

АКАДЕМИИ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ

На правах рукописи

УДК 553.4:553.061.13

КИГАЯ Ингрид Николаевич

ГЕНЕЗИС ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ
МЕТАЛЛОВ, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТАМИ

Специальность 04.00.14 - геология, поиски и разведка
рудных и нерудных месторождений, ~~металлургия~~

Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-
минералогических наук в форме научного доклада

Москва - 1989

Работа выполнена в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР

Официальные оппоненты

Член-корреспондент АН СССР проф. А.А.Маракушев (МГУ)

Член-корреспондент АН СССР проф. А.М.Дыркин (Минералогический музей им. В.И.Вернадского)

Доктор геолого-минералогических наук, профессор И.Я.Накрасов (ДВГИ ДВО АН СССР)

Ведущая организация - Всесоюзный институт минерального сырья Мингео СССР

Защита состоится "4" января 1990 г.

на заседании Специализированного Совета Д.002.88.01 по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук при Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Академии Наук СССР по адресу: 109017, Москва, М-17, Старомонетный пер., 35, ИГЕМ АН СССР.

С работами И.Н.Кигая можно ознакомиться в библиотеке ОГТИГН АН СССР в здании ИГЕМ АН СССР.

Ученый секретарь Специализированного совета Д.002.88.01

К.В.Лобанов

ВВЕДЕНИЕ

В течение 35 лет в различных районах СССР автор исследовал гидротермальные месторождения олова, вольфрама, молибдена и других металлов, генетически связанные с поздне- и посткладчатыми интрузивами гранитоидов различного возраста. Детальные работы чередовались с более краткими сравнительными наблюдениями на аналогичных месторождениях в СССР и за рубежом и сопровождалась анализом литературы. Обобщение этих данных привело автора к выводу о существовании ряда общих закономерностей гидротермального ортомагматического процесса, не зависящих от возраста, геотектонической и геолого-структурной позиции и геохимической специфики региона. К ним относятся, например, последовательность формирования стадийных рудно-метасоматических комплексов (РМК) в рудных узлах, связь определенных типов руд с характерными для них изменениями вмещающих пород, возрастные соотношения между метасоматитами и рудами, особенности зональности оруденения, эволюция состава и свойств рудообразующих флюидов и ряд других. Рассмотрение именно таких закономерностей дает необходимый и достаточный набор исходных сведений для построения типовых генетических моделей и решения важнейших теоретических проблем рудообразования. Вопросы региональной металлогении и происхождения пегматитов в диссертации не рассматриваются.

Актуальность работы. Месторождения жильных и штокверковых руд редких и цветных металлов, ассоциирующих с гранитоидными интрузивными комплексами, с середины прошлого столетия были и до настоящего времени остаются теми классическими объектами, изучение которых дает обширный материал для развития теории рудообразования. Основная масса потребляемого промышленностью олова, вольфрама и молибдена, значительная доля тантала, ниобия, бериллия, лития, рубидия, цезия и ряда других редких металлов приходится на месторождения, связанные с гранитоидами (в дальнейшем для краткости будем называть эти месторождения и гранитоиды "редкометалльными").

В последние десятилетия во всем мире происходят драматические процессы интенсивного сокращения доли легко открываемых месторождений и снижения концентраций металлов с углублением разработок на многих типах месторождений. Со снижением содержания полезных компонентов резко нарастают объемы руд и затраты на их переработку, что, в сущности, ставит пределы минимально допустимому содержанию металлов в руде и типу самого сырья. С учетом энергетических и экологических проблем, заявления о неисчерпаемости земных недр и о возможно-

сти извлечения всех необходимых металлов из обычного гранита или морской воды в настоящее время следует признать безответственными.

Наряду с поисками новых типов месторождений, нахождением заменителей металлов и более широким использованием комплексного и вторичного сырья, сейчас особое значение приобретает установление закономерностей и причин рудообразования. В любом освоенном горнорудном районе с годами непомерно возрастает стоимость поисково-разведочных работ, приходящаяся на единицу прироста запасов сырья. Существенное изменение или ломка этой тенденции возможны только на основе новой, более совершенной теории рудообразования, которая могла бы существенно расширить практический арсенал методов прогнозирования, поисков и разведки рудных тел. С исчерпанием резерва легко открываемых, выходящих на поверхность месторождений, скрытые ("слепые" и погребенные) месторождения окажутся вскоре единственным реальным источником прироста запасов руд, и геологам нужно заранее к этому подготовиться.

Цель и задачи. Главной целью работы являлось создание непротиворечивой модели гидротермального рудообразующего процесса, которая была бы максимально близка к действительности и могла служить надежной теоретической основой для разработки методов поиска, прогнозирования и разведки скрытого оруденения.

Направленные на достижение указанной цели исследования были разбиты на ряд более узких задач.

Фактический материал, положенный в основу диссертационной работы, был собран автором в 1953-87 гг. в результате исследований, проводившихся на скарновых и жильных месторождениях олова, вольфрама, молибдена, свинца и цинка в Приморском крае, Забайкалье, Карамазаре, Центральном Казахстане, Якутии, Карелии, Хабаровском крае, Магаданской области (включая Чукотку), Киргизии и на Памире. В общей сложности к решению затрагиваемых вопросов автором привлекаются наблюдения на 90 месторождениях, включая осмотренные в ходе кратковременных посещений месторождения Рудных гор (ГДР и ЧССР) и Австралии.

На основе фактического материала, имея в виду закономерности и особенности проявления ориентированных нарушений и направлений разновозрастных подвижек по ним, морфологические и текстурные особенности жил разного состава и возраста, их минеральный состав и возрастные взаимоотношения с дайками и другими телами изверженных пород, возрастные взаимоотношения минералов и минеральных ассоциаций, стадийность и зональность минерализации. Основным методом сбора материала было структурно-

минералогическое картирование с наблюдениями и сбором образцов через каждые 20-40 м. Наблюдениями охватывались все доступные для посещения горные выработки и керны структурных скважин. Взаимоотношения минералов изучались в забоях и кровле выработок, макроскопически и под биноклем в штучках (более 3700 образцов) и под микроскопом в прозрачных и полированных шлифах (около 3000 шлифов). В случае "чистых" одностадийных метасоматических жолонок изучался баланс вещества при метасоматозе сравнением химических составов всех зон колонки с учетом пористости (объемного веса) пород. В необходимых случаях диагностика минералов уточнялась с помощью химических и рентгено-структурных анализов, федоровского, иммерсионного и других методов.

Аппаратура и методика исследования флюидных включений описаны в статье И.Н.Кигая и Ю.В.Самоварова (1989). Состав и концентрации флюидов оценивались по криометрическим наблюдениям индивидуальных первичных включений, а давления - по плотности чисто углекислотных включений и минимальным температурам гомогенизации синхронных с ними включений солевых растворов.

Научная новизна. Автором выявлено несколько геологических закономерностей, разработан и обоснован ряд критериев, являющихся необходимым инструментом объективного познания природных процессов, и на основе данных автора и других исследователей сформулированы генетические выводы, выстраивающиеся в совокупности в интегральную модель ортомагматического гидротермального минералообразования, согласующуюся, как показывает анализ автора, со всем арсеналом накопленных к настоящему времени геологических и экспериментальных данных.

1. Установлена закономерность выноса кремнезема из силикатных пород при кислотном выщелачивании и запаздывание окварцевания относительно формирования мономинеральных бескварцевых метасоматитов - полевошпатовых, слюдяных, турмалиновых, топазовых или хлоритовых - в тыловых частях метасоматических колонок.

2. Открыто явление соответствия способа рудоотложения типу метасоматитов по характеру кислотно-основного взаимодействия, которое послужило одним из краеугольных камней в решении вопроса о причинах эволюции и природе кислотности гидротермальных растворов.

3. Предложены надежные критерии выделения стадий эндогенной минерализации и на их основе доказана справедливость пульсационной теории минералообразования, выдвинутой в работах С.С.Смирнова и ряда зарубежных исследователей.

4. Доказано формирование высоко- и среднетемпературных РМК, связанных с гранитами, в условиях, как правило, гидродинамической замкнутости (непроточности) гидротермальных рудообразующих систем.

5. Обоснован вывод об отнесении высокотемпературных калишпатовых и альбитовых образований к щелочным метасоматитам.

6. Доказано, что в эндогенных (оксифобных) условиях кислые растворы, производящие грейзенизацию, турмалинизацию, серицитизацию и березитизацию, появляются только в результате капиллярной конденсации газовой фазы субкритических флюидов в стенках раскрывающихся флюидопроводящих трещин.

7. Предложена классификация зональности эндогенных гидротермальных образований и доказана преимущественная структурогенная природа зональности эндогенных "редкометальных" месторождений, образованной разновременными парагенезисами одной или нескольких стадий минерализации.

8. Разработаны генетические модели рудообразования, связанного с щелочными и кислотными метасоматитами, и интегральная модель эволюционно-пульсационного развития ортомагматического многостадийного минералообразования.

Практическая ценность. Результаты анализа факторов рудоносности гранитоидных рудно-магматических систем позволяют разработать комплекс поисково-оценочных методов для "редкометального" оруденения. Генетические модели рудных формаций с учетом особенностей развития структур в конкретных рудных узлах могут быть использованы при прогнозировании оруденения. Выявленные автором закономерности развития рудоконтролирующих структур, локализации рудных столбов и зональности оруденения успешно используются при разведке месторождений олова и вольфрама. Предложенная автором модернизированная теория гидротермального рудообразования может служить теоретической основой для создания новых методов прогнозирования скрытого оруденения.

Апробация работы. По теме диссертации автором опубликовано более 40 работ, 30 из них вышло в печать, написаны также диссертация и кандидатской диссертации. Результаты и выводы работы докладывались на конференции молодых ученых Москворецкого района г.Москвы (1958) и на следующих всесоюзных и международных конференциях: "Критерии рудоносности метасоматитов" (Алма-Ата, 1969), "Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений" (Москва, 1972), "Минерализация, связанная

с кислым магматизмом" (Карловы Вары, ЧССР, 1974), IV конференция по околорудному метасоматизму (Ленинград, 1976), V совещание по термобарогеохимии (Уфа, 1976), совещание "Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования" (Новосибирск, 1977), I и II совещания "Генетические модели эндогенных рудных формаций" (Новосибирск, 1981, 1985), VII совещание по термобарогеохимии и геохимии рудообразующих флюидов (Львов, 1985), симпозиум "Геохимия в локальном металлогеническом анализе" (Новосибирск, 1986), конференция "Генезис месторождений олова и вольфрама и рудоносных гранитоидов Юго-Восточной Азии и северо-западной части Тихоокеанского региона" (Канберра, Австралия, 1986), семинар по прикладной термобарогеохимии (Алма-Ата, 1987), заседания межведомственной рабочей группы по разработке генетической модели грейзеново-рудной формации (Новосибирск, 1987; Черногоровка, 1988).

Доклады по тематике диссертации в разные годы делались: в ИГЕМ АН СССР, в Институте геологии АН Армянской ССР, в Институте геологии АН Киргизской ССР, в ДВИМС (Хабаровск), в ЦНИГРИ (Москва), в Управлении геологии Таджикской ССР (Душанбе), на техсоветах и совещаниях геологов Хрустальненского, Джидинского, Халчаланского, Актэзского, Солнечного, Омсукчанского и Иультинского горно-обогатительных комбинатов МЦМ СССР, на двух конференциях Комсомольской ГРЭ ПГО Дельгеология, в Восточной экспедиции ПГО Приморгеология и в ряде других экспедиций и партий Министерства геологии СССР.

Благодарности. С глубокой признательностью автор вспоминает советы, консультации и неизменную поддержку О.Д.Левицкого и Г.А.Соколова, возглавлявших отдел эндогенных рудных месторождений ИГЕМ. Во время полевых работ и командировок автор всегда встречал теплый прием и получал всемерную поддержку со стороны руководителей и сотрудников местных научных и производственных организаций. Особое значение для автора имели знакомство с работами академика Д.С.Коржинского, беседы и дискуссии с ним и геологами его школы. Поиски автором некоторых новых решений геологических проблем, отличающихся от предложенных Д.С.Коржинским, были в значительной степени стимулированы работами Дмитрия Сергеевича и именно у него первого нашли понимание и одобрение.

**УДЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛЬНАЯ
ПРОДУКТИВНОСТЬ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭПОХ**
(в тоннах полезного
ископаемого на 1 млн. лет)
Составлено по данным Н.А.Биловерга
(1984г.) без учета соц. стран

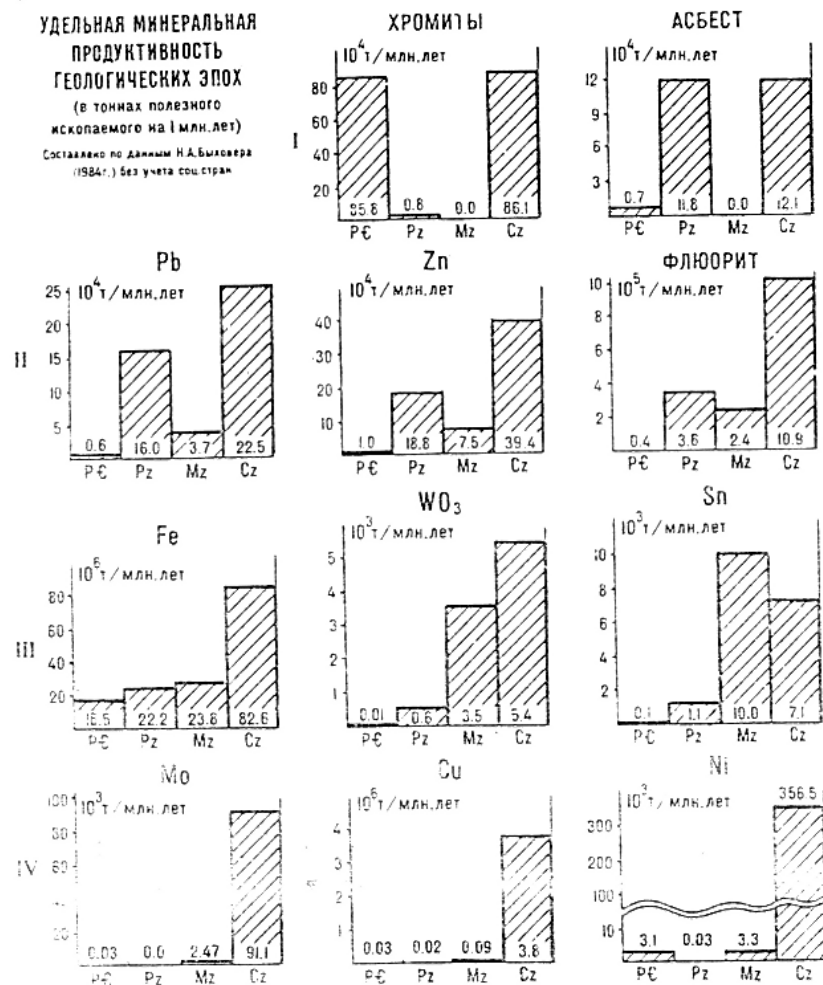


Рис. 1. Продуктивность различных геологических эпох на некоторые виды минерального сырья. Длительность эпох (по Харленду и др., 1982), принятая при расчете удельной продуктивности: докембрий - 3900, палеозой - 340, мезозой - 180, кайнозой - 65 млн. лет.

I. ФАКТОРЫ РУДНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Главные выводы этого раздела основаны в значительной мере на анализе литературных данных и ранее не публиковались, поэтому они не включены в число защищаемых положений, но рассмотренные здесь вопросы органически связаны с дальнейшим изложением.

"Редкометалльные" гранитоидные массивы и месторождения имеют возраст от архея до неогена и располагаются в самой различной геотектонической обстановке, за исключением районов развития коры океанического типа.

При сравнении удельной продуктивности металлогенических эпох на различные минеральное сырье (рис.1) можно видеть, что в отличие от типичных продуктов мантийных базит-гипербазитовых магм (хромиты, асбест, никель и другие халькофилы), для вольфрама, олова и железа характерно планомерное нарастание продуктивности, что для олова было показано А.В.Королевым (1955), М.И.Ицксонем (1958) и Г.Е.Усановым (1976). Эта тенденция может быть связана с прогрессивным увеличением во времени мощности и площади распространения континентальной коры. Механизмы связи могли быть разнообразны, например, накопление устойчивых соединений олова и вольфрама в продуктах выветривания, осадкообразования и гранитообразования с каждым новым геологическим циклом и увеличение площади регионов, в которых мощность коры достаточна для выплавления гранитных магм. Оптимальная мощность коры для оловянного оруденения в Приморье и Приамурье составляет 25-40 км., в Средней Азии 40-65 км (Лишневский, Бескин, 1966), в Восточном Забайкалье и Центральном Казахстане для олово-вольфрамового оруденения 41-46 км., а для молибдено-вольфрамового - 49-52 км (Денисенко и др., 1982).

Следует обратить внимание на три важных обстоятельства, которые невозможно игнорировать при обсуждении генезиса гранитных магм. Во-первых, наиболее высокие средние содержания таких характерных для "редкометалльных" гранитоидов элементов, как олово, вольфрам, молибден, бор и фтор, на один-два порядка и более превышающие их концентрации в мантийных породах, наблюдаются в глинистых осадках, которые и могут поэтому рассматриваться в качестве одного из главных источников этих элементов в гранитоидных магмах. Во-вторых, рудосносный гранитоидный магматизм развивается в процессе не погружения, а регионального воздымания структур (Кузнецов, Яншин, 1967), а зачастую даже в период тектоно-магматической активизации поднятых орогенных сооружений, что вопреки мнению П.Уайли, не позволяет связывать

металлоносное гранитообразование с региональным метаморфизмом погружения. И, наконец, хотя "редкометальное" оруденение и связано генетически с наиболее лейкократовыми завершающими фазами гранитоидных серий, все же характерную для гранитоидных комплексов гомодромную тенденцию изменения состава во времени от гранодиоритовых или даже диоритовых и монцититовых ранних фаз, не могущих быть продуктами коровых выделок, нельзя объяснить простой дифференциацией палингенных расплавов без необходимого вещественного и энергетического вклада со стороны мантийных базитовых магм. Э.П.Изох с соавторами (1967) нашли выход в гипотезе вертикальной миграции очага плавления от верхней мантии в сторону коры. Сейчас этот процесс можно было бы назвать внедрением мантийного диапира в низы континентальной коры с последующим воздыманием очага плавления в коре, вовлекающим в плавление все большие объемы сиалического вещества. К близкому выводу приходит и И.Д.Рябчиков (1987).

В целом анализ имеющихся данных позволяет заключить, что гранитоидный магматизм стандартного типа невозможен без плавления значительных объемов сиалического корового вещества, вносящего решающий вклад в рудную "специализацию" гранитоидов.

Подавляющее большинство "редкометальных" месторождений связано с аллохтонными (перемещенными) гранитоидными интрузивами, кристаллизовавшимися на глубинах 3-10 км. Такие магмы изначально недосыщены водой (Соболев, 1975). J. Сапп (1970) убедительно показал, что вне зависимости от способа генерации магмы, чем выше ее водосодержание, тем на меньшее расстояние она может подняться от места зарождения, и поэтому только маловодная магма может достичь малоглубинных уровней коры. При кристаллизации на указанных глубинах, по данным Р.Горансона и А.А.Кадика, гранитная магма может потенциально растворить 4-7% воды, тогда как действительное содержание ее в гранитных магмах, по оценкам П.Уайли, И.Д.Рябчикова и У.Бернэма составляет в среднем 1,5 - 3,0%. При кристаллизации магм повышенной основности, содержащих много биотита и/или амфибола в ликвидусной фазе (кварцевые диориты, гранодиориты), в остаточном расплаве не образуется достаточного количества свободной водной фазы, поэтому в связи с такими интрузивами и не возникает значительных гидротермальных образований. При кристаллизации же биотитовых и более лейкократовых гранитов, консервирующих не более 0,5-1,5% воды (Holland, 1972), остаточный расплав все более обогащается водой по мере кристаллизации, и в нем со временем может появиться самостоятельная водная фаза.

Именно этим в первую очередь можно объяснить генетическую связь "редкометальных" месторождений с наиболее кислыми и водообильными (ср. Рейф, 1965) конечными дифференциатами многофазных гранитоидных комплексов.

Согласно данным В.И.Сотникова с А.П.Берзиной, В.Б.Наумова, И.Н.Кигая с Ю.В.Самоваровым и других исследователей, в начале продуктивных стадий на "редкометальных" месторождениях давление флюидов было, как правило, выше не только расчетного гидростатического, но и литостатического давления на глубине формирования месторождения, что свидетельствует о практической изолированности от поверхности (замкнутости) гидротермальных рудообразующих систем. Это подтверждается и анализом разнообразных геологических данных (Кигай, Николаев, 1965; Кигай, 1978, 1979). В проточных системах было бы невозможно удержание таких давлений и достаточно длительное для минералообразования сохранение в недрах флюидов.

Представление о металлогенической специализации магматических комплексов, активно развивавшееся в 50-е годы, к настоящему времени практически изжило себя и в прежней форме применяться не может. Для магматических комплексов разного металлогенического профиля в одинаковой степени оказались характерными последовательное нарастание от фазы к фазе кремнекислотности, щелочности, глиноземистости пород и содержаний в них олова, фтора, иногда бора и лития. Вместе с тем, накопление вольфрама и молибдена не является типичной чертой рудных магматических серий (данные Г.Ф.Ивановой, 1963; Е.М.Шеремета и В.Д.Ксэлова, 1981 и других). Наоборот, для неоген-четвертичной гранитоидной вулcano-плутонической формации Большого Кавказа, по данным А.М.Борсука (1979), характерно закономерное снижение в последовательных фазах содержаний молибдена (причем молибденовое оруденение Тырнauза хронологически связано с относительно поздними, обедненными Мо фазами) и нарастание содержаний олова до 20 г/т и более (что на востоке СССР характерно для оловяносных магматических комплексов), хотя в данном районе оловянные месторождения отсутствуют. Неизбежен вывод, что даже отчетливое накопление металла в ходе дифференциации расплавов не служит гарантией рудности магматических комплексов. Более того, в комплексе факторов, определяющих реализацию рудности гранитоидных магм, обогащение поздних фаз металлами (возможно, за исключением олова) не является даже обязательным условием.

В прогнозно-металлогеническом отношении одним из наиболее удачных оказалось деление гранитоидов на магнетитовый и ильменитовый

ТАБЛЫ ГРАНИТОИДОВ ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ СССР СОГЛАСНО КЛАССИФИКАЦИИ
Б. ЧЕШЕЛЯ-А. УАЙТА и С. ИСИХАРУ (профры соответствуют количеству анализов)

РЕГИОН	РУДНЫЙ РАЙОН или МЕСТОРОЖДЕНИЕ	по ЧЕШЕЛЯ-УАЙТУ		по ИСИХАРЕ		Источник аналитических данных
		I-тип	?	3-тип	Ильм-тип	
ЗАБАЙКАЛЬЕ	ЦЕНТРАЛЬНОЕ	7	-	-	2	Трошин и др., 1983
ЧУКОТКА	р. ЦЕВЕК	2	5	9	14	Лугов и др., 1972
"	м. ВАЛЬСКОМЕЙ	1	5	3	8	"
"	м. ИУЛЬТИН	21	17	11	39	"
КОЛЫМА	р. БАЛЫГЪ-ЧАНСКИЙ	21	15	5	14	Руб, 1970
ЯКУТИЯ	р. АДНА-ЧАРЯНСИ	19	37	4	26	Флеров и др., 1979
"	р. ДЕРЕВЕНЕ-ЧЕЛЬГЕХ.	91	51	15	124	Трунилина и др., 1985
ПРИАМУРЬЕ	р. МЯО-ЧАН	4	16	7	23	Руб, 1970
"	р. БАДЖАЛ	53	8	3	56	Болотников и др., 1975
ПРИАМУРЬЕ и ПРИМОРЬЕ	р. МЯО-ЧАН и СЕВ. САХОТЪ-АЛИНЬ	61	78	29	155	Изох и др., 1967
ПРИМОРЬЕ	ЦЕНТРАЛЬНОЕ	53	27	5	66	Иванов и др., 1960
"	р. КАВАЛЕРОВСКИЙ	6	-	2	5	Радкевич и др., 1980
"	м. ЛУБЕРОВСКОЕ	1	-	-	1	Анахов, 1980
"	м. ЛЫСОКОГОРСКОЕ	-	2	2	3	Косенко, 1980
ИЛЬМЕНЬ	р. САРИДЖАЗСКИЙ	54	19	-	65	Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, т. 2, 1982

типы (Ishihara, 1981, 1984). По W. Burnham & H. Ohmoto (1980), при кристаллизации гранитоидов магнетитового типа f_{O_2} была выше, а для ильменитового типа - ниже фугитивности кислорода буфера QFM.

D. Wones (1981) в качестве границы указывает на немногим более высокую f_{O_2} буфера ИНО. С гранитоидами магнетитового типа, по С. Исихаре, связаны в основном сульфидные месторождения - полиметаллические, золото-серебряные и преобладающая часть молибденовой минерализации. С гранитоидами ильменитового типа ассоциированы месторождения касситерита, вольфрамит, берилла, флюорита. По К. Sato (1980), с ильменитовым типом связаны месторождения шеелита, тогда как молибденовое оруденение связано с гранитоидами магнетитового типа.

Из табл. I можно видеть, что подавляющее большинство гранитоидов олово-вольфрамоносных районов СССР относится, в соответствии с представлениями С. Исихары, к ильменитовому типу. Связь оловянных месторождений с такими гранитами объясняется относительно восстановительным характером расплавов и флюидов, так как перенос олова эффективнее всего совершается в виде галогенидных или гидроксокомплексов (а, возможно, и гетерополиборных, предполагаемых И. Я. Некрасовым, 1984, комплексов Sn^{2+} , а при фугитивности кислорода на уровне буфера ИНО или несколько более высокой, они окисляются до комплексов Sn^{4+} и растворимость олова сильно падает (Badington, 1985; Heinrich & Badington, 1986). Из анализов гранитоидов рудных месторождений альбититовой формации (Беус, 1968) видно, что бериллиево-вольфрамовые месторождения связаны с гранитоидами ильменитового типа, а месторождения Та, Nb, Li и Zr - с гранитоидами магнетитового типа.

При рассмотрении причин специализации рудно-магматических систем на Mo и Та-Nb оруденение необходимо учитывать следующие данные. Во-первых, известно, что плагноклазы, биотиты и другие минералы гранитоидов содержат повышенные концентрации этих металлов, которые в значительной мере извлекаются из первичных породообразующих минералов при замещении последних щелочными полевыми шпатами (Беус, 1964; Таусон и Студеникова, 1959; Гинзбург, 1976). Во-вторых, для рассматриваемых металлов вообще характерна тенденция рассеяния в продуктах кристаллизации без заметного накопления в расплаве. В-третьих, исследование А. А. Беуса на Та-Nb месторождениях альбититовой формации и наблюдения автора на молибденовых месторождениях полевошпатовой формации (Кигай, 1984) свидетельствуют о прямой связи оруденения с масштабами предрудного щелочного метасоматоза - соответственно альбитизации и калишпатизации, которым подвергались целые потоки и купола

гранитоидов, по объему в десятки-сотни тысяч раз превышавшие суммарный объем рудных тел.

При рассмотрении различий оловоносных и вольфрамоносных рудно-магматических систем обращают на себя внимание следующие отчетливо проявленные тенденции: а) локализация вольфрамового оруденения преимущественно в эндоконтакте, а оловянного - дальше от центра интрузива, в эндо- и экзоконтакте гранитных массивов; б) связь основной вольфрамовой минерализации со скарнами и грейзенами, а главной оловянной - с турмалинитами; в) преобладающий более ранний возраст вольфрамовой минерализации по отношению к оловянной в большинстве рудных узлов мира

Можно показать, что все указанные отличия вольфрамоносных рудно-магматических систем от оловоносных могут быть объяснены влиянием бора на флюидный режим гранитоидных расплавов. Из экспериментальных данных известно, что добавление бора к системе силикат-вода снижает температуру солидуса и увеличивает общую растворимость воды в расплаве (Richavant, 1983). В связи с более высокой растворимостью воды в боросодержащих магмах по сравнению с фторосодержащими, выделение воды из первых может задерживаться и способствовать, с одной стороны, большей механической энергии выделяющихся флюидов (Pollard et al., 1987) и, следовательно, их прорыву дальше во вмещающие породы, а с другой - сокращению объема флюидов, выделяющихся до начала массовой дистилляции бора и, вероятно, несомненно с ним олова, то есть редуцированию вольфрамоносного скарново-рудного и грейзенового процессов, а значит и оловянной "специализации" рудно-магматической системы. Обращает на себя внимание, что на многих крупных касситерит-силикатно-сульфидных месторождениях турмалинового типа (Депутатское, Дубровское и Трудовое в СССР, месторождения Корнуэлла, Малайзии, Индонезии, Боливии) главной продуктивной кварц-касситерит-турмалиновой стадии предшествуют малопродуктивная на вольфрам и олово грейзеновая, а иногда и практически непродуктивная на металлы кварц-кальциевая стадия. Вряд ли случайно также, что в советском сегменте Тихоокеанского подвижного пояса чисто вольфрамовые месторождения (Восток-2, Лермонтовское, Агитки) расположены вне пределов оловянного пояса, где широко распространена турмалинизация.

Наконец, при обогащенности расплавов литием они продуцируют, как правило, комплексную олово-вольфрамовую минерализацию. Характерный пример - восточная часть Рудных гор (СССР, ГДР). Механизм влияния пока не установлен.

Таким образом, рудоносность "редкометалльных" гранитоидных рудно-магматических систем определяется сочетанием, по крайней мере, следующих факторов: (1) формирование гранитных расплавов за счет нижнекоровых метаосадочных и изверженных пород, обогащенных редкими металлами, фтором и бором; (2) появление в остаточном расплаве самостоятельной водной фазы; (3) наличие в надгранитоидной зоне слабо нарушенных пород с низкими фильтрационными свойствами; (4) низкая фугитивность кислорода (ниже обеспечиваемой буфером MNO) у магм и флюидов для оловянной и бериллиевой, более высокая ($\geq MNO$) для молибденовой минерализации при отсутствии заметной зависимости от f_{O_2} у вольфрамового оруденения, причем продуктивность рудно-магматических систем на Mo и $Ta-Nb$; дополнительно зависит от масштабов предрудного щелочного метасоматоза; повышенная фторосодержательность расплавов приводит к вольфрамовой (\pm подчиненное олово), боросодержательность - к оловянной (\pm подчиненный вольфрам) "специализации" систем, а обогащение расплавов литием способствует возникновению комплексной олово-вольфрамовой минерализации.

II. ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

I. Относительный возраст метасоматитов и оруденения долгие годы служит предметом наиболее распространенного заблуждения среди преобладающей части советских и почти всех зарубежных исследователей, согласно которому гидротермальные "околорудные" изменения вмещающих пород совершаются синхронно с рудоотложением. На этом ошибочном постулате основаны многочисленные термодинамические реконструкции условий минералообразования, выполненные П.Бартоном, Дж.Хемли, Г.Холландом, Г.Хелгесоном и другими. Хотя в ряде работ Д.С.Коржинского, Г.Н.Щербы, А.А.Беуса, И.Н.Кигая и некоторых других советских геологов указывалось на опережающее возникновение метасоматитов относительно сопряженного с ними оруденения, отсутствие строгого доказательства указанного положения привело к игнорированию и искажению истинных взаимоотношений.

Детальное изучение возрастных соотношений минералов метасоматитов и руд при многостадийном процессе показывает, что в каждую стадию минерализации флюиды производят гидротермальные изменения вмещающих пород, вслед за этим, хотя и не во всех случаях, отлагают рудные и жильные минералы. Замещение рудными минералами любых метасоматитов той же стадии устанавливается на всех изученных месторождениях. Но одного этого факта еще недостаточно для утверждения о запаздывании

рудостложения относительно изменения вмещающих пород.

Известно, что в пределах одноприемной метасоматической колонки всегда наблюдается замещение минералов фронтальных и промежуточных зон минералами тыловых зон, приводящее к наступанию тыловых зон на передовые и общему разрастанию всей колонки с увеличением ее мощности. Это было теоретически показано Д.С.Коржинским (1951) и затем подтверждено геологическими наблюдениями многих советских геологов и экспериментально (Жариков, Зарайский, 1973). Если бы рудная жила, в особенности метасоматическая, вела себя как тыловая зона колонки, ее можно было бы считать синхронной с изменениями вмещающих пород. Однако такое предположение ошибочно. Сокращение числа зон в колонках при движении в сторону участков затрудненного течения растворов (к пережимам и местам выклинивания трещин) всегда происходит последовательно, начиная с тыловых зон. Но если присутствует самая тыловая, то имеются и все остальные, промежуточные и фронтальные. Вместе с тем, опыт показывает, что практически на любом месторождении редких и цветных металлов можно обнаружить участки, где жила, не меняя своего минерального состава, переходит из сильно измененных пород в слабо и даже практически не измененные (Кига́й, 1966, 1986; Чуриков, 1969). Такие наблюдения доказывают запаздывание рудостложения относительно начала метасоматических преобразований вмещающих пород. Длительность запаздывания на основе экстраполяции экспериментальных данных к типичным мощностям зон метасоматитов оценивается в десятки тысяч лет, как и длительность собственно рудостложения одной стадии (Кига́й, 1979). Правда, иногда метасоматоз проявлен очень слабо и мог развиваться в более короткие сроки. Чем больше запаздывает начало рудостложения относительно предрудного метасоматоза, тем больше вероятность того, что в результате разрастания или залечивания старых и появления новых трещин или изменения положения участка наибольшего разрушения структур, участки максимального рудостложения будут смещены в пространстве относительно ареалов высшей интенсивности предрудного метасоматоза. Асинхронность метасоматитов и руд и внутримагматические изменения геолого-структурных и физико-химических условий минералообразования приводят подчас к большим несоответствиям масштабов развития предрудного кислотного выщелачивания и последующего рудостложения.

2. Геологам давно известна связь определенных типов руд с характеристиками для них гидротермальными изменениями вмещающих пород и последовательность образования некоторых типов метасоматитов и руд.

Обобщая литературные данные и собственные наблюдения, автор (Кига́й, 1974) реконструировал общую типовую последовательность рудно-метасоматических комплексов. На рис.2 она показана на фоне эволюции магматизма и состава флюидов. Для каждого РМК изображена тенденция изменения кислотности-щелочности флюидов в период гидротермальных изменений пород (для щелочных РМК она соответствует общей тенденции для всей стадии). Самое полное развитие показанный ряд РМК получает обычно в наиболее поздние металлогенические эпохи благодаря появлению более поздних, то есть более низкотемпературных образований (см. работы Д.В.Рундквиста, П.В.Комарова и др.). Полного набора не обнаружено пока нигде. В каждом конкретном рудном узле или месторождении наблюдается выпадение отдельных членов либо непромышленный характер оруденения некоторых РМК, но общая последовательность возникновения метасоматитов и сопряженного с ними оруденения, как правило, сохраняется. Из различных возможных типов сопряженного с теми или иными метасоматитами оруденения в данном рудном узле развивается обычно такое, которое отвечает общему снижению температур минералообразования. Сведения об относительном возрасте калишпат-кварц-молибденитового и альбитит-тантал-ниобиевого РМК противоречивы вследствие множественности генераций калишпата и альбита и обычной разобщенности промышленно рудоносных представителей этих комплексов. Безрудные калишпатиты и альбититы иногда развиваются позже грейзеново-рудного РМК.

В тех случаях, когда флюидопроводящие трещины в своем прогрессивном развитии при многостадийном процессе достигают земной поверхности и допускают улетучивание части кислотных компонентов, или в приповерхностных условиях, когда совершается объемная восходящая фильтрация магматогенных растворов с подмешиванием к ним богатых кислородом экзогенных вод, возникает своеобразная низкотемпературная ассоциация "площадных" кислотных (аргиллизиты, алунитовые метасоматиты, вторичные кварциты) и околотрецинных щелочных метасоматитов (алуляриты, возможно, эйситы, а также хлоритовые и карбонатные метасоматиты). Появление таких ассоциаций хорошо описывается в рамках разработанной автором модели гидротермального минералообразования с участием гетерофазных флюидов (Кига́й, 1979).

На рис.2 показаны конкретные варианты совмещения различных РМК на месторождениях разного возраста. Следует заметить, что сопряженность кислотных и щелочных низкотемпературных метасоматитов хорошо проявлена на приповерхностных золото-серебряных месторождениях и в современных геотермальных районах.

ТИП МАГМАТИЧЕСКОЙ МАГМАТЫ	ГЛАВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ФЛЮИДОВ	ПРЕДУРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ		ОРУДЕНЕНИЕ (главные элементы)	ПРИМЕРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МНОГОСТАДИЙНЫХ										
		Щ	Н		Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н					
ГРАНИТОИДЫ (массивы и долины)	$CO_2 > H_2O$	Щ	Н	МЕ-СКАРНЫ Са-СКАРНЫ	Fe (γ) Fe, B, W, Sn, Cu, Zn-Pb	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н
ДАВКИ СРЕДНИХ И ОСНОВНЫХ НОВЫХ ПОРОД	$H_2O > CO_2$, Na ⁺ , K ⁺ , Cl ⁻ , (Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , CO ₃ ²⁻ , HS ⁻ , S ²⁻)	Щ	Н	КАЛИШАНИТЫ	Mo, (Sn)	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н
		Щ	Н	АЛЬБИТЫ	Ta-Nb, W,	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н
		Щ	Н	ГРЕЙЗЕНЫ	W, Sn,	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н
		Щ	Н	ТУРМАЛИНЫ	Sn, (W), Au	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н
		Щ	Н	БЕРЕЗИТ, ЛИСТВЕНИТ, СЕРЦИТОЛИТ	Au, Cu, Zn-Pb, As, Sb, Hg,	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н
		Щ	Н	АРГИЛЛИТЫ АЛУНИТЫ, ВТ. КВАРЦЫ	F, Hg, Cu	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н
		Щ	Н	АДУЛЯРИТЫ АЛЬБИТЫ	Ag > Au	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н
		Щ	Н	ХЛОРИТОЛИТЫ КАРБОНАТЫ	Sn, Zn-Pb Qz, CaAl, Fl	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н	Щ	Н

Обозначения: * - щелочные, Н - близонейтральные, К - кислотные, + только метасоматы, ⊕ метасоматы и руда, ⊙ главные продуктивные комплексы. Вариации pH растворов графически показаны только для периода гидротермальных изменений пород.

рис. 2

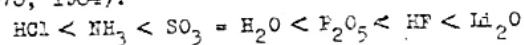
3. Громадный объем информации об агрегатном состоянии, составе и концентрации минералообразующих флюидов получен в последние 40 лет благодаря широкому изучению флюидных включений в минералах. Наиболее надежные результаты крио- и термометрического изучения индивидуальных первичных включений в минералах руд и метасоматитов, приводимые в работах Н.П.Ермакова, Г.Г.Леммлейна и Н.В.Клевцова, Б.А.Алидодова, А.С.Борисенко, Р.Еуссинка, Ю.А.Долгова, Я.Дюришовой, В.А.Калужного, П.Идингтона, У.Келли, И.Н.Кигая и Ю.В.Самоварова, А.М.Кокорина и Д.К.Кокориной, В.А.Кормушина, В.Ф.Лесняка, Ф.П.Мельникова, В.Б.Наумова и Г.Б.Наумова, Ф.Норонья, Б.Поти, Р.Рая, А.М.Рахманова, Э.Реддера, Ф.Р.Рейфа и Е.Д.Важеева, Ф.Смита, В.И.Сотникова и А.П.Берзиной, Т.М.Сушевой и ряда других советских и зарубежных исследователей, изучавших гидротермальные месторождения гранитного ряда, позволяют прийти к следующим выводам об эволюции состава и свойств флюидов.

Магнезиальное скарнообразование "магматической стадии" совершалось, вероятнее всего, при участии надкритических флюидов с высокой мольной долей CO_2 , превышавшей таковую воды, и при низких концентрациях хлоридов. В процессе образования парагенезисов известковых скарнов и сопряженного с ними оруденения, развивавшемся параллельно с кристаллизацией гранитоидных интрузивов, мольная доля CO_2 уменьшалась, а концентрация хлоридов нарастала, в связи с чем в интервале от примерно второй половины скарнового до начала первой половины полевшпатового этапов флюиды из надкритических (или, во всяком случае, газообразных) становились субкритическими.

Раннее образование скарнов в ряду РМК и состав флюидов позволяют точно наметить место скарнообразования в эволюции флюидного режима гранитоидных магм. В связи с меньшей на порядок растворимостью CO_2 в гранитных расплавах по сравнению с водой, самые ранние порции флюидов, отделяющиеся от расплава с момента его внедрения до появления в нем, в процессе кристаллизации, несмешиваемой водной фазы, должны иметь существенно углекислотный состав (Кадик, Луканин, 1973; Рябчиков, 1975). Будучи неполярной жидкостью, даже очень плотная чистая CO_2 не обладает заметной растворяющей способностью и, вопреки мнению Р.Гаррелса и Д.Рихтера (1960), не может быть эффективной средой минералообразования (Кигай, 1984). Но проходя через недосыщенную водой магму, CO_2 может извлекать из нее часть растворенной воды (Бернзм, 1982). Можно полагать, что "транзмагматические" флюиды, участвующие в магнезиальном скарнообразовании "магматической стадии", обязаны своей химической активностью именно этой водной добавке. Мантийные

флюиды (повидимому, миновавшие гранитные расплавы на пути своего подъема) отличаются практическим отсутствием в них воды, если судить по наличию самородного алюминия в генерируемых ими минеральных ассоциациях (данные Б.В.Слейникова, М.И.Новгородовой с И.Д.Рябчиковым и др.).

Рассмотрим общие тенденции эволюции состава магматических дистиллятов после появления в расплаве самостоятельной водной фазы. Согласно теории гидротермальной дифференциации (Neumann, 1948), компоненты, растворимость которых в расплаве меньше, чем у воды, должны обогащать ранние порции флюидов, более растворимые - поздние порции, а компоненты, растворимость которых близка к растворимости воды - сохранять примерное постоянство концентраций в одновременных порциях дистиллятов. Поскольку влияние летучих на температуру плавления гранита обусловлено их растворимостью в расплаве, результаты экспериментов по относительному влиянию минерализаторов на плавление альбита и гранита (Wyllie & Tuttle, 1964) позволяют вывести ряд относительной растворимости компонентов в гранитной магме (Маракушев, 1979; Кигай, 1975, 1984):



Для CO_2 точные данные пока не получены, но она, вероятно, должна располагаться в начале этих рядов (свидетельства в пользу этого приводились выше), а B_2O_3 - рядом с водой, так как коэффициент его распределения между расплавом гранита и паровой фазой близок к единице (Richavant, 1963).

С приведенным рядом хорошо согласуются последовательность минералообразования и эволюция состава флюидных включений, показанные на рис.2 для дистиллятов гранитоидных магм. Относительно равномерное выделение серы и бора подчеркивается наличием сульфидов и борных минералов в различных РМК от скарново- до турмалиново-рудных, а позднее улетучивание лития, фосфора и фтора - появлением содержащих эти компоненты минералов лишь к самому концу - в связи с грайзенами (алюды, топаз) и турмалинитами (апатит в кварц-касситеритовых рудах).

В конце известкового скарнообразования и, гораздо чаще, при формировании калишпатовых метасоматитов содержания солей во флюидах достигали высоких и очень высоких значений (от 30 до 70 мас.% и выше). Такие концентрации хлоридов, обнаруженные на медно-молибден-порфировых и жильных молибденовых месторождениях Э.Реддером, В.И.Сотниковым и А.П.Берзиной, А.В.Писарром и другими исследователями, обычно объясняют кипением флюидов. Но поскольку эндогенные рудообразующие систе-

мы в основном не являются проточными и пузырьковое кипение в них не могло быть длительным, правильнее говорить о гетерогенизации флюидов.

По экспериментальным данным (см. Bowers & Helgeson, 1963), в системе $H_2O-CO_2-N_2O$ поле гетерофазного состояния флюида может захватывать область температур от магматических до гидротермальных (при давлениях 0,5-1,0 кбар), либо разрываться на две части, соответствующие магматическому и гидротермальному процессам (при давлениях 1,0-1,5 кбар), либо ограничиваться лишь собственными температурами гидротермального минералообразования ($< 500^\circ C$ при давлении ≥ 2 кбар). Если гетерофазность флюида в сфере рудоотложения сравнительно легко выявляется изучением флюидных включений в минералах метасоматитов и руд, то при опережающем поднятии менее вязкой газовой фазы первично гетерофазного флюида в сферу рудоотложения ее легко принять за изначально гомогенный надкритический флюид. Эту возможную поправку следует иметь в виду, встречая утверждения о надкритическом состоянии флюидов, сделанные на основании изучения включений в минералах руд. (Возможность гетерогенизации флюида в момент отделения от расплава и раздельной миграции газа и солевого раствора рассматривалась в ряде работ И.Д.Рябчикова, 1971, 1975.)

В последующие стадии (кислотный этап) концентрации растворов обычно закономерно снижались от стадии к стадии и в течение каждой стадии, что имеющиеся в литературе данные по изотопному составу кислорода и водорода во флюидах позволяют приписывать прогрессирующему развращению магматогенных флюидов вадозными.

Типичность рассмотренных соотношений для рудных месторождений изучаемых металлов позволяет сформулировать следующее положение.

Тезис I. Для ортомагматического гидротермального оруденения любой металлогенической эпохи характерны возникновение метасоматитов до начала рудоотложения каждой стадии минерализации и одинаковая последовательность формирования рудно-метасоматических комплексов, обусловленная стандартной эволюцией состава и свойств флюидов при многостадийном процессе.

III. КРИТЕРИИ СТАДИЙНОСТИ И ПУЛЬСАЦИОННАЯ ТЕОРИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Пульсационная теория минералообразования, разработанная в первой трети нашего века трудами Л.Хилса, А.Нопфа, К.Хьблина, С.С.Смирнова, К.Росса, И.В.Дербикова и других геологов, рассматривалась долгое время как альтернатива эволюционным представлениям, сформулиро-

ванным в трудах их современников Дж.Сперра и У.Эммонса, а затем в 50-х годах возрожденным в нашей стране трудами Д.С.Коржинского и его последователей, а за рубежом - работами Ч.Парка.

Критика пульсационной теории Д.С.Коржинским была оправдана в той мере, в какой эта теория не была строго доказана и во многих конкретных приложениях недоучитывала эволюции свойств и состава флюидов в процессе взаимодействия с вмещающими породами и под влиянием изменения термобарических условий в течение каждой стадии. Так, и в работах С.С.Смирнова по полиметаллическим месторождениям Забайкалья, и во многих работах последних лет, опубликованных в советской и зарубежной литературе, преемственные гидротермальные изменения пород и последующее рудоотложение без всяких оснований относятся к разным стадиям минерализации.

Создатели эволюционной концепции зональности оруденения Дж.Сперр и У.Эммонс в рамках своей теории находили объяснение и изменению состава растворов, и пересечениям разновозрастных минеральных ассоциаций, и случаям "обратной" вертикальной зональности оруденения. Поэтому доказательство пульсационной теории С.С.Смирнова (1937), опиравшееся только на сложность наблюдаемой зональности, отсутствие полного "эммонсовского" ряда в любом из конкретных рудных уалов и существование перерывов в минералообразовании, было недостаточным, как и нестрогие определения понятия стадия минерализации и чисто структурные критерии стадийности, выдвинутые А.Г.Бетехтиным (1958) и другими геологами. Автором было предложено следующее определение:

"Стадия гидротермального минералообразования - это часть периода минералообразования, в течение которой из одного потока растворов, непрерывно поступающих в сферу рудоотложения, происходит образование комплекса измененных околорудных пород и отложение минералов руд" (Кигагай, 1966). Оно вполне отвечает сути представлений о стадийности С.С.Смирнова, А.Г.Бетехтина и других советских геологов. Следует лишь добавить, что: а) поток растворов может быть не поступательным, а конвективно-циркуляционным (в гидродинамически замкнутой системе); б) изменения вмещающих пород обычно предшествуют рудоотложению, но в некоторых случаях могут и не сопровождаться заметным рудоотложением, однако рудоотложение при типичном эндогенном минералообразовании всегда сопряжено с опережающими изменениями пород в ту же стадию.

Критика пульсационной теории Д.С.Коржинским вызвала возражения некоторых рудных геологов, которые указали на проявившиеся на золото-рудных месторождениях неоднократные явления коррозии отложенных мине-

КРИТЕРИИ СТАДИЙНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛОБРАЗОВАНИЯ

А. Прямые критерии

Инверсии или скачкообразные нарушения тенденции изменения хотя бы одного из следующих параметров флюидов:

(1) кислотности, проявившиеся в дальнейшем развитии гидротермальных изменений вмещающих пород (с последующим рудоотложением или без) после образований предшествующего рудно-метасоматического комплекса (А.Д.Щеглов, 1963; И.Н.Кигагай, 1963, 1966, 1974), или в слабее проявившемся повторении однотипных кислотно-основных взаимодействий (Н.В.Петровская, 1960);

(2) окислительно-восстановительного состояния (И.Н.Кигагай, 1974)

(3) агрегатного состояния (И.В.Банщикова, 1965);

(4) химического состава; или

(5) концентраций растворенных компонентов;

несовместимые с возможной эволюцией одной порции (потока) гомогенных или гетерофазных флюидов при их взаимодействии с породами.

Б. Косвенные критерии

выделения стадий или более крупных периодов минералообразования

1. Изменение структурного плана или стиля деформаций в интервале между отложением двух минеральных ассоциаций (В.А.Невский, 1965).

2. Внедрение внутриминерализационных даек (Д.О.Онтюев, 1974).

В. Вспомогательные критерии

выделения стадий и внутретадийных парагенезисов, пригодные для выделения стадий, как правило, лишь в сочетании с более надежными критериями

1. Пересечение жил и прожилков, брекчирование и цементация одних минеральных агрегатов другими (А.Г.Бетехтин, 1958).

2. Различия составов и пространственное разобщение разновозрастных минеральных ассоциаций (А.Г.Бетехтин, 1958).

3. Резкие инверсии тенденции изменения температуры или давления флюидов (Д.О.Онтюев, 1974).

4. Повторное образование некоторых минералов или парагенетических ассоциаций минералов (М.Г.Добровольская, Т.Н.Шадлун, 1974).

xxxxxxxxxx

ралов (Петровская, 1960) и на "различные околорудные изменения вмещающих пород, сопровождающие образование руд", которые служат "важным признаком принадлежности руд к разным стадиям минерализации" (Щеглов, 1963). На основе детального изучения метасоматитов и руд Дубровского (бывшего Лифудзинского) оловорудного месторождения, проведенного в 1954-1958 гг., автору удалось обосновать надежные критерии стадийности, а позже проанализировать степень надежности критериев, предлагавшихся другими исследователями (табл.2). Необходимо подчеркнуть, что к прямым отнесены автором только такие критерии, которые свидетельствуют о поступлении в сферу рудоотложения нового потока флюидов, неравновесных с вмещающими породами. Предложенные А.Г. Бетехтиним структурные критерии очень полезны при выделении разновозрастных парагенезисов, но не позволяют отличать внутретадийные пересечения от межстадийных.

Неоднократное повторение однотипных кислотно-основных взаимодействий флюидов с вмещающими породами (щелочной метасоматоз или кислотное выщелачивание с последующим рудоотложением) невозможно при взаимодействии одного и того же охлаждающегося флюида с породами. Но оно наблюдалось на многих месторождениях, минерализация которых связана с одним магматическим источником (рис. 2 и 3), и служит главным доказательством справедливости пульсационной теории. Ее строгое обоснование было впервые дано автором в 1963-1966 гг. Состоялась открытая дискуссия с Д.С.Коржинским, который признал справедливость аргументации автора (см. Геология рудных месторождений, 1988, №4, с. 102-104).

Причины пульсационной дистилляции магматогенных флюидов заключаются в различной и ограниченной растворимости CO_2 и воды в магматическом расплаве. Кристаллизующийся в верхней части земной коры при умеренных внешних давлениях. Причина опережающего охлаждения существенно углекислотных эвтарнообразующих флюидов уже обсуждалась. После возникновения в расплаве свободной водной фазы, ее давление первоначально недостаточно для раскрытия трещин в гранитах, то есть ниже давления гидроразрыва $P_{гр}$. Но флюид может просачиваться по трещинам и порам закристаллизованной части интрузива. Этот период хорошо иллюстрируется эволюцией параметров флюидов в полевошпат-кварцевую стадию на месторождении Трудовое (рис.3): с увеличением объема несмешиваемой водной фазы в расплаве давление флюида нарастает, концентрации солей в нем увеличиваются, а щелочность по мере взаимодействия растворов с гранитом падает. При дальнейшем нарастании объема водной фазы в расплаве, ее да-

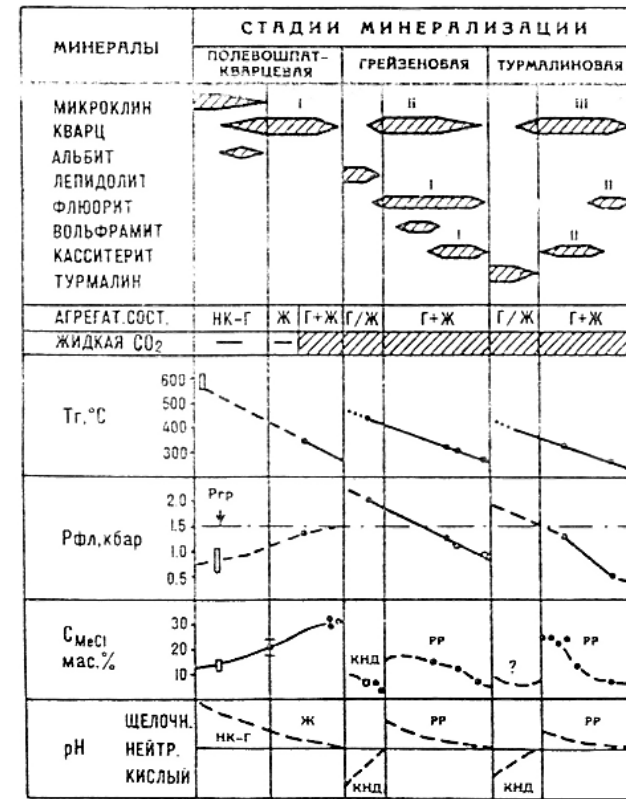


Рис.3. Эволюция минералообразования на месторождении Трудовое, Киргизия (по Кигаю и Самоварову, 1989).

Обозначения: \bullet - измеренные значения (\circ - минимальные), \square - оцененные косвенно; нк-надкритическое состояние, г-газ, ж-жидкость, г+ж - точно сосуществующие фазы, г/ж - гравитационно разделенные фазы; Tg-температура гомогенизации (сплошная линия - Tg равна температуре минералообразования, штриховая - Tg требует поправки на давление); Pфл - давление флюида, Pгр - давление гидроразрыва, C_{MeCl} - концентрация NaCl+KCl или в экв. NaCl (мас.%) ; кнд - конденсат газа, pp - рудоотлагающий раствор.

ление становится большим, чем $P_{гр}$, и флюид, раскрывая трещины в гранитах и вмещающих породах, устремляется вверх (начало грейзеновой стадии). По завершении околорудных изменений начинается закупорка трещин рудным веществом, всегда сопровождающаяся также уменьшением пористости пород (Кига́й, Николаев, 1965). Это со временем приводит к прекращению минералообразования. Для возобновления его необходимы дальнейшая кристаллизация гранита, увеличение объема и давления водной фазы выше $P_{гр}$, тогда снова происходит раскрытие трещин гидроразрывом и начинается следующая стадия минерализации. Результатом отделения летучих, как это показал А.Н.Заварицкий (1950), является быстрая кристаллизация расплава с образованием мелкозернистых аплитов. Многократная дистилляция летучих должна иметь следствием пульсационную кристаллизацию интрузивов, о которой писали Ф.Н.Шахов и Б.В. Потапов, и образование нескольких генераций аплитовых даек, столь характерных для гранитоидов рудных полей.

В целом, детальное комплексное изучение минерализации промышленных гидротермальных месторождений, которые на поверку всегда оказываются многостадийными, убедительно показывает, что их генезис невозможно адекватно описать с позиций только эволюционных или пульсационных представлений. На фоне общей эволюции всех параметров флюидов и составов последовательно выделяющихся минеральных ассоциаций ярко выделяются скачки или инверсии большинства параметров и сопряженное с ними начало новых околорудных изменений, связанные с периодическими инъекциями новых порций флюидов в сферу рудоотложения. Сформулируем следующий защищаемый тезис диссертации.

Тезис 2. Ортомагматический гидротермальный процесс является эволюционно-пульсационным, многостадийным. В нем органически взаимосвязаны общая эволюция химического состава и свойств магматических дистиллятов, обусловленная преимущественно различной растворимостью компонентов в расплавах, и внутрискладовая эволюция параметров флюидов и минералообразования, обусловленная в основном тепломассообменом флюида с вмещающими породами и их поровыми растворами. Причины прерывистости процесса заключаются в особенностях растворения углекислоты и воды в силикатных расплавах, в значении раскрытия трещин механизмом гидроразрыва для миграции эндогенных флюидов (особенно субкритических) и в залечивании трещин минеральным веществом в конце каждой стадии.

IV. ЭВОЛЮЦИЯ КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ

Проблема кислотности гидротермальных флюидов относится к важнейшим в теории минералообразования. Ей посвящены (в хронологическом порядке) работы Р.Бунзена (1847), К.Феннера, Н.Боуэна, В.Линдгрена, Т.Барта, Д.С.Коржинского, Дж.Хемли, Н.И.Хитарова, В.А.Жарикова, Б.Н.Рыженко, И.П.Иванова, Дж.Шейда, И.Д.Рябчикова, В.Гюнтера и Г.Югстера, Г.Б.Наумова, Г.Р.Колонина, Р.П.Рафальского (1988) и многих других исследователей. Особенно большое значение влиянию кислотности растворов на минералообразование придавал Д.С.Коржинский. При оценке кислотности растворов, вызвавших те или иные изменения вмещающих пород, широко используется разработанный им принцип кислотно-основных взаимодействий (Коржинский, 1956). Этот принцип, будучи одним из вариантов правила смещения равновесий Ле Шателье, применим только к равновесным условиям и, в частности, к насыщенным растворам рассматриваемых компонентов, что зачастую не учитывалось при использовании указанного принципа. Так, например, кислотные метасоматиты, образующиеся воздействием на породы конденсатов газовой фазы, недосыщенных кремнеземом (см. Кига́й, 1979; Кига́й, Самоваров, 1989), характеризуются мономинеральными тыловыми зонами, сложенными не кварцем, а мусковитом, топазом или турмалином (табл.3). Аналогичные колонки получались в тех экспериментах Г.П.Зарайского и др. (1981), которые проводились без предварительного насыщения растворов кремнеземом.

1. Флюиды периода скарнообразования. Главными их компонентами являются CO_2 и H_2O при более низкой на один-два порядка концентрации хлоридов Ca, Mg, Na и K, причем мольная доля CO_2 сначала, вероятно, превышающая таковую воды, со временем снижается. Эксперименты по воспроизведению "постмагматических" магнезиальных скарнов в контакте гранита и доломита, смоченном чистой водой (Winkler u. Johannes, 1983), а также различных скарновых минералов (Калинин, 1959) и би-метасоматических скарнов при участии водных и водно-углекислых растворов с переменными концентрациями хлоридов Na, K, Ca и Mg (Зарайский и др., 1980 и ряд других исследователей) показывают, что скарнообразующие флюиды могут широко варьировать по составу. Кислотность растворов в условиях опытов не определялась, но природные растворы с $CO_2 + H_2O$ и ничтожными концентрациями солей должны быть близнейтиральными. Вслед за скарнами развиваются скаполитизация и полевошпалитизация, которые временами буквально наступают на пятки скарнообразованию (на месторождении Саяк в Казахстане, Чорух-Дайрон в Караматаре), так что последние минеральные ассоциации скарнов и налжанны

Табл. 3

ТИПИЧНЫЕ КОЛОНКИ МЕТАСОМАТИТОВ ПО СИЛИКАТНЫМ ПОРОДАМ
(без запаздывающего окварцевания)

I. ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

С	ИСХОДНАЯ ПОРОДА: Кв-Кпш-Пл-Му-Хл		
1	Кв-Кпш-Пл-Му-Хл	Кв-Кпш-Пл-Му-Хл	Кв-Кпш-Пл-Му-Хл
2	Кв-Кпш-Аб-Хл	Кв-Кпш-Аб-Хл	Кв-Кпш-Аб-Хл
3	Кв-Кпш-Аб	Кв-Кпш-Аб	Кв-Кпш-Хл
4	Кв-Кпш	Кв-Аб	Кв-Хл
5	Кпш	Аб	Хл
ФЛИДОПРОВОДНИК			

II. КИСЛОТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

С	ИСХОДНАЯ ПОРОДА: Кв-Кпш-Пл-Би-Му-Каол		
1	Кв-Кпш-Пл-Му-Хл	Кв-Кпш-Пл-Му-Хл	Кв-Кпш-Пл-Му-Хл
2	Кв-Кпш-Пл-Му	Кв-Кпш-Пл-Му	Кв-Кпш-Му-Хл
3	Кв-Кпш-Му	Кв-Кпш-Му	Кв-Му-Хл
4	Кв-Му	Кв-Му	Кв-Му
5	Му	Кв-Топ	Кв-Тур
6		Топ	Тур
ФЛИДОПРОВОДНИК			

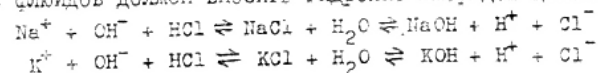
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

Кв - Кварц
Кпш - Микроклин, Ортоклаз, Адуляр
Пл - Плагиоклаз
Аб - Альбит, Олигоклаз
Му - Мусковит, Лепидолит, Серицит,
Циннвальдит, Сидерофиллит

Хл - Хлорит
Топ - Топаз
Тур - Турмалин
Каол - Каолинит

на них рудная минерализация формируются хлоридными растворами уже достаточно высоких концентраций и, возможно, повышенной щелочности. Но в образовании типичных скарновых ассоциаций роль изменения кислотности растворов, видимо, невелика. Значительно большее значение для минералообразования здесь имеют градиенты концентраций кремнезема Са, Mg, Fe и других оснований.

2. Флюиды раннего щелочного периода. Накладывающиеся на скарны (и сопряженное с ними оруденение, если таковое имеется) полевошпатовые метасоматиты возникали при воздействии на гранитоиды газообразных или жидких водных растворов хлоридов щелочей ± CO₂ при температурах 650-450°C и давлениях до 2-3 кбар. Содержания хлоридов рудообразующих металлов и других соединений в таких флюидах незначительны по сравнению с NaCl и KCl, а H₂CO₃ при температурах процесса должна быть практически полностью ассоциирована (если экстраполировать на основе тенденции изменения ее констант диссоциации в интервале 0-200°C, по данным Рыженко, 1963). Поэтому основной вклад в кислотность флюидов должен вносить гидролиз хлоридов щелочных металлов:



При этом кислотность флюида должна зависеть от относительной степени диссоциации гидроксидов и HCl. На рис.4 показана зависимость диссоциации продуктов гидролиза KCl от температуры и плотности флюида в надкритической области и при равновесии с насыщенными парами. Изохоры для HCl имеют более крутой наклон и пересекают пологие изохоры KOH в точках инверсии гидролиза, где рН у HCl и KOH равны, и растворы KCl должны быть нейтральными. Левее этих точек растворы кислые, правее - щелочные. Судя по расчетным данным С.В.Бригалина (1965) для NaOH, точки инверсии для растворов NaCl смещены на несколько десятков градусов в более высокотемпературную область (Кигаи, 1969), так как изохоры NaOH располагаются несколько ниже соответствующих изохор KOH.

У бесконечно разбавленных растворов KCl при плотности растворителя 0,8 г/см³ точка инверсии соответствует температуре 485°C (рис.4) а при давлении 2 кбар - 465°C. По результатам термодинамических расчетов с использованием ЭВМ, проведенных Г.Б.Наумовым и В.А.Дорофеевой (1975), 1М раствор KCl при 2 кбар нейтрален при температуре на 25-35° ниже, то есть при 430-440°C. По подобным расчетам Р.П.Рафальского (1967), 1м раствор NaCl при 2 кбар будет нейтральным при тем-

пературе около 330°C. Но следует учесть, что Р.П.Рафальский основывался на расчетных значениях констант диссоциации, полученных О.В.Брызгалиным (1985). При использовании таких данных, по нашей оценке, температура инверсии гидролиза KCl при 2 кбар составит 280°C, т.е. будет на 185° ниже, чем по экспериментальным данным. Для обычно более концентрированных и комплексных природных флюидов эксперименталь-

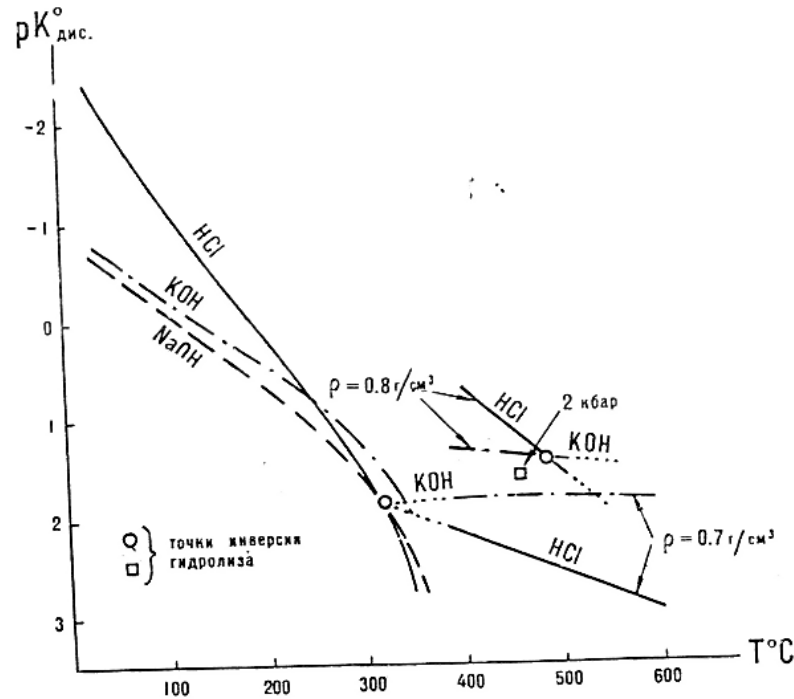


Рис.4. Константы диссоциации продуктов гидролиза KCl в надкритических флюидах (изохоры) по экспериментальным данным для HCl. (Frantz & Furr, 1979) и KOH (Frank, 1956), а также $pK_{\text{дис}}$ для равновесия с насыщенными парами (на рисунке - слева), рассчитанные О.В.Брызгалиным (1985) на основе электростатической модели диссоциации. Точки инверсии гидролиза (пересечения изохор кислоты и щелочи) отмечены кружками, точка инверсии при давлении 2 кбар (по данным тех же экспериментаторов, пересчитанным W.Gunter & H.P.Eugster, 1980) - квадратом. Пунктир - экстраполяция.

ные и расчетные данные отсутствуют. Тем не менее из приведенных результатов можно все-таки заключить, что водные растворы NaCl+KCl при давлении 2 кбар и температуре выше ~500°C будут щелочными. Это как раз условия, типичные для раннего полевошпатового метасоматоза. Со снижением давления, плотности растворов и увеличением их концентрации точки инверсии смещаются в сторону более низких температур, и область существования щелочных растворов расширяется. Щелочность растворов этого периода подтверждается и минеральными парагенезисами метасоматитов, в которых наряду с кварцево-полевошпатовыми практически всегда наблюдаются тыловые мономинеральные зоны, сложенные калишпатом или альбитом. При их образовании кремнезем из породы выносился

Как следует из рис.4 и расчетов Г.Б.Наумова и Р.П.Рафальского, с понижением температуры ранее щелочные растворы NaCl и KCl становятся слабокислыми. С подобной щелочно-кислотной инверсией растворов Г.Б.Наумов связывал смену щелочного метасоматоза кислотным выщелачиванием, но с этим нельзя согласиться. Согласно данным Дж.Хемли, при воздействии на граниты слабокислых растворов могут образоваться кварц-полевошпатовые метасоматиты. Для грейзенов, особенно мономинеральных мусковитовых или топазовых, требуются растворы более кислые. Однако в присутствии мусковит-кварц-полевошпатового буфера (каким является практически любая гранитоидная или аркозовая порода) или более основных пород такая кислотность при простом понижении температуры натрий-калий-хлоридных растворов, по всей видимости, не может быть достигнута. Довольно типичен пример месторождения Трудовое (рис.3), где в течение первой кварц-полевошпатовой стадии температуры снижались до 290°C, но никаких грейзенов в эту стадию не образовалось.

3. Условия возникновения растворов, производивших грейзенизацию и другие процессы кислотного выщелачивания. Автор давно обратил внимание на то, что в связи со скарнами и полевошпатовыми метасоматитами не встречается типичных жил заполнения (Кигаи, 1966, с.170). Дополнительные наблюдения на многих десятках месторождений позволяют говорить об отсутствии исключений из следующего правила связи грейзенизации с секрецией: в ряду последовательных рудно-метасоматических комплексов, связанных в гранитоидами, для наиболее ранних из них (рудно-скарнов и полевошпатово-рудных комплексов) характерны только метасоматические рудные тела; первые жилы заполнения появляются лишь в связи с грейзенами, а в последующем метасоматическое и секреторное отложение руд сочетаются в одних и тех же рудных телах. Типичный пример кварц-вольфрамитовых жил заполнения, связанных с грейзенами, по-

КВАРЦ - МУСКОВИТ - ВОЛЬФРАМИТОВЫЕ
ЖИЛЫ ЗАПОЛНЕНИЯ

Месторождение Букура, Вост. Забайкалье

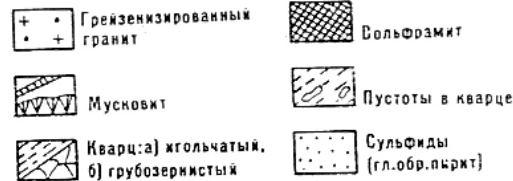
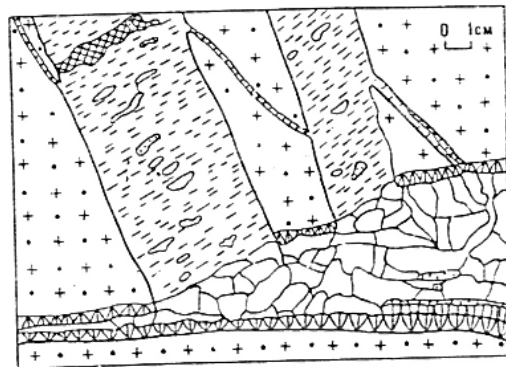


Рис.5 Жилы заполнения, типичные для грейзеново-вольфрамитовых месторождений (вертикальный разрез). На стенки основной пологой трещины нарастает оторочка мусковита. Она отсутствует в крутопадающих оперяющих трещинах, которые открывались позже. Игольчатый параллельно-шестоватый кварц в трещинах оперения ориентирован в направлении их раскрытия. В основной жиле кварц перекристаллизован в грубозернистый. Вольфрамит и пирит образовались, вероятно, позже путем замещения кварца, как и дополнительный ярус мусковита на нижнем зальбанде (в правой части рисунка).

казан на рис.5. Наличие жил подобной текстуры указывает на то, что в период грейзенизации и рудоотложения существовали давления флюидов, достаточные для раскрытия жильных трещин, то есть превышавшие давление гидроразрыва P_{gr} . Последнее в общем случае равно сумме литостатического давления и прочности пород на разрыв.

Таким образом, хронологическая граница между чисто метасоматическим и комбинированным метасоматически-секреционным отложением минералов точно совпадает с моментом смены щелочного метасоматоза кислотным выщелачиванием, что указывает на существование между этими двумя явлениями причинной связи.

В околотрецинных кислотных метасоматитах также нередко наблюдаются тыловые мономинеральные зоны. Среди них, наряду с кварцевыми, по наблюдениям О.Д.Левицкого, Н.И.Наковника, Ив.Ф.Григорьева, автора и других геологов, широко распространены зоны, сложенные слюдой, топазом или турмалином. Автором установлено, что в процессе окварцевания, в основной массе синхронного с отложением жильного кварца, последние превращаются местами в монокварцевые. То есть монокварцевые зоны в одноприемных метасоматитах всегда вторичны по отношению к другим мономинеральным зонам. Это хорошо согласуется с установленным многими исследователями и автором (см. Кига́й, 1966, 1979) выносом кремнезема из зон кислотного выщелачивания (типичные кривые выноса-привноса показаны на рис. 6).

Такие факты многочисленны, но обычно не акцентировались, поскольку противоречили распространенному представлению об окварцевании как главном результате кислотного выщелачивания (Д.С.Коржинский и др.) или трактовались как результат перераспределения SiO_2 в метасоматической колонке (В.Ф.Барабанов и др.).

Анализ указанных геологических данных и результатов изучения флюидных включений приводит к выводу, что растворы, необходимые для образования кислотных метасоматитов, появляются лишь при сочетании двух условий: гетерофазного состояния флюида и наличия открытых или открывающихся в период минералообразования трещинных полостей (Кига́й, 1970, 1979; Кига́й, Самоваров, 1989). Гетерофазность флюида выявлена изучением флюидных включений в минералах грейзеново-рудных ассоциаций на ряде месторождений олова и вольфрама в Боливии, СССР, Монголии, Чехословакии и Португалии (Kelly & Turneaure, 1970; В.Наумов и др., 1979; Buvsink et al., 1984; Duričová, 1984; Кига́й, Самоваров, 1989). Второе условие было уже рассмотрено выше. Необходимость их сочетания объясняется следующим.

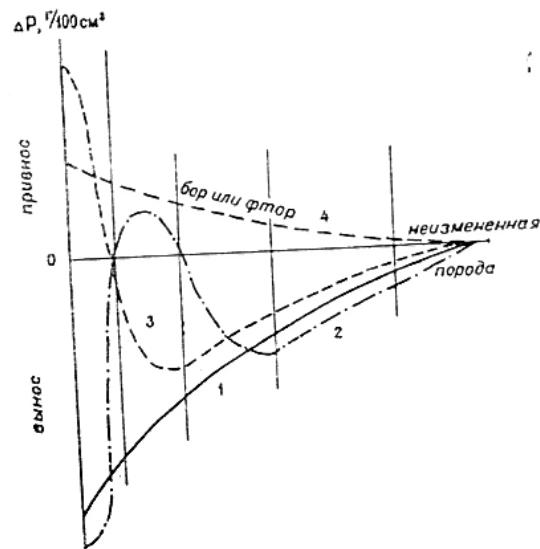


Рис.6. Типичные кривые поведения кремнезема в метасоматических колонках кислотного выщелачивания: 1 - с мономинеральной бескварцевой тыловой зоной, 2 - в такой же колонке с запаздывающим перерождением кварца в биминеральной кварцосодержащей зоне, 3 - с запаздывающим перерождением кварца в тыловой зоне замещением мономинерального бескварцевого метасоматита. Для сравнения показано поведение привносимых компонентов бора и фтора.

При гетерогенизации субкритического флюида, в силу различной летучести растворенных соединений, газовая фаза обогащается кислотными компонентами (CO_2 , HCl , HF , SO_2 , H_2S), тогда как в остаточной жидкости накапливаются менее летучие SiO_2 , NaCl , KCl , NaOH , KOH , соединения рудообразующих металлов, и она приобретает щелочные свойства. При отсутствии открытых трещин газ и жидкость точечно сосуществуют по всему поровому объему породы и не могут производить кислотного выщелачивания: жидкость из-за высокого pH, а газ - в силу его ничтожной растворяющей способности (при давлении значительно ниже критического). После раскрытия трещин под давлением флюида (гидроразрыв) или в результате тектонических деформаций создается возможность гравитационной сепарации газа и жидкости, особенно в гидродинамически замкнутых условиях, типичных для эндогенных рудообразующих систем (Kigai, 1974, 1978; Кигаи, 1979). Благодаря влиянию поверхностного натяжения, газ в капиллярах вмещающих пород будет конденсироваться, образуя кислый раствор (White et al., 1971; Кигаи, 1979). Такой механизм образования растворов, производивших кислотное выщелачивание, доказывался выносом SiO_2 из силикатных пород при формировании кислотных метасоматитов: кислый раствор, недосыщенный кремнеземом, мог возникнуть только при конденсации обедненной им газовой фазы (Кигаи, 1979). В связи с низкой летучестью хлоридов щелочей конденсат ими тоже обеднен. Рудоотложение совершается, вероятно, сначала щелочными, затем близонейтральными растворами с заметно более высокой начальной концентрацией хлоридов, чем у конденсатов, производивших грейзенизацию (см. рис.3).

Согласно результатам изучения флюидных включений, флюиды грейзенового этапа являются по составу натрий-калий-хлоридными $\pm \text{CO}_2$ при более низкой на один-два порядка концентрации всех других компонентов. При этом концентрации натрия в растворах обычно в несколько раз выше, чем калия, а KCl по свойствам довольно близок к NaCl. Поэтому типичный послескарновый магматогенный флюид может быть с большой степенью надежности аппроксимирован системой $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Для нее доказана возможность существования гетерофазного равновесия газ - жидкость практически во всем диапазоне P-T условий, характерных для гидротермального минералообразования (Gehrig, 1980; Bowens & Helgeson, 1983). В каждую стадию минерализации, начиная с грейзеновой, в связи с падением температуры и давления обычно происходит снижение концентраций CO_2 и хлоридов в растворе (в отношении хлоридов, вероятнее всего, обусловленное разбавлением магматогенных флюидов

дов вадозными). Это благоприятствует длительному сохранению системой однажды возникшего гетерофазного состояния, потому что, по данным М.Герига, кривые раздела газ-жидкость в рассматриваемой системе при уменьшении содержаний NaCl и CO₂ смещаются в сторону более низких температур и давлений.

С начала 80-х г.г. число публикаций, посвященных минералообразованию с участием гетерофазных флюидов, в мировой литературе заметно нарастает. К одной из наиболее интересных относится статья S.E. Drummond & H. Ohmoto (1985), в которой авторы количественно оценили химические следствия кипения в открытой и замкнутой системах.

По В.С.Голубеву и др. (1978), основным фактором существования устойчивой зоны пара в пародоминирующей системе является определенная скорость фильтрации гидротермального раствора. Однако такого же результата можно, вероятно, добиться, если при расчетах предусмотреть стравливание избыточного давления пара при периодических вскипаниях, устанавливаемых изучением флюидных включений и обусловленных, видимо, кратковременной разгерметизацией непроточных систем. Такое предположение больше соответствовало бы геологическим соотношениям, чем предложенная Ю.А.Аверкиным и В.Н.Шараловым (1987) модель минералообразования с появлением (при вскипании фильтрующегося флюида) гелевых пробок, разделяющих жидкостную и паровую части системы.

Образование кислых растворов путем конденсации газовой фазы подразумевалось К.Феннером и Н.Боуэном (1933). В ранних работах эту мысль высказывал Д.С.Коржинский (1951), но позже явления кислотного выщелачивания он связывал с кислотно-фильтрационным эффектом, геологическая значимость которого представляется сомнительной.

Повышенную кислотную агрессивность конденсатов газовой фазы можно объяснить избирательным обогащением ее кислотными компонентами (Кигаи, 1979) и усилением диссоциации кислот с увеличением плотности растворителя (Кигаи, 1966; Овчинников, Масалович, 1968).

При умеренных температурах и близких к атмосферному давлении эффект дополнительно усиливается благодаря свойствам водных растворов HCl, HF и H₂SO₄, дающих максимально кипящие азеотропные смеси. По концентрациям указанных кислот все природные растворы относятся к той области составов смесей (с низкими концентрациями кислот), для которой концентрация кислоты в первых порциях конденсата выше, чем в паре. Это, несомненно, способствует усилению кислотности конденсатов, производящих сольфатарную аргиллизацию в современных геотермальных областях. Сохраняются ли азеотропные свойства у растворов

указанных кислот и растворов сложного состава с их участием при давлениях типичного эндогенного процесса, еще экспериментально не определено.

Образование низкотемпературных адуляровых, альбитовых (эйситы), хлоритовых и карбонатных метасоматитов позднего щелочного периода можно объяснить ощелачиванием растворов в гидротермальных системах, в которых оказалось возможным необратимое удаление части газовой фазы. Такой вывод подсказывается, в частности, пространственными соотношениями между глубинной околожильной адуляризацией и приповерхностной площадной аргиллизацией на малоглубинных золото-серебряных месторождениях и в современных геотермальных областях.

Тезис 3. В эволюции кислотности магматогенных флюидов устанавливается четыре периода, или этапа (рис.7): (1) близнейтральный (образуются скарны и скарново-рудные РМК); (2) ранний щелочной (полевшпатово-рудные РМК); (3) кислотный (РМК с грейзенами, турмалинитами, березитами-лиственнитами); (4) сопряженных последних кислотных и щелочных изменений (площадная аргиллизация и синхронные с ней или запаздывающие околотрещинные адуляризация, возможно, эйситизация, хлоритизация и карбонатизация ± оруденение). Колебания pH в скарновый период, видимо, невелики и не оказывают решающего влияния на минералообразование. В последующем изменение кислотности растворов служит одной из главных причин минералообразования. Щелочность высокотемпературных надкритических флюидов является результатом гидролиза хлоридов, а растворы, кислотность которых достаточна для образования грейзенов, турмалинитов, березитов и лиственитов, образуются конденсацией газовой фазы субкритических флюидов в стенках раскрытых флюидопроводящих трещин.

У. ПРОБЛЕМЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Зональности оруденения посвящена обширная литература, от работ Де ла Беша по Корнуэллу (1839) и классических обобщений Дж.Спелла и У.Эммонса (1907-1937), С.С.Смирнова (1937) до трудов всесоюзных совещаний 1958 и 1972 г.г., симпозиума МАГРМ в Праге 1963 г., работ В.И.Смирнова и Ч.Парка, сводок коллектива сотрудников ИГЕМ АН СССР (1974, 1979), В.А.Нарсеева (1973) по золоторудным месторождениям Казахстана и Д.В.Рундквиста и И.А.Неженского (1975-76). Много работ по зональности регулярно появляется в периодической печати. И это

ОСНОВНЫЕ СТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ОРТОМАГМАТИЧЕСКОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

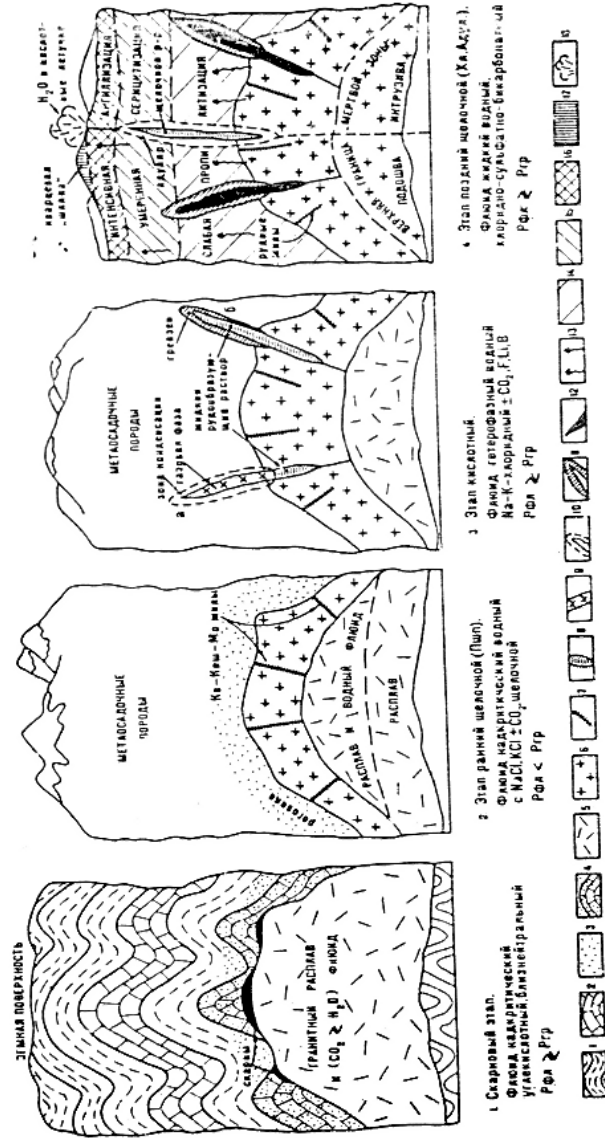


Рис. 7

Рис.7. Эпизоды четырех последовательных этапов эволюции ортомагматического гидротермального процесса, связанного с посторогенным магматизмом. Условные обозначения: I - мегаосадоочные породы, 2 - доломиты или известняки, 3 - ороговикование, 4 - мраморизованные карбонатные породы, 5 - гранитный расплав, 6 - твердый гранит, 7 - кварц-молибденитовые жилы с калишпатовой оторочкой, 8 - жильная полость с жидким раствором, 9 - жильная полость с газовой фазой, 10 - зона конденсации газа около трещинных полостей, 11 - грейзеновая оторочка жил, 12 - рудные жилы или рудоносные скарны, 13 - направление просачивания флюидов, 14 - зона слабой пропилизитизации, 15 - зона умеренной серицитизации, 16 - зона интенсивной аргиллизации, 17 - кварцевая "шляпа", 18 - фумарола. Рфл - давление флюида, Ргр - давление гидроразрыва, "а" и "б" - подстадии грейзенового этапа. Остальные пояснения - на рисунке и в тексте.

xxx

вполне естественно. Выявление зональности оруденения имеет большое практическое значение, а вопросы происхождения эндогенной зональности неотделимы от решения общих проблем рудообразования.

Автор наиболее активно занимался разработкой вопросов зональности в 1954-74 г.г. Но тем не менее разработанная им в 1972-76 г.г. классификация эндогенной зональности (табл.4) и основные выводы статьи 1976 г., как представляется автору, еще не устарели и заслуживают краткого освещения здесь. Это тем более важно, что обоснованные автором в последние годы генетические модели ортомагматического гидротермального минералообразования существенно дополняют и подкрепляют развивавшиеся им ранее представления о генетической природе зональности.

Классификации типов зональности по морфологическому, хронологическому и вещественному признакам отделены от классификации генетической. Первые две категории зональности относятся к чисто описательным. Хронологические типы, хотя и носят некоторый генетический оттенок, но не могут быть отнесены полностью к генетическим, поскольку образование месторождения в несколько стадий не является непосредственной причиной зонального отложения руд, а лишь предпосылкой для него: при неизменности структурных и физико-химических условий руды нескольких стадий могут отложиться телескопированно, без заметной зональности. Кроме того, генетические типы зональности не следует рассматривать в соподчинении к хронологическим. Одностадийное мине-

ралообразование является достаточно длительным, с формированием нескольких последовательных парагенезисов (одного парагенезиса рудных метасоматитов и одного или нескольких парагенезисов рудных минералов), поэтому изменение структурных условий в течение стадии может привести и в действительности приводит к пространственному разобщению разных парагенезисов одной стадии.

Именно по этой причине автор исключил из употребления термин "зональность отложения", так как зонально могут отлагаться как синхронные минералы одного парагенезиса, так и последовательно образующиеся минералы и минеральные ассоциации. Но упомянутый термин, использовавшийся Ю.А.Билибиным, В.И.Смирновым и другими геологами в качестве синонима одностадийной зональности, не предусматривает этого различия, а оно гораздо важнее, чем разница между одностадийной зональностью асинхронных парагенезисов и многостадийной зональностью. Влияние генетических факторов на асинхронные парагенезисы одной и разных стадий качественно практически одинаково. Одно- и многостадийная зональность, как правило, отличаются лишь масштабами пространственного разобщения парагенезисов, то есть степенью контрастности, которая обычно тем больше, чем значительнее у сравниваемых парагенезисов разница во времени формирования. Учитывая это обстоятельство, генетические факторы формирования зональности целесообразно рассматривать отдельно для синхронных и последовательных минеральных ассоциаций.

1. Зональность синхронных минеральных образований. При генетическом анализе зональности мы рассматриваем преимущественно экранированные гидродинамически замкнутые обстановки, типичность которых для эндогенного минералообразования уже аргументировалась выше, поскольку проточные системы характерны в основном для приповерхностных золото-серебряных месторождений и рудогенны они практически лишь в отношении указанных благородных металлов, для которых допустимый нижний предел содержания в рудах на два-три порядка ниже, чем для типичных редких и цветных металлов.

Зональность синхронных ассоциаций (парагенезисов) формируется под влиянием практически всех генетических факторов, рассмотренных в табл.4 (генотипы 2-12), за исключением структурных. По масштабам проявления вне конкуренции находится метаморфическая зональность, но мы ее здесь специально не рассматриваем и упоминаем лишь для полноты анализа геологических результатов различных факторов.

(геобария)

ТИПЫ ЭНДОГЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Таблица 4

I. MORFOЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ		II. ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ	E. ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ТИПЫ		
1.	По рассматриваемому направлению или направлению формирования: а) ВЕРТИКАЛЬНАЯ З.; б) ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ З. в) ОБЪЕМНАЯ З.; г) З. В ПЛОСКОСТИ ЖИЛЫ	1. ОДНОСТАДИЙНАЯ З. а) З. ОДНОЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ б) З. РАЗНЫХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ	1. ИЗОТОПНАЯ З. 2. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ З. (З.ХИМ.ЭЛЕМЕНТОВ) 3. МИНЕРАЛЬНАЯ З. 4. З. ТЕКТУРНЫХ ТИПОВ РУД 5. З. СТРУКТУРНЫХ ТИПОВ РУД 6. РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКАЯ З.		
2.	По направлению смещения парагенезисов относительно эпицентра минерализации: а) ПРЯМАЯ или ЦЕНТРОБЕЖНАЯ З. б) ОБРАТНАЯ или ЦЕНТРОСТРЕМИТЕЛЬНАЯ З. в) "ЧЕЛОВАЯ" (симметричная относительно центра жилы в I-3 измерениях) З.	2. МНОГОСТАДИЙНАЯ З. 3. МНОГОСТАПНАЯ З. 4. З. ПРОДУКТОВ РАЗНЫХ ЭПОХ МИНЕРАЦИИ (ПОЛИДИКРИЧЕСКАЯ)			
IV. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ					
№	ТИПЫ	ГЛАВНЫЙ ФАКТОР	ДОЛГОДЕЙСТВИЕ ФАКТОРА		ТИПИЧНЫЕ ПРИМЕРЫ
			один парагенезис	несколько парагенез.	
1	СТРУКТУРОГЕННАЯ	Эволюция рудоуправляющих структур		+	Зон-ты 2 и более параген. редкометаллы, месторожд. Прямая вертикальная З. сульфидных месторожд. и ассоциаций
2	МИГРАЦИОННАЯ	Различия подвижности растворов форм и устойчивость минералов	+	+	З. контактовых роговиков и первичных ореолов
3	ТЕРМОГЕННАЯ	Градиент температуры	+	?	З. продуктов регионально-го метаморфизма
4	МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ	Совместное влияние градиентов Т и Р	+		З. околорудн. метасоматитов
5	АЦИДОГЕННАЯ	Градиент рН флюидов	+		Вертик. З. метасоматитов вулканоген. областей
6	РЕДОКСИГЕННАЯ	Градиент окислит.-восстан. состоян. флюидов	+	?	З. скарнов, З. сульфосолей
7	ДИФфуЗИОННАЯ	Градиент концентраций	+		Аз м-ния Ленгенбах
8	ЛИТОГЕННАЯ	Различия состава и физ. свойств вмещ. пород	+		З. эндо- и экзоскарнов, избирательное замещение
9	ГРАВИГЕННАЯ (структурная и минеральная)	Влияние нагрузки пород (на структуру или текстуру), силы тяжести (на концентрации компонентов в растворах)	+		Смена штокверков и оперенных жил с глубиной простыми. Усиление окварцевания с глубиной в грейзенах, турмалинитах
10	ПЕРОГЕННАЯ	Процессы деформации или различия давлений на породу и флюид	+		Образование жидкостного типа
11	АМБИГИДРОГЕННАЯ	Смещение флюидов различного состава	+		Баритовые шпалы колчеданных месторождений
12	ТЕМПЕРАТУРНАЯ	Градиент температуры	+	+	З. температур образования минералов

В растворах, заполняющих открытые трещинные каналы, значительные вертикальные температурные градиенты ($\geq 10^\circ/100$ м) могут существовать в основном на глубинах до 0,6 км от поверхности (при концентрации раствора не выше 25 мас. % экв. NaCl - расчеты автора по данным Исаев, 1971). С дальнейшим увеличением глубины градиенты быстро приближаются к адиабатическим, при которых у рудного тела с вертикальной протяженностью 1 км температуры отложения синхронных минералов в верхнем и нижнем концах будут отличаться всего на $3-10^\circ\text{C}$. Такая разница температур вряд ли заметно скажется на термической устойчивости минералов. Поэтому с некоторой долей риска можно полагать, что наблюдаемая вертикальная зональность осаждения одностадийных и синхронных минералов зависит не столько от температуры, сколько от относительной подвижности компонентов и может быть отнесена к миграционной. Но во вмещающих породах, где тепло передается кондуктивно, и у поровых растворов градиенты температур должны быть во много раз большими, поэтому зональность контактовых роговиков и первичных ореолов одностадийных месторождений имеет, скорее всего, температурную природу (термогенная зональность).

Зональность околорудных метасоматитов отнесена к ацидогенной на том основании, что основной причиной формирования метасоматитов является неравновесность растворов с породами и, в первую очередь, повышенная кислотность или щелочность флюидов по сравнению с близлежащими поровыми растворами пород, тогда как скорость кондуктивной передачи тепла в породе значительно выше скорости диффузии и поэтому не оказывает заметного влияния на формирование метасоматической зональности (Коржинский, 1982).

Влияние прочих факторов на зональность синхронных ассоциаций довольно ясно иллюстрируется приведенными в табл. 4 примерами и более детально рассмотрено в работе (Кигаи, 1976). Но надежно доказанные примеры зональности синхронных ассоциаций в рудных телах практически отсутствуют, если не считать диффузионной зональности сульфидов мыльяка месторождения Ленгенбах (Graeber, 1965).

2. Зональность асинхронных минеральных образований. Применительно к последовательным парагенезисам активно дебатировалось влияние на зональность в основном трех факторов - температурного, структурного и миграционного. Не выяснена еще возможность длительного сохранения градиента окислительно-восстановительных условий с влиянием его на одновременные парагенезисы в приповерхностной обстановке. Следует заметить, что характер проявления зональности существенно различен у

преимущественно "редкометальных" минеральных ассоциаций, связанных с гранитами, в которых роль сульфидов незначительна, и у сульфидно-полиметаллических руд. У первых встречаются самые разнообразные морфологические типы зональности - прямая, обратная, "чехловая" (рис. 8) Для полиметаллических месторождений или ассоциаций в многостадийных "редкометальных" месторождениях характерна прямая вертикальная зональность и исключения из этого правила единичны.

Возможное объяснение этому можно видеть в различных условиях миграции флюидов в разные этапы минералообразования.

В скарновый и ранний щелочной этапы, судя по геологическим наблюдениям, флюиды имели возможность объемного просачивания по порам пород, хотя и не на большое расстояние от контактов или флюидо-проводящих нарушений (первые сотни метров). В результате формировались зональные метасоматиты, но зональность у наложенного на них оруденения могла и не появиться, если в процессе отложения последовательных парагенезисов руд не происходило прогрессивного разрастания рудоконтролирующих структур.

В кислотный этап в экранированных условиях образовывались околотрещинные метасоматиты и жильные "редкометальные" рудные тела, содержащие, как правило, большое количество кварца и поэтому труднопроницаемые для растворов без появления новых или подновления старых трещин. Поэтому зональность мультипарагенезисных ассоциаций руд здесь целиком зависела от сохранения на прежнем месте или смещения в пространстве участков наибольшего разрыхления, благоприятных для рудоотложения. Второстепенная роль температурного фактора по отношению к структурным доказывает преимущественно "количественный" характер горизонтальной и вертикальной зональности оруденения: почти во всех наблюдаемых зонах регистрируются продукты разных стадий минерализации, от наиболее ранних до самых поздних, и зональность выявляется по количественным соотношениям различных минеральных ассоциаций в разных зонах (Кигаи, 1976). Следовательно, в каждую стадию температурные условия не препятствовали отложению минералов данной стадии в пределах всего рудного поля, но место наиболее интенсивного рудоотложения диктовалось структурными условиями. Именно поэтому автор относит зональность одно- и многостадийных асинхронных образований к типу структуро-генной зональности.

Массовое образование сульфидов обычно связано с появлением в надгранитоидной зоне и в гранитах даек основных и средних изверженных пород глубинного (мантийного) происхождения, то есть со сменой

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ

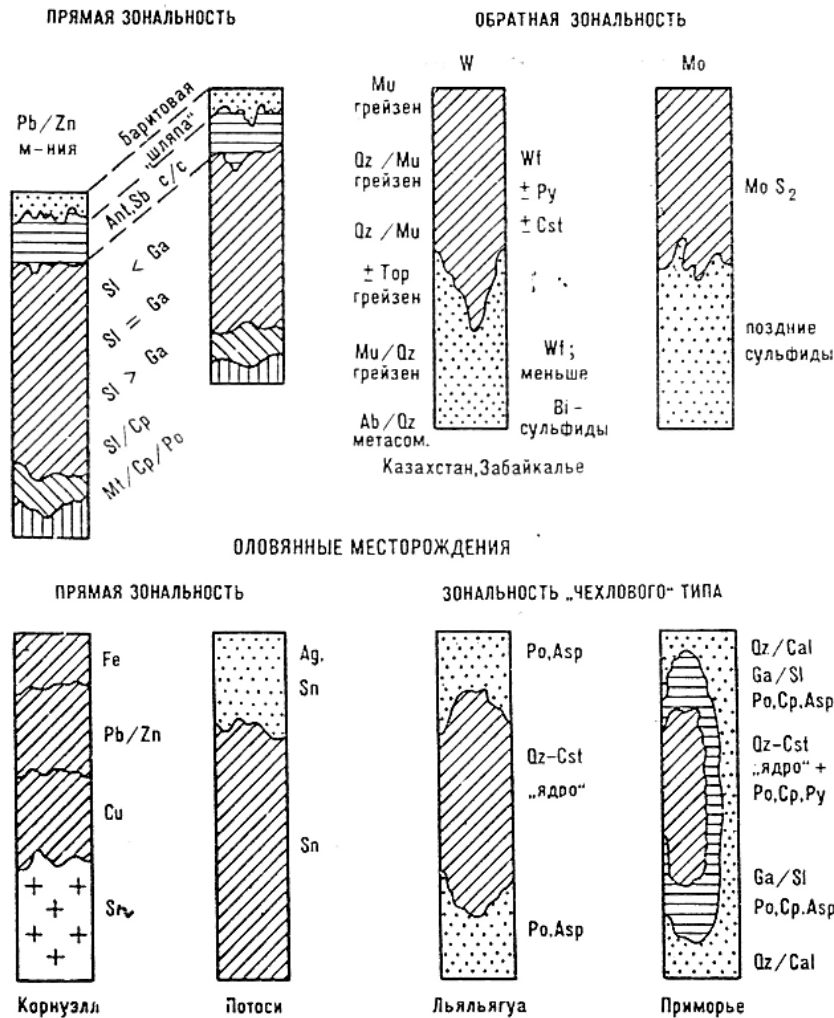


Рис. 8. Обозначения минералов: Ant - антимонит, Sb с/с - сурьмяные сульфосоли, Sl - сфалерит, Ga - галенит, Cr - халькопирит, Mt - магнетит, Po - пирротин, Mu - мусковит, Qz - кварц, Top - топаз, Ab - альбит, Wf - вольфрамит, Py - пирит, Cst - касситерит, Asp - арсенопирит, Cal - кальцит.

источника флюидов и металлов. Сульфидным залежам, независимо от их генезиса, присуща неизменная прямая вертикальная и центробежная горизонтальная зональность оруденения. При этом из взаимоотношений минералов и минеральных ассоциаций определенно устанавливается не синхронное, как в зональных метасоматических колонках, а последовательное формирование минералов разных зон, стадий и парагенезисов. Но в отличие от "редкометальных" месторождений, где часты случаи обратной зональности, в сульфидных залежах каждый последующий парагенезис отлагается дальше от эманационного центра, чем предыдущий, несмотря на опускание изотерм во времени в связи с погружением очага расплавленной магмы.

Это можно, во-первых, объяснить миграционной природой зональности: растворенные компоненты каждой последующей стадии оказывались, независимо от структурных условий, более подвижными и могли мигрировать на большее расстояние. Этому могло способствовать резкое уменьшение в рудах доли такого труднопроницаемого (в индивидуальных зернах и агрегатах) минерала, как кварц: если в продуктах "редкометальных" стадий кварц составляет основную часть объема рудной массы (90% и более), то в сульфидных рудах она не превышает 50%, а иногда и первых процентов. Хорошая спайность большинства сульфидов, вероятно, создает благоприятные условия для миграции флюидов последующих стадий через ранее образованную сульфидную жилу.

Однако возможно и другое, альтернативное объяснение удивительно однообразной тенденции к образованию прямой зональности в сульфидных залежах, подсказываемое интересными работами И.А.Хайретдинова (1980, 1982, 1985): самая первая сульфидная минеральная ассоциация, возможно, превращает рудное тело в диполь, который через посредство электрохимических реакций может, в сущности, диктовать место отложения всем последующим минеральным ассоциациям. Вместе с тем, разнообразие морфологических типов вертикальной зональности в несulfидных или малосульфидных рудных телах "редкометальных" месторождений указывает на существование в них или породах минеральных ассоциаций, подобных процессам на минерализацию, что можно объяснить резким преобладанием диэлектриков в составе руд.

Тезис 4. Предложена классификация эндогенной зональности по морфологическим, хронологическим, вещественным и генетическим признакам. Показано, что зональность синхронных ассоциаций (парагенезисов) изотопов, элементов и минералов имеет самую разнообразную природу (генотипы 2-12 в табл.4) за исключением

структурной. Зональность одновременных одно- и многостадийных образований в "редкометалльных" месторождениях является, как правило, структурогенной. Исключительно выдержанная тенденция к прямой вертикальной и центробежной горизонтальной зональности у многостадийно образованных гидротермальных залежей сульфидных руд может быть объяснена миграционной природой этой зональности и достаточной проницаемостью сульфидных рудных тел для растворов последующих стадий или влиянием поляризации сульфидных рудных тел на последующее минералоотложение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертантом разработана интегральная генетическая модель эволюционно-пульсационного формирования гидротермальных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом. Модель хорошо согласуется с имеющимися геологическими и экспериментальными данными и может служить основой для дальнейшего количественного анализа процессов рудообразования и для разработки методов прогнозирования скрытого оруденения, соответствующих требованиям времени.

В целях дальнейшего практического использования результатов исследований диссертанта, разработанные им генетические (с акцентом на физико-химические условия) модели частных рудных формаций должны применяться к конкретным геолого-структурным и литолого-геохимическим условиям рудных узлов и месторождений, дополняться геофизическими и поисково-геохимическими данными и, в конечном счете, превращаться в практические прогнозно-поисковые модели. В частности, для месторождений грейзенового типа модели диссертанта следует увязать с разработанными группой казахстанских геологов (Г.Н.Щерба, Т.М.Лаумулин и другие) структурно-генетическими моделями месторождений.

Основные опубликованные работы по теме диссертации

1. Об одной внутриминерализационной дайке Лифудзинского оловорудного месторождения // Известия АН СССР, сер.геол. 1957. № I. С.44-51.
2. Геологическая структура, минерализация и зональность оруденения Лифудзинского рудного поля // Вопросы геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР. 1959. С. 56-77.
3. Месторождение Лифудзин как пример сочетания моно- и полиасцендентной зональностей // Конференция "Проблемы постмагматического рудообразования". Прага: Изд-во АН ЧССР. 1963. Т.1. С. 180-183.
4. О влиянии физических свойств гидротермально измененных пород на метасоматическое рудоотложение // Геология рудных месторождений. 1965. № 2. С. 25-37 (соавтор С.В.Николаев).
5. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения // Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука. 1966. С.60-87.
6. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М.: Наука. 1966. 248 с.
7. Cyclic wall-rock alterations as criterion for stage mineralogenesis // Problems of hydrothermal ore deposition. Stuttgart: Schweizerbart. 1970. P. 261-264.
8. Зональность оловорудных месторождений // Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука. 1974. Т.1. С. 19-88 (соавтор В.Н.Дубровский).
9. О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования // Там же. 1974. Т.2. С. 164-195.
10. Общие понятия и типизация зональности гидротермальных месторождений // М.: Наука. 1976. С. 7-18 (соавторы Г.А.Соколов, В.Н.Дубровский и Д.О.Онтоев). // Прогнозирование скрытого оруденения.
11. Генетические проблемы зональности гидротермальных рудных месторождений // Там же. 1976. С. 19-35.
12. Три типа минеральных ассоциаций и критерии их вычленивания // Проблемы рудообразования (Труды IV симпозиума МАГРМ). София: Изд-во БАН. 1977. С. 232-239 (соавторы М.Г.Добровольская и Т.Н.Шадлун).
13. Two hydrodynamic types of ore-forming systems // Metallization associated with acid magmatism. Prague: Academia. 1978. V. 3. P. 343-348.

14. Модель многостадийного минералообразования, согласующаяся с вариациями основных параметров гидротермального процесса // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования Новосибирск: Наука. 1979. Т.2. С. 7-34.
15. Стадийность и зональность оловорудных месторождений // Стадийность минерализации и зональность гидротермальных месторождений. М.: Наука. 1979. С. 15-55 (соавтор Г.А.Тананаева).
16. Основные закономерности проявлений стадийности минерализации и зональности гидротермальных месторождений в связи с геологическими условиями их образования // Там же. 1979. С. 280-299 (соавторы Д.О.Онтоев, А.Д.Шеглов, Г.А.Тананаева, М.М.Повилайтис, М.Г.Добровольская и Г.Н.Комарова).
17. Проблема источников воды и рудообразующих веществ месторождений олова и других металлов и модели гидротермального рудообразования // Источники рудного вещества и условия локализации оловорудных месторождений. М.: Наука. 1984. С. 93-103.
18. Модели гидротермального минералообразования целочного типа - надкритического магматогенного и метаморфогенного // Генетические модели эндогенных рудных формаций (тезисы докладов II Всесоюзного совещания). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1985. Т.1.С.30-32
19. Использование метасоматитов и геохимических ореолов при локальном прогнозировании оруденения, связанного с гранитами // Геохимия в локальном металлогеническом анализе (тезисы докладов Всесоюзного симпозиума). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1986. Т. 2. С. 10-11.
20. Tin and tungsten deposits of the Soviet Far East and their relationship to granitoids // Genesis of tin-tungsten deposits and their associated granitoids. Proceed. IGCP Project 220 Conference. Canberra. 1986. P. 36-37 (coauthor - V.A.Baskina).
21. Some geologic constraints on genetic concepts for tin and tungsten deposits // Ibid. P. 34-35.
22. Минералообразование при участии гетерофазных флюидов на примере оловорудного месторождения Трудовое в Киргизии // Записки ВМО. 1989. В.2 (соавтор Д.В.Самоваров). С.8-24

Заказ № 88. Т-01927. Подписано к печати 08.06.89.
Объем 3,0 уч.-изд.л. Тираж 100