онтоев Д.О. О составе рудообразующих турмалинов. – Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3.
Онтоев Д.О. Лиллианит из Букукинского месторождения и условия его образования. – Докл. АН СССР, 1959, 126, №4.
Онтоев Д.О. Некоторые данные по геологии и зональности оруденениях Хапчерангинского месторождения (Вост. Забайкалье). – Геол. рудн. месторожд., 1960, №5.
Онтоев Д.О. К вопросу об условиях формирования рудных жил одной стадии минерализации. – Геол. рудн. месторожд., 1962, №3.
Онтоев Д. О. О соотношении различных типов гипогенной зональности в некоторых редкометальных месторождениях Восточного Забайкалья. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
Онтоев Д.О. Особенности висмутовой минерализации в некоторых вольфрамовых месторождениях Восточного Забайкалья. – В кн.: Минералы СССР, 1964, вып. 15.
Онтоев Д.О. О закономерности проявления гипогенной зональности в некоторых редкометальных формациях Забайкалья. – В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Изд-во "Наука", 1966_1.
Онтоев Д.О. О вертикальной зональности метасоматически измененных гранитов Первомайского месторождения Джиды (Зап. Забайкалье). Автореф. сотр. ИГЕМ АН СССР, 1966_2.
Онтоев Д.О. О возможной роли фторо-гидросульфидных комплексов в переносе металлов рудоносными растворами при образовании некоторых редкометальных месторождений. – В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторожд. Изд-во ЛГУ, 1967.
Онтоев Д.О. Особенности околорудных изменений вмещающих пород в связи со стадийностью минерализации и зональностью оруденения Джидинского рудного поля. – В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. Изд-во "Наука", 1969.
Онтоев Д.О. Основные черты и особенности химизма гидротермальных изменений вмещающих пород редкометальных месторождений Джиды. – В кн.: Проблемы метасоматизма. (Труды II конф. по околорудному метасоматизму). Изд-во "Недра", 1970.
Онтоев Д.О. Сульфидо-вольфрамовые рудные формации и их генетические особенности. – В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений СССР. Изд-во ЛГУ, 1971_1.
Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность некоторых редкометальных месторождений Забайкалья. Автореф. сотр. ИГЕМ АН СССР, 1971_2.
Онтоев Д.О. К вопросу о причинах изменения состава вольфрамитов в гидротермальных месторождениях. – В кн.: Тезисы докладов к III Всес. совещ. по геол., минер. и геохим. вольфрамовых месторожд. Изд-во ЛГУ, 1971_3.
Онтоев Д.О. О критериях стадийности минерализации при формировании вольфрамитовых месторождений (на примере Забайкалья). – В кн.: Тезисы докладов к III Всес. совещ. по геол., минер. и геохим. вольфрамовых месторожд. Изд-во ЛГУ, 1971_4.
Онтоев Д.О. Особенности геохимии сульфидно-редкометальных месторождений. – В кн.: Тезисы доклада Международного геохимического конгресса. М., 1971_5.

Онтоев Д.О. О генетических типах зональности в некоторых редкометальных месторождениях Забайкалья. – В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971_6.

Онтоев Д.О. Вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и редкометального оруденения на примере некоторых месторождений Забайкалья. – В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов (Труды симпозиума). ч. I. Алма-Ата, 1972.

Онтоев Д.О., Батова А.И. О распределении щелочных металлов в полевых шпатах постмагматических образований Джидинского рудного поля. – Записки Всес. мин. об-ва, 1969, ч. 98, вып. 1.

Онтоев Д.О., Дудыкина А.С. Закономерности распределения элементов-примесей в некоторых минералах Джидинского рудного поля. – В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. Изд-во "Наука", 1966.

Онтоев Д.О., Здобнова С.И., Дудыкина А.С. Некоторые закономерности в распределении редких щелочей (Li, Rb и Cs) и других элементов-примесей в слюдах редкометальных месторождений Джидинского рудного поля. – Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 3.

Онтоев Д.О., Корсакова Н.В. Висмут- и серебросодержащие галениты Джидинского рудного поля (Зап. Забайкалье). – Докл. АН СССР, серия геол., 1967, 174, № 1.

Онтоев Д.О., Ниссенбаум П.Н., Органова Н.И. Природа высоких содержаний висмута и серебра в галенитах Букукинского месторождения и некоторые вопросы изоморфизма в системе $PbS–Bi_2S_4–Ag_2S$. – Геохимия, 1962, № 5.

Онтоев Д.О., Тронева Н.В., Цепин А.И., Вяльсов Л.Н. О первой находке теллуристого канфильдита. – Докл. АН СССР, серия геол., 1971_1, 201, № 3.

Онтоев Д.О., Тронева Н.В., Цепин А.И., Басова Г.В. Особенности висмутовой минерализации Бом-Горхонского вольфрамитового месторождения (Зап. Забайкалье). – Геол. рудн. месторожд., 1971_2, № 5.

Онтоев Д.О., Тронева Н.В., Цепин А.И., Вяльсов Л.Н. Серебросодержащий виттит из Восточного Забайкалья. – Записки Всес. мин. об-ва, 1972, ч. 100, вып. 3.

Павлов Д.И. Магнетитовые рудообразования при участии экзогенных хлоридных вод. Автореф. докт. дисс. М., 1971.

Павлов Д.И., Никольская Н.Н. Долериты, рассолы, железо. – Докл. АН СССР, 1970, 193, № 1.

Пампура В.Д., Воронцов А.Е., Легейф В.А., Мордвинова В.И. Поведение редких элементов в процессе гидротермального изменения пород около полиметаллических жил Южного фланга Хапчерангинского оловянно-полиметаллического месторождения. – Ежегодник, Сибгеохи., 1968.

Перельман Ф.И., Зворыкин А.Я. Молибден и вольфрам. Изд-во "Наука", 1968.

Петрова М.Г., Белов П.Т. О генетической связи кварцевых порфиров с гранитным интрузивом Шерловой Горы. – Изв. высш. учеб. завед., 1966, № 11.

Петровская Н.В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. – Геол. рудн. месторожд., 1965, 7, № 1.

Петровская Н.В. О понятии "Парагенетическая минеральная ассоциация". – Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2.

Повилайтис М.М. Основные черты минералогии Джидинского молибден-вольфрамового месторождения. – Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 94.

Повилайтис М.М. Новые данные о возрасте Джидинского молибден-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье). – Докл. АН СССР, серия геол., 1966, 166.

Повилайтис М.М. О некоторых особенностях Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения, обусловленных его геотектоническим положением. – В сб.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969.

Повилайтис М.М., Мозгова Н.Н., Бородаева Ю.С., Сендерова В.М., Ронами Г.П. Первая находка хаммарита. – Докл. АН СССР, серия геол., 1969, 187, № 4-6.

Полевая Н.И., Тихомиров Н.И. Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным. – В кн.: Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.

Рабинович А.В., Муравьева А.М., Жданова М.В. Содержание молибдена в некоторых породах и минералах интрузивных образований Восточного Забайкалья. – Геохимия, 1958, № 2.

Радкевич Е.А. Особенности генезиса месторождений касситерито-сульфидной формации. Изд-во АН СССР, 1953.

Радкевич Е.А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. – Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.

Радкевич Е.А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. – Сов. геол., 1959, № 9.

Радкевич Е.А. К вопросу о типах зональности в оловянных и полиметаллических месторождениях Тихоокеанского рудного пояса. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Рехарский В.И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. Автореф. докт. дисс. М., 1969.

Рундквист Д.В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил и прожилков грейзеновых месторождений.– Записки Всес. Мин. об-ва, 1965, ч. 94, вторая серия, вып. 1.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения (Онтогенез и филогенез). Изд-во "Недра", 1971.

Рудакова Ж.Н. Оловоносные граниты и некоторые вопросы генезиса оловорудных месторождений юго-западной части Забайкалья. Автореф. канд. дисс., М., 1968.

Рябчиков И.Д. Условия отделения концентрированных солевых растворов в ходе кристаллизации кислых магм. – В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрографии и минералогии, т. 2. Изд-во "Наука", 1968.

Рябчиков И.Д., Хамильтон Д.Л. О возможности отделения концентрированных хлоридных растворов в ходе кристаллизации кислых магм. – Докл. АН СССР, 1971, 197, № 4.

Самонов И.З. Некоторые особенности минералообразования в рудах Белухинского месторождения и вопросы распределения вольфрамита в жильных месторождениях. – Изв, высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, 1959, № 6.

Самонов И.З. Особенности и этапы развития структуры Белухинского месторождения. – В кн.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.

Санделл Э.Б. Распространенность вольфрама в изверженных породах. – В сб.: Редкие элементы в изверженных породах. ИЛ, 1962.

Сизых В.И. Некоторые особенности геологического развития Малханской зоны Западного Забайкалья в раннем палеозое. – Вестн. научной информации Забайкальского Географ. об-ва СССР, 1965, № 2.

Сизых В.И. Сравнительная характеристика Бом-Горхонского и Джидинского вольфрамитовых месторождений. – В кн.: Второе совещание по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР. Тезисы докладов, 1968.

Сизых В.И., Фомина В.А., Фомин И.Н. Петрология Бом-Горхонского гранитного массива (Западное Забайкалье). – Записки Забайкальского Геогр. об-ва, Чита, 1966, вып. 27.

Смирнов В.И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. – В кн.: Генетические проблемы руд. Проблема 1, 6. Госгеолтехиздат, 1960.

Смирнов В.И. Порядок эндогенной рудной зональности. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 2. Прага, 1965.

Смирнов В.И. Рудные месторождения СССР за 50 лет Советской власти. – Геол. рудн, месторожд., 1967, № 5.

Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных полезных ископаемых. – Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 3.

Смирнов С.С. Свинцовое месторождение в Большой Хапчеранге и вновь открытое месторождение на Малой Хапчеранге. – Труды Вес. геол. ком-та, 1928, 3, № 5.

Смирнов С.С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. – Изв. АН СССР, серия геол., 1937_1, № 5.

Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений. – Изв. АН СССР, серия геол. 1937_2, №6.

Смольянинов Н.В. Особенности минералогии Джидинского месторождения Бурят-Монгольской АССР. – Труды ИГН, АН СССР, 1940, вып. 39.

Смолянский Е.Н. К металлогении Джидинского рудного района. – В кн.: Труды I совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Иркутск, 1958.

Смолянский Е.Н. Об основных особенностях в пространственном размещении молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе. – Труды Вост.-сиб. геол. ин-та, 1960, вып. 1.

Совещание по прогнозированию скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений (Тезисы докладов). М., 1972.

Соколов Г.А., Павлов Д.И. Об источниках и роли хлора в магматогенных рудообразованиях. – В кн.: Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Доклады сов. геологов, 1964.

Сотников В.И., Изюмова Л.Г. О содержании вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью. – Геохимия, 1965, № 2.

Спейт Ю.А. Геологическое строение Джидинского вольфрамового месторождения. – Вест. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 4.
Спицын В.И., Пирогова Г.Н. Исследование растворов паравольфрамита натрия методом диализа. – Ж. неорг. хим., 1957, т. 2, № 3.
Студенникова З.В. О содержании вольфрама и молибдена в гранитоидах Тырны-Ауз (Сев. Кавказ). – В кн.: Химия земной коры, т. 2. Изд-во АН СССР, 1965.
Сушевская Т.М. Сравнительная характеристика химического состава оловоносных гидротермальных растворов (по данным анализа газово-жидких включений). – В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., изд-во "Наука", 1971.
Сушевская Т.М., Иванова Г.Ф. О составе минералообразующих растворов некоторых вольфрамитовых месторождений Вост. Забайкалья (по данным газово-жидких включений). – Геохимия, 1967, № 9.
Сушевский П.П. Очерк месторождений цветных камней Юго-Восточного Забайкалья. – Труды Ин-та прикл. минер., 1925, вып. 16.
Сырицо Л.Ф. Изучение распределения редкометального оруденения методом математической статистики. – Записки Всес. мин. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 2.
Сырицо Л.Ф. Вольфрамовая минерализация одного из редкометальных месторождений Забайкалья. – В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Изд. ЛГУ, 1967.
Таусон Л.В., Козлов В.Д., Каширц К.Ф., Свадковская Л.Н. Геолого-геохимические особенности интрузий рудоносного кукульбейксо-харалгинского комплекса Центрального Забайкалья. Ежегодник, Сибгеохи, 1968.
Теремецкая А.Г. Химико-минералогическое исследование Хапчерангинского месторождения. Гонти, 1939.
Тихомиров Н.И. Особенности забайкальских месторождений касситерито-сульфидной формации и связь их с магматической деятельностью. – Сов. геол., 1960, № 7.
Тихомиров Н.И., Казицин Ю.В., Козубова Л.А., Рудакова М.Н., Харкевич Д.С. Интрузивные комплексы Забайкалья, их размещение в структурных зонах и металлогеническое значение. – В кн.: Магматические формации. Изд-во "Недра", 1964.
Томсон И.Н., Константинов Р.М., Лобанова Г.М., Полякова О.П. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Вост. Забайкалья. – Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
Торопова В.Ф. Исследование состава и устойчивости комплексных соединений в растворах. – Учебн. записки Казан. ун-та, 1955, т. 115, кн. 10.
Трошин Ю.П., Бойко С.М. Изучение направления движения рудообразующих растворов на Хапчерангинском месторождении в связи с прогнозом оруденения. – Ежегодник, Сибгеохи, 1968.
Туговик Г.Н. Стадии гидротермальной минерализации и генезис молибдено-вольфрамовых месторождений Джидинского рудного узла. – Геол. и геофиз., 1964, № 2.
Туманова Г.А., Мищенко К.П., Флисс И.Е. О диссоциации сероводорода в водных растворах при разных температурах. – Ж. неорг. хим., 1957, т. 2, вып. 9.
Тюрин Н.Г. К вопросу о составе гидротермальных растворов. – Геол. рудн. месторожд., 1963, № 4.
Фаворская М.С. Некоторые аспекты проблемы связи оруденения с магматизмом. – В кн.: Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. Изд-во "Недра", 1969.
Флеров Б.Л. Проблемы полиасцендентной и моноасцендентной зональности (критерии выделения стадий). – В кн.: Проблемы постмагматич. рудообразования, т. 2. Прага, 1965.
Флеров Б.Л., Яковлева Н.В. Гипогенная минерализация и зональность оруденения Эге-Хайского месторождения. – В кн.: Геология олово-рудных и полиметаллических месторождений Якутии, Изд-во "Наука", 1966.
Хайдук И. Полимерные комплексные соединения. – Успехи химии, 1961, т. 6, вып. 3.
Хитаров Н.И. Хлориды натрия и кальция как возможный источник возникновения кислых сред в глубинных условиях. – Докл. АН СССР, 1954, 95, № 3.
Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Рыженко Б.Н. Влияние сероводорода на миграцию молибдена в виде кремнемолибденового комплекса в условиях повышенных температур. – Геохимия, 1965, № 3.
Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. – Геохимия, 1967, № 11.
Хетчиков Л.Н., Онтоев Д.О., Дороговин Б.Н. Генетические особенности некоторых редкометальных месторождений Забайкалья по данным изучения газово-жидких включений в кварце. – Геол. рудн. месторожд., 1970, № 4.
Ходаковский И.Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных условиях. – Геохимия, 1966, № 8.
Холмов Г.В. Результаты минералого-петрографической съемки Шерловогорского вольфрамового месторождения (Забайкалье) летом 1928 г. – Изв. Геол. ком-та, 1929, 18, № 10.

Хрущов Н.А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. – Записки Всес. мин. об-ва, 1953, ч. 82, № 1.
Хрущов Н.А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
Чаманский Г.К. Растворимость сульфидов в водных растворах. – В сб.: Проблемы эндогенных месторождений. ИЛ, 1960, вып. 1.
Ченцов И.Г. Ималкинское месторождение касситерита (Восточное Забайкалье). – Труды Ин-та геол. наук, минер.-геохим. серия, 1941, № 11, вып. 51.
Чуриков В.С. Некоторые особенности химического состава вольфрамитов. Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. – Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 4.
Чухров Ф.В. Восточно-Коунрадское месторождение, как представитель кварцево-молибденовой формации Центрального Казахстана. – Сов. геол., 1948, № 31.
Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. – Труды ИГЕМ, 1960, вып. 50.
Чухров Ф.В., Ермилова Л.П. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формации Центрального Казахстана. – В кн.: Проблемы генезиса руд. М., Изд-во АН СССР, 1964.
Шалдун Т.Н., Онтоев Д.О., Басова Г.В., Вяльсон Л.Н., Муравьева И.В. Сульфовисмут меди и серебра из Джидинского месторождения. – Записки Всес. мин. об-ва, 1969, ч. 98, вып. 4.
Шипулин Ф.К. Интрузии и рудообразование. Изд-во "Наука", 1968.
Шмураева Л.Я. Вольфрамовая минерализация Бом-Горхонского месторождения. – В кн.: Второе совещание по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР. Тезисы докладов, 1968.
Шеглов А.Д. К вопросу о вертикальной зональности некоторых вольфрамовых месторождений Забайкалья. – Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3.
Шеглов А.Д. Стадии минерализации и зональность. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 2. Прага, 1965.
Шеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Изд-во "Недра", 1966.
Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Изд-во "Недра", 1967.
Шерба Г.Н. Геологические условия образования некоторых штокверков и зональность оруденения. – Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1955, вып. 21.
Шерба Г.Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.
Шерба Г.Н., Кудряшов А.В., Мухля К.А., Сенчило Н.П., Степанов В.В. Составы вольфрамитов редкометальных месторождений Казахстана. – Тезисы докл. II совещ. по минер., геохимии и генезису вольфрамовых месторождений СССР. Изд-во ЛГУ, 1968.
Шербина В.В. Геохимия. Изд-во АН СССР, 1939.
Шербина В.В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. – В кн.: Вопросы геохим. и минер. Госгеолтехиздат, 1956.
Шербина В.В. Способы выяснения формы переноса химических элементов в геохимических процессах. – Геохимия, 1962, № 11.
Шербина В.В. Существуют ли тиосульфаты в гидротермальных растворах? (по поводу статьи И.Г. Тюрина). Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
Шербина В.В., Якубович К.И. Границы изоморфной смесимости в зависимости от генетических условий. – В сб: Химия земной коры, т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
Яцимирский К.Б. Термодинамика реакции комплексообразования в растворах. – Ж. неорг. хим., 1957, т. 2, вып. 3.
Яцимирский К.Б., Алексеева И.И. О состоянии молибденовой кислоты в слабокислых растворах. – Ж. неорг. хим., 1959, т. 4, вып. 4.
Яцимирский К.Б., Прик К.Е. Комплексообразование вольфрама VI с некоторыми неорганическими лигандами в разбавленных растворах. – Ж. неорг. хим., 1964, т. 9, вып. 1.
Яцимирский К.Б., Романов В.Ф. Кинетика и механизм реакции окисления п-фенилдиамина йодатом калия в присутствии соединения вольфрама (VI). – Ж. неорг. хим., 1965, т. 10, вып. 7.

Ahlfeld F. Zoning in the Bolivian tin belt. – Econ. Geol., 1941, 36.
Ahlfeld F. Die zonale Verteilung der Erzlagerstätten in der boliviannischen Metallprovinz. – N.Y. Mineral Abhand., 1957, 91, H. 1/3.
Barnes H.L. Mechanisms of mineral zoning. – Econ. Geol., 1962, 57.
Barnes H.L. Chemistry of ore transport in epithermal and telethermal deposits. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Barnes H.L. Environmental limitations to mechanisms of ore transport. –В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 2. Прага, 1965.
Barnes H.L., Kullerud G. Equilibria in sulfurcontaining aqueous solutions in systems Fe–S–O and their correlation during deposition. – Econ.Geol., 1961, 56, N 4.
Barton P.B. Jr. The chemical environment of ore deposition and the problem of low temperature ore transport. – Researches in Geochemistry (ed. by P.H.Adelson). N.Y., 1959.
Borchert H. Über Ehtmischungen im System Cu–Fe–S und ihre Bedeutung als geologischen Thermometer. – Chemie Erde, 1934, 9.
Buerger N.W., Buerger M.I. Crystallographie relations between cubanites seqregation plates, chaliopyrite matrix and secondary chalcopyrite twihs. – Amer. Min., 1934, 19.
Briggs. Hydrofluoride complexes tin. – Z. Anorg. Chem., 1913; 82, p. 441.
Chojnaska I. Protonotion of molybdate ions in nitric and perchloric acid solutions. – Roczn. Chem., 1965, 39, N 2.
Clark A.H. Preliminary study of the Temperature and confining pressures of granite emplacement and mineralization Panasqueira, Portugal. – Bull. Inst. Min. Metall., 1964, 73, N 694.
Clock P.L. The transportation and deposition of chalcophile metals by sulfide and polysulfide complexes in hydrothermal solutions. – Pap. Michigan Acad. Sci., Arts, Letters, 1961, 46.
Emmons W.H. Hypogene zoning in metalliferous lodes. – Intern. Geol. Congr. Rept., 16th sess., 1936, 1.
Garnet R.H.T. Polyascendent zoning in the N 3 Branch lode of Geevor tin mine, Cornwall. – В кн.: Проблемы постмагмат. рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
Garrels R.M., Christ C.L. Solutions, minerals and equilibria. N.Y., 1965. Русск. перев.: Растворы, минералы, равновесия. Изд–во "Мир", 1968.
Gundlach H. Chemische Aspekte des Transportes von Metallen in hydrothermalen Lösungen.– В кн.: Конференция по проблемам постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
Gundlach H., Thormann W. Versuch einer Deutung den Entstehung von Wolfram und Zinnlagerstätten. – Z. Geol. Ges., 1960, 112, t.I.
Haight G.P. Polarography of hexavalent molybdenum in hudrocloric acid. – Inorg. Nucl.Chem., 1962, 24.
Helgeson H.C. Complexing and hydrothermal ore deposition. N.Y., 1964. Русск. перев.: Г.С. Хелгесон. Комплексообразование в гидротермальных растворах. Изд–во "Мир", 1967.
Hemley I.I. Some mineralogical equilibria in the system K_2O – Al_2O_3–SiO_2–H_2O. – Amer. J. Sci., 1959, 257, N 4.
Hils L. The zinc–lead sulphide deposits of the Read Rosebery district, pt 2. Rosebery group: Tasman. Geol. Surv., Bull., 1915, N 23.
Hulin C.D. Ore genesis and oreshoots. – Eng. Min. J., 1929, 127, N 6.
Hosking K.F.G. The major characteristic of primary zoning in the south–west of England. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1, Прага, 1963.
Jaeger I.C. The temperature in the neighbourhood of cooling intrusive sheet. – Amer. J. Sci., 1957, 255, N 4.
Jenskins G.L. Wain A.G. Molybdenum species in acid solution. – Gonm. Appl. Chem., 1963, 13.
Johannes W., Winkler H.G.F. Transport von Feldspätten und Quarz im Temperaturgefälle.– Beitr. Mineral. Petr., 1965, 11, H.3.
Ingerson E. Methods and problems of geologic thermometry. – Econ. Geol. Fiftieth Ann., vol. 1905–1955; 1955, pt 1.
Kato T. Some characteristic features of the ore deposits of Japan. – J. Geol. Geogr., 1928, 6.
Knopf A. Geology and ore deposits of the Rochester district, Nevada. – Bull. Geol. Surv. USA, 1924, N 762.
Kutina I. The distinguishing of the monoascendent and polyascendent origin of associated minerals in the study of the zoning of the Pribram ore veins. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
Kutina I. The concept of monoascendent and polyascendent zoning. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 2. Прага, 1965_1.
Kutina I. Problems of the origin of primary zoning in ore veins, ore deposits and larger units. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 2. Прага, 1965_2.
Mitra G. Hydroxylfluoberyllates (I). – J. Ind. Chem. Soc., 1955, 32.
Mitra G. Nes series of salts of hexafluoferriates. – J. Ind. Chem. Soc., 1958, 35.
Oëlsner O. Bemerkungen über die Anwendbarkeit des H/F–Koeffizienten zur Deutuhg der Genese von Wolframiten. – Freir. Forsch. Hefte, C.H., 1954, 10.
Orville P.M. Alkali metasomatism and feldspar. – Norsk. Geol. Tudck., 1962, 42.
Orville P.M. Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases. – Amer. J. Sci., 1963, 261.

Ontoev D.O. Peculiarities of the Postmagmatic alteration of the Country Rock in some rare metall deposits of the Transbaikal district. – Intern. Union Geol. Sci., N 2. Problems of Hydrothermal ore deposition. Stuttgart, 1970.
Park Ch. F. The zonal theory of ore deposits. – Econ. Geol., Fiftieth Anniv. vol., 1905–1955, 1955, pt 1.
Park Ch. F. The problem of vertical zoning.– Econ. Geol., 1957, 52, N 5.
Park Ch. F. Zoning in ore deposits. (The pulsation theory and the role of structure in zoning). В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
Park Ch. F., Mac Diermid R.A. Ore deposits. San Francs. – London, 1964. Русск. перев. Ч.Ф. Парк, Р.А.Мак–Дормид. Рудные месторождения Изд–во "Мир", 1966.
Ramdohr P. Über schapbachit, matildit und den silber und wismutgehalt mancher Bleiglanz.– Sitzungberichte der Preuss. Akad. der Wissenschaften. Phys. –math. Kl., 1938.
Rohwer E.E., Gruywogen J.J. Monomeric chlorocomplexes of molybdenum (V). – J.S. Afric. Chem. Inst., 1966, N 1.
Rösler V.J., Wolf M. Paragenesebegriff – Diskussion um Seing Definition. – "Probleme ser Paragenese". Freiber. Forschucgshifte. Mineralogie Lagerstättelehre, 1969, C. 266.
Sasaki Y., Sillen L.G., Lindguist J. On the first equilibrium steps in the acidification of the molybdate ion. – J.Inorg. Nucl. Chem., 1959, 9.
Schwarzenbach G., Meier J. Formation and investigation of unstable protonation and deprotonation products of complexes in aqueous solution. – J. Inorg. Nucl. Chem., 1958, 8.
Stemprok M. Distribution of Sn–W–Mo formation deposits around granites. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования т. 1. Прага, 1963.
Stemprok M. Genetic features of ore deposits of tin, tungsten and molybdenum formation. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 2. Прага, 1965.
Stemprok M. On the relation of tin–tungsten –molybdenum ore deposition to granites. – Krystalimkum. Contributions to the geology and petrology of crystalline complexes, 1966, 3.
Sugaki A., Tashiro Ch. Thermal studies on the skeletal crystalls of sphalerite in chalcopyrite. – Sci. Rept., Tokoku Univ., 1957, Xer. 3–5, N 3.
Szádeczky–Kardoss E. Studies über die geochemische Migration der Elemente. – III Teil. Über die Rolle der Oxydationgrade, der Ionenwichten und Ionenpotentiale in der Gesteinsmetamorphose. – Acta Geol. Acad. Sci. Hungarical, T. II, 1954, Fost 3/4.
Terneaure F.S. A comparative study of major ore deposits of Central Bolivia. – Econ. Geol., 1960, 55, N 2–3.
Tredvell V., Hepenstrik H. Helv. Chim. Acta, 1949, 32, N 6.
Van Hook H.I. The ternary system Ag_2S–Bi_2S_3– PbS. – Econ. geol., 1960, 55.

Адл – адуляр
Алб – альбит
Акт – актинолит
Анк – анкерит
Ап – апатит
Арс – арсенопирит
Айк – айкинит
Амф – амфибол
Арг – аргентит

Ба – барит
Бер – берилл
Би – биотит
Блк – блеклая руда
Бурн – бурнотит

Ви – висмут самородный
Всм – висмутин
Влф – вольфрамит

Гал – галенит
Гем – гематит
Гр – гранат
Гб – гюбнерит
Геарк – геарксутит

Илмр – ильменорутил

Ка – кальцит
Кс – касситерит
Кб – кубанит
Кв – кварц
Кпш – калиевый полевой шпат
Кз – козалит

Леп – лепидолит
Лпд – лепидомелан
Лил – лиллианит
Лёл – лёллингит

Мкр – микроклин
Млд – молибденит
Мр – марказит
Мрм – марматит
Мгт – магнетит
Му – кусковит

Орт – ортоклаз
Олг – олигоклаз

Пир – пирротин
Плг – плагиоклаз
Пр – пирит

Ргб – роговая обманка
Ру – Рутил
Рдх – родохрозит

Сл – слюда
Сер – серицит
Ст – станнин
Сф – сфен
Сдф – сидерофиллит
Сд – сидерит

Тан – танталит
Топ – топаз
Трм – тремолит
Ту – турмалин
Трп – триплит

Фг – флогопит
Фл – флюорит
Фрб – ферберит

Хм – хаммарит
Хл – хлорит
Хп – халькопирит

Цл – цеолит
Цин – циннвальдит
Цр – циркон

Шл – шеелит

Эп – эпидот

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Краткий обзор состояния проблемы стадийности минерализации и зональности. Некоторые вопросы терминологии 5

Часть I.

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ВОЛЬФРАМОВЫХ И ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ 11

Глава 1. Месторождения молибденит-сульфидно-вольфрамитовой формации 11
Месторождения Джидинского рудного поля 11
Месторождения Бом-Горхонского рудного поля 51
Глава 2. Месторождения кварц-сульфидно-вольфрамитовой формации 75
Букукинское месторождение 75
Белухинское месторождение 84
Глава 3. Месторождения силикатно-сульфидно-касситеритовой формации . . 92
Месторождения Хапчерангинского рудного поля 92
Месторождения Шерловогорского рудного поля 135

Часть II.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМИТОВЫХ И СУЛЬФИДНО-КАССИТЕРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕНЕЗИСА 167

Глава 4. Многостадийное формирование месторождений и критерии стадийности минерализации 167
Особенности проявлений стадий минерализации в изученных месторождениях 176
Глава 5. Основные факторы возникновения, генетические типы и закономерности проявления зональности 177
Основные факторы возникновения и генетические типы зональности . . . 178
Закономерности проявления зональности в изученных месторождениях Забайкалья 185
Глава 6. Особенности генезиса сульфидно-вольфрамитовых и сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья 202
Рудоносность гранитоидных интрузивов и источники рудных элементов 202
Особенности состава рудообразующих растворов 210
Формы переноса некоторых тяжелых металлов в растворах 216
Некоторые закономерности процесса рудообразования 222
Заключение 229
Литература 231

Дмитрий Омокович ОНТОЕВ

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Редактор издательства Н.В. Знаменская. Обложка художника Н.В. Илларионова
Художественный редактор С.Г. Литвак. Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 10/IX-74 г. Т - 15923. Усл.печ.л. 21,35. Уч.-изд.л. 21,5
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 700 экз. Тип. зак.1245.
Цена 2 р. 15 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 15 к.

1103