

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК  
им. К. И. САТПАЕВА

КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ  
ТРУДЫ СИМПОЗИУМА  
Часть I

Алма-Ата — 1972

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

Казахский научно-исследовательский институт  
минерального сырья

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева

553.22

КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ

Алма-Ата - 1972



739

В сборнике помещены статьи по проблеме критериев рудоносности метасоматитов. Рассматриваются общие вопросы формирования околорудных измененных пород, признаки отличия рудоносных и безрудных метасоматитов, их зональность. Особое внимание уделено связи редкометалльного, медного, золотого, полиметаллического, железорудного и другого оруденения со скарнами, грейзенами, метасоматически измененными гранитами, и иными метасоматитами.

Сборник рассчитан на геологов, занимающихся изучением рудных месторождений, а также минералогов, петрографов и геохимиков.

#### Редакционная коллегия

М.Х.Ажикеев (ответств. за выпуск), В.Г. Боголепов (ответ. редактор), И.И.Бок, Н.Н.Ведерников (зам.гл.редактора), Ш.Е.Есенов (гл. редактор), А.Д.Каипов, В.Д.Кузнецова (ответств. секретарь), Л.А.Мирошниченко, В.А.Нарсеев, Е.В.Пучков, А.М.Смирнов, В.А.Соколов, А.Е.Шлыгин.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник "Критерии рудоносности метасоматитов" содержит статьи, представленные участниками Всесоюзного Симпозиума, проведенного Казахским научно-исследовательским институтом минерального сырья МГ СССР и Институтом геологических наук Академии наук КазССР в г. Алма-Ата 6-10 октября 1969 г. Книга разделена на пять разделов и открывается вступительным словом академика АН КазССР Ш.Е.Есенова, определившего задачи Симпозиума. Первый раздел посвящен общим вопросам связи оруденения с метасоматитами и некоторые аспекты теории метасоматических процессов. Второй раздел посвящен скарнам железорудных, медных, полиметаллических и флогопитовых месторождений Казахстана, Урала, Восточной Сибири и Дальнего Востока, а также некоторым вопросам теории скарнообразования. В следующем разделе описаны грейзены, метасоматически измененные граниты и близкие к ним проявления из Казахстана, Дальнего Востока и Монголии и критерии их рудоносности. Наибольший объем занимает четвертый раздел, в котором приведена характеристика вторичных кварцитов, березитов, пропилитов и родственных им метасоматитов. Большое внимание уделено вмещающим породам колчеданных и золоторудных месторождений (Урал, Казахстан, Средняя Азия), связи вторичных кварцитов Казахстана, Средней Азии и Дальнего Востока с различным оруденением (медным, золотым, серным и др.). В разделе "Неклассифицированные метасоматиты, геофизические и физические методы исследования" описаны некоторые типы метасоматических образований, которые по своим особенностям не могли попасть в ранее выделенные разделы, а также помещены работы, разбирающие некоторые физические и геофизические методы исследований метасоматических образований. Сборник заключается решением, принятым на Симпозиуме,

ЗНАЧЕНИЕ ОКОЛУРУДНЫХ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД  
И ЗАДАЧИ СИМПОЗИУМА

Мы собрались в Алма-Ате, чтобы обсудить один из важных вопросов в теории рудообразования и практике поисков и оценки эндогенных рудных месторождений. Околорудные измененные породы привлекли и продолжают привлекать внимание широких кругов геологической общественности. Первостепенная важность всестороннего изучения околорудных изменений диктуется прежде всего повседневными запросами геологической службы нашей страны. Бурное развитие геологоразведочных работ и горной промышленности требует резкого увеличения количества новых рудных полей и месторождений. К сожалению, приходится констатировать общий дефицит в объектах, подлежащих разведке и эксплуатации. До последнего времени фронт геологоразведочных работ обеспечивался в основном за счет разведки месторождений, выходящих на дневную поверхность. Этот фонд практически исчерпан. В связи с этим мы стоим перед проблемой выработки надежных критериев поисков и оценки скрытых месторождений и слепых залежей в пределах известных и дных полей и обрабатываемых месторождений. В решении этой проблемы важное значение имеют околорудные измененные породы. Знание геологических условий, химизма процесса, термодинамических параметров, минеральных парагенезисов и их положения в метасоматической колонке и других не менее важных факторов минеральных новообразований играет одну из ведущих ролей в обнаружении рудных скоплениях в промышленных масштабах. Располагая передовой в мире теорией метасоматической зональности, разработанной академиком Д.С.Коржинским, имея в распоряжении разносторонние результаты исследований многочисленных коллективов научных и производственных организаций, мы вправе надеяться на обеспечение успе-

в в разработке конкретных критериев рудоносности метасоматиче-  
ски измененных пород.

Задача симпозиума определена предельно ясно: "Критерии рудоно-  
сности метасоматитов". Поставленная задача обязывает участников  
симпозиума не только обсудить и систематизировать громадный фак-  
тический материал, но и конкретизировать не решенные вопросы, а  
также наметить новые направления в этой многообещающей области  
исследований.

Несколько слов о представленных материалах на симпозиуме. Оз-  
накомление с тезисами докладов вскрывает большой разноречивой в интер-  
претации известных научных положений, практически отсутствует ком-  
плексность в решении вопросов и самое главное в большинстве докладов  
авторы не учитывают историю геологического развития тех текто-  
нических блоков и литогеохимических комплексов пород, в которых  
образуются метасоматиты. Основное внимание в докладах уделяется  
местным метасоматическим проявлениям, представляющим своего рода  
фрагменты, без учета базиса, на котором или в пределах которого  
они формируются. Все это создает известную неопределенность и  
неоднозначность разбраковки рудных и безрудных однотипных метасоматитов  
практически исключает возможность сравнения их по различным  
тектоническим блокам.

При систематизации материалов были приняты известные классифи-  
кации. На мой взгляд при оценке критериев рудоносности метасомати-  
тов решающее значение имеет источник рудного вещества и среда ми-  
нералообразования. Выделяемые академиком В.И.Смирновым три группы  
точников вещества, формирующих эндогенные рудные месторождения:  
сильная, связанная с подкоровой магмой, ассимиляционная (опре-  
деляющаяся палингеной магмой) и фильтрационная (обусловленная мо-  
бильностью рудообразующих веществ на путях циркуляции гидротер-  
мальных растворов) — несомненно будут отличаться масштабом оруде-  
ния и качеством руд при однотипных метасоматически измененных  
породах. Это трудная задача в силу слабой разработанности критери-  
альных источников вещества, но решение ее открывает большие перспекти-  
вы выявления особенностей формирования метасоматитов и их рудоно-  
сности. В этой связи упущением оргкомитета является практическое  
отсутствие докладов на симпозиуме по измененным породам при мета-  
фогенном рудообразовании. Частая однотипность конечных продук-

тов при предполагаемых различных факторах минерального новообразования позволила бы для определенной группы месторождений более критично и объективно оценить признаки рудоносности измененных пород.

Охваченный в материалах симпозиума круг вопросов и глубина их проработки, позволяет внести на Ваше обсуждение предложение, направленное на практическую реализацию критериев рудоносности метасоматитов. Я имею ввиду апробацию различных критериев при поисках скрытых рудных залежей. С этой целью следует выбрать экспериментальные полигоны с сочетанием разнообразных типов изменения пород и выполнить весь комплекс работ по оценке их рудоносности с обязательной проверкой полученных результатов исследований. Это проверенный, наиболее правильный и результативный метод внедрения в практику научных достижений.

Учитывая, что на нашем симпозиуме присутствуют представители большинства геологических организаций Союза, я хотел бы обратить Ваше внимание на необходимость комплексной отработки съёмочных листов. Высокая квалификация инженерно-технического персонала, богатая современная оснащённость лабораторной базы, позволяет требовать включения в комплекс карт составление карты измененных пород, которую может быть удобнее совмещать с картой полезных ископаемых. Большие объёмы геологической съёмки дадут возможность получить громадную информацию, расшифровка которой на базе разнообразных критериев рудоносности метасоматитов позволит сделать первый шаг к переходу поисково-разведочных работ на поиски скрытых богатых рудных тел.

Товарищи! Казахстан — республика несметных природных богатств, и нужно надеяться, что такой представительный и квалификационный состав участников симпозиума поможет в раскрытии больших потенциальных перспектив нашей территории.

Желаю успехов, творческих дискуссий и смелых решений в Вашей работе.

## ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

В книге «Два года жизни в лагере» рассказано о жизни заключенных в лагере, о том, как они жили, о том, как они работали, о том, как они боролись за выживание. В книге описаны различные стороны жизни заключенных: их труд, их быт, их взаимоотношения друг с другом и с администрацией лагеря. Автор рассказывает о том, как он сам переживал все это, о том, как он боролся за выживание, о том, как он боролся за свободу. Книга является важным документом, который рассказывает о жизни заключенных в лагере. Она является важным источником информации о жизни заключенных в лагере. Книга является важным источником информации о жизни заключенных в лагере.

В заключение хочется отметить, что книга «Два года жизни в лагере» является важным документом, который рассказывает о жизни заключенных в лагере. Она является важным источником информации о жизни заключенных в лагере. Книга является важным источником информации о жизни заключенных в лагере.

В.Г. Богодепов

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ  
ПРАКТИЧЕСКОЙ ЗНАЧИМОСТИ ТЕЛ ГИДРОТЕРМАЛЬНО  
ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

В настоящее время, когда детальные геолого-съемочные работы проведены уже на значительной части территории Советского Союза и когда выявлено огромное количество рудопроявлений и различного типа аномалий, в том числе и с участками гидротермально измененных пород, назрела острая необходимость разработки критериев оценки рудоносности метасоматитов, пользуясь которыми геологи могли бы производить разбраковку рудопроявлений, так как какая-то часть их безусловно является лишь индикатором крупных скрытых на различных глубинах месторождений твердых полезных ископаемых. Однако обзор публикаций показывает, что в большинстве случаев в работах, где приводятся материалы по гидротермально измененным породам, прикладная сторона вопроса изучения не рассматривается. Об этом можно судить, например, по итогам работы первого совещания по научным основам поисков скрытого оруденения (1958 г.), первого (1963 г.) и второго (1966 г.) совещаний по изучению околорудных измененных пород и присланным тезисам на настоящий симпозиум.

В поисковой практике гидротермально измененные породы сейчас используются в основном как образования, в которых может встречаться рудная минерализация в промышленных концентрациях.

2-5838

и поэтапному выходу на поверхности каждого обнаруженного тела закономерно опробуются. Находка месторождения здесь может произойти только в случае вскрытых эрозией руд, и открытие это по своей сути будет случайным, т.к. опробуются все тела гидротермально измененных пород подряд. Для разбраковки рудопроявлений приведенных данных явно недостаточно.

В общем случае, при поисках новых месторождений твердых полезных ископаемых необходимо вначале оконтурить перспективные площади, затем выяснить, где можно обнаружить в пределах этих площадей практически интересные зоны измененных пород или на каких участках в первую очередь необходимы оценочные работы на известных рудопроявлениях, а затем — как оценить промышленную значимость объекта до начала на нем детальных работ. Первые вопросы освещаются "региональными", а последний — "локальными" критериями поисков.

### Региональные критерии

#### Выделение перспективных площадей

Оконтуривание площадей, в пределах которых в пространственной связи с зонами гидротермально измененных пород могут быть встречены промышленные месторождения твердых полезных ископаемых, должно быть основано на теоретических предпосылках. П. сколько наличие или отсутствие метасоматических преобразований при гидротермальных процессах связано главным образом с механизмом поступления растворов в трещины — активным или пассивным (Боголепов, Нарсеев, 1969), т.е. этот вопрос является частным, в региональном плане должна создаваться единая теория гидротермального рудообразования. Наиболее важным в этой теории являются вопросы изучения источников рудного вещества и растворов. В зависимости от результатов решения этих вопросов будут меняться и перспективные

районы. В первую очередь в этом отношении должно сказываться наличие рудных элементов в рассеянном или концентрированном состоянии в изверженных породах или в пределах определенных горизонтов осадочных или вулканогенно-осадочных пород — как возможных источников рудного вещества, и влияние участия подземных вод — как возможных источников воды для гидротерм. В выявлении степени влияния указанных факторов на размещение оруденения проделана пока небольшая работа. Но эти направления исследований представляются перспективными и их необходимо развивать. Причем и сторонникам и противникам представлений об участии подземных вод и рудного вещества вмещающих пород в гидротемальных процессах, чтобы доказать свою правоту, эти исследования нужно развивать в одинаковой степени. Ведь незнание факторов может только усугубить противоречия противников, а нам нужно двигаться дальше и найти, наконец, критерии для выделения достаточно локальных перспективных площадей.

#### Ортодоксальная магматогенная теория образования гидротемальных месторождений и перспективные площади

Факт очень часто встречающейся тесной пространственной связи между эндогенными рудными месторождениями и изверженными горными породами неоспорим. Он был установлен в прошлом веке (Фуке и Де-Лоне, 1903, стр. 4 и 68) и подтверждается в настоящее время: с кислыми изверженными породами связаны месторождения вольфрама, олова, молибдена, бериллия; со средними — меди, молибдена, золота; с ультраосновными — платины, хрома, никеля, кобальта, меди, титана и пр. (Ферсман, 1955, стр. 61). Связь эта считается генетической, так как в силикатных породообразующих минералах именно тех рудных элементов, которые являются главными в месторождениях. Начало этих исследований было положено еще Зендбергером в 1877 г. (Гроддек, 1889, стр. 310 и 314). Возникла ортодок-

сильная магматогенная теория, согласно которой рудоносные районы (пахор) "сжимались" к концу процесса кристаллизации магматических очагов. По мере накопления фактов эта теория начала претерпевать кризис, так как далеко не со всеми интрузиями возникли месторождения. Наиболее отчетливо это обнаружилось в связи с гранитами. Однако кризис был ликвидирован обнаружением рудоносных комплексов, характеризующихся рядом специфических черт. Обычно эти комплексы в пределах изучаемых площадей являются завершающими, и в них, по сравнению с более ранними, происходит увеличение содержания рудных и некоторых петрогенных элементов. Например, М.Г.Руб (1960, стр. 262 и 330) отмечает, что

граниты, с которыми связаны оловянные месторождения, обладают рядом отличительных признаков. Главными из них являются постоянное присутствие повышенных содержаний фтора, бора, лития, бериллия, олова, свинца и пересыщенность гранитов глиноземом. Наиболее четко эти особенности выражены у наиболее поздних дифференциатов верхнепалеозойского гродеевского интрузивного комплекса - вознесенских гранитов, которые и являются, по мнению М.Г.Руб, наиболее перспективными в отношении обнаружения оловянных месторождений в рассматриваемом районе. В Казахстане наиболее интенсивная редкометалловая минерализация проявилась в связи с позднегерцинскими (пермскими) лейкократовыми и аляскитовыми гранитами (самыми поздними образованиями в данном районе), которые характеризуются определенными соотношениями плагиоклаза и калишпата (Иванов и др., 1969), пересыщенность кремнеземом и обогащены молибденом, вольфрамом, висмутом, оловом, свинцом (Щерба, 1960, стр.40,262 и 268) и бериллием (Боголепов и др., 1968) сравнительно с более ранними магматическими комплексами. Можно привести еще много примеров, указывающих на то, что рудоносные интрузии, вернее рудоносные комплексы, обладают специфическими петро- и геохимическими свойствами, причем ассоциации рудных элементов от места к месту меняются, что, по мнению В.Л.Барсукова (1964), связано с различным составом осадочно-метаморфических и вулканогенных пород, являющихся исходным материалом для изверженных горных пород при палингенном магмообразовании.

Все сказанное свидетельствует о возможности выделения перспективных площадей на определенный тип полезного ископаемого путем оконтуривания областей распространения массивов изверженных горных пород определенного рудовосного комплекса на определенной территории. Такое выделение площадей справедливо в региональном плане. Например, на территории Казахстана выделены рудные пояса, районы и узлы (Щерба, 1960, стр. 42) распространения пермских гранитов, в пределах которых расположены все известные редкометалльные месторождения и рудопроявления. Однако, эти перспективные площади по размерам обычно значительны и дают лишь самые общие ориентиры только в направлении мелкомасштабных поисковых работ.

Этими площадями можно было бы ограничиться только в том случае, если бы каждый массив рудовосного комплекса сопровождался бы месторождением. Однако в подавляющем большинстве массивов магматическая деятельность заканчивается внедрением даек и слабым гистерогенным разложением минералов породы (автометасоматоз), хотя повышение содержаний малых компонентов в этих гранитах рудовосного комплекса, сравнительно с более ранним, имеет место. В качестве примера можно привести результаты исследований геохимии рассеянного бериллия, проведенные на основе количественного его определения: в изученных районах Саян, Тянь-Шаня и Казахстана, независимо от того есть или нет там бериллийсодержащие месторождения, количество бериллия в породе от комплекса к комплексу постоянно возрастает. (Лин и др., 1964; Ставров и др., 1966; Боголепов и др., 1968). По всей вероятности то же можно оказать и в отношении петрогенных элементов и количественном минеральном составе рудовосных гранитов: пересыщенными глиноземом и обладающими определенным минеральным составом будут наиболее поздние в районе интрузивные комплексы, имеющие к рудоотложению только коэволюционное отношение. Увеличение содержаний малых компонентов в конце кристаллизации расплавов (без появления остаточной жидкости, обогащенной редкими элементами) подтверждено экспериментально и теоретически (Киркинский, 1964). Термодинамический анализ диаграмм состояния показывает, что при кристаллизации любой сложной по химическому составу системы большая часть элементов, присутствующих

в малых количествах, накапливается в соединениях, выпадающих из последних порций расплава.

Таким образом, исходя из приведенных фактов, правильное говорить о специфике не рудоносных, а просто последних по времени внедрения комплексов изверженных горных пород на данной территории, с незначительной частью которых изредка бывает связаны относительно крупные скопления рудных минералов. Следовательно, снова возникает кризис ортодоксальной магматогенной теории рудообразования: месторождения и образовавшие их рудоносные растворы — явления очень редкие, аномальные и с каждым массивом "рудоносного" комплекса не связаны. А это значит, что накопления рудоносных растворов к концу процесса прерывистой кристаллизации магматического очага не происходит. Отсутствие "отжимания" к концу кристаллизации магматического очага доказывается также и тем, что увеличения содержания, например рассеянного бериллия, в каждой последующей фазе кристаллизации часто не отмечается даже в тех массивах гранитов, с которыми известны проявления рудной минерализации (Боголепов и др., 1968). Но даже если оно иногда и устанавливается (Серых и др., 1969), то всегда нужно помнить выводы В.А.Киркинского.

Вышеприведенным высказываниям можно возразить: существует мнение, что месторождения могли бы образоваться в связи с каждым массивом гранитов рудоносного комплекса, а отсутствие их связывается с неблагоприятными условиями локализации (отсутствие экранов, рудолокализирующих структур и т.п.). С этим положением мы согласиться не можем, т.к. протектонические трещины присутствуют в каждом массиве изверженных горных пород, и растворы, если бы они возникали, должны были сами себе создавать пути для продвижения и локализации. Можно показать также, что совершенно одинаковые, по поведению рассеянного бериллия, массивы (Боголепов и др., 1968) рудоносны в разной степени

Как было сказано выше, далеко не со всеми массивами рудоносного комплекса встречаются месторождения. Поэтому были проведены методические работы по выявлению возможности разбраковки интрузий внутри комплекса на такие, с которыми могут быть связаны крупные месторождения, и такие, с которыми образуются лишь мелкие

рудопроявления. За основу было взято геохимическое изучение поведения бериллия в магматическом процессе. Результаты исследований показывают (Боголепов и др., 1968) что между содержанием рассеянного бериллия в гранитах и наличием месторождения прямой корреляции нет и следовательно мы не можем производить разбраковку интрузий внутри рудоносного комплекса геохимическим методом: хотя в пределах комплекса и наблюдаются изменения содержания рассеянного бериллия от массива к массиву, оруденения с бериллиевыми минералами могут локализоваться в пространственной ассоциации с массивами, в которых содержания рассеянного бериллия понижены, повышены или равны среднему содержанию рассеянного бериллия для комплекса в целом. Подобная попытка выработки методики разбраковки интрузий рудоносного комплекса для той же территории была предпринята и другими исследователями (Серых и др., 1969). Результат получен положительный (противоположный нашему), хотя оба коллектива пользовались только количественными определениями бериллия и для обработки данных использовались методы математической статистики. Причина противоречивости выводов, по нашему мнению, кроется в различной методике отбора проб для анализа: мы отбирали точечные пробы с детальной петрографической характеристикой каждого проанализированного образца, а В.И.Серых каждую пробу отбирал с определенной площади в виде ряда кусочков гранита, каждый из которых не мог быть тщательно проверен на степень гидротермальной переработки. Но так как в интрузивах с месторождениями неизмененные граниты найти очень трудно, можно полагать, что обогащение бериллием рудоносных массивов гранитов вызвано не первично магматической дифференциацией магмы, а наложением на граниты послемагматической минерализации, о чем пишет и сам автор (Серых и др., 1969)<sup>х</sup>). К подобному же выводу приходит и Л.В.Таусов (1964).

Можно спорить о том, кто прав, и что такое металлогеническая специализация интрузий, но в любом случае факт получения противоречивых результатов свидетельствует о ненадежности разрабатываемого направления исследований. К этому необходимо еще доба-

х) В.И.Серых считает, что повышение содержания в последних фазах кристаллизации гранитов обуславливаются как первично-магматической специализацией, так и постмагматическими процессами.

вить, что точность определения малых количеств бериллия в породах очень низкая. Это можно увидеть, сравнив данные внешнего контроля лабораторий КазИМСа и ЦКГУ с лабораторией ВИМСа (Боголепов и др., 1968; Серых и др., 1969). О низкой точности в определении малых количеств многих химических элементов в лабораториях Союза говорилось на Первом петрохимическом совещании в докладе В.Г.Хитрова и Р.В.Кортман (1969).

В заключение можно отметить следующее:

1. В различных по кремнекислотности изверженных породах наблюдаются вполне определенные ассоциации рудных элементов, находящихся как в рассеянном состоянии в массе породы, так и в концентрированном - в виде месторождений. Однако образование гидротермальных месторождений в генетической связи с формированием массивов явление редкое, патологическое. Следовательно, почти всегда все рудные элементы в изверженных породах находятся в рассеянном состоянии, что подготавливается всем ходом процессов регионального метаморфизма (тропосоматоза), т.е. процессов образования магмы (Боголепов, 1970<sub>2</sub>).

2. Взаимосвязь между количеством рассеянных в изверженных породах рудных элементов и наличием крупных месторождений в массивах этих пород не отмечается. Это подтверждает мнение Е.В.Шевченко (1951) и Х.А.Абдуллаева (1954) о том, что образование рудных месторождений зависит не столько от количества присутствующих в магме (и породе) металлов, сколько от геологических условий формирования плутонов, т.е. от внешней среды. Поэтому изучение геохимии рудных элементов в неизмененных изверженных горных породах для целей разбраковки интрузивных массивов на рудоносные и безрудные ничего дать не может в принципе (ореолы рассеяния элементов вокруг месторождений имеют место и могут оказаться полезными при крупномасштабных поисковых работах).

3. Имеется один достаточно надежный и давно известный региональный критерий: перспективными площадями являются области распространения интрузив рудоносного комплекса изверженных пород. Однако эти области могут служить лишь самым общим ориентиром при выборе первоочередных районов для постановки поисковых работ, т.е. площади перспективных районов, а следовательно и количество

подлежащих обследованию массивов, огромны. Нужны дополнительные критерии для выделения более локальных площадей.

Роль вещества осадочных и эффузивных пород  
в эндогенном рудообразовании и перспективные площади

Магматогенный источник рудного вещества более или менее уверенно доказывается только для гидротермальных месторождений, находящихся в пространственной связи с интрузивными породами, что наиболее четко проявлено лишь для редких металлов, медно-порфировых месторождений и рудно-скарновых объектов. Источники рудного вещества всех остальных типов гидротермальных месторождений проблематичны, особенно те, которые находятся в удалении от массивов изверженных пород (Белевцев 1965<sub>г</sub>).

Осадочные и эффузивные породы обычно являются вмещающими горными породами для многих массивов изверженных горных пород, в том числе и таких, с которыми ассоциируют гидротермальные месторождения. Последние обычно находятся в приконтактных частях массивов с вмещающими породами; в центральных частях массивов такие месторождения неизвестны. Таким образом, очень многие рудные тела контактируют с осадочными и эффузивными горными породами, что создает благоприятные условия для участия их вещества в гидротермальном рудообразовании. По содержаниям рудных компонентов рассматриваемые породы являются даже более благоприятными, чем изверженные, т.к. последние в основной своей массе породы однородные (эвтектоидные) с низкими содержаниями полезных компонентов, а в осадочных породах очень часты резкие увеличения содержания какого-либо элемента в отдельных слоях, вплоть до возникновения мономинеральных пород: магнетитовые или медистые песчаники; известняки; пласты, обогащенные свинцом, цинком, медью и пр.

Рассматриваемая проблема еще мало разработана. Наиболее важными представляются следующие два направления исследований.

3-56



Первое — изучение геохимической специализации по о.д. "рамы" и приуроченность гидротермальных месторождений к определенным стратиграфическим горизонтам. Второе — нахождение признаков отличия первично-осадочных и впоследствии при воздействии интрузий и гидротерм сильно метаморфизованных месторождений<sup>х)</sup> от собственно гидротермальных. В связи со сказанным заслуживает внимания статья А.А.Куденко (1970), а также статьи И.М.Беляшова, И.П.Новохатского и О.М.Чугуевской о казахстанских месторождениях и статья А.Д.Манишева — о забайкальских (наст. сборник). Из приведенных данных вытекает региональный поисковый критерий: наиболее перспективными в ряде случаев могут оказаться определенные (продуктивные) горизонты, обогащенные какими-либо металлами. Эти горизонты надо оконтуривать и выделить как первоочередные. Однако при помощи этого регионального критерия, даже в условиях полной разработанности вопроса, мы не сможем выделить достаточно конкретные участки, т.к. месторождения в пределах продуктивных горизонтов располагаются дискретно. Необходимы дополнительные критерии.

#### Источник растворов, сформировавших гидротермальные месторождения и перспективные площади

Структурные типы гидротермальных месторождений (жилые, штокверковые, четко выраженные метасоматические зоны и т.п.) свидетельствуют об аллохтонном, по отношению к вмещающим породам, их происхождении, что возможно лишь при участии растворов. Это отмечается даже для осадочно-диагенетических (иногда сильно метаморфизованных) месторождений типа Дзезказгана, Удокана (Наркелюв и др., 1968) или стратифицированных месторождений свинца и цинка (Ков. Гантингов, 1963). Таким образом, можно утверждать,

х) Мы не касаемся здесь метаморфогенного рудообразования, детально охарактеризованного Я.Н.Белевцевым (1965<sub>2</sub>).

о что в любом случае (вблизи интрузий или в удалении от них) месторождения формируются при обязательном участии растворов. Поэтому наиболее важной представляется проблема не источников вещества, а проблема выявления условий, при которых гидротермы возникают и "работают" (перемещаются).

Прежде всего нужно сказать, что гидротермальные растворы не являются специфическим результатом деятельности только магматизма (Белевцев, 1965<sub>I</sub>), т.к. горячие и перегретые подземные воды (гидротермы и парогидротермы) присутствуют в многокилометровых толщах всей земной коры. Холодные подземные воды присущи только сравнительно небольшой внешней зоне коры (Макаренко, 1958). Вода, как подвижное тело, обладающее самой высокой теплоемкостью среди горных пород, аккумулирует генерирующееся подземное тепло и силой собственной динамической энергии перемещается вверх, часто достигая поверхности. Наиболее "работоспособные" (перемещающиеся) водоразтворы возникают в связи с магматизмом в широком плане, причем взаимодействие трещинно-жильных подземных вод с очагами вулканизма и магматизма развито было широко, т.е. системы были открытыми. Для близповерхностных процессов такое взаимодействие доказывалось непосредственными наблюдениями (Н. Соко, 1963; Поляк, 1966) и исследованиями поведения стабильных изотопов ряда элементов (Басков и др., 1970; Седлецкий и др., 1970), а для более глубоких - косвенными признаками, к которым в первую очередь относятся малые глубины формирования месторождений (до 5 км - Овчинников, 1969), совпадающие с областями распространения подземных вод, однотипность состава растворов (по газово-жидким включениям в минералах) с вертикальной гидрохимической зональностью подземных вод (Боголепов, 1969<sub>I</sub>), приуроченность большинства месторождений к эндоэпоконтактам интрузий и направление движения растворов в крутопадающих тектонических зонах от боковых контактов массивов изверженных пород к их вершинным частям (Боголепов, Отто, 1966; Боголепов, 1969; Боголепов, Кузнецова, Гуляев, наст. сборник). Особенно интересные факты получены при исследовании изотопного состава аргона, извлеченного из газово-жидких включений кварца пегматитов, грейзенов и окарнов (Боголепов, Найденов, Польшвинный, 1970; Найденов и др., 1972): оказалось, что во всех типах малоглубинных

месторождений аргон имеет воздушное происхождение, т.е. такое же, как и в подземных водах; ювенильными были растворы, формировавшие только древние и более глубинные пегматиты, Карелии и Воьльни. Все приведенные данные свидетельствуют о том, что система "вторичный магматический очаг — вмещающие породы" была открыта все время, т.к. подземные воды вначале ассимилировались магмой, в результате чего воздушный аргон подземных вод попал в малоглубинные пегматиты, а после кристаллизации магмы и возникновения массивов изверженных пород выделялись растворы, смешивающиеся с вадозовой составляющей, причем с течением времени удельный вес подземных вод в составе гидротерм увеличился (отмечается увеличение содержания воздушного аргона в более низкотемпературных включениях сравнительно с более высокотемпературными, что отчетливо наблюдается на примере грейзенов). Принципиальная возможность ассимиляции магмой подземных вод доказана экспериментально (Сыромятников, 1955; Кадик и др., 1965). Хотелось отметить, что к подобным выводам геологии пришли еще в прошлом столетии (Фуко, Де-Лоне, 1903, стр.6-8; Богданович, 1912, стр.130), но впоследствии, под влиянием бурно развивавшейся тогда магматогенной теории, эти выводы были забыты. Указанные авторы, в согласии с Ф.Попешным, считали, что месторождения образовались при выщелачивании металлов из горных пород. Выщелачивание это происходило вследствие проникновения к магме воды, что способствовало извержению вулканов на поверхности и выделению металлов, первоначально рассеянных в виде включений по всей горной породе, в фумаролах. Вода образовалась от сгущения паров или притока извне.

В связи с тем, что главная составная часть гидротерм имеет немагматогенное происхождение, можно сделать логическое заключение о том, что в достаточных для формирования крупных объектов количествах растворы будут возникать только в случае внедрения магмы в обогащенные подземными водами тектонически ослабленные зоны, расположенные в пределах водобильных участков земной коры. Следовательно, основная задача в оконтуривании перспективных площадей на предмет обнаружения крупных месторождений сводится к выделению водообильных участков земной коры в периоды времени, соответствующие внедрению интрузий и формированию месторождений,

т.е. к оконтуриванию палеоводообильных участков. Этот региональный поисковый критерий позволяет сузить выделенные при учете различных источников вещества перспективные площади: рудные месторождения будут возникать только в ассоциации с интрузиями, внедрившимися в палеоводообильные участки земной коры. Однако, в настоящее время разработана лишь принципиальная схема методики выделения таких перспективных территорий (Боголепов, 1969<sub>1</sub>, 1969<sub>2</sub>). Необходимы дальнейшие исследования в этом направлении с позиций принципа актуализма. Например, Д.И.Шеголев и Н.И.Толстихин (1939, стр.53) считали, что наиболее благоприятными для циркуляции подземных вод являются сбросы в условиях растяжения, характерные для периферических частей складчатых зон, в отличие от внутренних частей, где преобладающая роль остается за тангенциальными усилиями, способствующими появлению сомкнутых и притертых трещин, играющих скорее роль водоупоров, преграждая пути движения воды. Этим можно объяснить закономерное размещение месторождений в периферических частях геосинклиналей, наблюдающееся в Центральном Казахстане (область сочленения Токрауского синклинория с более древними антиклинальными структурами) и в других местах (Темников и др., 1965). Имеется метод выделения областей растяжения земной коры в прежние геологические периоды (Щерба, 1970, стр.128). Разная степень водообильности наблюдается также для определенных систем трещин и в более крупном плане. Например, в Северном Приобьихье зоны северо-западного простирания имеют, сравнительно с северо-восточными, гораздо большую водонасыщенность (Джабасов, 1964).

### Выделение перспективных участков внутри перспективных площадей

Как было показано выше, наиболее перспективными площадями для обнаружения крупных гидротермальных месторождений являются палеоводообильные участки земной коры. Дальнейшая конкретизация перспективных участков должна вестись в соответствии с типом

полезного ископаемого. Нужно иметь в виду, что очень часто гудоносными являются наиболее поздние по времени образования массивы изверженных пород. При этом с гранитами будут связаны редкометалльные месторождения с различными типами гидротермально измененных пород (Боголепов, Кузнецова, Гуляев, наст. сборник), а с гранодиоритами почти всегда в сопровождении даек средних пород — медные месторождения с калишпатизацией (Боголепов, 1963), аргиллизацией, вторичными кварцитами (корнакинами по В.А. Соколову), пропилитами (Башкиров и др., 1969) и скарнами (Мирошниченко и др., 1960; Боголепов, 1966). Если в отношении источников рудного вещества доказана роль определенных стратиграфических горизонтов, то в первую очередь должны обследоваться те массивы изверженных пород, которые прорывают эти продуктивные отложения.

Очень важными представляются исследования по соотношению региональных и локальных метасоматически измененных пород.

Наиболее значительные, хотя и недостаточные, работы проведены по выявлению связи интенсивности региональных процессов зеленокаменного перерождения (или более высоких ступеней метаморфизма) вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород с наличием или отсутствием колчеданных (Василевский, 1968) и золоторудных (Ежряк, 1964; 1969; Алехин, наст. сборник) месторождений, ассоциирующихся с зонами локальных пропилитов, березитов и вторичных кварцитов. Здесь еще нужно обобщение материала.

Соотношение площадных и локальных процессов в пределах массивов изверженных пород изучено гораздо хуже.

В обобщающих работах по гранитам и продуктам их изменений (Белс и др., 1969; Говоров, 1964; Щерба и др., 1964) указывается, что существует четкий ряд развития площадных и локальных процессов изменений во времени: микроклинизация, альбитизация, грейзенизация и оруденение. Исходя из существующего мнения о том, что при ранних процессах происходит экстрагирование, а при поздних — отложение рудных элементов, можно сделать предположение о наличии прямой связи между интенсивностью проявления площадных изменений и масштабами локального отложения рудной минерализации в связи с грейзенами. Но это — идеализированная схема, т.к. по наличию или отсутствию площадных автосоматических изменений

еще нельзя судить о перспективе юсти того или иного массива на предмет присутствия в нем участков метасоматически измененных гранитов или зон грейзенизации с промышленным оруденением. Например, в Центральном Казахстане (Боголепов и др., 1968; Боголепов, Гриценко, 1969), в пределах гранитного массива Акчатау площадная микроклинизация и альбитизация практически не развиты, а оруденение и грейзенизация интенсивны. Или другой пример. В массиве Кызылрай калишпатизированные, а в массиве Бегазы альбитизированные граниты пользуются широким площадным распространением при слабом развитии или отсутствии локальных грейзенов и руды. Помимо этого, имеется обоснованное мнение (Левицкий и др., 1963, стр.53; Ставров и др., 1969), что так называемые апограниты возникали не метасоматически, а в магматический этап по пегматитовой модели. Все сказанное свидетельствует о том, что приведенного выше ряда последовательных процессов преобразования гранитов в природе не существует, а интенсивность локальных процессов не зависит от масштабов интенсивности региональных.

В ультрабазитах повсеместно развита серпентинизация, причем интенсивность ее проявления различна, что в целом является благоприятным фактором для использования его в поисковом деле. Например, (Воробьева и др., 1962) в пределах платиноносного пояса Урала степень серпентинизации понижается с юга на север. Однако, связи между интенсивностью региональной серпентинизации массивов и наличием в этих массивах месторождений хризотил- или антофиллит-асбеста с локальной околожильной серпентинизацией, тальк-карбонатных пород, лиственитов, нефритов или родингитов (хлогранитов) также не устанавливается. Более того, зачастую эти образования разорваны во времени имеют различные источники растворов и вещества (Еремеев и др., 1959; Кашкай, Аллахвердиев, 1965, стр.88; Колесник, 1966, стр.96; Боголепов, 1969).

Таким образом, исходя из этих еще немногочисленных примеров, отчетливо устанавливается, что в одних случаях генетическая и пространственная связь между площадными и локальными метасоматитами имеет место, а в других отсутствует. В этом направлении необходимы дальнейшие целеустремленные исследования и накопление фактического материала. А пока на перспективных площадях поиски

новых, в том числе и метасоматических, месторождений производятся обычными геолого-геофизическими методами.

### Локальные критерии

Для предварительной оценки неизученных выходов метасоматитов в пределах новых перспективных площадей или уже известных рудных полей, а также для определения степени разведанности изучавшихся рудных тел, необходимы достаточно точные критерии, с помощью которых станет возможным определение ориентировочной практической значимости того или иного конкретного метасоматического тела. Здесь так же, как и при выработке региональных критериев, важны теоретические построения, но главное значение в настоящее время пока еще имеют эмпирические закономерности, теоретическая расшифровка которых еще не проведена.

С основной причиной такого отставания теории является отсутствие полноценного фактического материала. Базой для теоретических и эмпирических выводов должны служить только полностью вскрытые на глубину и по флангам, детально и всесторонне изученные объекты. Так как большинство из них обладает асимметричной зональностью (надрудный, рудный и подрудный пояса), все исследования должны вестись в трех измерениях и по всем объемам метасоматита, а не на основе случайных пересечений, как это зачастую делается. Только такие кропотливые и долгосрочные исследования могут дать материалы для получения качественно новых выводов.

В настоящее время резко преобладают исследования традиционного абстрактно-временного направления, т.е. такого, когда на месторождении ведется изучение последовательности формирования минеральных парагенезисов или просто минералов в случайных точках наблюдений, итогом которого является составление абстрактных таблиц (схем) последовательности минералообразования. Такие исследования допустимы для перматитов и жил выполнения, где во всем их объеме происходил только один процесс — кристаллизация минералов из расплавов или насыщенных растворов. В метасоматических

телах, где практически все породообразующие и некоторые рудные элементы новообразованных минералов являются местными, а не привнесенными из гипотетического очага, составление таких асинхронных схем последовательности формирования метасоматита не отражает истинной картины, т.к. в одно и то же время, но в разных местах в каждом метасоматите происходили принципиально отличные типы процессов — процессы растворения и выноса вещества с одним набором новообразованных минералов и последовательностью их формирования и процессы отложения с совершенно иными минералами. При этом, на крупных месторождениях указанные процессы должны протекать не так, как на мелких. Учитывая сказанное и были выдвинуты два основных вопроса повестки дня настоящего Симпозиума (Есенов, и др. 1969, стр.3): 1) пространственное распределение фаций окolorудных измененных пород и места локализации промышленных концентраций полезных компонентов в пределах конкретных тел хорошо изученных месторождений; 2) признаки отличия рудных и безрудных метасоматических тел.

В деле оценки перспектив конкретных зон гидротермально измененных пород наиболее важными представляются четыре типа локальных критериев рудоносности: структурные, минералогические, текстурно-структурные и геохимические. Необходимо сразу же отметить, что многие из критериев разработаны недостаточно и поэтому главная цель их перечислений — привлечение внимания к затрагиваемым вопросам.

### Структурные критерии

I. Все области наиболее интенсивного протекания процессов локального метасоматоза, т.е. процессов, при которых, в противоположность региональному метаморфизму (тропосоматозу), происходит дифференциация вещества, вплоть до появления мономинеральных скоплений (Боголепов, 1970<sub>2</sub>), приурочены к участкам проявления интрузивного или экструзивного (в том числе и с эксплозивными брекчиями) магматизма. Поэтому гидротермально измененные по-

оды как поисковый признак имеют значение только вблизи очагов магматизма. К ним относятся грейзены, скарны, корнакины (вторичные кварциты), пропилиты, березиты, листвениты, гумбеиты, карбонатиты, мадеититы, нефриты и пр. При поисках месторождений в других районах гидротермальные изменения слабы либо вообще отсутствуют, и в поисковых признаках занимают очень скромное положение (Куденко, 1970). Не меняют этого представления и так называемые процессы доломитизации известняков, так как метасоматическими их называть нельзя — это преобразованные первично-осадочные доломиты (Боголепов, 1970<sub>1</sub>).

2. Массивы изверженных пород и вторичных кварцитов, с которыми связаны различные месторождения, часто располагаются в виде кольцевых структур, свидетельствующих о переходе территории в платформенный этап развития (Перскалина, 1963). Подобные структуры, в частности, характерны для Центрального Казахстана (Монич и др., 1960; Уколов, 1965; Авдеев, 1965; Зейлик, 1969). В пределах этих колец наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность в распределении оруденения, которую нужно учитывать при поисках (Лариц, 1967; Уколов и др., 1968; Боголепов, 1969<sub>3</sub>).

3. Практически все тела гидротермально измененных пород приурочиваются к экзо- и эндоконтактной частям массивов материнских изверженных пород, что являясь следствием участия подземных вод в формировании гидротермальных растворов. Тип месторождения (экзо-или эндоконтактный) зависит от формы кровли интрузии: с плоской или слабовыпуклой кровлей типа свода возникает эндоконтактные образования (грейзены, скарны), а с кровлей сложной формы — экзоконтактные (штокверки, в том числе и скарновые; корнакины). Эндоконтактные образования располагаются на склонах куполов и гребней, а экзоконтактные находятся над вершинными их частями (Боголепов, Кузнецова, Гуляев, наст. сборник).

4. Критерии определения вертикальной протяженности оруденения в пределах отдельных метасоматических тел разработаны недостаточно. Нам известны всего две работы (Радкевич, 1963; Боголепов, Кузнецова, Гуляев, наст. сборник), из которых следует, что в эндоконтактных месторождениях (грейзенах, некоторых скарнах) вертикальная амплитуда составляет 100-300 м, а в экзоконтактных — увеличивается до 1 км и более (редкометалльные штокверки, Березовское, Тырнауз). Главное значение здесь, видимо, имели

величины градиентов термодинамических параметров: чем резче они будут меняться в вертикальном направлении, тем менее выдержанным на глубину будет месторождение. Следовательно необходимо изучать температурные поля вокруг интрузий и время их существования по сравнению с временем формирования месторождения, величины геотермических градиентов и интенсивность тепловых потоков.

5. Морфологические особенности рудных тел месторождения в ряде случаев могут оказаться важным критерием степени оценки степени их эродированности и разведанности на глубину. Как было показано П.Ф.Иванкиным (1961), на колчеданных месторождениях Алтая часто возникают сложно ветвящиеся в направлении движения растворов тела. Подобная картина наблюдается также на грейзеновых и некоторых скарновых месторождениях (Боголепов, Кузнецова, Гуляев, наст. сборник; Хетчиков, 1960, стр.80; Пэк, 1962, стр.78). Снизу вверх меняется также и характер оруденения: в нижних частях тел (или их пучков) главным распространением пользуются вкрапленные текстуры, а по направлению вверх происходит увеличение роли прожилков и более крупных жил. Следовательно очень часто прожилки являются бескорневыми, что свидетельствует о местном их происхождении, а не возникновении их из более поздней порции раствора. В последнем случае должно было бы отмечаться телескопирование на всю вертикальную мощность метасоматита.

6. Следующим критерием, помогающим дать правильную предварительную оценку масштабов оруденения, что необходимо учитывать также и при разведке объекта, является существование определенных продуктивных уровней. Это особенно важно учитывать, если в пределах рудного поля имеется несколько куполов изверженных пород единого скрытого массива. В данном случае в связи с одним из них оруденение может быть эндоконтактным, а с другим — экзоконтактным, причем абсолютные отметки распространения оруденения в них будут примерно совпадать. Положение этих уровней, видимо, связано с распределением зоны равнапряженных пород в гравитационном поле земли. Однако этот вопрос еще мало разработан: известно всего две работы, касающиеся распределения оруденения на медно-порфировых и грейзеновых месторождениях (Башкиров, 1970; Боголепов, Гуляев, и др., 1971).

7. Пространственные соотношения метасоматитов и руд различны. Многочисленными исследованиями доказана справедливость схемы Х.М.Абдуллаева (1954, стр.235) не только для скарнов, но и для других формаций метасоматитов - вторичных кварцитов, грейзенов и т.п. Выделяется три типа метасоматитов: а) метасоматиты с сопутствующим, б) с отстающим и в) с наложенным оруденением. Для первого типа понятия метасоматит и руда однозначны, для второго - характерна приуроченность промышленных руд к определенным минеральным фациям метасоматитов<sup>х</sup>), а для третьего - отсутствие такой закономерности (руда может быть расположена как в метасоматитах, так и во вмещающих породах). Необходимо подчеркнуть, что даже в третьем типе все последовательно возникающие метасоматиты и руды связаны между собой. О геохимическом их единстве свидетельствует присутствие отдельных металлов в виде различных соединений и в различных количествах: на скарновых месторождениях олово, бериллий, мышьяк, кобальт, цинк, золото присутствуют в скарновых минералах в виде примеси, а позже отлагаются в виде четко индивидуализированных минералов (Абдуллаев, 1954, стр.237; Боглепов, 1962; Орлова, 1971).

В соответствии с типом оруденения в метасоматитах должны проводиться и оценочные работы для выявления крупных объектов. Однако в настоящее время до начала разведки мы еще, как правило, не можем сказать, будет ли на исследуемом объекте сопутствующий, отстающий или наложенный тип оруденения. Необходимо сравнительное изучение этих типов оруденения в пределах каждой формации околорудных измененных пород с целью выявления признаков для их различия.

Рассмотрим типы оруденения в различных формациях околорудных измененных пород.

Для скарнов известны все три типа оруденения. К месторождениям с сопутствующим оруденением относятся месторождения Тырнауз (Пэк, 1962) и Татихе (Хетчиков, 1960). Это относительно крупные, с большим вертикальным размахом оруденения, место-

---

х) - Термин "минеральная фация" здесь и далее по Н.И.Назов - нику (1964, стр.7).

рождения. По минеральному составу и текстурам руд указанные месторождения резко различны: первое из них вольфрам-молибденовое с тонкозернистыми рудами, а второе полиметаллическое с крупнокристаллическими оригинальными текстурами рудных скарнов. Глубины распространения оруденения значительны, причем на Гриннаузе выклинивание руд не установлено, а на Тетьхе (Гарбузов, наст.сборник) с глубиной количество рудных минералов в скарнах уменьшается, вплоть до полного исчезновения, а сами скарны не выклиниваются и прослежены ниже руд еще на 400 м. В месторождениях с отстающим оруденением рудная минерализация приурочивается к определенным фациям. В частности, на Турьинских месторождениях вся медная минерализация приурочена к пироксеновым скаернам (Норштейн, наст.сборник), а в пределах Курусайского полиметаллического рудного поля - к волластонитовым и пироксеновым скаернам (Тарасов, 1967, стр.173). Примеров скаернов с наложенным типом оруденения очень много. Здесь мы отметим лишь то, что в минералогически однотипном с Турьинскими рудниками месторождении Саяк I оруденение может локализоваться во всех типах скаернов и за их пределами, давая медно-порфировые руды с околожильной серицитизацией или калишпатизацией (Боголепов, 1962).

Во вторичных кварцитах (корнакинах) массивов Сокуркой и Архарлы руды приурочиваются к определенным минеральным фациям (Пучков, 1969; Нарсеев 1969<sub>г</sub>), а на медном Коунраде отчетливо пересекают вторичные кварциты (Соколов, Чевердин, 1969; Федорова и др., 1969).

Грейзеновые месторождения Казахстана в основном относятся ко второму типу оруденения. Вся руда в них приурочивается к определенным минеральным фациям, вернее к области перехода одной минеральной фации в другую (Боголепов, Маринкин и др., 1971; Боголепов, Кузнецова, Гуляев, наст.сборник), на месторождениях Акчатау и Майтасе - это области перехода кварц-топазовых грейзенов в расположенные ниже кварцевые, на Восточном Коунраде - рудная минерализация сосредоточена в области перехода кварц-мусковитовых грейзенов в нижележащие кварцевые, а нижняя граница оруденения отчетливо отбивается появлением зон альбитизации околоскварцевых грейзенов; в последних иногда возникает значительная пористость.

8. Наиболее полно критерии оценки практической значимости метасоматических тел разработаны для грейзенов и скарнов с ост-  
тающим оруденением. О грейзенах детальнее оказано в специальном  
докладе (Боголепов, Кузнецова, Гуляев, наст.сборник). Здесь же  
необходимо лишь указать, что выделение специфических особенностей  
подрудного, рудного и надрудного поясов в свое время позволило  
целенаправленно проводить разведку ныне почти полностью отрабо-  
танного месторождения Восточный Коунрад. Подобная закономерность  
была обнаружена нами также на месторождении Центральном, где на-  
чинается доразведка и получены первые положительные результаты  
по одному из основных грейзеновых тел месторождения. Выявлены  
были также закономерности размещения рудолокализирующих скарнов на  
Турбинских месторождениях (Коржинский, 1948; стр.108; Норштейн,  
наст.сборник) и в пределах Курусайского рудного поля Карамазара  
(Тарасов, 1967, стр.171).

9. Критерии определения масштабности оруденения метасомати-  
ческих тел разработаны пока только для грейзенов, да и то в незна-  
чительной степени. По данным автора, на месторождении Центральном,  
где имеются грейзеновые тела с различным содержанием полезных ком-  
понентов, отмечаются следующие закономерности. В слабооруденелых  
телах по сравнению с грейзенами, содержащими богатое оруденение,  
намечаются следующие особенности в отношении вертикальных ам-  
плитуд развития поясов: порудный пояс высокопористых кварцевых  
грейзенов в 3-5 раз больше надрудного кварц-топазового; мощност-  
рудного пояса (область перехода кварц-топазового грейзена в плот-  
ный кварцевый) по сравнению с общей мощностью тела занимает незна-  
чительную часть (1/10- 1/20). В крупных промышленных телах оруде-  
нения тем богаче, чем оно компактнее по вертикали и чем больше в  
их составе кварцевых грейзенов сравнительно с надрудными кварц-  
топазовыми (2:1 или 1:1).

10. Необходимо научиться различать тела с одно- и многояру-  
сным оруденением и выявлять специфику их формирования. Например,  
на ряде топазосодержащих грейзеновых месторождений (Боголепов,  
Кузнецова, Гуляев, наст.сборник) в вертикальном направлении выя-  
влено два резко различных по характеру своего образования и веще-  
ственного состава, рудных пояса, разделенных между собой безруд-

ными кварц-топазовыми грейзенами, имеющими вертикальную протяженность до 100-150 м.

### Минералогические критерии

I. Промышленная значимость исследуемого объекта по минеральному составу определена быть не может, т.к. состав в крупных и мелких месторождениях одной и той же формации в первом приближении идентичен. Изучая минеральный состав метасоматитов можно лишь ориентировочно определить какой из рудных элементов на исследуемом объекте будет основным, т.к. каждый из типов (формаций) локально-метасоматических образований содержит минералы определенных рудных элементов. В скарнах встречаются минералы Fe, Cu, Pb, Zn, W, Mn, Sn, Be, Bi, Au; в грейзенах Sn, W, Mo, Bi, Be, редко Cu, Pb, Zn, Au; во вторичных кварцитах (корнакинах) - Cu, Mo, Au, корунд, андалузит; в березитах - Au; в листовниках - Au, Hg и т.п. (Курек; 1954, Бородаевские, 1947; Кашкай и др., 1965). Как видим, для некоторых формаций метасоматитов список рудных минералов достаточно велик, но в их пределах отчетливо выделяются отдельные семейства. Например, в железо- и медьсодержащих скарновых зонах очень часто содержатся андрадитовые эндоскарны, эпидозиты, пироксеновые, актинолитовые и кварц-кальцит-хлоритовые породы; для редкометалльных скарнов характерна слабая андрадитизация первоначально глиноземистого эндоскарнового граната, часто присутствуют везувияновые породы и флюорит; на полметаллических объектах андрадитизация эндоскарнового граната также слабо развита, но широким распространением пользуются пироксеновые скарны и реже везувияновые породы (Боголепов, 1966). На грейзеновых месторождениях (Боголепов, Кузнецова, Гуляев, наст. сборник) выделяются три семейства: молибденоносные объекты отличаются простым (кварцевым и кварц-мусковитовым) составом минеральных фаций; в месторождениях с комплексным редкометалльным оруденением обычно отмечаются кроме перечисленных, также кварц-топазовые и разнообразные

исоминеральные фации; в борсодержащих грейзенах присутствует олово. Более дробного разделения не улавливается. Например, в бериллийсодержащих грейзеновых объектах могут отмечаться любые комбинации названных минеральных фаций грейзенов и рудных элементов.

2. Необходимо отметить, что само по себе наличие или отсутствие той или иной минеральной фации скарна или грейзена еще не свидетельствует об обязательном присутствии или отсутствии в рассматриваемом теле промышленных скоплений рудных минералов. Часто и с характерными метапомагматическими фациями метасоматиты могут быть совершенно безрудными, а порой отмечаются и иные закономерности. Например, на железорудном месторождении Ирису, где пироксеновые скарны и замещающие их магнетитовые руды развиваются по силикатным породам, находящимся в виде прослоев в известняках, эпидозиты — аккумуляторы алюминия, практически отсутствуют.

Причины отмеченной дифференциации рудного вещества как по формации, так и по семействам внутри последних еще во многом проблематичны. Можно предположить, что это связано с металлогенической специализацией магм, образованных за счет переплавления осадочно-метаморфических пород различного состава (Барсуков, 1964), а также с наличием в сфере действия растворов определенных горизонтов пород, обогащенных каким-либо рудным минералом. Особую роль в этом отношении должно играть изменение химизма растворов в зависимости от конкретной литологической обстановки.

### Текстурно-структурные критерии

Несмотря на то, что первоначальной формой возникновения новых минералов в локально-метасоматических образованиях являются псевдоморфозы замещения, реликтивно-псевдоморфные структуры в метасоматитах встречаются далеко не всегда. Часто мы видим и явно вернитные, перекристаллизованные их разновидности (Боголепов, 1961; 1969; Ланда, наст. сборник). Замечательным является то, что в рудовенных метасоматитах псевдоморфные структуры не устанавли-

ваются (Нечелюстов и др., 1961; Баклаев и др., 1969; Дымкин и др., 1969; Боголепов, 1969). Отсюда вывод - наличие реликтово-псевдоморфных структур не является благоприятным признаком и свидетельствует о малой перспективности исследуемого метасоматита. Однако здесь нужно иметь в виду следующие два обстоятельства. Во-первых, перекристаллизация - процесс более широкий, чем оруденения и не всегда, следовательно, зернистые метасоматиты являются рудами, хотя последние обычно находятся в перекристаллизованных метасоматитах. Первоначально зернистые метасоматиты от перекристаллизованных отличаются тем, что внутри кристаллов во втором случае обязательно имеются исходные мелкозернистые агрегаты минерала, а перекристаллизованной является только "рубашка". Во-вторых, в рудоносных метасоматитах псевдоморфные структуры также имеют место, но они приурочиваются к периферическим частям зон (как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях); поэтому незначительные выходы на поверхность псевдоморфных метасоматитов на глубине могут оказаться перекристаллизованными и оруденелыми. Таким образом, чем выше будет степень перекристаллизации метасоматитов, тем богаче будет рудное тело.

### Геохимические критерии

1. Около месторождений всегда имеются геохимические ореолы рассеяния рудных элементов, иногда очень больших размеров. Этот признак можно использовать в качестве мощного критерия рудоносности. Наибольший прогресс в этом отношении достигнут в деле разбраковки постороженных гранитных массивов рудоносного комплекса Центрального Казахстана на рудные и безрудные (Иванов и др., 1968; Иванова и др., наст. сборник).

2. Геохимические различия одних и тех же метасоматитов разных объектов могут служить критерием разбраковки на определенный тип полезного ископаемого. Например, по различию поведения рассеянного бериллия в грейзенах можно выделить перспективные на

рассматриваемый элемент объекты. По поведению рассеянного бериллия в процессе грейзенизации отчетливо выделяются две их группы. В одной из них содержание рассеянного бериллия в грейзенах равно его содержанию в исходном граните. Это свидетельствует о том, что при грейзенизации в данном случае условий для миграции бериллия не существовало. Подобный тип кривых характерен для безбериллиевых редкометальных месторождений. Во вторую группу входят бериллийсодержащие объекты. Характер распределения бериллия в них совершенно иной: в подрудных грейзенах содержания бериллия в сравнении с гранитами резко уменьшаются, а в рудном поясе имеются участки то с резко повышенным, то с пониженным его содержанием.

3. Сравнительное изучения геохимии минерализаторов ( фтора, хлора, углекислоты и серы) также может привести к интересным выводам. В частности, при присутствии в грейзенизирующих растворах хлоридного типа некоторого количества фтора резко усложняется состав грейзенов и рудная минерализация носит комплексный характер. При практическом отсутствии фтора метасоматиты по составу становятся более „ростыми и содержат существенно молибденовую рудную минерализацию. В распределении минерализаторов по ходу движения растворов (от подрудных к надрудным) также отмечаются определенные закономерности. Например, количества хлора и углекислоты в грейзенах Казахстана остаются примерно одинаковыми, во всех частях грейзеновых тел, входя в состав газово-жидких включений (на некоторых объектах в верхних частях тел наблюдается кальцит). Количество же фтора и серы по направлению движения растворов в метасоматитах все время возрастает, достигая максимума в верхних частях тел, при образовании кварц-топазовых грейзенов с постоянной вкрапленностью пирита.

#### Малоразработанные критерии

Очень важны исследования изменений оптических характеристик минералов переменного состава в зависимости от масштабов оруденения, а также изотопных соотношений элементов: обнаружение минерализации с высокими содержаниями тяжелых изотопов может сви-

детельствовать о перспективности оруденения на глубину (Белевцев и др.). Необходимо также расширить физические, геофизические исследования и изучение различия в составе минералов рудных и безрудных метасоматитов, о которых приводятся интересные материалы в опубликованном и публикуемом сборниках к настоящему Симпозиуму.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем сообщении сделана попытка собрать все материалы, касающиеся прикладной стороны изучения метасоматитов. Вполне вероятно, что имеется много улучшений, касающихся освещения состояния проблемы критериев обнаружения руд в метасоматитах, т.к. обширный поток литературы не позволяет ее полностью усвоить одним человеком. Нужны совместные усилия и целеустремленная работа коллективов. В целом отмечается, что выявление критериев рудоносности метасоматитов пущено на самотек, т.к. многие очень важные стороны рассматриваемой проблемы практически не исследуются, а основные теоретические работы ведутся в направлении создания ничего не дающих идеализированных абстрактных схем, имеющих слабое отношение к природе.

Чтобы двигаться вперед и в ближайшие годы дать геологам-поисковикам новое мощное орудие в работе, а нашей стране - новые крупные объекты и переоценить известные, необходимо выделить ведущую организацию и разработать общесоюзные мероприятия по совместному планомерному изучению, по единой программе, проблемы критериев рудоносности метасоматитов. Начало этому уже положено созывом настоящего Симпозиума. Идея его была выработана на Втором Всесоюзном совещании по метасоматизму при деятельном участии членов секции по метасоматизму при Совете по рудообразованию, среди которых прежде всего необходимо отметить наших старейших геологов проф. Н.И.Наковника и акад. Д.С.Коржинского, а также Ю.В.Казичина, Д.В.Рундквиста, В.А.Черепанова и В.А.Рудника; принимал в этом участие и автор настоящего сообщения.

КазИМС, Алма-Ата.

## К ТЕОРИИ ДИНАМИКИ ИЗОТЕРМИЧЕСКОГО ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО МЕТАСОМАТОЗА

Представления о динамике метасоматоза в качественной форме были высказаны рядом исследователей (Абдуллаев, Шахов, Пилипенко). Этот вопрос систематически исследовался Д.С.Коржинским (1968) аналитически в предположении о равновесном протекании процесса.

Существующие представления о динамике инфльтрационного метасоматоза можно уточнить и существенно развить, основываясь на неравновесном термодинамическом подходе к анализу процесса. Такое рассмотрение необходимо потому, что обобщенная теория метасоматоза должна учитывать не только гидродинамические и термодинамические факторы, регулирующие протекание процесса, но так же и типы химических реакций. В данной работе обсуждается только описание динамики инфльтрационного изотермического метасоматоза для случая постоянной скорости фильтрации раствора. Эти упрощения модели процесса позволяют в явном виде получить решения задачи динамики и таким образом указать основные особенности инфльтрационного метасоматоза для указанного предельного случая его развития.

### 1. Влияние типа химических реакций на характер развития метасоматической зональности

Если иметь в виду известные из изучения гетерогенных химических реакций механизмы элементарных актов замещения, то при протекании метасоматоза можно предполагать в качестве предельных случаев наличие двух типов замещений:

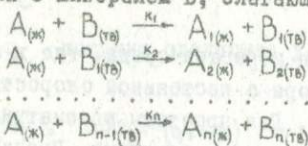
- а) процесс метасоматоза развивается при протекании парал-

тельных независимых реакций;

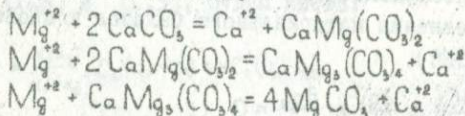
б) процесс метасоматоза развивается при наличии последовательных реакций.

Первый случай весьма подробно обсуждался ранее (Голубев, Гарибянц, 1968). Второй рассмотрен частично нами (1969) и более подробно обсуждается ниже. Основанием к его обсуждению в приложении к метасоматозу являются экспериментальные данные по кинетике гидротермального синтеза сложных силикатов и алюмосиликатов (Калинин, 1968). Судя по этим материалам, развитие последовательных реакций, видимо, характерно для процессов скарирования, образования грейзенов и т.п. В дополнение к уже исследованным моделям инфльтрационного метасоматоза рассмотрим описание его динамики для простейших схем последовательных реакций. Приведенные ниже решения задач оригинальные, поэтому они излагаются относительно подробно. Укажем эти схемы процесса:

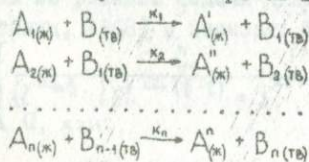
1. Пусть фильтруется раствор, который содержит компонент А, реагирующий с минералом В, слагающим породу, по схеме:



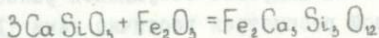
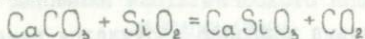
Метасоматическими реакциями такого рода может быть, например, замещение известняка магнезитом:



П. Пусть фильтруется раствор, содержащий вещества  $A_i (i=1,2,\dots,n)$ , который взаимодействует с минералом В породы по схеме:



Примером такого рода замещений может быть последовательность реакций при образовании известковых скарнов (Жариков, 1959).



Здесь  $K_i$  ( $i = 1, 2, \dots, n$ ) — константы скорости реакций компонента раствора А с минералом породы В, при которой образуется новый минерал  $B_i$ , а в раствор переходит компонент  $A_i$  ( $A^i$ ).

Найдем решение задачи динамики метасоматоза для указанных случаев.

а) Динамика метасоматоза при наличии реакций по схеме I

Пусть имеется однородная пористая среда, где в области  $x > 0$  наблюдается фильтрация раствора с постоянной скоростью  $u$  в направлении, принятом за ось  $x$ . Для простоты рассматривается изотермический поток с малым градиентом давления. Граница  $x = 0$  принята за область начала реакции. Решение данной задачи для случая протекания двух последовательных реакций можно получить путем использования уравнения материального баланса компонента А (Голубев, Гарисьянц, 1968).

$$\frac{\partial C_A}{\partial t} + u \frac{\partial C_A}{\partial x} + \frac{\partial q_1}{\partial t} + \frac{\partial q_2}{\partial t} = 0 \quad (I,1)$$

и уравнений кинетики реакций формирования  $B_1$  и  $B_2$ , которые можно записать в виде:

$$\frac{\partial q_1}{\partial t} = k_1 C_A (q_0 - q_1) - k_2 C_A q_1 \quad (I,2)$$

$$\frac{\partial q_2}{\partial t} = k_2 C_A q_1 \quad (I,3)$$

Здесь  $k_1, k_2$  — константы скоростей реакций;  
 $C_A$  — концентрация компонента А в растворе;  
 $q_1, q_2$  — концентрация минералов  $B_1, B_2$ ;  
 $q_0$  — начальная концентрация В (все концентрации выражаются в г на см<sup>3</sup> породы).

Начальные и граничные условия для рассматриваемого процесса могут быть записаны в виде:

$$\begin{cases} t=0, x>0, c=0, q_1=q_2=0, \\ x=0, t>0, c=C_0 \end{cases} \quad (I.4)$$

(исходная концентрация компонента А)

Для нахождения решения системы (I.3) — (I.4) при условиях (I.4) воспользуемся условием стационарности (Панченков, Лебедев, 1961), согласно которому скорость образования промежуточного минерала равна скорости его распада:

$$\frac{\partial q_1}{\partial t} = C \quad (I.5)$$

Тогда для  $q_1$  получим следующее уравнение:

$$q_1 = \frac{k_1}{k_1 + k_2} (q_0 - q_2) \quad (I.6)$$

Подставляя (I.6) в (I.3), будем иметь:

$$\frac{\partial q_2}{\partial t} = \frac{k_1 k_2}{k_1 + k_2} C_A (q_0 - q_2) = k C_0 (q_0 - q_2) \quad (I.7)$$

Решение системы (I.1) (I.5) (I.7) при условиях (I.4) можно заимствовать из решения задачи динамики химических реакций (Голубев, Гарибянц, 1968) и записать в виде:

$$c(x,t) = \begin{cases} \frac{C_0}{(e^{-k_2 q_0 t} - 1) e^{k C_0 (x-t)} + 1}, & x \leq ut \\ 0, & x > ut \end{cases} \quad (I.8)$$

$$q_2(x,t) = \begin{cases} \frac{q_0 [1 - e^{kC_0(\frac{x}{v} - t)]}{e^{kC_0(\frac{x}{v} - t) + kq_0 \frac{x}{v}} - e^{kC_0(\frac{x}{v} - t)} + 1}, & x_4 \leq x \leq x_5 \\ 0, & x > x_5 \end{cases} \quad (I.9)$$

На рис. I схематически представлено распределение веществ  $B$ ,  $B_1$ ,  $B_2$  вдоль  $x$  для фиксированного времени. Из рис. I видно, что формируются три зоны: передняя ( $x > x_4$ ) с минералом  $B$ ; промежуточная ( $x_0 < x < x_4$ ), содержащая минералы  $B$ ,  $B_1$ ,  $B_2$ ; и тыловая зона ( $x < x_0$ ) минерала  $B$ . Однако, данный вывод требует некоторого уточнения по следующей причине.

Пусть  $q_{min}$  - минимальная концентрация компонентов твердой фазы, которая еще может быть зафиксирована методами количественного анализа (для простоты полагает  $q_{min}$  одинаковой для всех компонентов). Из рис. I видно, что при учете  $q_{min}$  фактически имеем дело с образованием большого числа метасоматических зон: при  $x < x_1$  - зона  $B_2$  (I); при  $x_1 < x < x_2$  - зона  $B_1 + B_2$  (II); при  $x_2 < x < x_3$  - зона  $B + B_1 + B_2$  (III); при  $x > x_3$  - зона  $B$  (исходной породы IV). В зависимости от соотношения величин  $K_1, K_2$  может наблюдаться как указанная зональность, так и такая, при которой вторая и третья зоны меняются местами.

В частном случае, когда  $K_1 \gg K_2$ , будем иметь следующую зональность (без учета  $q_{min}$ ): при  $x < x_0$  - зона  $B_2$  (I); при  $x_0 < x < x_4$  - зона  $B_2 + B_3$  (II); при  $x > x_4$  - зона  $B$  (III).

Крутизна наклона концентрационных кривых  $q_1, q_2$  к оси  $x$  зависит от величины  $K = \frac{K_1 K_2}{K_1 + K_2} \left( \frac{1}{K} = \frac{1}{K_1} + \frac{1}{K_2} \right)$ .

Исследование функциональной зависимости (I.9) показывает, что предельный переход  $K \rightarrow \infty$  ( $K_1 \rightarrow \infty, K_2 \rightarrow \infty$ ) дает обрывной концентрационный фронт для  $q_2$ . Следовательно, при больших скоростях реакций возможно формирование резких границ между метасоматическими зонами. Подробнее этот вопрос обсуждается ниже.

Аналогично можно рассмотреть случай трех и более последовательных реакций. При этом характерной особенностью образующейся зональности является усложнение минерального состава средних зон метасоматической колонки по сравнению с крайними зонами.

б) Динамика формирования метасоматической зональности по схеме протекания последовательных реакций

Задача динамики метасоматоза для второй из указанных выше схем последовательных реакций решается, за исключением ряда моментов, аналогично первой. Ее решение разыскивается путем использования уравнения материального баланса (I.I) для вещества  $A_i$

( $i=1, 2, \dots, n$ ) и уравнения кинетики реакции с учетом вещества  $A_i$  :

$$\frac{dq_i}{dt} = k_{i-1} c_{i-1} q_{i-1} - k_{i+1} c_{i+1} q_i \quad (I.I0)$$

( $i=1, 2, \dots, n$ )

для условий рассматриваемого процесса:

$$\begin{cases} t=0, & x > 0, & c_i = 0, & q_i = 0, \\ x=0, & t > 0, & c_i = c_{i0} \end{cases} \quad (I.II)$$

( $i=1, 2, \dots, n$ )

Здесь:  $c_i$  - концентрация вещества  $A_i$  ( $г/см^3$ );  
 $q_i$  - концентрация В в  $г/см^3$  горной породы;  
 $c_{i0}$  - исходная концентрация  $A_i$

Решение будем искать для случая  $k_1 \gg k_2 \gg \dots \gg k_n$ , т.е. каждая последующая реакция протекает с меньшей скоростью, чем предыдущая. Для него можно предложить использовать при решении задачи принцип разобшенности в пространстве протекания последовательных реакций. Этот принцип заключается в следующем. Поскольку  $k_j > k_{j+1}$  ( $j=1, 2, \dots, n$ ), то образование минерала  $B_j$  протекает быстрее, чем его расходование. Ко времени, когда  $B_j$  в рассматриваемой точке  $x$  среды полностью заместит  $B_{j-1}$ , минералы  $B_{j-1}, B_{j-2}, \dots, B_n$  еще не успеют образоваться. Тогда можно считать, что скорость  $j$ -реакции не зависит от протекания всех остальных

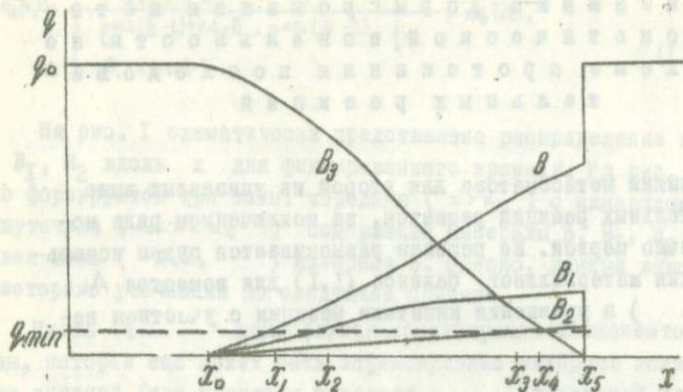


Рис. 1. Схема распределения веществ для фиксированного времени.

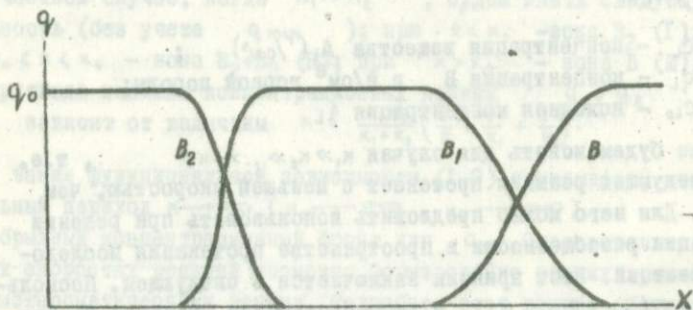


Рис. 2. Схема распределения концентраций веществ при последовательных реакциях.

ных реакций. Это означает, что в фиксированный момент времени в точке  $x$  среды не может протекать более, чем одна из всех последовательных реакций, или что каждая из  $n$  - реакций протекает пространственно разобщенно в разных точках среды.

Профили концентраций для  $B$  и  $B_T$  найдем следующим способом. Если положить  $l = l$ , уравнение кинетики примет вид:

$$\frac{\partial q_1}{\partial t} = k_1 c_1 (q_0 - q_1 - q_2 - \dots - q_n) - k_2 c_2 q_1 \approx k_1 c_1 (q_0 - q_1) \quad (I.12)$$

где  $q_0$  - исходная концентрация в породе  $B$ .

Приближенное равенство (I.12) справедливо благодаря принципу пространственной разобщенности последовательных реакций<sup>x)</sup>. Решение системы (I.1) (при условии  $\frac{\partial q_2}{\partial t} = 0$ ) (I.12) при условиях (I.4) можно заимствовать из решения задачи динамики химических реакций (Голубев, Гарибянц, 1968).

Для  $q_1(x, t)$  решение имеет вид:

$$q_1(x, t) = \begin{cases} q \frac{[1 - e^{-k_1 c_{10}(\tilde{h} - t)]}}{e^{k_1 c_{10}(\tilde{h} - t) + k_1 q_0 \tilde{h}} - e^{-k_1 c_{10}(\tilde{h} - t)} + 1}, & x \leq ut, \\ 0, & x > ut \end{cases} \quad (I.13)$$

Это решение характеризует распространение переднего фронта зоны, где образуется минерал  $B_T$ .

Поскольку содержание  $B$  в среде определяется как  $q_B = q_0 - q_1$ , то распределение концентрации вещества  $B$  определяется следующей зависимостью:

$$q_B(x, t) = \begin{cases} \frac{q_0 e^{-k_1 c_{10}(\tilde{h} - t)}}{e^{k_1 c_{10}(\tilde{h} - t) + k_1 q_0 \tilde{h}} - e^{-k_1 c_{10}(\tilde{h} - t)} + 1}, & x \leq ut \\ 0, & x > ut \end{cases} \quad (I.14)$$

x) В выражении для скорости образования вещества  $B$ ,  $\frac{\partial q_1}{\partial t}$  не входят концентрации других минералов ( $q_2, q_3, \dots, q_n$ ) и константы скоростей остальных реакций.

Концентрационный профиль вещества В находим аналогичным способом — путем решения уравнения материального баланса уравнения кинетики:

$$\frac{\partial q_2}{\partial t} = \kappa_2 C_2 (q_0 - q_2) \quad (I, I5)$$

Решение имеет вид:

$$q_2(x, t) = \frac{q_0 [1 - e^{\kappa_2 C_2 (x/t - t)}]}{e^{\kappa_2 C_2 (x/t - t) + \kappa_2 q_0 x/t} - e^{\kappa_2 C_2 (x/t - t)} + 1} \quad (I, I6)$$

Это уравнение также как и (I.13) характеризует только передний фронт концентрационного профиля минерал В<sub>2</sub>. С использованием (I.16) находится форма заднего фронта зоны минерала В<sub>1</sub>, учитывая, что во фронте выполняется условие  $q_1(x, t) + q_2(x, t) = q_0$ .

Имея это в виду, полное решение для  $q_1(x, t)$  можно записать в следующей форме:

$$q_{1i}(x, t) = \begin{cases} \frac{q_0 e^{\kappa_2 C_2 (x/t - t)}}{e^{\kappa_2 C_2 (x/t - t) + \kappa_2 q_0 x/t} - e^{\kappa_2 C_2 (x/t - t)} + 1}, & x < x_1 \\ \frac{q_0 [1 - e^{\kappa_1 C_1 (x/t - t)}]}{e^{\kappa_1 C_1 (x/t - t) + \kappa_1 q_0 x/t} - e^{\kappa_1 C_1 (x/t - t)} + 1}, & x_1 < x < ut, \\ 0, & x > ut \end{cases} \quad (I, I7)$$

Здесь  $x_1$  — граница области, где начинается формирование зоны с минералом В<sub>2</sub>.

Общее решение задачи запишется в виде:

$$q_i(x, t) = \begin{cases} \frac{q_0 e^{\kappa_{i+1} C_{i+1,0} (x/t - t)}}{e^{\kappa_{i+1} C_{i+1,0} (x/t - t) + \kappa_{i+1} q_0 x/t} - e^{\kappa_{i+1} C_{i+1,0} (x/t - t)} + 1}, & x < x_i \\ \frac{q_0 [1 - e^{\kappa_i C_{i,0} (x/t - t)}]}{e^{\kappa_i C_{i,0} (x/t - t) + \kappa_i q_0 x/t} - e^{\kappa_i C_{i,0} (x/t - t)} + 1}, & x_i < x < x_{i-1}, \\ 0, & x > x_{i-1} \quad (i = 1, 2, \dots, n-1) \end{cases} \quad (I, I8)$$

Здесь  $x_i, x_{i-1}$  — координаты  $i$  — зоны

На рис.2 схематически показано распределение концентраций, которые получаются из приведенных выше решений. Видно, что в случае протекания последовательных реакций в колонке, наблюдается развитие мономинеральных зон (при замещении мономинеральной породы), между которыми имеются области (подзоны) биминеральных парагенезисов. Поскольку  $\kappa_i > \kappa_{i+1}$ , то в каждой зоне передний фронт более размыт, чем задний. Известно, что во многих случаях при скарировании известняк образуются мономинеральные зоны с резкими границами, где линейный размер граничных подзон стремится к нулю. Рассмотрим этот предельный случай.

Пусть скорости реакций весьма велики ( $\kappa_i \rightarrow \infty$ ), тогда вместо (I.18) получим:

$$q_i(x,t) = \begin{cases} 0, & t < \left(1 + \frac{q_{i0}}{C_{i0}}\right) \frac{x}{u}, \\ q_{ol}, & \left(1 + \frac{q_{i0}}{C_{i0}}\right) \frac{x}{u} < t < \left(1 + \frac{q_{i+1,0}}{C_{i+1,0}}\right) \frac{x}{u}, \\ 0, & t > \left(1 + \frac{q_{i+1,0}}{C_{i+1,0}}\right) \frac{x}{u} \end{cases} \quad (\text{I.19})$$

Из (I.19) следует, что образующиеся реактивные фронты метасоматических зон, которые перемещаются в породе с постоянной скоростью:

$$v_i = \frac{u}{1 + \frac{q_{ol}}{C_{ol}}} \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (\text{I.20})$$

На основе (I.19) и (I.20) найдем закон изменения линейного размера  $i$ -зоны по времени:

$$\lambda_i = v_i t - v_{i+1} t = ut \left( \frac{C_{i0}}{C_{i0} + q_{i0}} + \frac{C_{i+1,0}}{C_{i+1,0} + q_{i+1,0}} \right) \quad (\text{I.21})$$

Следовательно, линейный размер  $i$ -зоны пропорционален времени фильтрации раствора.

Когда последовательные реакции протекают со сравнительно высокими скоростями, пространственная разобщенность реакций не имеет ме-

ста. Картина зональности значительно усложняется, поэтому перестает выполняться правильно о содержании в каждой зоне одного метасоматического минерала. При одновременном протекании двух независимых последовательных реакций, картина будет иной. Этот случай требует специального рассмотрения.

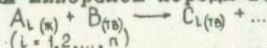
Коротко отметим основные свойства метасоматических колонок, вытекающие из рассмотрения динамики процесса с учетом различных типов химических реакций.

Общим свойством рассмотренных моделей инфильтрационного метасоматоза является последовательное возникновение зон в метасоматической колонке. Характер развития зон определяется типом химических реакций и их скоростями.

При протекании последовательных реакций первой возникает зона, формирование минералов которой отличается максимальными из возможных при данных условиях константами скоростей химических реакций. Эта зона в сформировавшейся метасоматической колонке будет передовой. Образование тыловой зоны колонки связано с минимальными среди возможных константами скоростей химических реакций.

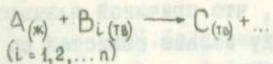
Учитывая полученные результаты, мы в вопросе описания динамики развития зон в метасоматической колонке при наличии последовательных реакций присоединяемся в ряде случаев к прежним представлениям (Абдуллаев, Пилипенко, Шахов) о последовательном характере их развития. Резюмируя полученные результаты и найденные одним из нас ранее (Голубев, Гарибянц, 1968) легко показать, что из учета типа химических реакций можно предполагать три предельных случая в отношении метасоматической зональности:

1. При параллельных независимых реакциях компонентов раствора  $A_l$  с одним минералом породы В:



возникает зональность, где при переходе от одной зоны к другой в направлении фильтрации раствора количество минералов в простейшем случае убывает на единицу. Примером такого рода метасоматических процессов могут быть некоторые случаи при формировании колчеданных месторождений (Смирнов, 1968).

2. В случае взаимодействия одного компонента раствора с  $n$  - минералами породы при параллельных реакциях



будет наблюдаться зональность, обратная указанной выше. Количество минералов от зоны к зоне в направлении фильтрации раствора в простейшем случае возрастает на единицу. Видимо, подобного рода явления обычны при процессах "выщелачивания". Данный результат аналогичен полученному Д.С.Коржинским (1968) при использовании качественной концепции "фильтрационного эффекта".

3. Наконец, рассмотренные в данной работе случаи протекания последовательных реакций раствора с породой приводят к более сложным зависимостям. Мы показали, что передние и тыловые зоны здесь могут иметь более простой минеральный состав, чем области их сопряжения. Теория предсказывает возможность появления мономинеральных зон с обрывными фронтами.

Из изложенного следует, что зональность по Д.С.Коржинскому является частным случаем проявления различных типов химических реакций при развитии метасоматоза. Можно указать достаточно много случаев отклонения строения метасоматических колонок даже для примеров, исходя из которых строилась его теория. Например, для магнезиальных скарнов указывается правило (Жариков, 1965) уменьшения числа минералов от внешних зон к внутренним. В действительности оно выполняется обычно лишь для внешних зон колонки. Если также учесть, что по видимому магнетит в них является более поздним минералом, то частота реализации этого правила будет еще меньше. Случай формирования колонок магнезиальных скарнов, подобных месторождению "Леспромхозному" (Синяков, 1967), эта теория объяснить не может.

В отношении строения метасоматических колонок известковых скарнов можно указать то же самое. Здесь указанное правило выполняется еще реже, чем в случае магнезиальных скарнов. Чтобы убедиться в этом, достаточно просмотреть типы метасоматических колонок, которые приводятся в описаниях скарновых месторождений (Жариков, 1959; Дымкин, 1963).

Рассмотрение характера фронтов между зонами в метасоматической колонке так же заставляет нас отказаться от трактовки разности границ только вследствие влияния неоднородной проницае-

мости породы. Выше было показано, что причиной размытости границ между зонами и возникновения между зонами областей со смешанными минеральными парагенезисами является в первую очередь конечная скорость гетерогенных химических реакций.

В заключение необходимо подчеркнуть, что предложенное описание динамики метасоматоза является развитием и уточнением качественных результатов его изучения, полученных Д.С. Коржинским (1968) при привлечении для этих целей физико-химического анализа парагенезисов минералов. Они стали возможны также благодаря четкой формулировке им моделей процесса по типам конвективной диффузии и характеру взаимодействующих подсистем. Существенной базой для обсуждения динамики процесса являются также известные его качественные построения о динамике протекания процесса метасоматоза.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как было показано, изучение динамики метасоматических процессов возможно лишь при учете кинетики химических реакций, протекающих между породой и раствором. Решения задачи динамики метасоматоза для некоторых предельных схем его протекания показывают последовательное формирование зон в метасоматической колонке при протекании последовательных реакций и одновременное формирование зон в случае параллельных реакций, а также предсказывают различные типы зон и границ между ними.

ВИМС, Москва

ИГ и Г СО АН СССР, Новосибирск

АВТОМЕТАСОМАТОЗ В ГИПАБИССАЛЬНЫХ ПОРФИРОВЫХ ИНТРУЗИВАХ  
СУБЭКСТРУЗИВНОГО ОБЛИКА И СВЯЗЬ С НИМ  
ОРУДЕНЕНИЯ

В случае отделения из глубинной магматической камеры расплава, насыщенного рудоносными флюидами (представляющего собой по существу "расплав-раствор"), и становления его в гипабиссальных зонах, процессы рудообразования и автометаморфизма существенно отличаются от таковых, происходящих в глубинных или поверхностных условиях. При резком падении давления и температуры происходит скачкообразное (взрывообразное) фазовое расслоение системы, которое часто сопровождается формированием магматогенных брекчий и дистилляцией флюидов почти непосредственно на уровне становления интрузива (Иванкин, 1962, 1965). В результате этого автометасоматов формирующихся интрузивных пород, гидротермальные изменения вмещающих пород и рудоотложение сближаются или даже совмещаются во времени и в пространстве. Наиболее ярко эти процессы проявляются во фронтальных (аникальных) частях интрузивов, где насыщенность магматического расплава рудоносными флюидами особенно велика.

Высказанные положения рассмотрим на примере двух разнотипных месторождений из различных районов Союза.

Ново-Золотушинское колчеданно-полиметаллическое  
месторождение (Рудный Алтай)

Здесь среди толщ средне- и верхнедевонских вулканогенно-осадочных пород развит весьма сложный по форме, наклонный, многоярусный интрузив альбитофиров (рис.1). Главное тело его, приуроченное к крутопадающему разлому, имеет плитообразную форму, мощностью в 150-180 м, и вытягивается в субширотном направлении

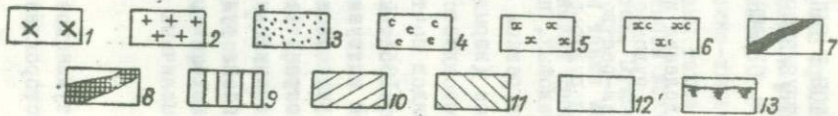
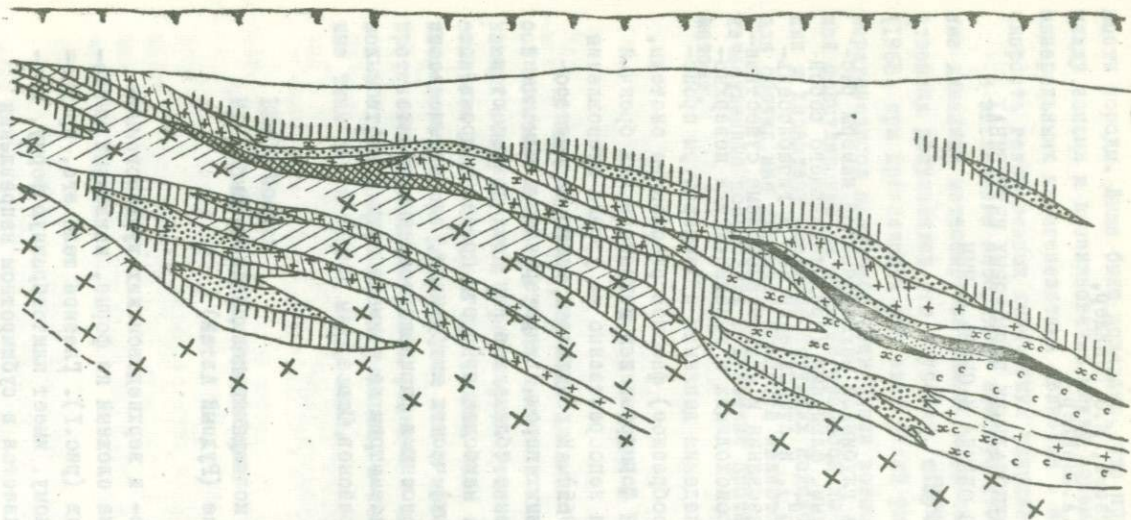


Рис. I. Идеализированный продольный разрез Ново-Золотушинского порфирового интрузива.

I - ранние интрузивные альбитофиры; 2 - поздние интрузивные альбитофиры; 3 - минерализованные магматогенные (эруптивные и explosивно-гидротермальные) брекчии; 4 - серицитолиты (гидротермалиты, существенно серицитового состава с подчиненным количеством хлорита, кварца, карбонатов, сульфидов и других минералов); 5 - хлоритолиты (гидротермалиты, существенно хлоритового состава с подчиненным количеством серицита, кварца, карбонатов, сульфидов и других минералов); 6 - хлорит-серицитовые гидротермалиты (возникают при пространственном совмещении гидротермалитов ранней и поздней субфаз); 7 - сплошные колчеданно-полиметаллические руды кристаллически-зернистого строения (первый рудный этап); 8 - сплошные колчеданно-полиметаллические руды метаколлоидного строения (второй рудный этап); 9 - зоны гидротермальных изменений вмещающих вулканогенно-осадочных пород среднего и верхнего девона (серицитизация, хлоритизация, окварцевание, карбонатизация, пиритизация); 10 - аэлометасоматическая серицитизация ранних интрузивных альбитофиров; 11 - аэлометаморфическая хлоритизация поздних интрузивных альбитофиров; 12 - вмещающие вулканогенно-осадочные породы среднего и верхнего девона; 13 - глины и суглинки кайнозойского возраста.

(вкредсг простираения вмещающих пород) на 1000-1200 м. От главного тела интрузива ответвляются многочисленные межпластовые апофизы, основная масса которых концентрируется в его апикальной части и над его гребнем, где особенно интенсивно развиты серии межслоевых срывов. На западе участка месторождения главное тело интрузива и некоторые его межпластовые апофизы выходят на эрозионный срез под чехол рыхлых отложений. В целом интрузив погружается на восток под углом 20-40°, согласно с вмещающими породами, уходя на неразбуренную глубину.

Тело интрузива складывается двумя разновидностями пород: ранними и поздними альбитофирами, которые рассматриваются как продукты различных субфаз единого магматического процесса (Шнайдер, Астафьев, 1965). Ранним альбитофирам принадлежит ведущая роль: ими складывается главное тело интрузива и большинство межпластовых апофиз. Поздние альбитофиры количественно резко подчинены. Они развиваются в виде различных по мощности жил или же слагают маломощные межпластовые залежи, концентрируясь в основном над гребнем главного тела интрузива и в его апикальной и фронтальной частях.

Рудная зона месторождения по существу совпадает с областью развития поздних интрузивных альбитофиров. Она характеризуется мощными ореолами гидротермальных изменений вмещающих пород, среди которых залегают многочисленные тела гидротермалитов (серицитолитов, хлоритолитов и пород серицит-хлоритового состава), магматогенных (аруптивных и эксплозивно-гидротермальных) брекчий и различных по масштабам тел сплошных брекчиевидно-гнездово-укрепленных и штокверковых сульфидных р.д.

Породы Ново-Золотушинского интрузива подвержены различным изменениям, выражающимися с одной стороны в их автометаморфизме, а с другой стороны - в их гибридизме. Явление гибридных изменений альбитофиров развиты лишь в маломощных зонах эндоконтактов, играют второстепенную роль и в данной статье не рассматриваются.

Автометаморфические изменения альбитофиров проявлены весьма активно. При этом намечается вполне отчетливая зональность в интенсивности их распределения: ядерные части главного тела и наиболее мощных апофиз процессами автометаморфизма почти не

затронуты; по мере приближения к контактам интрузива степень аутометаморфических изменений альбитофиров возрастает; наибольшей интенсивности изменения достигают в фронтальной и апикальной частях главного тела и особенно — в маломощных апофизах интрузива (рис. I).

Аутометаморфические изменения продуктов различных субфаз интрузии проявлены по разному. Ранним альбитофирам присуща аутометаморфическая серицитизация. Особенно интенсивно этот процесс проявлен в апикальной и во фронтальной частях главного тела интрузива, а также в его маломощных апофизах. Здесь зачастую можно наблюдать, как при возрастании степени аутометаморфической серицитизации ранние альбитофиры постепенно переходят в серицитолиты подобные таковым на Лениногорском рудном поле (Курек, 1954). Они как правило содержат вкрапленность сульфидов (пирита, халькопирита, сфалерита и др.), местами довольно обильную, переходящую в сплошные сульфидные руды кристаллически-зернистого сложения. Высокая степень серицитизации и сульфидизации свидетельствует о богатстве магмы в первую субфазу интрузии во.ой, калием, глиноземом, халькофильными элементами.

Поздние интрузивные альбитофиры как правило в различной степени подвержены аутометаморфической хлоритизации. Причем, нередко они постепенно переходят в тела хлоритолитов, аналогичные хлоритолитам Лениногорского (Курек, 1954), а также некоторых других месторождений Рудного Алтая (Орловского, Зыряновского). Хлоритолиты почти всегда густо импрегнированы сульфидами. При пространственном совмещении хлоритолитов с серицитолитами формируются породы серицит-хлоритового состава.

Характерно, что цемент части магматогенных брекчий (эксплозивно-гидротермальных) имеет также существенно хлоритный, местами хлорит-сульфидный состав. Сульфиды в хлоритолитах и в цементе брекчий нередко образуют участки сплошных руд метакolloидного строения, в которых наряду с обломками ранних альбитофиров, серицитолитов и вмещающих вулканогенных и осадочных пород, в изобилии встречаются обломки кристаллически-зернистых сульфидных руд.

Столь высокая степень аутометаморфической хлоритизации и

сульфидизации свидетельствует о богатстве поздних порций магмы водой, магнием, железом и халькофильными элементами.

### Оловорудное месторождение Восточного Забайкалья

Месторождение расположено на стыке Агинской верхнепалеозойской геоструктурной зоны с мезозойской угленосной депрессией. Интрузивные образования, с которыми генетически связывается рудная минерализация, представлены верхнеурскими лейкократовыми гранитами, выступающими в виде небольшого штока, и сложным по форме телом кварцевых порфиров.<sup>х)</sup> Вмещающими породами являются терригенные отложения карбона, габбро-диориты, диоритовые порфириты, плагиограниты и реже гипербазиты верхнего палеозоя. В апикальной части штока гранитов, обрамленного зоной роговиков, проявлены грейзены с вольфрамовой и бериллиевой минерализацией, детально охарактеризованные О.Д.Левицким (1964). Кварцевые порфиры расположены восточнее штока гранитов. По форме представляют асимметричный наклонный дололит, осложненный многочисленными клиновидными и дайкообразными апофизами.

Наиболее крупный западный выступ дололита (фронтальная часть) полностью превращены в брекчии, окаймленные полосой 5-40 м более крупнозернистых кварцевых порфиров П. к которым и приурочены метасоматические изменения и рудная минерализация (рис.2). До глубины 150 м сульфиды почти полностью окислены, а околожильная зона дезинтегрирована и выщелочена, поэтому о характере проявления гидротермального метасоматоза мы можем судить только по отдельных фрагментам.

Автометасоматоз проявился в той или иной степени повсеместно, но следы его сохранились только в кварцевых порфирах I. Щелочной метасоматоз развит довольно слабо и выражен в замещении альбитом вкрапленников олигоклаза, калиевого полевого шпата и частично основной массы. В каемке зерен альбита отмечаются флюорит, топаз

---

х) По мнению М.Г.Петровой и П.Т.Белова (1966) кварцевые порфиры характеризуются как гипабиссальные интрузивы.

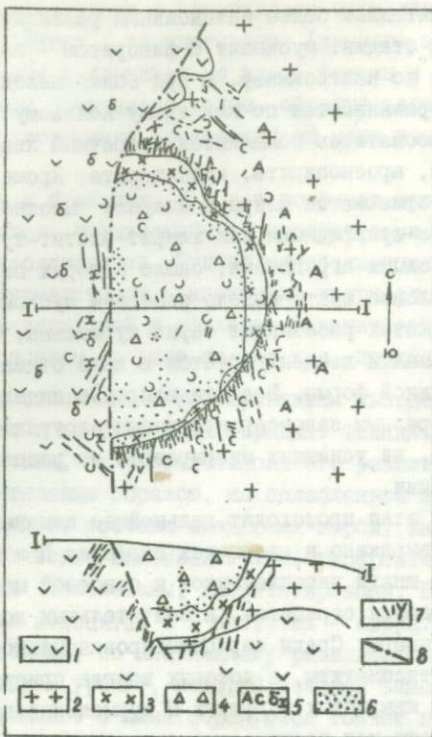


Рис.2. Схема строения брекчиевого тела участка Сопки Большой.

I - Верхнепалеозойские габбро-диабазы, диоритовые порфиры и пр.; 2 - Верхнеюрские кварцевые порфиры I; 3 - кварцевые порфиры II; 4 - explosive breccias; 5 - альбитизация, серицитизация, биотитизация, хлоритизация и др.; 6 - зоны площадной турмалинизации; 7 - кварц-турмалиновые прожилки и жилы; 8 - меридиональный разлом.

ч серицит. Значительно более интенсивным развитием пользуются продукты кислотной стадии: мусковит с флюоритом - по биотиту; серицит, кварц и топаз - по плагиоклазу, а при более далеко зашедшем процессе, серицит развивается по калиевому полевому шпату и топазу. Среди этих метасоматитов появляются вторичный кварц и редкие вкрапления пирита, арсенопирита, касситерита. Кроме того, в кварцевых порфирах I отмечаются шпир и миаролы выполненные серицит - турмалин-флюорит-сульфидными или хлорит-биотит-турмалин-касситерит-арсенопиритовыми агрегатами, около которых породы более крупнозернисты и полевые шпаты нацело замещены мусковитом и серицитом. Среди них появляются рассеянные зерна турмалина, топаза и сульфидов. Иногда турмалин концентрируется в виде отдельных гнезд, часто сложной древовидной формы. Все эти шпировые выделения, очевидно, являются своеобразным законсервированным экстрактом летучих и рудных компонентов, не успевших мигрировать из расплава в процессе его кристаллизации.

В следующий этап происходит дальнейшее изменение пород, особенно это ярко выражено в кварцевых порфирах II и брекчиях. В этих породах полевые шпаты вкрапленников и основной массы участками полностью замещаются серицитом, в значительных количествах развивается вторичный кварц. Среди серицитизированных пород развиваются турмалиновые метасоматиты, в которых всегда присутствует гистерогенный кварц. В кварцевых порфирах II турмалинизация проявлена в виде вкрапленности или тонких линз и прожилков. Обычно турмалин развивается на стенках пустот выщелачивания в виде пучков радиально-лучистых агрегатов и на концах таких пучков, в центре пустот, иногда появляется флюорит или касситерит. В брекчиях кварц-турмалиновые метасоматиты развиты преимущественно вдоль контакта брекчиевого тела (рис.2) в виде довольно крупных сплошных зон, полос, гнезд, а также прожилков. В отдельных местах образуются сливные кварц-турмалиновые агрегаты криптокристаллической структуры, иногда с включениями зерен касситерита и альбита. Обычно же турмалин развивается только по полевым шпатам и серициту. Непосредственно с кварц-турмалиновыми метасоматитами тесно ассоциирует касситерит, проявляющийся в виде прожилков, рассеянной вкрапленности, друзо-видных "выпот" на стенках пустот или относительно крупных гнезд

довых скопленій в ассоциации с кристаллами турмалина и кварца.

В кварцевых порфирах I серицитизация (данного этапа) и турмалинизация проявляются исключительно вдоль трещин и преимущественно в зоне контакта с брекчиевым телом, образуя характерный турмалиновый штокверк, постепенно исчезающий по мере удаления от контакта.

Еще позже, как в брекчиях, так и в порфирах проявился около-трещинный метасоматоз, выразившийся в окварцевании, частичной карбонатизации и каолинизации. Рудная минерализация представлена касситерит-пирит-турмалиновой, касситерит-кварц-флюоритовой, касситерит-галенит-сфалеритовой и сфалерит-галенитовой ассоциациями, проявленными, в основном, в виде мелких жил, прожилков и гнезд.

Все процессы, связанные с формированием кварцевых порфиров и брекчий, проявились и во вмещающих породах. Флюиды, отторгавшиеся из магматического тела, на разных этапах его развития, проникали в боковые породы, главным образом, по ослабленным зонам и трещинам и, в зависимости от состава вмещающих пород, вызвали соответствующие метасоматические изменения. Так, гипербазиты и серпентиниты в зонах смятия метаморфизованы, хлоритизированы. В них проявляется обилие прожилков кальцита, а в пустотах - кварц. В габбро-диабазе, на ранних этапах, по плагиоклазу развиваются биотит, альбит, эпидот; по пироксену - уралит, который позднее замещается биотитом и хлоритом. Одновременно с ними образуются тонкие прожилки хлорита, эпидота и актинолита, а в зонах перетирания по габбро-диабазам возникли тремолит-эпидот-серицитовые породы. По диоритовым порфиритам в участках дробления образуются кварц-хлорит-серицитовые и турмалин-кварцевые с хлоритом породы. Плагиограниты в таких зонах превращены в кварц-мусковитовые метасоматиты и пронизаны прожилками кварца, иногда хлорита и альбита. Все эти метасоматиты, как правило, сопровождаются вкраплениями рудных минералов, особенно пирита и арсенопирита. По трещинам развиваются прожилки и отдельные небольшие жилы касситерит-кварц-хлоритового, кварц-флюоритового состава, пирит-арсенопиритового, касситерит-сульфидного состава.

Если рассматривать распределение различных метасоматитов и рудной минерализации в пространстве, то намечается следующая картина. Метасоматиты щелочной и ранней кислотной стадии спорадически

развиты почти повсеместно в кварцевых порфирах I. Более поздняя серицитизация, окварцевание и турмалинизация получили площадное развитие в брекчиях и обрамляющих их кварцевых порфирах II, наиболее интенсивно в эндоконтактной зоне брекчиевого тела. Здесь же отмечается повышенная концентрация рудного вещества, причем касситерит-кварцевая и касситерит-кварц-турмалиновая ассоциация преимущественно развиты в брекчиях, особенно в турмалинизированных зонах, а сульфидная — по периферии — в габбро-диабазам, диоритовых порфиритах и кварцевых порфирах.

Все эти данные с определенной степенью достоверности позволяют предположить, что флюиды мигрировали из "камеры", где образовалось брекчиевое тело, т.е. основным источником рудного вещества и метасоматизирующих растворов являлась фронтальная часть интрузива кварцевых порфиров. Именно относительно этой камеры (брекчиевого тела) проявилась и рудная зональность, однако часть рудного вещества, особенно сульфидообразующего, очевидно, привнеслась из глубинных источников. Об этом свидетельствует ясно выраженный структурный контроль в распределении руд сульфидных ассоциаций, развитых в брекчиях.

## В В В О Д Ы

Подводя общий итог, можно подчеркнуть, что образования, подобные описанным, известны также и на ряде других месторождений Рудного Алтая и Забайкалья, Урала, Дальнего Востока и других районов Союза, а также на некоторых зарубежных месторождениях. Важными отличительными чертами их являются магматогенные (эруптивные, эксплозивно-гидротермальные) брекчии и интенсивный альтоматоз порфировых пород, сопровождаемый формированием тел гидротермалитов. Эти признаки могут в известной степени, наряду с другими, служить поисковым критериями на руды различных металлов, генетически связанные с малоглубинными порфировыми интрузиями.

ЗабНИИ, Чита.

О СВЯЗИ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТИЗМА  
И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Перекристаллизация<sup>х)</sup> играет существенную роль в образовании многих природных минеральных агрегатов. Как показано А.Н.Заварицким, Д.С.Коржинским, Д.П.Григорьевым, С.М.Курбатовым, В.Д.Никитиным, С.А.Руденко, В.Г.Боголеповым и другими, этот процесс, в частности, широко проявляется в связи с метасоматизмом. Обсуждению некоторых аспектов подобной связи посвящается настоящая работа.

Поисковое значение перекристаллизованных пород в зонах метасоматизма. Почему важно изучать перекристаллизованные породы, развитые в зонах метасоматизма? Прежде всего потому, что перекристаллизованные метасоматиты сами могут представлять собой полезное ископаемое. Например, в месторождениях Алдана крупнокристаллический флогопит образовался при перекристаллизации флогопит-диоксидных метасоматитов (Мурзаев, 1966). Флогопитовая залежь в Ковдорском месторождении (Кольский п-ов) сформировалась в результате сочетания процессов метасоматизма и перекристаллизации (Глаголев, 1965; Терновой и др. 1967). В месторождениях Маймеча-Котуйского региона (Одихинча, Бор-Урях, Маган, Гулинское) формирование гигантских кристаллов флогопита было связано с перекристаллизацией флогопитсодержащих метасоматитов, имевших первично обычную зернистость (Ланда, 1967). Определенную роль играла перекристаллизация и в образовании части мусковита в гранитных пегматитах (Никитин, 1955).

х) Объем понятия "перекристаллизации" здесь и далее дается в соответствии с определением, данным Д.П.Григорьевым (1961)

Другая важная особенность перекристаллизованных пород состоит в том, что они могут быть пространственно сопряжены с зонами полезных ископаемых. В.Г.Боголепов (1969) относит такие породы к локальным поисковым признакам. Можно выделить две группы перекристаллизованных пород, обнаружение которых облегчает поиск.

1. Перекристаллизованные породы, сингенетичные с полезным ископаемым. Таковы, например, гигантозернистые диопсидовые и мелилитовые породы в месторождениях массивов щелочных-ультраосновных пород, гигантозернистые диопсидовые породы в месторождениях Адданского типа. Их находка указывает, что поблизости могут быть расположены слюдяные зоны. По данным В.Г.Боголепова (1969), во многих рудных месторождениях процесс рудостложения сопровождался перекристаллизацией реликтов более ранних метасоматитов.

2. Перекристаллизованные породы, вмещающие наложенные полезные ископаемые. Согласно Ч.Ф.Парку и Р.А.Мак-Дормиду (1966), рудная минерализация в карбонатных породах часто приурочена к участкам их перекристаллизации. В частности, месторождения цинка округа Теннесси в США залегают среди вторичных перекристаллизованных доломитов, а первичные неперекристаллизованные доломиты безрудны.

Типы пространственно-временной связи перекристаллизованных пород и метасоматитов. Можно выделить следующие типы пространственной сопряженности метасоматитов и перекристаллизованных пород.

1. Перекристаллизованные породы располагаются в контакте метасоматических пород с исходными образованиями<sup>х)</sup> и имеют состав последних. К этому типу относятся т.н. друзы перекристаллизации, возникающие на фронте замещения.

Д.С.Коржинским (1953), в частности, описаны друзы гигантокристаллического граната в скарнах на их контактах с кальцитовыми и кварцевыми метасоматическими гилами, каймы крупных кристаллов полевого шпата в контакте скарнов с метасоматическими "оспёнными" рудами месторождения горы Благодать. Уникальные по своим размерам кристаллы флогопита и диопсида возникли при замещении флогопит-

---

х) Эти породы могут быть любого генезиса, в том числе метасоматического.

диопсидовой породы форстеритовой в месторождении Корчор (Глаголев, 1965; Терновой и др., 1967). Особенностью этого случая является то обстоятельство, что гигантские кристаллы флогопита и диопсида располагаются в основном внутри форстеритовой породы, прекрасно сохраняясь на удалении от собственно фронта замещения. Здесь можно говорить об особом подтипе "разоженных друз перекристаллизации".

2. Перекристаллизованные породы образуют зоны, гнезда, участки в имеющих площадное (или более широкое линейное) распространение метасоматитах того же состава. Этот тип особенно характерен для флогопитовых месторождений (Алдан, Маймеч-Котуйский регион). Его особенностью является закономерное расположение зон перекристаллизации, обычно занимающих осевое положение среди метасоматитов и контролируемых зонами тектонических нарушений, с которыми связаны и сами метасоматиты. Так, по С.П.Мурзаеву (1966), в слюдяных месторождениях Алдага "собираательная перекристаллизация развивалась вдоль тех же зон, что и метасоматоз...". То же установлено и в месторождениях Маймеч-Котуйского региона (Ланда, 1967).

3. Иногда наблюдается совмещение первого и второго типов пространственной сопряженности перекристаллизованных пород с перекристаллизованными метасоматитами в единых сложно построенных телах. Примером могут быть некоторые пегматоидные слюдоносные тела месторождения Одихинча (Гольдбург, Ланда, 1963), где встречается несколько зон перекристаллизованных пород разного типа и состава.

Геологические тела, в которых совмещены (по 2-му и 3-му типам) перекристаллизованные и неперекристаллизованные метасоматиты, зональны. Зональность по разной степени зернистости пород одного состава может быть названа перекристаллизационной. Если она сочетается с метасоматической зональностью по составу, следует говорить о перекристаллизационно-метасоматической зональности.

4. Перекристаллизованные породы являются тем субстратом, по которому развиваются более поздние метасоматиты, обычно резко отличного состава. Сюда, в частности, относятся упоминавшиеся выше рудные метасоматиты в карбонатных породах.

По отношению ко времени образования метасоматитов перекристаллизованные породы могут быть одновременными с ними (тип I пространственной сопряженности), постметасоматическими (тип 2 пространственной сопряженности) и дометасоматическими (тип 4 пространственной сопряженности). Постметасоматическая перекристаллизация обычно совершается сразу же по окончании процесса замещения без разрыва во времени. Ею, как бы фиксируется окончание той или иной метасоматической стадии. Это доказывается, тем, что метасоматиты (и иные образования) более поздних стадий замещают (пересекают) уже перекристаллизованные метасоматиты ранней стадии. Некоторые исследователи (Мурзаев, 1966) считают, что перекристаллизация и в этом случае совершается одновременно с метасоматизмом, но как бы в тылу этого процесса.

Дометасоматическая перекристаллизация также по времени проявления близка метасоматозу, по отношению к которому она представляет собой более раннюю стадию единого в целом процесса. Об этом, в частности, пишут Ч.Ф.Парк и Р.А.Мак-Дормид (1966): "Перекристаллизованные известняки по сравнению с неизменными породами обычно обладают большей проницаемостью. Это наводит на мысль, что локализация некоторых руд возможна именно в таких зонах, что она следует за опережающей их волной, растворов, вызывающих перекристаллизацию".

Таким образом, процессы перекристаллизации совершаются в тех же геологических ситуациях, в тех же структурах, в те же (или очень близкие) промежутки времени. Отсюда естественно следует вывод, что бластез и метасоматизм могут обуславливаться действием одних и тех же порций растворов. Для случаев одновременной и постметасоматической перекристаллизации метасоматические реакции вызываются активными, "свежими" растворами, а при перекристаллизации - растворы химически менее активны и не могут вызвать изменение состава породы. Подобная "неактивность" зависит от следующих причин: 1. Растворы полностью отработаны в зонах метасоматизма. 2. Метасоматические реакции в зоне фильтрации растворов совершились полностью. В первом случае растворы по выходе из зон метасоматизма способствуют фронтальной перекристаллизации. Во втором - растворы, поступая в уже измененную породу, благоприят-

ствуют постметасоматической (тыловой) перекристаллизации.

Иногда однако состав раствора во времени меняется вне зависимости от тех процессов, которые совершаются в зоне формирования метасоматитов. Именно в таких случаях происходит наложение на перекристаллизованные породы более поздних метасоматитов.

В целом перекристаллизация может представлять собой дополнение и продолжение метасоматизма во времени и пространстве. Факты закономерной пространственно-временной связи процессов перекристаллизации и метасоматизма приводят к следующим выводам, которые должны приниматься во внимание при анализе механизма перекристаллизации.

1) Перекристаллизация совершается в зонах интенсивного воздействия растворов на горную породу, в геологически активных участках (фронты метасоматического процесса, зоны инфильтрации растворов и т.д.), в условиях неспокойного меняющегося состояния системы.

2) Перекристаллизация совершается в условиях открытой системы.

**О механизме перекристаллизации.**  
Существует определенное различие характера перекристаллизации мономинеральных и полиминеральных агрегатов. В первом случае состав породы в каждом ее элементарном объеме<sup>х)</sup> практически не изменяется. Во втором случае на месте исходного элементарного объема породы, состав которой отвечает комбинации составов нескольких минералов, возникает мономинеральная сегрегация. При этом совершается значительное перемещение вещества в пределах зоны перекристаллизации. Например, при образовании мономинерального нефелинового блока на месте среднезернистой гранат-нефелиновой породы (флогопитовое месторождение Одиханча) выносилось на каждые 100 см<sup>3</sup> породы 56 г CaO, 31,3 г Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и привносилось 18,8 г Na<sub>2</sub>O и 45,6 г Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Рассмотренный процесс отличается от метасоматического тем, что в его ходе не менялся состав породы в целом.

х) Под "Элементарным объемом породы" здесь понимается тот минимальный объем, в котором порода характеризуется всеми присутствующими ей в целом чертами.

Формирование нефелинового блока компенсировалось одновременным образованием гранатового блока. В то же время в отношении элементарного объема породы процесс был подобен метасоматическому и шел с привнесом — выносом вещества.

Таким образом, перекристаллизация полиминеральных агрегатов наряду с механизмом, обуславливающим изменение формы и размера минеральных индивидов, включает в себя еще один механизм, регулирующий дифференциальное перемещение компонентов в зоне бластеза. Этот механизм может быть определен как "перекристаллизационная мономинерализация". Хотя и собственно перекристаллизация с изменением формы и размера индивидов и перекристаллизационная мономинерализация действуют совместно и одновременно; целесообразно причины, их обуславливающие, проанализировать отдельно.

Совершенно очевидно, что механизм перекристаллизационной мономинерализации невозможен без наличия градиентов химических потенциалов компонентов в зоне перекристаллизации. Отмеченные выше особенности таких зс. позволяют предполагать, что вызывается это воздействием на породу "извне", определяющим различие параметров ее состояния в различных частях зоны. Факторами подобного воздействия могут быть: одностороннее давление, тектонические подвижки, поступления термальных растворов и т.д. Какая либо одна из подобных причин или их комбинация вызывает появление градиентов температуры, давления, концентраций, а в целом — анизотропию энергетического поля в пределах определенных зон. Это поле существует и во время метасоматического процесса, но тогда определяющим является резкая неравновесность в системе раствор-порода. При перекристаллизации же на первый план выдвигается неравновесность между отдельными частями породы, обусловленная существованием анизотропного энергетического поля. Перекристаллизационная мономинерализация есть следствие именно такой неравновесности. Так, существование в породе зоны повышенной трещиноватости (пониженного давления) может привести к обогащению зоны минералами с большим молярным объемом и растворению в ней минералов с малым молярным объемом. Существование градиента температуры (например, вблизи трещин, по которой фильтруется горячий раствор)

может вызвать перераспределение минералов по величине их энтропии. В общем случае нетрудно показать, что в анизотропном энергетическом поле равномернозернистая полиминеральная порода характеризуется более высоким уровнем свободной энергии, чем порода того же состава, но с сегрегационными обособлениями минералов в соответствии с характером поля. Стремление к более неоднородному строению, осуществляемое в ходе перекристаллизационной мономинерализации — это стремление к наименьшему уровню свободной энергии. Пока нет возможности количественно оценить энергетическую сторону явления, но очевидно, что разности потенциалов, характеризующие энергетическое поле в зонах перекристаллизации могут быть значительными. В то же время они не должны превышать каких-то предельных значений, при которых перекристаллизуемая минеральная ассоциация становится неустойчивой и должна замещаться другой.

При перекристаллизационной мономинерализации сегрегация минералов обычно сложена небольшим числом гигантских индивидов. Мономинеральные природные агрегаты также часто перекристаллизуются с укрупнением размера индивидов. Какова же причина образования в ходе перекристаллизации особо крупных кристаллов?

Многие исследователи рост гигантских бластокристаллов объясняют тем, что их поверхностная энергия меньше, чем поверхностная энергия соответствующего количества мелких зерен того же минерала (Коржинский, 1957, Григорьев, 1961). Указывается, что в силу этого растворимость крупных и мелких кристаллов неодинакова. Раствор, будучи ненасыщенным по отношению к мелким кристаллам, насыщен по отношению к крупным. Поэтому мелкие кристаллы растворяются, а крупные растут за их счет.

Рассмотренная гипотеза не находит, однако, подтверждения в соответствующих расчетах. В.А.Николаев и В.В.Доливо-Добровольский (1961) подсчитали выигрыш энергии при сокращении поверхности минеральных агрегатов. Они определили, что если начальный размер зерна в породе 0,01 см и больше, то энергетический выигрыш при перекристаллизации породы в гигантозернистую совершенно ничтожен. На этом основании названные авторы пришли к заключению, что превращение мелкозернистых пород в крупнозернистые нельзя подкрепить с энергетической стороны аргументами об умень-

шении поверхностной энергии — как факторе, определяющем и объясняющем этот процесс".

Несмотря на подобного рода возражения, не следует, по мнению Д.С.Колчинского (1969), отказываться от представлений о ведущей роли поверхностной энергии в процессе перекристаллизации, хотя, возможно, нужно учитывать и влияние на этот вопрос степени дефектности и чистоты различных кристаллов.

Однако, думается, надо искать и иное решение проблемы. Наиболее перспективный путь, основывающийся на вытекающих из геологических наблюдений особенностях перекристаллизованных пород, — опять-таки привлечение представлений об анизотропии внешних условий в зоне перекристаллизации. В пользу именно такого пути свидетельствует, в частности, то, что в перекристаллизованных агрегатах бластокристаллы нередко определенным образом ориентированы в пространстве. Например, в нефелин-пироксеновых, флогопит-диопсидовых перекристаллизатах из слюдяных месторождений Маймеча-Котуйского региона индивиды гроксена располагаются нормально контактам тел. Удастся отметить здесь и закономерную ориентировку кристаллов слюды. Это указывает, что процесс образования гигантских индивидов минералов происходил в условиях существования анизотропного энергетического поля, в частности в условиях одностороннего давления. Напомним, что роль ориентированного давления в процессе перекристаллизации подчеркивается многими исследователями (Г.Бекке, Х.Зенг, Г.Рамберг, К.Корренс, В.Камб, Г.Мак-Дональд, Д.П.Григорьев, В.В.Хлестов и др.).

Одностороннее давление, приложенное к агрегату первоначально незакономерно ориентированных зерен, по-разному действует на каждое из них. При достаточно большом количестве минеральных индивидов, часть из них уже изначально может быть ориентирована таким образом, что величина их свободной энергии под действием стресса значительно меньше, чем величина свободной энергии у индивидов, иначе расположенных. Поскольку зона достаточно насыщена растворами, обеспечивающими условия роста и растворения кристаллов, то "выгодно" расположенные индивиды растут за счет растворения "невыгодно" ориентированных. Перекристаллизация породы идет со своеобразным пространственным отбором. Именно с таких позиций

следует объяснять наблюдаемую определенную ориентировку бласто-кристаллов некоторых минералов.

Не только давление, но и другие параметры, определяющие характер энергетического поля, могут быть причиной перекристаллизации с укрупнением индивидов. Достаточная контрастность энергетического поля в зоне, сложенной мономинеральным агрегатом, должна привести к диффузии в ней компонентов, а это возможно лишь при растворении одних индивидов и росте за их счет других. Процесс может продолжаться до тех пор, пока агрегат мелких зерен не заместится более крупными индивидами<sup>х)</sup>.

Характеризующие энергетическое поле в зоне перекристаллизации градиенты химических потенциалов находятся в пределах устойчивости перекристаллизуемого минерала. Но местами они очевидно выходят за эти пределы, что вызывает проявление, наряду с перекристаллизацией, реакций гидратации. Например, гигантские кристаллы мелилита (месторождения Гвлиинское, Одиханча) почти всегда покрыты "рубашкой" из гидромелилита, а гигантские кристаллы диопсида в Ковдорском месторождении заключены в оболочку из амфибола. Существование подобных явлений дает основание предполагать, что энергия перекристаллизации не намного отличается от энергии некоторых метаморфических (мета-соматических) реакций, что еще раз свидетельствует против вывода о решающей роли поверхностной энергии в этом процессе.

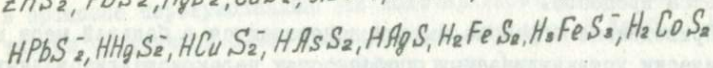
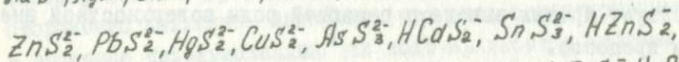
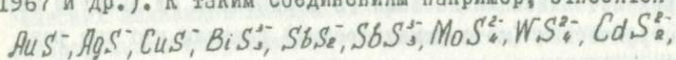
Приведенные в работе выводы основываются в большей мере на геологически устанавливаемых особенностях перекристаллизованных пород. Они требуют расчетных и экспериментальных подтверждений.

ВСЕГЕИ, Ленинград

- 
- х) Одной из причин практического прекращения процесса может быть переход от диффузии по межзерновым промежуткам в зернистом агрегате к диффузии через кристалл, в монокристалльном блоке, что снижает скорость диффузий на несколько порядков.

ВЛИЯНИЕ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ РЕАКЦИЙ  
НА ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ  
РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СУЛЬ-  
ФИДНЫХ ТЕЛ И ЗОН ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Изучение сульфидных залежей и связанных с ними фаций околорудных метасоматитов на природных объектах и дальнейший анализ полученных данных путем термодинамических расчетов показывает, что вероятнее всего гидротермальные растворы при подходе к зоне рудо- и минералоотложения характеризуются отрицательными значениями окислительно-восстановительного потенциала ( $Eh$ ) и заметной щелочностью ( $pH > 7,0$ ). Именно при таких параметрах системы создаются благоприятные условия транспортировки большой группы металлов в виде сульфидных, тиосульфидных и гидросульфидных комплексных соединений (Бетехтин, 1955; Гаррелс, Крайст, 1968; Гундлах, 1963; Ходаковский, 1966; Павлов, 1968; *Bazins, Czamanski*, 1967 и др.). К таким соединениям например, относятся



и целый ряд соединений других металлов с серой. Помимо этого в щелочных растворах легко транспортируются комплексные кислородные соединения типа  $MeO_m^{n-}$  (например,  $SiO_4^{4-}, WO_4^{2-}, MoO_4^{2-}, HZnO_2^-$ ). Распад подобных комплексов и появление определенных парагенетических ассоциаций рудных и нерудных метасоматитов возможны преимущественно лишь в результате роста кислотности и повышения окислительного потенциала в ходе самопроизвольной эволюции гидротермальной системы.

По мнению ряда исследователей (Бетехтин, 1955; Смирнов, 1969;

Машковцев, 1934; Набоко, 1963; Наковник, 1964; Павлов 1956; 1968 и др.), одной из причин роста кислотности и окислительного потенциала является окисление сульфидной серы гидротерм до сульфатной с ростом парциального давления кислорода ( $PO_2$ ) при приближении растворов к поверхности. Однако (Бетехтин, 1955, Смирнов, 1969) эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем связана не только с режимом серы и кислорода, но и с режимом углерода и других элементов, влияющих на пределы колебаний  $Eh$  и  $pH$ . Последнее связано как с падением температуры, так и с более интенсивным окисляющим действием воды. Разберем эти вопросы несколько подробнее. Анализ сводной диаграммы  $Eh-pH$  (рис. I), отстроенной для  $25^\circ C$  и 1 атм. общего давления с использованием данных (Гаррелс, Крайст, 1968, Rougbaix, 1963), показывает, что поле устойчивости воды по мере снижения  $Eh$  сменяется полем устойчивости сероводородной кислоты и продуктов ее диссоциации, а также полями устойчивости углеводородных и сероуглеродных соединений. В то же время поля устойчивости таких, например, кислородных кислот, как  $H_2SO_4$ ,  $H_2S_2O_7$ ,  $H_2SO_3$  и  $H_2CO_3$  и продуктов их диссоциации, почти полностью совпадают с полем устойчивости воды. Подобная близость нижней границы поля устойчивости воды и верхней границы поля устойчивости сероводородной кислоты указывает на то, что вода по отношению к сульфидной сере при определенных условиях может являться своеобразным окислителем, и незначительный рост  $PO_2$  системы будет способствовать переходу сульфидной серы в сульфатную. Как уже указывалось выше, рост  $PO_2$  может быть обусловлен подъемом гидротерм к поверхности и смешением гидротерм с вадозовыми водами, обогащенными кислородом воздуха. Однако, помимо этого, оказывается, что в ходе самопроизвольной эволюции гидротермальной системы по мере изменения температуры изменяются и окислительные свойства воды по отношению к сульфидным и углеродсодержащим системам. Разберем ряд примеров, используя методику термодинамических расчетов, детально изложенных в (Гаррелс, Крайст, 1968, Rougbaix, 1963). Необходимые для этого термодинамические константы были заимствованы из (Гаррелс, Крайст, 1968; Дьячкова, Ходаковский, 1968; Рыженко Б.Н. 1963; Rougbaix, 1963 и т.д.). При этом для расчета констант равновесия реакций при повышенных температурах использо-

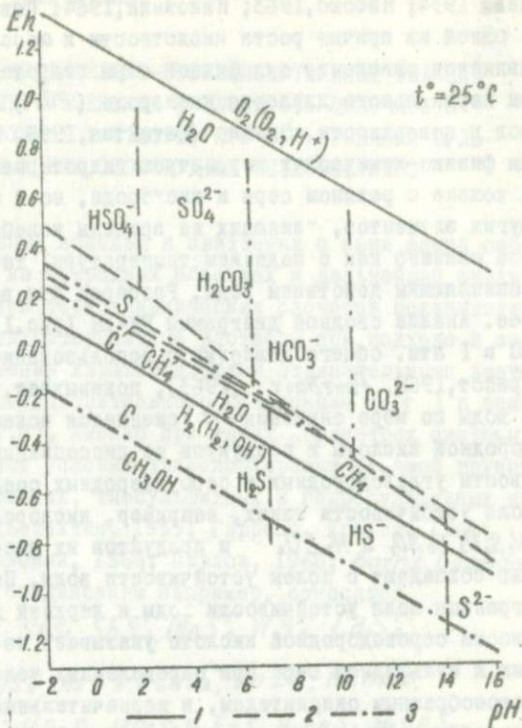


Рис. I. Диаграмма Eh - pH полей устойчивости воды и некоторых соединений серы и углерода при 25°C и 1 атм. общего давления.

Границы полей устойчивости: 1 - воды, 2 - соединений серы, 3 - соединений углерода.

валось приближенное уравнение Вант-Гоффа. Для удобства сопоставления окислительно-восстановительных потенциалов равновесных реакций рассчитывались величины  $P_{O_2}$  этих реакций для различных температур и отстраивались диаграммы полей устойчивости соединений в координатах  $f_h$ -рН.

В ходе исследований выяснилось, что с ростом температуры величина  $P_{O_2}$  перехода сульфидной серы в сульфатную заметно возрастает. В свою очередь и величина  $P_{O_2}$ , характеризующая нижнюю границу устойчивости воды, также будет возрастать при повышении температуры. Однако рост  $P_{O_2}$  нижней границы устойчивости воды будет происходить несколько медленнее, нежели рост  $P_{O_2}$  перехода сульфидной серы в сульфатную, что особенно заметно в системах с повышенной щелочностью. Действительно, анализ полученных данных и диаграммы  $f_h$ -рН (рис. 2) показывает, что нижняя граница устойчивости воды и граница перехода сульфидной серы в сульфатную резко сближены для температур 350, 250 и 100°C даже при условии, что активности сульфидных и сульфатных ионов близки. При более низких значениях активности сульфатных ионов ( $10^{-6}$ ) и при более высокой активности сульфидной серы ( $10^{-1}$ ) в щелочной области отсутствует даже частичное перекрывание полей устойчивости сульфидной серы и воды. А это значит, что при данных условиях вода будет являться достаточно сильным окислителем, способствуя самопроизвольному окислению сульфидной серы до сульфатной.

Таким образом, при высокой активности в системе сульфидной серы высокая температура весьма благоприятно сказывается на переходе сульфидной серы в сульфатную даже без обогащения системы кислородом извне за счет возрастания окислительных свойств воды. Вполне очевидно, что дополнительное обогащение системы кислородом при подъеме гидротерм к поверхности, а также при смещении их с вадозовыми водами в еще большей степени будет способствовать интенсификации окисления сульфидной серы до сульфатной.

В свою очередь обогащение системы анионами сильных кислот (серной, тиосерной и др.) не может не привести к росту кислотности первично щелочных или нейтральных гидротерм. Действительно, расчет рН гидротермальных растворов по уравнениям, приведенным в (Шарло, 1965) на основании констант диссоциации кислот (Дьячков,

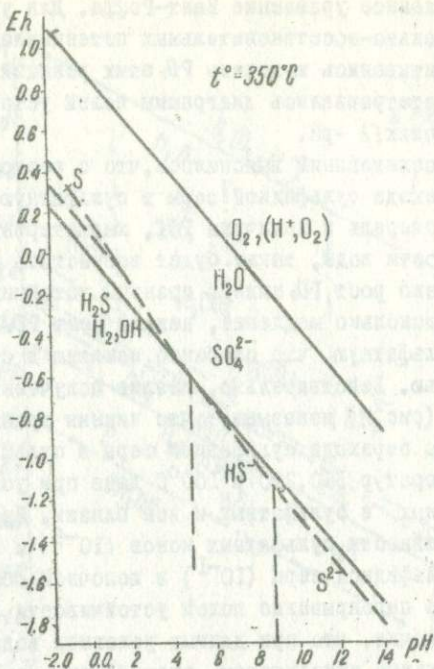


Рис. 2. Диаграмма Eh - pH полей устойчивости воды и некоторых соединений серы при  $350^{\circ}\text{C}$  и I атм, общего давления.

Ходаковский, 1968), показывает, что при снижении температуры резко возрастает кислотность растворов, содержащих анионы сильных кислот. В таблице I приведены средние величины pH водных растворов некоторых кислородных кислот, в которых активности кислотного аниона и недиссоциированных молекул кислоты равны между собой.

Т а б л и ц а I

Средние величины pH водных растворов  
кислородных кислот

$T^{\circ}C$ Кислота	25	100	200	300
$H_2SO_3$	4.5	5.2	6.6	8.2
$H_2SeO_3$	1.2	2.3	4.1	5.9
$H_2SO_4$	0.0	1.1	2.8	4.6

Из приведенной таблицы следует, что даже при постоянстве активностей недиссоциированных кислот и кислотных анионов при падении температуры наблюдается заметный рост кислотности водных растворов, что несомненно будет способствовать инверсии кислотности-щелочности гидротермальной системы. При низкой ( $10^{-6}$ ) активности недиссоциированных молекул кислот и высокой активности ( $10^{-1}$ ) кислотных анионов, что по-видимому, характерно для щелочного интервала гидротерм, при котором наиболее интенсивно происходит окисление сульфидной серы, также наблюдается тенденция к росту кислотности гидротерм при снижении температуры. Результаты расчетов pH систем, проведенные с учетом вышеупомянутых допущений, приведены в таблице 2.

Т а б л и ц а 2.

## Результаты расчетов pH систем

Т° С	25	100	200	300
Кислота				
$H_2SO_4$	7,0	7.7	9.1	10.7
$H_2S_2O_3$	3.7	4.8	6.6	8.4
$H_2SO_4$	2.5	3.6	5.3	7.2

Из таблицы 2 видно, что появление в системе анионов серной и серноватистой кислот при снижении температуры приводит к заметному росту кислотности.

Однако с температурой изменяется и величина pH, характеризующая нейтральную точку для воды ( $pH_H$ ), что видно из таблицы 3, данные которой рассчитаны по уравнению, приведенному в (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962).

Т а б л и ц а 3

## Изменение величины pH, характеризующей нейтральную точку для воды, с температурой

Т°С соединений	25	100	250	300
$H_2O$	7.0	6.13	5.7	5.86

Сопоставление данных таблиц 2 и 3 показывает, что при росте рстивности лишь кислотных анионов серной и серноватистой кислот в результате окисления сульфидной серы гидротерм сниженные температуры ниже 250–200°С способствует тому, что растворы должны характеризоваться кислой реакцией. Подобная инверсия кислотности–щелочности, естественно, не может не сказаться на разложении простых и комплексных соединений обширного класса тиосульфидных и кислородных соединений тяжелых металлов.

В сульфидных же системах, обогащенных ионами сероводородной кислоты и продуктами ее диссоциации (при равных активностях недиссоциированных молекул и кислотных анионов), pH растворов характеризуется достаточно высокими значениями даже при различных температурах, что следует из данных, приведенных в табл. 4, рассчитанных по константам, приведенным в (Дьячкова, Ходаковский, 1968).

Таблица 4

Значения pH растворов в сульфидных системах при различных температурах

T <sup>°C</sup>	кислота	25	100	200	300
	H <sub>2</sub> S	9,9	8,97	9,07	9,9

Таким образом наличие в гидротермальных системах сероводородной кислоты и продуктов ее диссоциации, являющихся потенциалопределяющими, должно указывать на заметную щелочность растворов, которые при интенсификации окислительных процессов будут подвергаться заметному раскислению по механизму, описанному выше. Поэтому тиосульфидные комплексы, устойчивые в щелочных сульфидных гидротермах, в ходе самопроизвольной эволюции при росте кислотности должны разлагаться с образованием парагенезисов сульфидных и сульфатных минералов, а также целого ряда бессернистых минералов оклорудных метасоматитов, устойчивых в условиях возрастающей кислотности (Павлов, 1966). Следует заметить, что возрастание активности сульфат-иона (серной кислоты) благоприятно сказывается не только на общем росте кислотности и формировании минеральных парагенезисов с сульфатами. Взаимодействие этой кислоты с галоидными соединениями гидротермальной системы способствует появлению и других сильных кислот, что может быть проиллюстрировано следующей реакцией (Н. Красов, 1960):  $2 NaCl + H_2SO_4 = Na_2SO_4 + 2 HCl \uparrow$

Протекание данной реакции в поле устойчивости воды обуславливает возможность растворения HCl в воде, что в свою очередь увеличивает кислотную активность гидротерм в зоне минералообразования.

Получим вышеупомянутых соотношений между полями устойчивости

воды и соединениями серы сходные соотношения наблюдаются и при анализе диаграммы Eh-pH (рис. 1) для воды и соединений углерода. Здесь, как и в рассмотренном выше случае, поля устойчивости угольной кислоты и продуктов ее диссоциации ( $H_2CO_3, HCO_3^-, CO_3^{2-}$ ) располагаются преимущественно в поле устойчивости воды, тогда как поле устойчивости различных углеводородов, сероуглерода и других соединений углерода (карбиды и др.) располагаются, в основном, ниже поля устойчивости воды. Поэтому, с одной стороны, соединения углерода, устойчивые в восстановительной обстановке, в зависимости от температуры и давления могут подвергаться окислению водой с появлением в системе  $CO_2$ , растворение которой в воде будет способствовать возрастанию кислотности. С другой стороны, толщи карбонатных пород могут служить своеобразными природными окислителями для сульфидных гидротермальных систем, способствуя появлению серной и тиосерной кислот, активно влияющих на рост кислотности гидротерм при снижении температуры.

Рассмотрим характер изменения  $PO_2$  в зависимости от изменения температуры для вышеупомянутых систем. Так расчет  $PO_2$  некоторых равновесных реакций окисления углеродных соединений до углекислоты при высокой активности и углеродных соединений (1 атм, 1 моль/л) при начальной низкой активности возникающих  $CO_2$ , а также  $H_2SO_4$  и  $H_2S_2O_8$  ( $10^{-6}$  моль/л) показывает, что, например, равновесие  $C/CO_2, CH_4/CO_2 + H_2O$  и др. при температурах 250-350°C достигаются при гораздо более низких значениях  $PO_2$  ( $10^{-34}$  -  $10^{-46}$ ), нежели  $PO_2$  нижней границы устойчивости воды для этих температур ( $10^{-28,4}$  -  $10^{-39,4}$ ). Поэтому равновесие в гидротермальных системах будет сдвинуто в сторону появления в поле устойчивости воды  $H_2CO_3, H_2SO_4$  и  $1/2 S_2O_8$  и др. соединений, способствующих общему росту кислотности. На диаграмме Eh-pH для температуры 350°C (рис. 3) эта тенденция проявляется в отсутствии совмещения в щелочной обстановке полей устойчивости воды и таких соединений углерода как C,  $CH_4, CS_2, CH_3OH$  и др. А это значит, что в определенном температурном интервале вода для подобных соединений углерода также играет роль активного окислителя, способствуя раскислению первично щелочных и нейтральных гидротерм, что естественно не может не способствовать разложению

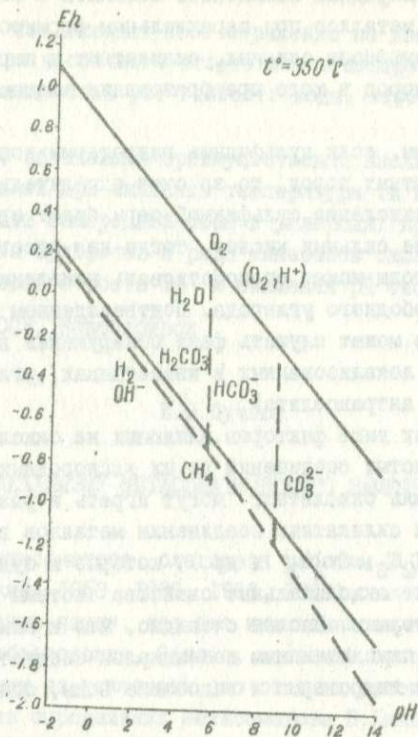


Рис.3. Диаграмма Eh - pH полей устойчивости воды и некоторых соединений углерода при 350° и 1 атм. общего давления.

тиосульфидных и кислородных комплексов металлов с отложением сульфидов и самородных металлов при параллельном формировании определенной гаммы парагенезисов окисных, силикатных и карбонатных минералов околорудных пород в ходе преобразования вмещающих сульфидные залежи толщ.

С другой стороны, если сульфидные гидротермы попадают в зоны обводненных карбонатных пород, то за счет окислительных свойств воды и карбонатов окисление сульфидной серы будет приводить к возникновению в системе сильных кислот, тогда как восстановление карбонатов вмещающих толщ может способствовать появлению в системе углеводородов и свободного углерода. Подтверждением этого положения в какой-то мере может служить факт обнаружения в ряде сульфидных месторождений, локализованных в известняках, углеродистых соединений (например, антракосолита).

Помимо описанных выше факторов, влияющих на окисление сульфидной серы и углеродистых соединений до их кислородных соединений при метасоматозе роль окислителей могут играть и различные кислородные, галоидные и силикатные соединения металлов вмещающих пород (например  $Fe_2O_3$ ,  $Mn_2O_3$ ,  $Ce_2O_3$  и др.), которые и будут определять относительно высокие окислительные свойства системы по отношению к сульфидным гидротермам. Вполне очевидно, что к этим же системам, обладающим высоким окислительным потенциалом следует отнести и существенно галоидные гидротермы и вадозовые воды, обогащенные кислородом воздуха.

Таким образом, в ходе самопроизвольной эволюции флюидных гидротермальных систем, содержащих соединения углерода, сульфидной серы и целый ряд простых и комплексных соединений металлов и серы, при падении температуры происходит рост кислотности растворов в результате появления в системе угольной, серной, тиосерной и др. кислот. Подобное изменение физико-химических параметров щелочных и нейтральных растворов благоприятно сказывается прежде всего на формировании широкого класса околорудноизмененных пород (зоны окварцевания, каолинизации, серицитизации, хлоритизации, лиственитизации и др.) и сульфидных загаржей металлов, тиокомплексные соединения которых устойчивы в щелочных и отчасти в нейтральных растворах. При этом, чем выше температура, тем более сильным окислителем по отношению к сульфидной сере и углероду является вода и различ-

ные карбонаты, что находит свое отражение на диаграмме  $Eh - pH$  в виде полного или частичного отсутствия в нейтральной и щелочной области наложения полей устойчивости воды, карбонатов и сульфидной серы.

В системах, обладающих преимущественно кислой реакцией, совмещение этих полей при снижении температуры (и при появлении полей устойчивости самородной серы и углерода) предопределяет возможность синтеза сульфитов и ряда минералов окислительно-восстановленных пород на фоне общего роста  $Eh$  и снижения  $pH$  системы.

ИГ и Г СО АН СССР, Новосибирск

Е.В.Пучков

### К МЕХАНИЗМУ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ

Процессы метасоматоза, благодаря работам Д.С.Коржинского и его школы (Коржинский, 1953, 1956, 1963, 1969), настолько глубоко вошли в геологическую науку, что без них немислим анализ различных процессов рудообразования. Однако, механизм процессов метасоматического замещения на некоторых его стадиях освещен недостаточно полно. Исходя из определения метасоматоза В.Линдгреном (1925), под ним следует понимать "единовременный молекулярный процесс растворения и отложения, посредством которого один минерал переходит в другой отличного химического состава". Как видно из этого определения основными процессами при метасоматическом замещении подразумеваются растворение и отложение. То же самое подчеркивает Д.С. Коржинский (1953), говоря, что "под метасоматизмом понимают всякое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещения порода все время сохраняет твердое состояние". Дальнейшее развитие идей метасоматического замещения проходило главным образом в направлении детализации термодинамического анализа взаимодействия компонентов раствора, с замещаемой фазой.

Изменению твердой фазы было уделено сравнительно малое количество работ (Ревердатто, 1960; Поспелов, 1966; Боголепов, 1965). Причиной положения Д.С. Коржинского "что в течении процесса замещения порода (минерал, В.П.) все время сохраняет твердое состояние" представляется необходимым рассмотрение общего хода метасоматического преобразования пород вести с позиций ионного обмена, а замещения — с точки зрения химической термодинамики и энергетики процессов с сравнением строгости кристалло-химических построений.

Т а б л и ц а I

Суммарная энергия связей X-O

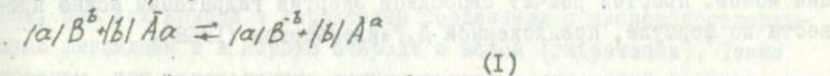
Связь X-O	Дэмон (1968) ккал/моль	Ноккольдс (1966) ккал/моль	Связь X-O	Дэмон (1968) ккал/моль	Ноккольдс (1966) ккал/моль
Mg <sup>2+</sup> -O	232	202	Cu <sup>+</sup> -O	81	79
Ni <sup>2+</sup> -O	203	197	Ag <sup>+</sup> -O	74	71
Co <sup>2+</sup> -O	189	183	K <sup>+</sup> -O	105	90
Fe <sup>2+</sup> -O	185	178	Rb <sup>+</sup> -O	99	85
Mn <sup>2+</sup> -O	184	174	Cs <sup>+</sup> -O	93	81
Zn <sup>2+</sup> -O	180	170	Tl <sup>+</sup> -O	82	74
Ca <sup>2+</sup> -O	236	200	Sr <sup>2+</sup> -O	223	191
Na <sup>+</sup> -O	117	100	Ba <sup>2+</sup> -O	209	180
Si <sup>4+</sup> -O	388	380	Pb <sup>2+</sup> -O	172	138
Al <sup>3+</sup> -O	336	300			

К наиболее ранней и, по-видимому, самой распространенной стадии метасоматического преобразования относятся явления ионного обмена с сохранением кристаллохимических построек минеральных индивидуумов. Способность к ионному обмену определяется в первую очередь строением ряда минеральных классов (силикатов, алюмосиликатов), в которых наряду с каркасом из (SiO<sub>4</sub>)<sup>4-</sup> и (AlO<sub>4</sub>)<sup>5-</sup> или их комбинациями присутствуют щелочные, щелочноземельные и другие металлы, компенсирующие отрицательный заряд каркаса. От фиксированного положения анионных групп они отличаются некото-

рой подвижностью и как правило характеризуются намного меньшими величинами энергии связи (табл. I).

Таким образом, суммарная энергия связей и сама связь в кремнекислородных и алюмокислородных тетраэдрах, составляющих жесткий анионный каркас, намного сильнее, чем между кислородом и катионами, компенсирующими отрицательный заряд решетки. Эти катионы (и значительно реже анионы), в силу невысоких значений энергии связи, могут обмениваться на другие катионы, находящиеся в жидкой фазе, в результате ионообменных реакций. Исходя из этого положения, при изучении метасоматических процессов первоочередное значение имеет изучение явлений катионного обмена. Эти явления наиболее полно протекают на поверхностях раздела твердой и жидкой фаз (пленочная диффузия), а также при наличии точечных дефектов (дефекты Шотки и Френкеля) и различного рода дислокаций в кристалле. Кроме этого при процессах ионного обмена нельзя не учитывать возможность диффузии гидратированных ионов по структурным каналам кристаллической постройки. На первом этапе ограничимся рассмотрением основных положений с позиций ионного обмена, разработанного в последнее время Ф.Гельферихом (1962), Д.Райхенбергом (1968), Р.М.Даймондом и Д.К. Уитнейом (1968) и другими исследователями.

Равновесие, которое устанавливается, когда твердая фаза (для упрощения - силикат или алюмосиликат), приходит в соприкосновение с раствором, выражается:



где черточкой показана твердая фаза.

Ионный обмен, протекающий по схеме (I) является строго стехиометрическим процессом и должен удовлетворять условиям электронейтральности в твердой и жидкой фазе. Ввиду этого, процесс обмена ионов сам по себе не изменяет общую концентрацию (в эквивалентах) как в растворе, так и в твердой фазе.

Наиболее полно селективность ионного обмена с определением энергетических величин разработана в работах Г.Эйзенмана (1962<sub>1</sub>, 1962<sub>2</sub>). Суммарное изменение свободной энергии при перемещении иона из раствора в непосредственное соседство с каркасом твердой фазы составляет

$$- e^2 / (z_A + z_i) + \Delta F_A + \Delta F_i \quad (2)$$

где  $e$  - заряд электрона,  $Z_A$  - сфера действия отрицательного заряда каркаса,  $z_i$  - радиус иона,  $\Delta F_A$  - стандартная свободная энергия гидратации каркаса,  $\Delta F_i$  - стандартная свободная энергия гидратации иона раствора. Отношение  $\frac{e^2}{z_A + z_i}$  выражает электростатическую энергию взаимодействия между каркасом и ионом.

Этот процесс должен сочетаться с аналогичным, но противоположно направленным процессом, в ходе которого ион, связанный с каркасом твердой фазы покидает ее и переходит в раствор. Таким образом, полное изменение свободной энергии системы, вызванное удалением одного иона из раствора, обменом его местами с ионом кристаллической структуры и перемещению его в раствор составляет:

$$\Delta F = \left( \frac{e^2}{z_A + z_2} - \frac{e^2}{z_A - z_1} \right) - (\Delta F_2 - \Delta F_1) \quad (3)$$

В виду того, что мы рассматриваем силикаты и алюмосиликаты, представляющие структурные сочетания тетраэдров  $[SiO_4]$  и  $[AlO_4]$ , имеющие значительные величины  $Z_A$ , а соответственно слабое поле, первым членом уравнения (3) можно пренебречь, в связи с чем изменение свободной энергии (изобарного потенциала) будет определяться величиной  $-\Delta F_2 + \Delta F_1$ , которая равна или по крайней мере пропорциональна разности свободных энергий гидратации ионов. Простой расчет свободной энергии гидратации можно провести по формуле, предложенной Д. Райхенбергом (1968).

$$\Delta F_2 = \frac{164}{+0,85} \cdot \frac{\text{ккал}}{\text{грамм-моль}} \quad (4)$$

Таким образом, если в растворе имеются равнозарядные ионы А и В и ион А гидратирован сильнее, при прочих равных условиях, он будет сосредотачиваться в растворе и тем самым будет определяться ход ионного обмена. Ион же В будет иметь предпочтение к переходу в твердую фазу. Другими словами, чем меньше ион, тем больше энтальпия и стандартная свободная энергия его гидратации, в результате чего свободная энергия системы в целом достигает

минимума. Многозарядные ионы и ионы имеющие небольшой радиус, обладающие высокой поверхностной плотностью заряда, приобретают прочную оболочку из молекул воды, что удерживает их в жидкой фазе. Помимо ионов А и В в растворе находится значительное количество других разнозаряженных ионов, которые взаимодействуют друг с другом с образованием комплексов. В условиях раствора способность к комплексообразованию может быть количественно охарактеризована изменением изобарного потенциала в процессе образования комплексного иона из гидратированного центрального иона и гидратированных лигандов (Гринберг, 1966). Если располагать данными относительно температурной зависимости константы стойкости, то из выражений

$$\frac{d \ln K}{dT} = \frac{\Delta H}{RT^2}; \quad (5)$$

$$\ln K = \frac{\Delta F}{RT} \quad (6); \quad -\Delta F = T\Delta S - \Delta H \quad (7); \quad \text{где } R -$$

- газовая постоянная, Т - абсолютная температура, К - термодинамическая константа стойкости комплекса,  $\Delta H$  - изменение энтальпии,  $\Delta S$  - изменение энтропии системы, можно найти энтальпийную и энтропийную составляющую изменения свободной энергии образования комплекса.

Способность к комплексообразованию зависит в общем случае от размера иона, его заряда и электронной конфигурации; кроме того, она является функцией состояния окисления элемента. Ионы щелочных металлов относительно мало склонны к комплексообразованию. Для них наиболее характерны соединения с кислородосодержащими лигандами и в первую очередь с водой (гидратация). Таким образом, при рассмотрении селективности метасоматических процессов, в которых принимают участие другие виды ионов, следует учитывать их способность к комплексообразованию. Следует иметь в виду, что в твердую фазу при прочих равных условиях будут стремиться те катионы, константы нестойкости комплексов которых будут минимальны.

Помимо вышеописанных процессов на селективность ионного обмена при метасоматозе большое влияние оказывают молярные концентрации растворенных компонентов. Предпочтение к одним ионам по сравнению с другими в жидкой фазе связано с относительным влиянием двух компонентов на термодинамические свойства этой фазы. Указанное влияние отражено в понятии активности, которая есть не

что иное, как мера стремления компонента покинуть данную фазу. Ввиду того, что при метасоматических процессах мы имеем дело с разбавленными растворами, а явлениями адсорбции и десорбции можно пренебречь, к уравнению (I) применим закон действия масс. В этом случае константа равновесия равна:

$$K = \alpha_A^{(z)} \cdot \alpha_B^{(a)} / \alpha_B^{(z)} \cdot \alpha_A^{(a)} \quad (8)$$

Так как активности А и В в твердой фазе равны единице, константа ионообменного равновесия определяется активностями ионов А и В в жидкой фазе. Ввиду того, что константа равновесия связана в уравнении изотермы Вант-Гоффа с изменением свободной энергии, определение ее не вызывает трудностей в широком интервале температур. Большое количество работ по влиянию активности компонентов при метасоматических процессах и теоретическая разработка термодинамической стороны этого вопроса принадлежит Д.С. Коржинскому (1956, 1963).

Одним из основных положений метасоматоза с сохранением структурной постройки является строгое соблюдение всех законов изоморфизма. В настоящее время наблюдается суждение этого понятия, которое должно включать в себя не только классические примеры изоморфии в расплавах, а также изоморфизм при ионообменных, ионных, окислительно-восстановительных и других типах реакций. Основным условием изоморфии при процессах метасоматоза является замена иона или группы ионов в твердой фазе с сохранением структурного типа их решеток и равенство объемов. В силикатах возможность изоморфного замещения ионов, согласно их валентностям, гидратации, способности к комплексообразованию и т.д. ограничивается, вообще говоря, определенными типами структур. Селективность изоморфизма наиболее полно разобрана В.В. Щарбиной (1965), которым указан ряд факторов разделения изоморфных элементов.

К процессам метасоматоза, при которых протекают реакции ионного обмена, относятся калишпатизация, альбитизация, серицитизация, амфиболитизация и другие типы замещения. Рассмотрим наиболее простой случай альбитизации калиевых полевых шпатов. При одинаковой концентрации ионов  $K^+$  и  $Na^+$  в растворе, вследствие явления гидратации ион  $K^+$  будет стремиться к переходу в твердую фазу.

Это вытекает из расчета свободной энергии гидратации этих катионов (91,1 ккал/грамм мол. для  $\text{Na}^+$  и 75,2 для  $\text{K}^+$ ) по уравнению (4). При  $\alpha_{\text{Na}} > \alpha_{\text{K}}$  ионный обмен смещается в другую сторону и будут протекать процессы альбитизации. Сравнение параметров решетки альбита с размерами элементарной ячейки калиевого полевого шпата (табл.2) обнаруживает заметное уменьшение по оси  $a$  (направление оси "цепи" структуры) и небольшие изменения  $b$  и  $c$ . Разница в размерах элементарной ячейки по оси  $a$  почти совершенно точно отвечает разнице в размерах ионов калия и натрия. Кроме того вхождение  $\text{Na}$  в кристаллическую решетку калиевого полевого шпата оказывает влияние на величину косоугольности триклинной решетки, которая выражается в изменении  $\angle$  от  $90^\circ$  к ортоклазу до  $93^\circ 22'$  в альбите.

Таблица 2

Параметры элементарных ячеек

Минералы	$a / \text{Å}$	$b / \text{Å}$	$c / \text{Å}$	$\angle$	$\beta$	$\gamma$	Источник
Ортоклаз	8,5616	12,9962	7,1934	$90^\circ$	$116^\circ 9'$	$90^\circ$	(Дир, 1966)
Альбит	8,146	12,860	7,106	$93^\circ 22'$	$116^\circ 18'$	$90^\circ 17'$	"-
Мусковит	5,49	9,04	20,08		$95^\circ 30'$		(Штрунц, 1962)
Парагонит	5,15	8,88	19,28		$94^\circ$		"-
Гирофиллит	5,15	8,92	18,59		$99^\circ 55'$		"-
Биотит	5,31	9,23	20,36		$99^\circ 18'$		"-
Пеннин	5,25	9,25	28,6		$96^\circ 50'$		"-
Диопсид	9,73	8,91	5,25		$105^\circ 50'$		"-
Термолит	9,80	17,8	5,27		$106^\circ 02'$		"-

Интересные явления наблюдались нами при калишпатизации пород, в состав которых входили плагиоклазы № 25-30 (гранодиориты). Как видно из табл.3 при калишпатизации плагиоклазов происходит вытеснение из твердой фазы ионов Са и замена их ионами К. Количество  $\text{Na}$  при этом остается почти неизменным. Такая селективность при процессе калишпатизации достаточно хорошо объяснима исходя из представлений об ионообменной природе процесса. Кроме того следует иметь ввиду, что наряду с замещением Са на К

в структуре происходят более глубокие перестройки, чем при замещении К на Na. Это вызвано тем, что замена двухвалентного Са одновалентным К нарушает электронейтральность структурной постройки. Для уменьшения общего отрицательного заряда анионного каркаса одновременно должен проходить процесс замены  $Al^{3+}$  на  $Si^{4+}$ . Если процесс замены  $Al^{3+}$  на  $Si^{4+}$  происходит не может из-за каких-либо причин (отсутствие в растворе достаточной концентрации  $Si^{4+}$ , наличие устойчивых кремневых комплексов и т.д.), то процесс метасоматического замещения (с отсутствием условия сохранения общей электронейтральности структуры) возможен только при значительной перестройке каркаса.

Т а б л и ц а 3

Содержание кальция, натрия и калия в плагиоклазах из неизмененных и калишпатизированных гранодиоритов Прибалхашья

М и н е р а л ы	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$
Плагиоклаз (среднее из 5 анализов)	6,5	7,4	0,8
Калишпатизированный плагиоклаз (среднее из 6 анализов)	4,5	6,8	3,5

Аналогичные перестройки наблюдаются для слюд и многих других силикатов и алюмосиликатов. Из табл.2 видно, что разница в размерах элементарных ячеек мусковита и парагонита (этот ряд можно продолжить, исходя из полиморфности слюд) наблюдается только вдоль оси  $c$ , что, как и в полевых шпатах, обусловлено сменой в межслоевом пространстве катионов  $K^+$  и  $Na^+$ . Как показал А.А.Попов (1968), образование слюд с переменным содержанием щелочных металлов зависит от химических потенциалов этих металлов в растворе, а изоморфное вхождение натрия в мусковит сказывается на размерах элементарной ячейки последнего. В свою очередь интерес представляет рассмотрение условий нахождения других структурных аналогов этой группы - мусковита-пирофиллита. В отличие от мусковита, в структурном типе пирофиллита происходит замещение тетраэдров ( $AlO_4$ ) на ( $SiO_4$ ), причем последние располагаются

таким образом, что их вершины направлены внутрь слоя, и атомы кислорода образуют диоктаэдрический слой и катионы типа калия между ними размещаться не могут. Весь же алюминий концентрируется в гиббситовом слое  $[Al_2(OH)_6]$ . Таким образом, в отличие от группы мусковит – парагонит, здесь происходит более сложные структурные преобразования, с вовлечением в перестройку анионного каркаса. Как правило, пиррофиллит встречается среди метасоматических фаций кислотной стадии выщелачивания (вторичные кварциты и прочие метасоматиты) и возникновение структурного аналога мусковита в этих условиях зависит, в основном, от значений pH растворов.

Другим типом метасоматического замещения на основе ионообменных реакций является возникновение минеральных новообразований с частичным унаследованием мотива структуры первоначального вещества. Как будет показано ниже, изменение свободной энергии при этом происходит намного больше, чем при простом катионном или анионном обмене с сохранением анионного каркаса. В качестве примера рассмотрим случаи замещения слюд хлоритом и пироксенов амфиболами.

Группа хлорита по своей структуре родственна группе слюд. Так, в пеннине слюдяной слой  $[Al_2Si_4O_{10}(OH)_2]$  чередуется со слоями брусита и гидрагиллита, в результате чего параметры элементарной ячейки по оси *C* в сравнении со слюдами резко возрастают. Помимо появления новых слоев происходит перестройка анионного каркаса. Ионы кремния в слюдяных слоях замещаются ионами алюминия. Однако для компенсации избыточного отрицательного заряда ионы магния в бруситовых слоях замещаются ионами алюминия, что в общем приводит к электронной избыточности структуры. Способность магния к широкому изоморфизму с алюминием и железом, делает эту структурную группу минералов сравнительно сложной, а состав замещающейся твердой фазы во многом предопределяет состав хлоритов.

Несомненный интерес представляют ионообменные замещения как в группах пироксенов и амфибола, так и между группами. В определенных структурных группах устанавливается широкий изоморфизм  $Mg, Fe, Ca, Li, Na, Si, Al, Mn$  и других элементов, аналогичный описанному для кали-натровых полевых шпатов и слюд. Ввиду очень

близкие координации в пироксенах и амфиболах, сходства структурного типа, при процессах метасоматического замещения и метаморфизма наблюдаются как процессы амфиболизации пироксенов, а также, при дегидратации амфиболов, их пироксенизация. Сравнение параметров элементарных ячеек диопсида и тремолита показывает, что они различаются только по оси  $b$  в направлении соединения цепочек  $[SiO_3]_n$  - для пироксенов или лент  $[Si_2O_6]$  - для амфиболов, катионами (табл.2). Благодаря внедрению OH-слоев в структуру минералов группы пироксенов, происходит перестройка структуры каркаса и образование так называемых "раздвинутых" силикатов.

Следующим видом метасоматического замещения следует считать процессы, при которых анионный структурный каркас полностью нарушается, т.е. происходит дезинтеграция кристаллической решетки и переход всех компонентов в жидкую фазу. Этот тип замещения достаточно подробно охарактеризован Д.С.Коржинским (1953, 1969). Ведущая роль при этом замещении принадлежит ионным реакциям, идущим в водной среде и подчиняющимся законам классической химии.

Ввиду того, что при рассмотрении процессов ионного обмена в природе мы имеем дело одновременно с большой группой минеральных индивидуумов, ионообменное равновесие следует рассматривать как сложный процесс. Достаточно вывести с ии компонент жидкой фазы из равновесия с твердой, как равновесие нарушается для всего полиминерального комплекса. Так, например, принос растворами избыточной концентрации калия влечет за собой ионообменные реакции между калием жидкой фазы и  $Ca, Mg$  плагиоклазов. Вследствие повышения в растворе концентрации кальция происходит эпидотизация с вытеснением  $Mg$  из феррических минералов. Это в свою очередь вызывает хлоритизацию минералов различных групп по схеме, описанной выше. Подобные типы метасоматического замещения с полным или частичным сохранением анионного каркаса наблюдаются на золотсрудных, медно-молибденовых и многих других типах месторождений.

Таким образом, одна из групп метасоматических процессов вызвана ионообменными процессами между твердой и жидкой фазами и обусловлена вышеописанными факторами. Для этого вида системы необходимо предполагать непрерывное поступление и удаление вещества, а

основной величиной характеризующей процесс является количество прироста энтропии в системе в единицу времени:

$$\frac{dSi}{dt} = \sum A_p V_p \quad (9),$$
 где  $V_p$  - скорость ионнообменных реакций,  $A_p$  - сродство данной реакции. Не касаясь кинетики процесса, можно приравнять стандартное сродство образования к стандартной свободной энергии (с обратным знаком). В результате для определения энтропии может быть использован изобарный потенциал. Изменения энтропии, энтальпии и свободной энергии связаны между собой общим соотношением (7). Тепловой эффект процесса обмена ( $\Delta H$ ) имеет небольшую величину, из чего можно заключить, что изменение свободной энергии возникает главным образом за счет возрастания энтропии. Учитывая, что константа ионнообменного равновесия выражается через активности компонентов в жидкой фазе, которые связаны с изобарным потенциалом уравнением изотермы Вант-Гоффа, объемная емкость при этом процессе сильно зависит от температуры. Исходя из законов изоморфизма и сохранения структурного типа твердой фазы при ионнообменных процессах можно заключить, что общий объем системы практически не меняется при обмене ионов, и внешнее давление почти не влияет на положение равновесия. Подтверждением этого служат протекание метасоматических процессов как на сравнительно большой глубине, так и при супергенных процессах на месторождениях и при формировании площадных кор выветривания.

КазИМС, Алма-Ата

А.Е.Шлыгин, Л.А.Мирошниченко

### ПНЕВМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СЪЯЗИ МЕТАСОМАТОЗА С ОРУДЕНЕНИЕМ

Эндегенные метасоматические процессы, протекавшие под воздействием пневмато-гидротермальных растворов, были распространены в Казахстане очень широко, проявляясь в региональных, субрегиональных и локальных формах. Связь локального метасоматоза с рудными образованиями была подмечена давно, уже на первых этапах развития горнорудного промысла. Так называемые "околорудные измененные породы", имеющие метасоматическое происхождение, с давних пор признавались важнейшим поисковым признаком рудных образований.

Общая принципиальная связь между процессами рудообразования и возникновением околорудных измененных пород не вызывает у кого-либо серьезных возражений.

Детальные исследования рудных месторождений в XX веке (В.М. Гольдшмидт, А.Н.Заварицкий и др.) устояли косвенный характер этой связи. Выяснилось, что околорудные породы в большинстве случаев возникли раньше, чем рудные тела; что формирование метасоматитов представляет самостоятельный весьма сложный и длительный многостадийный процесс, который лишь в поздние моменты завершается формированием руд. Использование физико-химических методов исследования метасоматитов и особенно внедрение петрогенетического анализа широко продвинуло познания их генезиса. Изучение конкретных объектов позволило выделить значительное число типов метасоматитов, выделить и изучить большое число метасоматических формаций, выявить стадийность процессов, определить причины возникновения метасоматической зональности и выяснить характерные черты протекающих процессов — определить подвижность и инертность компонентов в процессе метасоматоза.

Успехи физико-химического анализа образования метасоматических пород в определенной степени отодвинули на второй план другую, не менее важную сторону метасоматических процессов — их неразрывную связь с отложением в открытых полостях и с процессам оруденения. Возникло парадоксальное положение, когда руды и околорудные породы стали рассматривать разные специалисты; когда метасоматические формации стали изучаться вне связи с оруденением. Возникла необходимость сближения этих расходящихся в настоящее время отраслей знания. И очевидно нетерпимо положение, когда изучением метасоматитов занимаются одни специалисты — петрографы, а исследованием руд — минералоги и специалисты-рудники. В этих условиях тема симпозиума в Алма-Ате, рассмотревшего критерии рудоносности метасоматитов, вопросы связи рудных концентраций и метасоматических преобразований пород весьма актуальна.

Среди важнейших признаков единства процессов концентрации рудного вещества и процессов пневмато-гидротермальной переработки вмещающих пород необходимо отметить: 1) единство пространственной локализации; 2) единство локализации во времени; 3) геохимическую сопряженность безрудных метасоматитов и руд; 4) за-

кономерность ассоциаций определенных метасоматитов и руд.

Единство пространственной локализации заключается в их приуроченности к одним и тем же участкам в рудных полях. Наиболее обычен случай приуроченности рудных тел к внутренним зонам изменения. Этот признак обусловлен контролем образований обоих типов едиными путями проникновения растворов.

Единство локализации во времени — наиболее важный признак. Хотя только некоторые, обычно подчиненные в общем объеме явлений, процессы околорудного метасоматоза синхронны с рудообразованием и в большинстве случаев существуют некоторые расхождения во времени, отражающие последовательность развития пневмато-гидротермальных процессов, одновременность очень невелика. Эти образования возникают в узком интервале геологического времени (как правило, раньше безрудные метасоматиты). Отдельные стадии минералообразования относятся к одному этапу и протекают непрерывно-прерывисто, хотя иногда они разделяются внедрением магматического расплава, образующего дайковые тела.

Геохимическая сопряженность процессов выражается в том, что образование метасоматического ореола в какой-то мере определяет геохимический фон рудного процесса. Несмотря на то, что эти образования возникают под влиянием различных порций растворов, состав околорудных метасоматитов и направленность процессов ранних дорудных стадий находит отражение в комплексе минералов, слагающих рудные тела.

Закономерность ассоциации определенных полезных ископаемых и типов околорудных изменений пород основана на статистическом законе, выраженном в строгой связи руд и метасоматитов определенных типов. Так, грейзеновый тип изменений свойственен месторождениям вольфрамо-молибденовых, касситеритовых руд; албититы характерны для концентрации циркония и тантало-ниобатов и т.д. Количество подобных примеров можно увеличить; они общеизвестны.

Таким образом, единство процессов образования локальных метасоматитов и рудных месторождений требует их совместного изучения и единой классификации этих образований. В настоящее время при металлогеническом анализе, при изучении рудных месторождений выделяют металлогенические (рудные) формации. Для классификации метасоматитов используется понятие метасоматической формации. Подобные классификации являются частными, они отражают

лишь некоторые особенности единого в своей сущности процесса минералообразования, на ранних стадиях создавшего метасоматиты, а на поздних - вызвавшего концентрацию рудных минералов. Единство процесса требует единой классификации этих образований. Таким единым термином, объединяющим эндогенные рудные и безрудные образования, метасоматиты и тела выполнения, которые возникли из газовой-жидких растворов может быть понятие - "пневмато-гидротермальная формация".

Пневмато-гидротермальной формацией следует называть естественно-историческое сообщество геологических образований, возникших в рамках единого процесса в локально ограниченном пространстве при участии газовых, газовой-жидких, жидких и надкритических водных или углекислых водных растворов, в открытых полостях или путем метасоматоза, в условиях регрессивно понижающейся температуры и отличающихся концентрацией определенных минералов и элементов (нередко рудных).

Формации представляют совокупность пневмато-гидротермальных проявлений. Последние включают эндогенные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых, образовавшиеся в толще земной коры, а также локальные безрудные метасоматические, жильные и штокверковые образования, возникшие под воздействием пневмато-гидротермальных растворов.

Естественно, что детальная классификация пневмато-гидротермальных формаций должна опираться как на состав концентрирующихся полезных компонентов, так и на особенности процессов в предрудные стадии. Можно думать, что последние имеют не менее или даже более важное значение для определения генезиса пневмато-гидротермальных проявлений. На длительных и многостадийных процессах образования околорудных метасоматитов обычно гораздо ярче отражаются физико-химические условия становления проявления, чем на особенностях состава их руд. Эта мысль не нова, основные классификации металлогенических формаций во многих случаях ставят этот признак во главу угла (выделение скарных, грейзеновых, лиственитовых и др. формаций).

Метасоматиты, как правило, имеют несравненно больший объем, чем объем руд, и время их формирования также бывает обычно более длительным. Раннее появление дорудного метасоматоза по сравнению с концентрацией рудных металлов и большая "чуткость" по отношению к физико-химическим условиям определяют более тесную связь ранних метасоматических процессов с геологическими условиями и, тем самым, определяют их большее значение для решения основных генетических проблем.

Таким образом, первым признаком в классификации пневмато-гидротермальных проявлений (формаций) очевидно следует поставить тип метасоматических преобразований, отнесение их к группам (семействам) с характерными метасоматическими изменениями. К сожалению, полной классификации метасоматических образований (формаций) до сих пор не создано. Имеются классификации метасоматических процессов - но это классификация метасоматитов, как геологических образований.

Попытка создать классификацию метасоматитов была сделана одним из авторов доклада. Эта классификация демонстрировалась на II конференции по метасоматозу. В ней выделяются группы (семейства) пневмато-гидротермальных формаций, а вид формации определяется по ведущему полезному компоненту (табл. I).

Выделение основных групп (семейств) формаций базируется на конкретных минералогических ассоциациях, возникших в определенных стадиях процесса. Каждому семейству свойственен характерный набор стадий, во время которых возникли конкретные минералогические ассоциации. Особенности формаций - количество и вид стадий, ассоциации минералов каждой стадии зависят:

- 1) от состава исходных вмещающих пород (эдуктов);
- 2) от физико-химических и химических особенностей воздействующих растворов, являющихся отражением геологических и физико-химических условий в очаге их зарождения, а также от условий на путях транзита;
- 3) от физико-химических условий и тектонического режима на участках воздействия растворов.

Использование состава эдуктов для классификации пневмато-гидротермальных формаций вносит некоторые трудности в тех слу-

### КЛАССИФИКАЦИЯ

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ РЕГРЕССИВНЫХ ПНЕВМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ

       - ведущие стадии (для кислотной - только умеренное выщелачивание при низких и средних t°);  
       - ведущая стадия (умеренное выщелачивание при высоких t°);        - ведущая стадия (значительное выщелачивание);        - ясно выраженные стадии;        - слабо выраженные стадии

Группы формаций	Состав легкого	Ведущие минералы и рудные стадии	Стадии минераловоразования				Ведущие минералы и руды	Примеры формаций
			Высокотемпературная щелочная	Среднетемпературная щелочная	Кислотная	Низкотемпературная щелочная		
Скарповая Магнезиально-скарповая		Si, Fe, Al					Fe, Pb, Zn, Cu, Fe, Sn, Fe, Ba, Pb, Zn	Скарповая магнезитовая Скарповая полиметаллическая Скарповая железно-магнезитовая Магнезиально-скарповая железно-рудовая Магнезиально-скарповая барная
Гидросиликатная Карбонатная грейзеновая Кварцевая (кремнистая)		Si, Fe, Mg, S Si, F Si					Fe, Pb, Zn, Sn, Ba, Pb, Zn, Флюорит, Апатит, Pb, Zn	Гидросиликатная магнезитовая Гидросиликатная цинково-свинцовая Вангунит - карбонатно-грейзеновая Кремнисто-баритовая полиметаллическая Кремнисто-ванадитовая Кремнисто-ванадитовая Доломитовая свинцово-цинковая
Оливинитовая Пироксенитовая Амфиболовая Прозимитовая Тальково-биотитовая Серпентинитовая Лиственитовая		Mg, Fe Mg, Fe Na, K, Al, OH' Ca, Mg, Na, OH' K, Mg, OH' OH' Ca, OH', S					Fe, Ti, Pb, Zn, Cu, Ni, Pb, Zn	Амфиболовая титано-магнезитовая Прозимитовая полиметаллическая Лиственитовая кобальт-никелевая Лиственитовая свинцовая
Скарповая Биотито-шпиделевая Альбитовая Кварцевая - палеошпиделевая Гумбеитовая Грейзеновая Березитовая (каждочно-березитовая) Вторично-кварцитовая Аргиллитовая Жедеитых песчаников		Ca, Fe, Al Mg, Fe, Al Na, K, Al Na, K, Si K, Ca, CO <sub>3</sub> <sup>II</sup> K, Si, F K, S, OH' Si OH' Ca, K					Pb, Zn, Cu, Na, Ta, Mo, Au, W, Mo, Sn, Au, Pb, Zn, Cu, Cu, Zn, Au, Cu, Zn, Pb, Cu	Биотитово-шпиделевая полиметаллическая Альбитовая редкометаллическая Кварц-палеошпиделевая редкометаллическая Гумбеитовая золоторудная Грейзеновая редкометаллическая Березитовая золоторудная Березитовая полиметаллическая Каждочно-березитовая Медно-цинковая Вторично-кварцитовая золоторудная Аргиллитовая полиметаллическая
Пироксенитовая Апхисиликатная Спелитизированная порода Карбонатитовая Поздних щелочных метасоматозов		Ca, Mg K, Al K, Al, Ca CO <sub>3</sub> <sup>II</sup>					Zr, Na, Ta	Карбонатитовая редкометаллическая
Безорудная		Si, Ca, CO <sub>3</sub> <sup>II</sup> Ba, SO <sub>4</sub> <sup>II</sup> F					Ba	Безорудная кварцевая Безорудная баритовая Безорудная кальцитовая

маях, когда метасоматические изменения наложены на сложно построенные слоистые толщи, состоящие из пород разного состава. Свообразие изменений отдельных слоев позволяет относить единое проявление к разным формациям. Тем не менее, решающая роль эдуктов в определении состава ассоциаций, минералов метасоматического происхождения настолько велика, что в подавляющем большинстве случаев заставляет идти на эти неудобства.

Всем понятно, что отмеченные условия являются следствием особенностей геологического развития структурно-формационных зон и поэтому в распределении пневмато-гидротермальных формаций можно заменить определенные закономерности, заключающиеся в локализации их в конкретных структурно-геологических элементах. Появление метасоматитов того или иного типа и рудных концентраций контролируется рядом причин, среди которых необходимо отметить:

1) литолого-геологический состав толщ, присущих конкретным структурно-формационным зонам;

2) тип и интенсивность проявления магматизма, формы проявления и состав магматических образований;

3) активность тектонических движений.

Эти признаки являются следствием условий консолидации отдельных структурно-формационных зон, тектонической жизни в течение длительного времени, что в свою очередь отражает глубинное развитие Земли.

Территория Казахстана отличается сложным строением. Располагаясь в центральной части Урало-Сибирского складчатого пояса, она выделяется разнообразием геолого-структурных элементов, которым был присущ только им свойственный режим геолого-тектонической эволюции. Разнообразие строения обусловило развитие большого числа семейств формаций с метасоматитами и оруденением различного типа.

Среди разнообразных метасоматитов Казахстана наибольшее значение имеют:

1) среди апокарбонатных формаций - скарновые, кварцевые (кремнистые, часто с баритом и флюоритом), доломитовые;

2) возникшие за счет пород ультраосновного состава - оливинитовая;

3) возникшие за счет пород среднего, умеренно-кислого и кислого состава - альбититовые, грейзеновые, березитовые (колчеданно-березитовые), вторично-кварцитовые, медистых песчаников.

Кроме того, известны интересные в минералогическом и генетическом отношении формации - биотит-шпинелевая, тремолитовая, амфиболовая, пропилитовая, карбонатитовая в щелочных ультраосновных породах и др.

Наиболее распространены формации семейства **б е р е з и т о в**. К этому семейству отнесены проявления, внутренние зоны изменения которых сложены кварцевыми и кварцево-серицитовыми метасоматитами, часто с пиритом, но без существенной роли высокоглиноземистых силикатов. С ними связано колчеданно-полиметаллическое (Николаевское, Акбастау, 50 лет Октября), медно-молибденовое (Коунрад, Божекуль, Коксай), прожилково-вкрапленное свинцовое и свинцово-цинковое (Алайгыр, Кужал), золоторудное (Степняк, Аксу) оруденение. Кроме того, к этому семейству относится большое число проявлений жильного типа в алюмосиликатных породах.

Березитовые формации распространены широко во многих структурно-формационных зонах, но имеют в них существенные отличия. В области каледонской консолидации, особенно в ее устойчиво консолидированных зонах, проявления березитовой формации, связанные с этапом главной инверсии, в основном несут золоторудное и медно-молибденовое оруденение. В краевых зонах массивов, консолидированных в каледонское время, проявления березитовой формации возникли также в герцинскую эпоху, и здесь с ними связано полиметаллическое и свинцово-цинковое оруденение. Такое оруденение известно на обрамлении Джунгаро-Балхашской складчатой области (Алайгыр, Кужал), на северо-восточном обрамлении Зайсанской складчатой области (Алтайские полиметаллические месторождения). К березитовым формациям относятся колчеданные месторождения зеленокаменных прогибов Мугоджар, золоторудные месторождения Мугоджар, Калбы, приуроченные к локальным прогибам, консолидированным в

герцинскую эпоху.

Широко распространены и грейзеновые формации и, с которыми связано вольфрамово-молибденовое и олово-рудное оруденение (Акчатау, Караоба и др.). Положение грейзеновых формаций в структурах вполне определенное. Наиболее важные представители этого семейства локализованы в области герцинской консолидации и в прилегающих к ним частях области каледонской консолидации, где они связаны с заключительным магматизмом орогенного этапа. Повидимому, для формирования подобных образований необходима достаточная стабильность районов их развития.

Среди скарновых важнейшее значение имеют железорудные месторождения Тургайского прогиба и золото-молибдено-медные проявления Саякской группы. Формации скарнового семейства очень разнообразны. Они отличаются минералогическими ассоциациями, набором стадий и рудной минерализацией. Для железорудных скарнов характерна хорошо проявленная гидросиликатная стадия (среднетемпературная щелочная). Для редкометалльных, полиметаллических и меденосных скарнов типично развитие кислотной стадии с окварцеванием, появление флюорита (на редкометалльных объектах), хлорита, борных минералов и т.п.

Скарновые формации возникали в период главной инверсии или во время орогенного этапа в областях каледонской консолидации (Атансор), а также и в герцинской области (Саяк), но минерализация каледонских областей более скудная, преимущественно кобальтово-железорудная с золотом. Появление скарновых формаций свидетельствует о возрастающей консолидации районов. Особое положение занимают месторождения Тургайской полосы. Не исключено, что эта скарновая железорудная формация герцинского времени контролируется в региональном плане границей каледонского складчатого массива.

Для доломитовой формации, с которой связано свинцовое и цинковое оруденение, характерна кислотная стадия, проявившаяся в очень слабом выщелачивании — метасоматическом замещении кальцита доломитом и в некоторых случаях — кварцем и баритом во внутренней зоне изменения. Важнейшие представители этой группы — месторождения Каратау и некоторые объекты Центрального Казахстана.

Эта фoрмация характерна для краевых зон массива каледонской консолидации. Активность магнетизма имеет малое значение. В этом отношении типична юго-западная краевая зона каледонского массива с известными проявлениями свинцово-цинковой минерализации Каратау. На юго-западной и северо-западной границах Джунгаро-Балхашской складчатой системы возможно к этой фoрмации относятся некоторые свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения.

В тoрично-квaрцитoвая фoрмация развита исключительно широко. В ее проявлениях определенно локализованы месторождения высокоглиноземистого сырья. Связь с вторичными кварцитами месторождений цветных металлов сейчас находится под большим сомнением. Возможно, что даже в случае их пространственного совмещения, они возникли в разные этапы пневмато-гидротермальной деятельности. Золоторудная минерализация в некоторых массивах вторичных кварцитов также видимо не может быть отнесена к этой фoрмации, хотя какая-то парагенетическая связь возможно и существует. Более надежно с фoрмацией связана убогая рассеянная медная, золотая и молибденовая минерализация.

Проявления вторично-кварцитовых фoрмаций локализованы строго в областях развития наземного вулканизма, завершившего развитие складчатых зон. Особенно продуктивна верхнепалеозойская эпоха. Вторичные кварциты развиты в области герцинской консолидации и в краевых зонах области каледонской консолидации. Для формирования этого семейства фoрмаций необходимы, по-видимому, предшествующие ее образованию активные восходящие движения и общие условия растяжения, благоприятствующие быстрому перемещению растворов и их щелочно-кислотной дифференциации. Общая подвижность на участках образования вторичных кварцитов сохранялась, но была выражена глыбовыми перемещениями.

Среди других пневмато-гидротермальных фoрмаций, наиболее характерна позиция проявлений альбититовой, карбонатитовой фoрмаций и фoрмаций медистых песчаников. Эти фoрмации свойственны районам высокой стабильности. Они приурочены к областям каледонской консолидации, причем две последние известны только в устойчиво консолидированных областях. Карбонатитовая фoрмация локализована в пределах Кокчетавской глыбы - стабильного срединного

массива, сохранившегося от докембрия. Появление альбититовой формации объясняется глубокой дифференциацией растворов в стабильной обстановке, благоприятствовавшей накоплению щелочей. Особенности формации медистых песчаников свидетельствуют о длительном пути растворов с небольшими градиентами температур и давлений.

В заключение следует отметить, что по нашему мнению, среди критериев рудоносности следует различать региональные и локальные. Региональные критерии отражаются в общей перспективности формаций в определенных стратиграфически-формационных (металлогенических) зонах. Так, березитовые (колчеданно-березитовые) полиметаллическая и свинцово-цинковая формации перспективны в Рудно-Алтайской зоне, доломитовая свинцово-цинковая в Каратау-Чаткальской Южной Казахстана; грейзеновые - в зонах области герцинской консолидации и прилегающих консолидированных в каледонское время зонах. Подобная перспективность объясняется особенностями развития этих зон, отражающими металлогеническую специализацию и тип пневмато-гидротермальную деятельность. Общие региональные критерии в Казахстане выражены достаточно ясно.

Локальные критерии рудоносности метасоматитов разработаны слабее. Значительная часть признаков, благоприятных для оруденения, принадлежит проявлениям в одной определенной структурно-формационной (металлогенической) зоне, т.е. они являются местными. Другая группа признаков пр. луща только каким-нибудь одним формациям в целом и носит также частный характер. Такие признаки изучены еще очень слабо и требуют детальных исследований. Некоторые доклады симпозиума осветили частные критерии более детально.

Среди общих критериев необходимо отметить: 1) локальность проявления; 2) размеры площади, занимаемой метасоматитами; 3) длительность и сложность процессов минерализации; 4) специфичность метасоматических процессов.

Локальность проявления метасоматоза - необходимое условие перспективности метасоматитов на руды. Метасоматические изменения регионального и субрегионального характера (приуроченные к каким-либо структурно-формационным или тектоническим зонам) мало благоприятны для концентрации руд. Если даже рудная минерализация связана с субрегиональными метасоматитами, степень ее концентрации не настолько велика, чтобы она приобрела промышленное

значение. Таковы, например, зоны зеленокаменного изменения с рассеянной минерализацией на Рудном Алтае, зоны скарноидов в контактовых ореолах и т.п.

В то же время площади распространения предрудных пневмато-гидротермальных изменений должны быть достаточно большими, чтобы их считать благоприятным признаком. Существует определенная зависимость (возможно за редкими исключениями), что крупным месторождениям отвечают метасоматические ореолы значительного объема. Это и ясно, так как только пневмато-гидротермальная деятельность значительного масштаба могла создать обширные тела метасоматитов и крупные рудные концентрации.

Длительность и сложность процессов минерализации во многих случаях благоприятны для концентрации рудных элементов. Этот фактор свидетельствует о сложной эволюции и долгой жизни очага возникновения растворов. Многостадийность свидетельствует о неоднократном изменении физико-химических условий, и естественно, что на определенных этапах появляются условия, благоприятные для концентрации рудных минералов. По-видимому, наиболее важной для подготовки оруды, благоприятной для рудообразования является кислотная стадия предрудного метасоматоза.

На подавляющем большинстве месторождений цветных и редких металлов кислотная стадия проявлена очень ярко; лишь некоторые формации (например, медистых песчаников) возникли в результате процессов, в которых кислотная стадия не выражена или выражена плохо. Особенно показательна многостадийность на рудных месторождениях скарновых полиметаллических формаций, где за скарнированием практически всегда следует одна или несколько средне- и низкотемпературных стадий предрудного метасоматоза. Высокотемпературные и среднетемпературные стадии проявлены на крупных месторождениях далеко не всегда, но их проявление значительной интенсивности определяет формационную принадлежность. Есть основания предполагать, что слабое проявление ранних стадий на месторождениях, где формационную принадлежность определяет кислотная стадия, является в какой-то мере благоприятным для оруднения признаком (Зырянское месторождение).

В некоторых случаях, когда концентрация рудных компонентов происходит непосредственно в процессе метасоматоза, сами породы

являются прямым признаком на оруденение. К подобным формациям можно отнести карбонаты и альбититы, появление которых служит непосредственным основанием для постановки работ на ниоботанталы, цирконий и редкоземельные элементы.

В заключение необходимо подчеркнуть, что при оценке перспективности метасоматитов требуется широкий анализ общей геологической обстановки, изучение всей совокупности геологических условий, процессов, предшествовавших, сопровождавших и следовавших за этапом пневмато-гидротермальной деятельности. Только конкретный анализ условий возникновения каждой формации в определенной геолого-структурной зоне может дать более или менее обоснованный ответ на вопрос о значении метасоматитов для оценки рудоносности. Пример Казахстана в этом отношении достаточно показателен.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата

В.Г.Боголепов

#### О НЕКОТОРЫХ ОШИБКАХ, ВСТРЕЧАЮЩИХСЯ ПРИ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Прежде чем начать исследование какого-либо петрологического явления необходима, как известно, выработка рациональной методики исследований. Казалось бы, что об этом говорить не нужно, однако обзор литературы показывает, что несоблюдение простых в своей основе условий приводит, в ряде случаев, к ложным выводам. Покажем это на некоторых примерах.

#### Определение перемещения компонентов при метаморфизме аналитическим путем

Для решения поставленной задачи прежде всего необходимы надежные результаты химического анализа сравниваемой пары пород и, для получения сопоставимых данных, выбор правильного метода их пересчета.

Достоверность результатов химического анализа необходимо устанавливать всегда. Брак в работе еще никогда не был полезен.

Проверка производится очень просто, путем пересчета результатов анализа породы на нормативные минералы, наименование которых установлено петрографически (табл. I). Из этой таблицы видно, что если принять за основу количество  $CO_2$  для определения весового процента кальцита в породе  $Na_2O$  - соответственно для альбитовой "молекулы",  $(Fe, Mn)O$  - для геденбергитовой "молекулы",  $MgO$  для диопсидовой "молекулы" в пироксене, то количество  $SiO_2$  и  $CaO$ , эквивалентное вышеупомянутым компонентам соответственно должно быть 67,5% и 26,10% вместо 46,12 и 9,56% определенных химиками из навески. В результате общая сумма компонентов вместо 96,61% увеличивается до 134,99%. В другом примере после расчета общая сумма вместо 98,82% становится равной всего 87,58% и т.п.

Результаты анализа, подобные вышеприведенным, являются браком в работе и не должны приниматься во внимание.

Имеется еще ряд методик пересчета, описанных в работах С.Д.Четверикова (1956, стр.83 и след.), Ю.В.Казицына и В.А.Рудника (1958, стр.135) и Я.С.Вильневского (1965).

Т а б л и ц а I

Пересчет результатов химического анализа контактных порфириров на их минеральный состав.

Нормативные компоненты	Кальцит	Альбит	Геденбергит	Диопсид	Геденбергит (условно)	Анорит	Сумма	Результаты химического анализа
$CO_2$	2,86	-	-	-	-	-	2,86	2,86
$Na_2O$	-	3,33	-	-	-	-	3,33	3,33
$FeO$	-	-	4,28	-	-	-	4,28	4,28
$MgO$	-	-	-	8,88	-	-	8,88	8,88
$Fe_2O_3$	-	-	-	-	3,67	-	3,67	3,67
$Al_2O_3$	-	5,48	-	-	-	12,43	17,91	17,91
$SiO_2$	-	19,50	7,06	26,70	-	14,70	67,96	46,12
$CaO$	3,64	-	3,24	12,40	-	8,82	26,10	9,56
Сумма	6,50	28,31	14,58	47,98	3,67	33,95	134,99	96,61

П р и м е ч а н и е. Данные анализа взяты из работы Д.С.Коржинского (1948, табл.6, анал.3). Самое верхнее (по порядку распо-

ложения в таблице) весовое (в %) значение компонента в каждой вертикальной колонке принято определяющим для вычисления весового (в %) количества каждого минерала. Последнее вычисляется исходя из содержания в породе определяющих окислов. Например, в 100% кальцита (Бетехтин, 1950) углекислоты содержится 44%, а 2,86% углекислоты соответствуют 6,50% кальцита. В соответствии с последним вычисляют и %% остальных окислов.

Выбор рационального метода пересчета результатов химического анализа заключается в определении принадлежности рассматриваемого процесса к тому или иному типу метаморфизма, так как преобразования в каждом типе протекают по-своему. Нами выделяются три типа метаморфизма и соответственно этому три типа методов пересчета (Боголепов, 1970).

При локальном метасоматозе (скарнировании, грейзенизации и т.п.) происходит сохранение объема породы, что доказывается сохранением текстурно-структурного рисунка исходных пород (Боголепов, 1965). Отсюда и методы пересчета данных анализа – равнообъемные. Их много, но практически все они взаимозаменяемы (Наковник, 1958; Казизыцн, Рудник, 1968; Ефимов, 1963; Боголепов, 1962 и др.).

При региональном метасоматозе (автометасоматозе, зелено-каменном перерождении и т.п.) характерно сохранение на месте отдельных компонентов, например алюминия, магния, железа, кремния. Основа определения отсутствия или наличия перемещения компонентов – сохранение или нарушение отношения выбранных пар элементов в течении всего процесса метаморфизма (Боголепов, 1969). При изучении подобных процессов удобно пользоваться методами " $Al_2O_3$ -constant" и другими методами устойчивых компонентов (Романович, 1961; Рудник, 1964). В общем случае в таких расчетах объемы пород сохраняться не будут. При региональном метасоматозе пород, в составе которых значительным распространением пользуются оливин, пироксен, амфибол и биотит, происходит увеличение объема, так как перечисленные минералы обладают большими плотностями упаковок ионов в кристаллических решетках (количества кислорода в их равнообъемных формулах равны 548–480 ионов) по сравнению с возникающими серпентином и хлоритом (количество ионов кисло-

рода в равнообъемных мулах равны 504-450). В случае регионального метасоматоза полевошпатовых пород процессы имеют прот. до-положную направленность: полевые шпаты, с количеством ионов кислорода и равнообъемных формулах равным 472 - 440, замещаются серицитом (мусковитом) и эпидотом, в которых количества кислорода соответственно равны 516 и 559 ионов (Боголепов, 1963; 1969). В последнем случае объем новообразованной породы уменьшается, что обнаруживается в увеличении пористости при сохранении общего каркаса породы. Контракции не наблюдается, так как размер образующихся пор очень невелик. Не происходит контракции даже в корках выветривания (Петров, 1967, стр.55) механизма образования которых можно идентифицировать с региональным низкотемпературным метасоматизмом. Поэтому при изучении регионального метасоматоза полевошпатовых пород можно использовать и равнообъемные методы. Сравнение же результатов пересчёта одного и того же результата химического анализа равнообъемным методом и методом устойчивого компонента даст материал для преодоления общей пористости новообразованной породы.

При региональном метаморфизме, ультраметаморфизме и гранитизации происходит изменение как объема породы, так и её химического состава (Судовиков, 1964). В связи с этим описанные выше методы пересчёта в общем случае применять нельзя. Точнее, в данном случае невозможно выработать один общий метод пересчёта для всех типов рассматриваемой группы процессов, так как законы минералообразования с увеличением интенсивности процесса меняются. Если в начальные моменты особенно резко сокращается объем при малой подвижности компонентов, то в конечные - при ультраметаморфизме и гранитизации, часто возникают "теневые" граниты при сохранении объема исходных пород и интенсивном перемещении компонентов. В соответствии с этим, при региональном метаморфизме можно применять методы устойчивого компонента, при метаморфизме гранулитовой и эклогитовой фаций, когда происходит реакции типа  $Mg_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 \rightleftharpoons CaMgAl_2(SiO_4)_2$  с сохранением количества кислорода и уменьшением объема на 16,5% (Судовиков, 1964,

стр.19), — кислородный метод Т.Барта\*, а при гранитизации — равновольные методы.

Казалось бы, что на этом можно и закончить рассмотрение вопроса о методах аналитического определения перемещения компонентов при метаморфизме. Однако, в связи со сложностью кинетики некоторых процессов метаморфизма, и в частности процессов гидротермального метасоматоза, незавершенности некоторых реакций и заметной дисперсии в содержании одних и тех же компонентов от места к месту во внешне однородной породе, соблюдение вышеприведенных условий совершенно недостаточно. Нужен ещё ряд дополнительных, но не сложных ограничений, описанных нами ранее (Боголепов, 1964).

а) Необходим конкретный анализ отдельных метасоматических тел с точной привязкой в пространстве сравниваемой пары пород; для большей достоверности нужно изучить несколько минералогически однотипных разрезов; сравнение абстрактных средних значений недопустимо.

б) при отборе проб из метасоматитов нужно учитывать не только их минеральный состав, т.е. принадлежность к определенной минеральной фации, но и текстурно-структурные их особенности. Последнее очень важно, так как только по текстурам и структурам метасоматита можно установить степень их перекристаллизации, параллельно с которой обязательно меняются количественные соотношения минералов, а следовательно и валовый химический состав породы.

в) В связи со сказанным в предыдущем пункте, при отборе проб для анализа возникает проблема выбора однородного участка породы. Проба не должна быть слишком большой, так как при увеличении её объема обязательная достоверность в идентичности каждого кусочка породы, попадающего в пробу, резко уменьшается. Практика исследований процессов скернирования и грейзенизации

\* — Метод Т.Барта является равновольностью метода устойчивого компонента; самим автором (Барт, 1958) этот метод применяется при петрохимических исследованиях регионально метаморфических пород. Но аналогии с описанным методом, при метаморфизме сульфидов можно применять равносернистый, а при метаморфизме ралондов — равнофтористый или равнохлористый методы пересчёта.

показывает, что оптимальным объемом породы, необходимым для одной пробы, является 3-5 куб. см.

Указанные ограничения при отборе проб для анализа необходимо обязательно учитывать при изучении локальных и региональных метасоматитов. Исследование процессов регионального метаморфизма должно начинаться с выработки самостоятельных методик опробования.

#### Определение перемещения компонентов при метаморфизме графическим путём

При изучении перемещения компонентов, в особенности главных, играющих основную роль при каком-нибудь метаморфическом процессе, можно пользоваться графическим путём, без применения предварительных пересчётов. Выводы при этом получаются более общими. Обычно пользуются наглядными треугольными диаграммами (Коржинский, 1957). Этот метод дает хорошие результаты только при исследовании регионально метаморфических процессов, а при локальном метасоматозе, даже в случае учёта высказанных выше ограничений, выводы менее определены и для конкретизации требуют привлечения дополнительных расчетов. Так поступили и мы при анализе процессов региональной и локальной серпентинизации (Боголепов, 1969).

Д.С. Коржинский (1947, 1948) применял графический метод для установления относительной величины перемещения кремния и алюминия из силикатных пород в карбонатные при их скарнировании. Главный вывод Д.С. Коржинского заключается в том, что при рассматриваемом процессе происходит значительная десиликация исходных силикатных пород, внешне выражающаяся явлениями контракции (усадки). Однако, более детальное ознакомление с фактическим материалом, на базе которого были сделаны отмеченные выше выводы, и привлечение дополнительных данных показывает, что их обоснование Д.С. Коржинским произведено на ограниченном и неполноценном фактическом материале и что явления метасоматической десициации и контракции при скарнообразовании отсутствуют. Остановимся на этом вопросе более детально.

Идея о метасоматической десициации, как о контактово-реак-

ционном процессе, была обоснована Д.С.Коржинским на базе изучения лазуритовых, флогопитовых и других месторождений Прибайкалья. Согласно этой идее, в область контакт привноса кремния и алюминия не происходит, а изменение отношения  $Al/Si$  связано с местным их перемещением. При этом, увеличение отношения в замещающей силикатной породе происходит в сил, быстрого ухода кремнезема в карбонатную породу (Коржинский, 1947, стр.144). Данный вывод обосновывается графиками (там же, фиг.34 и 35), наиболее показательный воспроизведен на рис.1 (слева вверху). На указанном графике четко виден "зигзаг", свидетельствующий о наличии явления десиликации при рассматриваемом типе процесса. Однако, этот "зигзаг" получился только потому, что, согласно с Д.С.Коржинским, для всех метасоматических пород исходными являются гранит-пегматит и доломит. Поэтому конноду "исходная силикатная порода - доломит" он проводит одну для всех случаев (между точками обр.376-в и началом координат; рис.1). Но этим самым автор устанавливает, что составы исходных пород во всем районе одинаковы, чего нет на самом деле: на стр.10-11 (там же) Д.С.Коржинский пишет, что состав эдуктов в широких пределах может меняться еще в магматическую стадию; например, в одних случаях гранитоид у контакта обогащается плагиоклазом при уменьшении количества калишпата, вместо биотита появляется роговая обманка и авгит; в более мелкозернистых и мелких по размеру гранитных интрузиях нередко не замечается каких-либо изменений состава почти вплоть до контакта с мрамором. Поэтому утверждение, что "...для всех метасоматических пород исходным являются гранит-пегматит типа обр.376-в и доломит" не может считаться универсальным. Необходимо в каждом конкретном примере иметь свою исходную породу и на треугольнике составов проводить свою конноду. Это и было сделано (рис.1) для нескольких примеров, взятых из работ Д.С.Коржинского (1947) и М.А.Лицарева (1961). Кроме того, строились треугольники составов для флогопитовых месторождений по данным В.А.Галюка и Д.А.Михайлова. Ни в одном конкретном случае десиликации в вышеприведенном понимании Д.С.Коржинского не обнаруживается. Правее соединительной линии "исходная силикатная порода - доломит" лежат только составы паргасита и флогопита, образование которых есть результат перекристаллизации и переотложения,

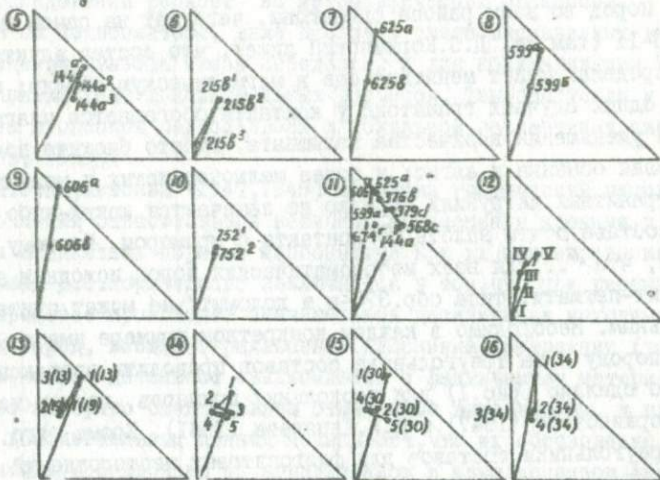
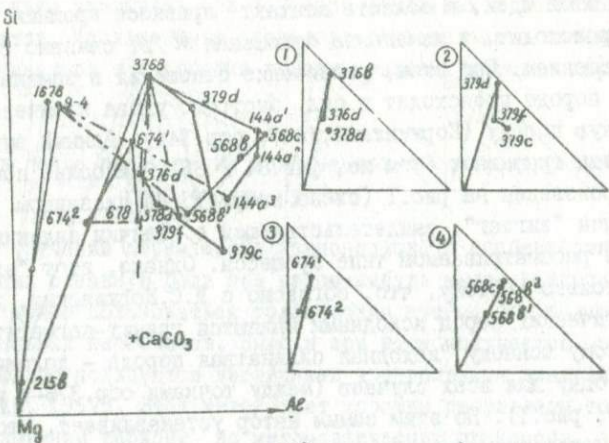


Рис. I. Диаграммы составов эндоконтактовых частей метасоматических тел, образовавшихся в контактах доломитов с силикатными породами. Слева вверху - обобщенная диаграмма содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в породах лазуритовых и других (кроме флогопитовых) месторождений (по Коржинскому, 1947, фиг.34). Цифры в кружках - примеры изменения химического состава в конкретных метасоматических телах (номера проб сохранены авторские), пробы которых были взяты близко друг к другу, часто из одной и той же глыбы или глыбы. Координаты треугольников -  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}+\text{CaO}$ .

1, 2, 3 - лазуритовое месторождение (Коржинский, 1947, табл. I, 2, 3 и 4); 4 - главколитовая жила (там же, табл. 5); 5 - диоксид-шпинелевая порода (там же, табл. 7); 6 - наргаситовая порода (там же, табл. 8); 7, 8, 9, 10 - флогопитовые месторождения Прибайкалья (там же, табл. 10, 11, 12, 15); 11 - сводная диаграмма составов исходных пород вышеприведенных примеров, видно сильное изменение их состава; 12 - магнизиальные скарны Западного Карамазара (Жариков, 1959, фиг. 85 и 87); 13, 14, 15 и 16 - флогопитовые месторождения Алдана (Лицарев, 1961, табл. 13, 28, 30, 34); числа около точек проб обозначают номера результатов анализа, приведенные в таблицах, номер которых указан в скобках.



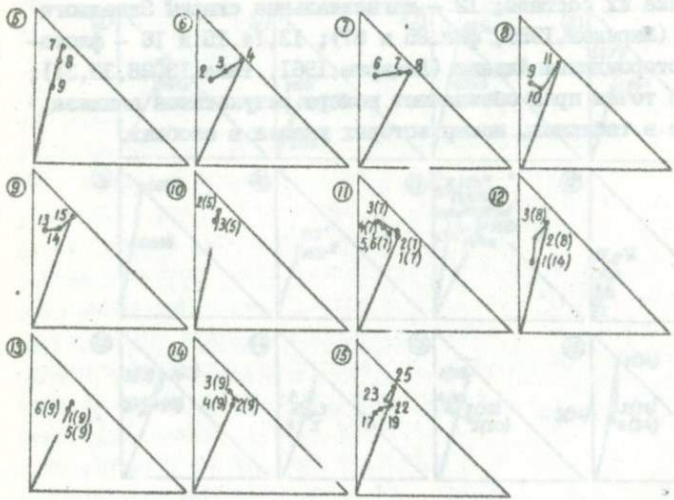
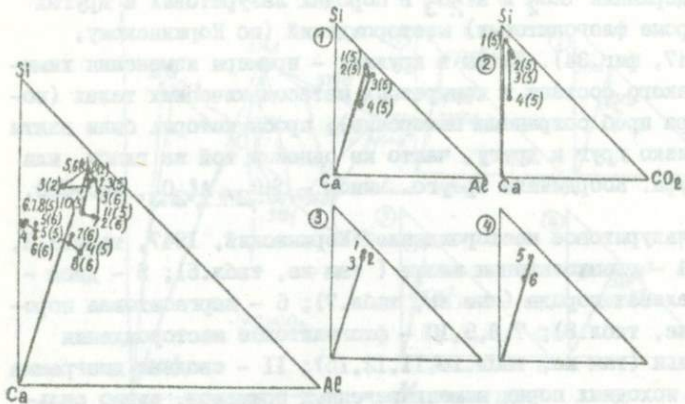


Рис. 2. Диаграммы составов эндоконтактовых частей конкретных известково-скарновых тел. Слева вверху - обобщенная диаграмма составов по данным Д.С.Коржинского (1948); числа около точек проб означают номера результатов анализа, приведенных в таблице, номер которой указан в скобках. Координаты диаграмм  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $CaO$ .

1 - данные анализа по одной скарновой зоне, результаты анализа для которых взяты в табл. 5 (Коржинский, 1948); 2 - то же, но в координатах  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $CO_2$ ; 3, 4, 5 - месторождение Саяк I (Боголепов, 1966<sub>I</sub>, табл. I, анал. 5-13); 6, 7, 8, 9 - месторождение Тырнауз (Нестеренко, 1960, табл. 4, анал. 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 15); 10, 11, 12, 13, 14 - железорудные месторождения Урала (Овчинников, 1960, табл. 5, 7, 8, 9, 14); 15 - месторождение Алтын-Джилга (Перчук, 1964, фиг. 60).

Представления о десиликации, как о ведущем процессе при образовании известковых скарнов, изложены в монографии Д.С.Коржинского по петрологии Турьинских скарновых месторождений меди (Коржинский, 1948, стр.103). Однако эти выводы основаны на небольшом количестве данных химического анализа (рис.2 - слева вверху), взятых из разных мест и в различное время. Наиболее близко друг к другу, из одной зоны, были отобраны всего четыре пробы, результаты анализа которых нанесены на диаграмму треугольника составов (рис.2-1), из которой видно, что степень выноса кремния низкая, но и это связано не с десиликацией в процессе скарнирования, а с наложенной кальцитизацией скарнов (рис.2-2). Рассматривая остальные три результата анализа проб скарнов и околоскарновых пород, которые дают заметные значения десиляции (рис.3-1, 2,3), устанавливается, что эта десиляция обязана браку при производстве химического анализа, так как химический состав породы на минеральный не пересчитывался. Таким образом, явление десиляции и в данном случае Д.С.Коржинским осталось не доказанным для Турьинских месторождений и отсутствует на многих других объектах, по которым удалось найти результаты анализа. Так, на рис.2 (3,4,5) приведены данные по химическому составу эндоскарнов Саяка (Боголепов, 1966), на рис.2 (6,7,8,9) - данные по месторождению Тырнауз (Нестеренко, 1960), на рис.2 (10,11,12,13,14) - данные по железорудным месторождениям Урала (Овчинников, 1960) и на рис.2 (15) - данные по скарнам Алтын-Джилга (Перчук, 1964).

Низкая степень десиляции признается Л.Л.Перчуком (1964, стр. 182) и в тексте монографии. Л.Н.Овчинников по этому поводу пишет следующее (1960, стр.179): на изученных месторождениях наблюдается два типа осветлённых околоскарновых пород. Породы первого типа образуют зоны небольшой мощности в связи со скарнами и при заметном выносе из исходных силикатных пород кремнезема и привносе кальция (т.е. при десиляции), а второго - окружают скарны мощным чехлом и не испытывают существенного изменения в содержаниях инертных скарнообразующих компонентов. Однако, как показано на рис.2, данными химического анализа Л.Н.Овчинниковым охарактеризованы породы только второго типа, а упоминание на существование первых дается в связи со ссылкой на работу Д.С.Коржинского по Турьинским месторождениям.

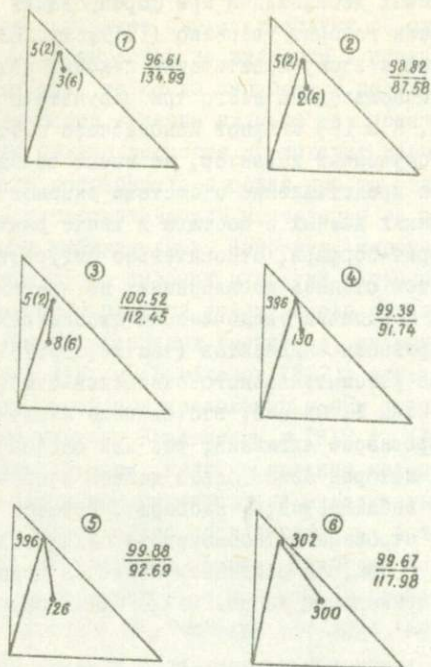


Рис.3. Диаграммы составов известково-скарновых зон, результаты анализа которых являются браком работы химико-аналитиков.

1,2,3 - данные Д.С.Коржинского (1948, табл.6.анал.3,2 и 8);  
 4,5,6 - данные К.Л.Бабаева (1953, табл.1 и 3). Справа от каждой диаграммы цифра, в числителе которой указана сумма весовых процентов окислов данных анализа скарна, даваемых химиками, а в знаменателе - та же сумма, полученная после проверки результата анализа путем пересчета его на минеральный состав (см.таблица в тексте); результат анализа бракуется если расхождение значений знаменателя от числителя в ту или другую сторону более 3-5%.

В.А.Жариков о процессах десиликации при формировании диффузионных известковых скарнов говорит уверенно (1959, стр.269 фиг. I05 и I08), хотя оснований к этому практически никаких нет; в качестве доказательства использованы всего три результата химического анализа (обр. I5, 8 и I6) скарнов Кансайского месторождения, которые носят... "случайный характер, не имеют точной привязки и дают только общее представление о составе скарнов" (там же, стр.277), причем никаких данных о составе и месте взятия пробы исходного гранодиорит-порфира, относительно фигуративной точки которого и выясняется степень десиликации, не приводится. Более веские обоснования о наличии увеличения отношения  $Al/Si$  даются при анализе формирования эпидозитов (там же, стр.285 и 312). Подобное увеличение рассматриваемого отношения отмечается нами и на месторождении Саяк I. Однако, это явление связано не с выносом кремния, а с привносом алюминия, так как следов метасоматической контракции, которая обязательно должна сопровождать процессы десиликации, не наблюдается, а, наоборот, имеется много признаков (псевдоморфное строение метасоматитов) сохранения объема (Боголепов, 1966). О том, что эпидозиты являются породами-аккумуляторами алюминия приводятся данные также П.Н.Кобзарём и Н.М.Беляшовым (1959).

Единственная работа, в которой доказывается наличие явления очень сильной десиликации при образовании околоскарновых пироксен-плагиоклазовых пород, - статья К.Л.Бабаева (1953). Но проверка достоверности результатов химического анализа показала (рис.3 - 4,5,6), что все они являются браком в работе химиков. Необходимо сделать еще одно частное, но важное замечание. Во всех петрохимических работах нужно приводить результаты анализа и места взятия проб полностью и по возможности более точно, так как в противном случае исключается возможность проверки или воспроизведения результатов. В связи с этим отметим, что если Д.С.Коржинский всегда приводит точную привязку мест взятия всех проб, то его ученики и последователи делают это далеко не всегда. Например, Л.Л.Перчук в своей монографии приводит диаграмму состав-парагенезис (1964, стр.182 фиг.60) для скарнов Алтыи-Джилги. На ней проставлены точки с номерами проб, а об их минеральном и химическом составе и месте взятия не сказано ни слова, не ясно даже

какие породы эти фигуративные точки отражают.

Все сказанное свидетельствует об отсутствии в природе явления метасоматической десиликации в понимании Д.С.Коржинского. Но если это так, то когда нарушается логический ход рассуждений при доказательстве наличия явления метасоматической контракции, усадки: если баланс вещества происходит иначе и дефицита массы не возникает, то потребность в усадке просто отпадает за ненадобностью. Явления метасоматической контракции не подтверждаются и непосредственными наблюдениями. Например, широко сохраняются псевдоморфные структуры в скарнах и других метасоматитах (Боголепов, 1965); не отмечается никакой усадки после образования (300 млн. лет) высокопористых кварцевых грейзенов, имеющих объемы в десятки и первые сотни куб. м (Боголепов, 1967); отсутствие разрушения высокопористых пород при приложении к ним огромных давлений доказано экспериментально Бриджменом в 1918 г. (Долгов, 1965).

Таким образом, наличие явлений метасоматической десиликации и контракции при формировании магнезиальных и известковых скарнов Д.С.Коржинским и его последователями осталось недоказанным, и по-видимому, отсутствует вообще. Наиболее вероятно, что образование скарнов происходит не в закрытых системах, а при привносе кремния извне и местном перемещении алюминия (Боголепов, 1966).

#### Петрохимические исследования без привлечения данных о химическом составе пород.

При петрохимических исследованиях иногда можно обойтись и без данных химического анализа. В этом случае все расчёты производятся на основании уравнений протекавших химических реакций. Следовательно, правильность выводов здесь будет зависеть от того как будет записано то или иное уравнение реакции. Известно (Наковник, 1949; Боголепов, 1963), что такие уравнения можно составлять различными способами. В химии обычно пользуются сбалансированными химическими равенствами без уравнивания молекулярных объемов твердых фаз. Эти уравнения в принципе верны, так как они правильно указывают на направление того или иного процесса. По ним можно вычислять энергетические характеристики протекания реакций (с экзо- или эндотермическим эффектом) и образования

какого-либо соединения. Если перенести подобный метод написания реакций в геологию, то он также оказывается верным для исследований процессов формирования минералов и их парагенетических ассоциаций в открытых полостях или путем метаморфизма. Однако в последнем случае удастся решать лишь частные вопросы, касающиеся образования только одного минерала, а не всей породы. При решении вопроса об источниках вещества, полноте использования инертного (эффективного по В.Г.Боголепову) компонента в новой породе, объёмных соотношениях эдукта и продукта такого рода реакции ответа не дают. В данном случае эквимолекулярные уравнения реакций необходимо составлять иначе, для каждого типа метаморфизма отдельно. Как и при выборе метода пересчётов результатов химического анализа, выбор метода написания уравнения реакции заключается в определении принадлежности рассматриваемого процесса к типу метаморфизма. Эти уравнения можно записывать в равнообъёмном (для твердых фаз), равноглиноземистом (равномагнезиевом, равнокремниевом) или равнокислородном варианте (Боголепов, 1969).

В последнее время метаморфические породы стали изучаться методом составления диаграмм химических потенциалов многокомпонентных систем с тремя виртуальными компонентами (Коржинский, 1957, стр.126). Не оценивая этот метод в целом, сделаем одно важное замечание. В основе построения пучковых диаграмм лежит определение углов наклона моновариантных линий, которые рассчитываются исходя из отношения коэффициентов заданных химических потенциалов двух элементов в уравнениях реакций (Перчук, 1964, стр.108). Но эти коэффициенты, а следовательно и углы наклона линий, будут меняться в зависимости от типа написания реакции. Однако все реакции пишутся в эквимолекулярном варианте, что нельзя признать правильным. Например, реакция образования магнетито-кальцитовых пород за счет нефелиновых сиенитов (Перчук, 1964, стр.81), как это можно увидеть после расчёта молекулярных объёмов твердых фаз, должна идти с увеличением объёма на 7%. Но так писать реакции можно только в том случае, когда объёмные соотношения эдукта и продукта установлены другим способом. Таким образом, мультисистемы нужно составлять для каждого вида метаморфизма в отдельности.

КазИМС, Алма-Ата.

СКАРНЫ

О НЕКОТОРЫХ КРИТЕРИЯХ ОТЛИЧИЯ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ  
В КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТУРГАЯ

Метасоматиты в пределах рудных полей железорудных месторождений Главной рудоносной полосы Тургая имеют значительное развитие и многообразие. Особое место среди них занимают светло-серые (осветленные) альбитовые, диопсид-альбитовые и диопсид-скаполитовые породы, нередко с обильными новообразованиями гистерогенных минералов - актинолита, пренита, светло-зеленого хлорита и кальцита, которые в виде мощного (до I км и более) ореола окружают скарново-рудные залежи и являются для них поисковым признаком. Наложения указанных метасоматитов друг на друга не наблюдается, но довольно часто фиксируется зональность отложения, проявляющаяся в преимущественном размещении более высокотемпературных - пироксен-скаполитовых метасоматитов- непосредственно вблизи рудных тел, а диопсид-альбитовых, кальцит-хлорит-альбитовых и кварц-хлорит-кальцитовых метасоматитов- в участках, удаленных от них (рис. I).

Как показывают данные многочисленных исследователей, в том числе и авторов данной статьи, весьма важным и существенным признаком осветленных околорудных пород - продуктов предскарнового щелочного метасоматоза- является исчезновение в них первичного акцессорного магнетита и полное разложение первичных темноцветных минералов. Выщелоченные из исходных вулканогенных пород железо, магний, титан и некоторые другие компоненты идут затем на образование скарнов и руд и подсчеты показывают, что для этого их вполне достаточно, даже без привноса из магматического очага. Поэтому заслуживают пристального внимания все магнитные аномалии, находящиеся среди осветленных пород, как например, Северо-Качарская, Жангирская, Елизаветинские, Аральские и другие. Открытие здесь рудных тел, на наш взгляд, не подлежит сомнению.

Метасоматические образования в виде сильно альбитизированных осветленных пород с диопсидом, скаполитом, кальцитом или хлоритом, при обильных иногда новообразованиях пирита, являются

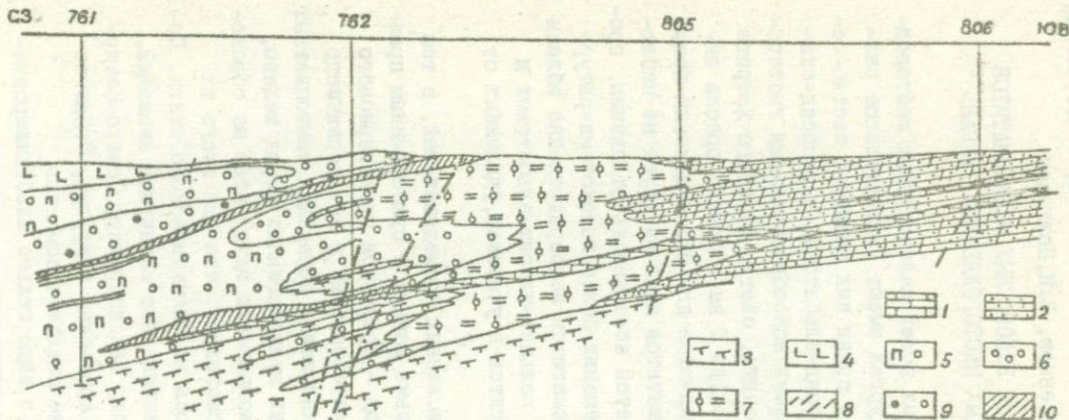


Рис. I. Геологический разрез по Южно-Светло-Джаркульскому месторождению. Составлен З.И.Полтавец по данным микропетрографических исследований.

1 - известняки; 2 - туфопесчаники, туфоконгломераты, туффиты; 3 - андезитовые плагиоклазовые порфириты и их туфы; 4 - пироксен-плагиоклазовые порфириты андезито-базальтового состава; 5 - пироксен-скаполитовые метасоматиты; 6 - альбит-скаполитовые метасоматиты; 7 - актинолит-серицит-кальцитовые метасоматиты; 8 - карбонатизация и окварцевание; 9 - альбитизированные пироксен-скаполитовые метасоматиты; 10 - магнетитовая руда.

характерными и для зон разрывных нарушений, контролирующих магнетитовое оруденение. Различными исследователями (Баклаев и Овчинников, 1964; Изютко, 1966; Кочергин, 1968 и др.) такие зоны были установлены на Качарском, Соколовском, Сарбайском, Ломоносовском и некоторых других месторождениях. Наши геохимические исследования показали, что осветленные породы, находящиеся здесь, отличаются резко повышенным содержанием меди, кобальта, молибдена, мышьяка и некоторых других элементов — примесей, связанных как с сульфидами, так и с силикатами. Поскольку зоны дорудных рудоконтролирующих нарушений при последующих деформациях существовали как ослабленные зоны, естественно, вдоль них наряду с высокотемпературной альбитизацией, пироксенизацией и скаполитизацией, можно наблюдать проявления и более низкотемпературных процессов: эпидотизации, серицитизации, гематитизации и окварцевания.

Наряду с доскарновой высокотемпературной альбитизацией, в Тургайских железорудных месторождениях широкое развитие имеет и послемагнетитовая альбитизация, которая чаще всего представлена новообразованиями альбита розового или оранжевого цвета. Этот альбит в отличие от домагнетитового, тесно ассоциирует с вторичным кальцитом, образующим в нем многочисленные прожилки и включения, а также с пиритом, обогащенным свинцом, цинком, мышьяком и серебром. Вместе с указанными альбитом, пиритом и кальцитом, по зонам дробления и мелкой трещиноватости, на ранее образовавшиеся метасоматиты и руды и незатронутые метасоматозом породы нередко накладываются также гематит, барит, серицит, кварц, иногда эпидот, халькопирит, сфалерит, лейкоксен и другие минералы. Установлено, что пирит, отчасти гематит и лейкоксен, замещают рудный магнетит. За счет разложения ранее образованного диопсида обычно развивается хлорит.

Исследования послерудных альбититов методами термолюминесценции, рентгено-структурного и химического анализа показали, что они имеют пониженную температуру свечения (225–270°C против 370–450°C у белых дорудных альбититов), повышенную ультрамикropористость и увеличение соотношения  $\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2}}$ ; что связано с новообразованиями гематита. Спектральные анализы показывают в розовых послерудных альбититах повышение содержания меди, молибдена, стронция и бария и понижение содержаний марганца, ванадия, титана

и хрома.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что нельзя, как это делалось раньше многими исследователями (Дымкин, 1966, Кобзарь, 1966 и другие), считать альбитизацию только предскарновым или сорудным процессом. Несомненно существует и послемагнетитовая альбитизация, которую по указанным парагенезисам следует относить к кальцит-альбитовой ступени низкотемпературной стадии контактового метаморфизма (Коржинский, 1948; Баклаев, 1959), непосредственно предшествующей кварц-серицитовой ступени характерными для нее образованиями колчеданов (особенно халькопирита).

Магнетитовые залежи подавляющего большинства контактово-метасоматических месторождений Тургай залегают среди скарновых зон, сложенных гранатом, клинопироксеном и эпидотом, причем гранат играет главную роль в составе этих зон, за исключением месторождений скаполитового и гидросиликатного подтипа, где он находится в резко подчиненном количестве. По условиям залегания рудных тел, минералогическим ассоциациям скарнов и руд, по изменению состава главных породообразующих минералов: граната и пироксена среди месторождений скарнового подтипа в Тургае могут быть выделены месторождения преимущественно биметасоматического - диффузионного и с другой стороны - преимущественно инфильтрационно-метасоматического происхождения.

Для первого вида, типичным представителем которого является Алешинское месторождение, характерны:

1) зональное строение образующихся скарнорудных зон; по мере удаления от руды, локализованной вблизи контакта с мраморизованными известняками, гранатовые скарны сменяются пироксено-гранатовыми скарнами, а затем околоскарновыми породами пироксен-скаполитового состава; 2) широкое развитие псевдоморфоз по породообразующим минералам в скарнах и околоскарновых породах; 3) переменный состав гранатов и пироксенов, с закономерным, нарастанием в них железистости по мере приближения к рудным телам. Рудные тела имеют здесь преимущественно пластообразную форму, согласную с элементами залегания вмещающих эффузивных и эффузивно-осадочных пород.

Месторождения инфильтрационно-метасоматического происхождения (Ломоносовское, Соколовское, Южно-Сарбайское, Кунайжаркульское и

другие) имеют совершенно другую характеристику в отношении условий залегания, состава и строения скарново-рудных зон. Здесь, нередко развиваются крутопадающие (60-90°) скарново-рудные зоны, генетически связанные с системами разрывных нарушений, возникающих при формировании брахискладчатых структур, особенно брахисинклинальных. Поскольку при образовании брахисинклинальных структур раскрытие рудоподводящих каналов часто идет в направлении формирующегося рудоносного интрузивного массива (Баклаев и Овчинников, 1964), они являются весьма перспективными для поисков глубоко залегающих и прослеживающихся на большую глубину рудных тел. Классической зональности в строении скарноворудных зон в месторождениях инфильтрационно-метасоматического происхождения не отмечается; состав гранатов и пироксенов здесь выдерживается более или менее постоянным на протяжении всей метасоматической колонки (рис. 2), причем рудоносные скарны всегда имеют высокую железистость (80-88% андрадита в гранатах, 32-45% геденбергита в пироксенах). Широкое развитие в этом типе месторождений имеют катаклазированные метасоматиты, в том числе скарны и руды с переотложенными (перекристаллизованными): гранатом, пироксеном, магнетитом, кальцитом, апатитом. Перекристаллизованный магнетит нередко содержит повышенное (до 2,2%) количество титана.

Помимо скарновых месторождений, среди Главной рудоносной полосы Тургая, в ее северной части, известны также месторождения скаполитового подтипа (Качарское, Давыдовское, Южно-Светло-Джаркульское, Куттукское и другие). Фактический материал, полученный при изучении размещения метасоматитов в этих месторождениях, исследования по гомогенизации и декрепитации включений в скаполитах (Дымкин, Могилева и Тетерев, 1967; Крбзарь, 1966), термодинамические расчеты одного из авторов статьи (Ю.А.Полтавца) показывают, что температура образования этих метасоматитов (415-475°C) не превышает температуры образования скарнов пироксен-гранатовой ассоциации. Пространственно месторождения скаполитового подтипа часто располагаются значительно дальше от рудоносных интрузивных массивов, чем типично скарновые месторождения. Благоприятные условия для образования рудной скаполит-магнетитовой ассоциации, обогащенной, как правило, титаном (титанистый магнетит, титанистый биотит) возникают только в весьма проницаемых участ-

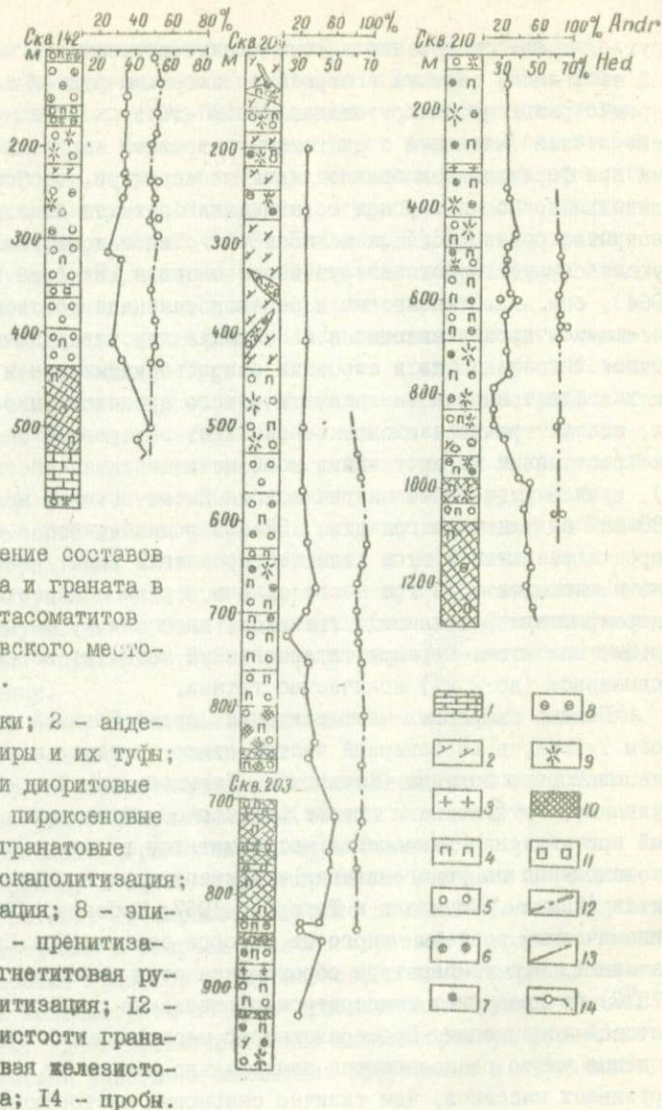


Рис. 2. Изменение составов пироксена и граната в зонах метасоматитов Ломоносовского месторождения.

1 - известняки; 2 - андезитовые порфиры и их туфы; 3 - диориты и диоритовые порфиры; 4 - пироксеновые скарны; 5 - гранатовые скарны; 6 - скаполитизация; 7 - альбитизация; 8 - эпидотизация; 9 - пренитизация; 10 - магнетитовая руда; 11 - пиритизация; 12 - кривая железистости граната; 13 - кривая железистости пироксена; 14 - пробн.

ках — зонах крупных разрывных нарушений, когда в процессе интенсивного хлоридно-натриевого щелочного метасоматоза по многочисленным каналам идет значительная внутренняя перегруппировка химических компонентов в породах, в том числе соединений титана и железа.

Установлено, что рудоносные скаполитовые метасоматиты, в отличие от нерудоносных, содержат в несколько раз (до 10) больше хлора, магнетит в них с высоким содержанием титана ( $0,6-2,0\% \text{TiO}_2$ ), интенсивность ТЛ скаполитов рудоносных метасоматитов гораздо ниже, чем безрудных. Скаполит в рудоносных метасоматитах обычно находится в тесных сростаниях с железистым пироксеном (диопсид с содержанием 25-35% геденбергитовой молекулы). Поскольку месторождения скаполитового подтипа отличаются исключительно мощным развитием метасоматических процессов и значительной концентрацией оруденения, расчленение по указанному комплексу признаков метасоматитов на рудоносные и нерудоносные, несомненно, имеет важное промышленное значение.

Институт Г и ГИ УФАИ СССР, Свердловск

А.Е. Бекмухаметов

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В СКАРНОВО-РУДНЫХ ЗОНАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

За два десятка лет разведки и исследования магнетитовых месторождений Тургайского прогиба накоплен и обобщен огромный фактический материал, свидетельствующий об их контактово-метасоматическом происхождении. Однако в настоящее время некоторые геологи ставят под сомнение эту точку зрения. Одни из них выдвигают концепцию полигенного происхождения (Чугуевская и др., 1967), другие — осадочно-вулканогенного (Тетерев, 1966). Разногласия эти возникли на почве конвергентности некоторых явлений в скарно-рудных зонах (стратиморфное залегание рудных тел и отдельных полосчатых выделений магнетита, единичные находки рудных ксенолитов в интрузивных породах и т.д.), а также в результате слабой изученности метасоматической зональности, которой до сих пор мало уделялось внимания! Метасоматическая зональность в скарно-рудных зонах нередко нарушена пострудными тектоническими сдвигами и ее трудно проследить по всему месторождению, поблочно растащенному на несколько участков. Во многих случаях она затушева-

на в результате пространственного слияния несколько поэтажно расположенных и одновременно разрастающихся колонок в одной скарно-рудной зоне, а также телескопированием поэтапных процессов метасоматизма.

Специально проведенные нами исследования позволили выделить и охарактеризовать ряд метасоматических колонок зонального строения: (I) зональность, проявленная в ореоле осветленных пород в связи с различной степенью изменения вмещающих осадочно-вулканических и интрузивных пород; (II) пространственная зональность в скарно-рудных зонах, обусловленная температурным градиентом, (III) зональность, связанная с изменением содержания железистых молекул в минералах переменного состава.

### I. Зональность в осветленных породах

Как уже отмечалось ранее (Бекмухаметов, 1965) все большие и малые скарно-рудные тела месторождений Тургайского прогиба и даже обособленные гнезда и жилки магнетита окаймлены ореолом осветленных пород, развитым как по вмещающим, так и по интрузивным породам. Уже один этот ярко выраженный и неоспоримый факт никак не вяжется с концепциями полигенного и тем более осадочно-вулканического происхождения руд и однозначно свидетельствует о мобилизации железа из окружающей среды. Детальное изучение осветленных пород позволило нам выделить в них целый ряд разновидностей, отличающихся по степени измененности. Причем изменение это закономерно усиливается от свежих разностей вмещающих и интрузивных пород в сторону скарно-рудных тел.

Начальная форма проявления щелочного метасоматоза в свежих магматических породах выражается в дезинтеграции составляющих минералов. Фемические минералы, прежде всего роговая обманка андезитовых порфиритов, их туфов, эруптивных брекчий, туффитов, дисритов и диоритовых порфиритов, и других пород базальтоидного ряда претерпевают разложение, и по ним развиваются биотит, кварц, диопсид, тремолит и магнезиальный хлорит. При этом высвобождается железо, которое выделяется здесь же в виде магнетита. Плагиоклаз в этих породах подвергается серицитизации, сосеритизации и пренитизации. В дезинтегрированных породах проявляется лишь вторичная перегруппировка и перераспределение петрогенных компонен-

тов при постоянстве их валового содержания. Это выражается близкими химическими составами свежих и дезинтегрированных их разностей.

Далее в колонке следуют альбитизированные магматические породы. В них наблюдается уже вынос железа, магния и других компонентов, составляющих феррические минералы и продукты их разложения, а также деанортитизация плагиоклаза. Первичная структура исходных пород сохраняется. Например, в диоритовых порфиритах и андезитовых порфиритах полифировая структура породы сменяется порфировой, когда из фенокристаллов сохраняется только плагиоклаз, псевдоморфно замещенный альбитом, а роговая обманка нацело разложена и основные ее компоненты вынесены. В диоритах в процессе альбитизации гипидиоморфнозернистая структура сменяется призматическизернистой. Нередко в интрузивных породах под воздействием возрастающей температуры щелочных растворов плагиоклаз подвергается частичной деформации и оплавлению, а роговая обманка замещается диопсидом, который остается устойчивым и при дальнейшем повышении температуры постмагматических растворов. В результате возникают пироксенизированные диоритовые порфириты, в которых плагиоклаз основной массы деанортитизирован до альбита.

За альбитизированными магматогенными породами следуют эпиальбититы. Они возникли в результате перекристаллизации плагиоклаза под воздействием термальных растворов. В процессе образования эпиальбититов первоначально образуется бластоаллотриоморфнозернистая структура при частичной перекристаллизации диоритов, бластопорфировая и гетерообластовая структуры образуются по диоритовым порфиритам и порфиритам, бластокластическая - по туфам. По этим структурам еще можно распознать первичную породу, но далее процесс перекристаллизации полностью затушевывает облик исходной породы с образованием эпиальбититов, состоящих из тесносросшихся изометричных агрегатов альбита гранобластовой и роговиковоподобной структуры. Процесс альбитизации в описанной колонке осветленных пород сопровождается усиливающимся выносом натрия и выносом железа, магния и других компонентов при незначительной миграции калия и кремния. В интрузиях, где над альбитизацией преобладает биотитизация и калишпатизация процесс осветления сопровождается окварцеванием пород и выносом тех же железо-магнезиальных компонентов. Метасоматическими производными дио-

титов становятся: метагранодиориты, метаплагиограниты, метакварциты вплоть до образования сплошных метакварцитов.

В непосредственной близости со скарново-рудной зоной развиты околоскарновые и околорудные породы. Они возникли в результате наложения вкрапленностей скарновых и гидросиликатных минералов и непосредственно окаймляют отдельные тела руд и в целом скарново-рудные зоны месторождений. Околоскарновые и околорудные породы имеют уже зеленоватую окраску и в них над альбитом и кварцем преобладают вкрапления диопсида, тремолита, хлорита, гроссуляра, клиноцоизита, которые представляют здесь „ореол рассеивания“ скарново-рудной зоны. По сравнению с осветленными разностями пород в них фиксируется резкая концентрация железа, магния и уменьшение щелочей.

Известняки, подобно вулканогенным и интрузивным породам, также подвергаются околорудным изменениям, а не контактовой мраморизации, как это принято считать. Наши исследования показали, что темно-серые пелитоморфные и органогенные известняки нередко слоистой текстур при метасоматической переработке подвергаются перекристаллизации и осветлению. Они в виде оторочки пространственно примыкают и сопровождают скарно-рудные зоны. На Сорском месторождении, где вмещающей средой являются сплошные известняки, скважины после прохождения скарново-рудной зоны и сопровождающих их перекристаллизованных известняков входят в пелитоморфные и органогенные известняки. В процессе перекристаллизации известняков выносятся кальций и привносится кремнезем. В небольших количествах также привносится алюминий, железо, магний. Пористость увеличивается в 3-4 раза, тогда как известно, контактовая мраморизация приводит к уплотнению пород.

## II. Зональность в скарново-рудных зонах, вызванная температурным градиентом

Контактово-метасоматические месторождения железа Тургайского прогиба отличаются широким разнообразием околорудной минерализации, формировавшейся при различных температурных условиях (Г.А. Соколов, 1958). Однако при неоднородном температурном прогреве в пределах одного рудного поля могут в скарново-рудной зоне одновременно возникнуть скаполитовая, собственно скарновая и гидросили-

катная первично-реакционные минерализации сплошных пород. При этом скарны образуются в участках высокотемпературного прогрева, а скаполитовые и гидросиликатные породы, в том числе хлоритовые, одновременно формировались в условиях относительно низкотемпературного прогрева (А.Е. Бекмухаметов, 1967). В этих месторождениях со смешанной околорудной минерализацией ("промежуточный подтип") довольно отчетливо устанавливается метасоматическая зональность по падению, простиранию и мощности скарново-рудных зон.

Примером метасоматической и температурной зональности вдоль падения скарново-рудной зоны на глубину может служить Сорское месторождение, где два рудных участка, Северный и Южный, составляли одну скарново-рудную зону, приуроченную к Сорскому интрузивному массиву. В пострудный период рудное поле было расчленено субмеридиональным разломом на два блока. В процессе тектонических подвижек восточный блок был смещен сбросо-сдвигом на 2800 м к северу и поднят по плоскости разлома на 280 м.

Западная часть скарново-рудной зоны (теперь Южный участок) формировалась в верхних горизонтах месторождения, в экзоконтакте с апикальной частью массива диоритовых порфиритов, где замещались известняки ядерной части антиклинальной складки при относительно низких условиях температуры и давления. Здесь соответственно сформировались пластообразные рудные тела с примесью гидросиликатной минерализации, сопровождаемые безрудными актинолитовыми и эпидотовыми породами. Восточная часть скарново-рудной зоны (Северный участок) приурочена к восточному крылу антиклиналя, моноклинально падающему на глубину под углом порядка  $45^{\circ}$ . В более глубоких горизонтах восточного блока в зоне контакта с корневой частью массива, представляющей здесь полнокристаллическими диоритами, были благоприятные условия для формирования высокотемпературных пород пироксен-гранатового состава и руд с примесью скарновой минерализации.

Другим аналогом метасоматической зональности вдоль падения скарново-рудной зоны является Сарбайское месторождение. По данным И.А. Кочергина (1968), Западная залежь с гидросиликатной околорудной минерализацией по восстанию являлась продолжением Восточной скарново-рудной зоны и была опущена на 750 м по вертикали в юго-западном направлении. В последующем оба рудных блока с

различной окислительной минерализацией были эродированы и оказались на одном гипсометрическом уровне.

Зональное размещение первично-реакционной скарново-гидросиликатной минерализации по простиранию хорошо прослеживается в Западном участке Шагыркульского месторождения, где на юге меридионально вытянутой скарново-рудной зоны широко развита гидросиликатная минерализация, составляющая довольно мощные моно- или биминеральные актинолитовые, эпидотовые и хлоритовые породы. По простиранию они постепенно сменяются скарновыми породами в северной части участка, где залегают в виде небольших линз в зоне непосредственного контакта с диоритовым массивом. В Бенкадлинском месторождении отчетливо проявляется поперечная зональность по мощности скарново-рудной зоны Восточного участка: от скарновых пород и руд с примесью скарновых минералов в верхних пачках рудных тел к низкотемпературной первично-реакционной хлоритовой минерализации в нижнем рудном теле через рудные тела с эпидотом и актинолитом, занимающих промежуточное положение в скарново-рудной зоне.

Определенная метасоматическая зональность проявляется в рудной минерализации железа. В гидросиликатных месторождениях, сформировавшихся по А.М.Дымкину (1966) в близповерхностных фациях глубин, процесс железного оруденения начинается с гематитовой минерализации в окислительных условиях, которые образуют сплошные тела мощностью до нескольких десятков метров (45 м в Шагыркульском месторождении), и завершается магнетитовым (Бекмухаметов, 1969 г.). При этом, линзовидные гематитовые тела, окаймленные магнетитовыми рудами, подвергнутые сплошной мушкетовитизации в восстановительных условиях, занимают центральную часть залежей. В скарновых месторождениях, формирующихся в гипабиссальных условиях, оруденение представлено лишь магнетитовой минерализацией. Магнетит из скарновых месторождений, по данным В.М.Щербака (1966) содержит в два-три раза больше титана, магния, ванадия и особенно много марганца, чем из гидросиликатных месторождений, что связано с повышенной активностью элементов при высоких температурах и давлениях, и они легко входили в кристаллическую решетку высокотемпературного магнетита в виде изоморфной примеси. Разнотемпературные, но одновременно воз-

ни.шие магнетитовые руды гидросиликатных и скарновых месторождений также отличаются зернистостью, отражательной способностью, параметрами элементарных ячеек, микротвердостью и другими физическими свойствами. Вместе с тем, между ними могут быть все постепенные переходы при условии температурной зональности в период оруденения.

В Южном участке Адаевского месторождения зональность выражена не только в фациальной смене мушкетовита магнетитом от центральной части рудного тела к ее периферии, но и в пространственном распределении сульфидной минерализации (Бекмухаметов, 1969). В краевых частях тела в магнетитовых рудах развивается пиритовая минерализация, в центральной части — пирротиновая. Здесь пирротин ассоциирует с мушкетовитом. Однако, ореол пирротиновой минерализации перекрывает мушкетовитовый как по простиранию, так и по мощности; пирротин также накладывается на магнетитовые руды и только в краевых зонах рудного тела сменяется пиритом. Метасоматическая зональность сульфидов проявлена и в меридионально вытянутой рудной зоне Западного участка Шагыркульского гидросиликатного месторождения. Здесь горизонтальная температурная зональность, выраженная метасоматической зональностью околорудной минерализации, отмеченной выше, отчетливо совпадает со сменой пирротина пиритом. В северной части участка, где магнетитовые руды наряду с гидросиликатной минерализацией в значительной мере ассоциируют с высокотемпературными минералами скарнов пироксеном и гранатом, развита пирротиновая минерализация. В южной части Западного участка околорудную минерализацию составляют первично-реакционные образования актинолита, эпидота, хлорита, реже пироксена и совершенно отсутствует гранат. Здесь сульфидная минерализация представлена только пиритом.

### III. Зональность, связанная с изменением содержания железа в минералах переменного состава

Результаты изучения железосодержащих минералов переменного состава показали, что они меняются от магнезиальных и алюмоизвестковых разностей до железистых: гранаты — в рядеgrossулар-андрадит; пироксены — диспид-ферросалит; актинолиты-тремолит-ферроактинолит; эпидоты — влиноцоизит — пистацит и т.д.

При этом в скарново-рудных зонах, стратиморфно размещенных среди магматических пород, т.е. когда висячем и лежащем боку залегают эффузивно-пирокластические породы или межпластовые интрузивные тела, а скарны и руды нацело заместили терригенно-карбонатную толщу, характер изменения железосодержащих минералов проявляется в своеобразной концентрической зональности. В рудах и оруденелых карновых и гидросиликатных породах, занимающих центральную часть скарново-рудных зон, с магнетитом ассоциируют наиболее железистые разновидности метасоматических минералов переменного состава — ферросалит, андрадит, актинолит, пистацит, железистый хлорит и т.д. В удалении от скарново-рудных зон содержание железистых молекул в минералах резко падает и они представлены магнезиальными (диопсид, тремолит) и алюмоизвестковистыми (гроссулар, клиноцоизит) разновидностями, которые во фланговых частях месторождений образуют вкрапленности в околоскарновых и осветленных породах. Безрудные скарновые и гидросиликатные породы непосредственно окаймляющие рудные тела или чередующиеся с ними в скарново-рудных зонах сложены из минералов промежуточного состава. Описание такой зональности с данными химических анализов и оптических свойств минералов приведены на примере Бенкалинского и Шагыркульского месторождений (Бекмухаметов, 1966).

Иными словами, в скарново-рудных зонах многих месторождений Тургайского прогиба ассоциирующиеся с магнетитом экоскарны отличаются повышенной железистостью, а безрудные эндоскарны различаются по окружающим осветленным магматогенным породам и образуют своеобразный ореол вкрапленной минерализации диопсида, гроссулара, тремолита и т.д.

Несколько иначе проявлена зональность в размещении минералов переменного состава в скарново-рудных зонах, возникших вдоль контакта сплошных вмещающих известняков с интрузивными массивами. Примером могут служить Сорское и Южно-Адаевское месторождения. Здесь скарново-рудные зоны размещены в зоне контакта диоритов и известняков. Скарны в этих условиях разрастались преимущественно путем биметасоматоза от зоны контакта двух сред, резко неравновесных по химическому составу и контрастных по физическим свойствам. Экоскарны как рудные, так и нерудные (особенно гранатые) отличаются высоким содержанием железистых минералов и лишь в

толще перекристаллизованных известняков, подстилающих скарново-рудную зону с лежачего бока, отмечаются вкрапления и гнезда мелких агрегатов диопсида, тремолита, гроссуляра и волластонита, тогда как эндоскарны, замещающие диориты, диоритовые порфириды и их осветленные разности постоянно представлены магнезиальными и алюмо-известковистыми разностями 1.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата

Н.М.Беляшов, И.П.Новохатский  
Г.М.Тетерев

### ОБ УЧАСТИИ СЕДИМЕНТОГЕННОГО ЖЕЛЕЗА В ОБРАЗОВАНИИ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУРГАЯ

До последнего времени все магнетитовые месторождения Тургая большинством исследователей (Соколов, 1958; Онтоев, 1958; Дымкин, 1966; Кобзарь, 1966 и др.) относятся к контактово-метасоматическому типу. Образование их считается одноактным и парагенетически связывается с внедрением интрузивов Сарбай-Соколовского габбро-диоритового комплекса. Возраст этих интрузивов по данным П.Н.Кобзаря (1966) нижнекаменноугольный, а по А.М.Дымкину (1966) - от среднего карбона до ранней перми.

Наличие обломков магнетитовых (мартитовых) руд и интрузивных пород в верхнепалеозойских (от среднекаменноугольных до верхнепермских) конгломератах, подвергшихся на Качарском месторождении метасоматозу и магнетитовому оруденению, позволило Н.М.Беляшову (1963) высказать мнение о проявлении в Тургае не менее двух этапов магнетитового оруденения. В это же время О.М.Чугуевской и П.Н.Кобзарем на Елтайских месторождениях установлены тонкополосчатые магнетитовые руды среди туффитов верхнего визе-намура, отнесенные после детальных исследований к вулканогенно-осадочным образованиям. Г.М.Тетеревым (1966) впервые высказано мнение о вулканогенно-осадочном генезисе всех магнетитовых месторождений Главного железорудного пояса Тургая.

Резкие различия в химическом составе руд (особенно по содержаниям серы, фосфора, марганца, титана и ванадия), структурно-текстурных особенно тых и условиях залегания послужили поводом для представления о многоэтапном полигенном формировании Тургайских магнетитовых месторождений. Так, О.М.Чугуевской, Н.М.Беляшовым и И.П.Новохатским (1967) выделено пять разновозраст-

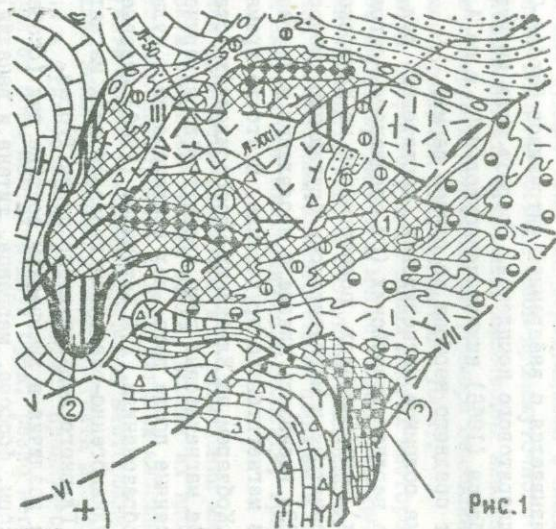


Рис.1

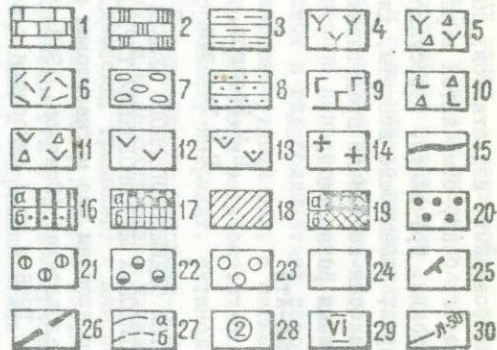


Рис. I. План горизонта - I50 Качарского месторождения (по Н.М.Беляшову).

I - известняки, мраморы; 2 - ангидриты; 3 - туффы, туфопесчаники с прослоями глинисто-карбонатных пород; 4 - порфириты андезитовые; 5 - туфы андезитовых порфиритов; 6 - кислые эффузивы и экструзивы; 7 - конгломераты полимиктовые на гематитизированном пелловом или терригенном цементе; 8 - песчаники полимиктовые, туфо-песчаники, алевролиты, аргиллиты красноцветные; 9 - порфириты базальтовые зеленые; 10 - туфы дацитовых порфиритов; 11 - туфы андезитовых полифировых порфиритов вишневы; 12 - порфириты андезитовые и их туфы; 13 - порфириты и туфы андезито-базальтовые; 14 - гранит-порфиры. Руды магнетитовые; 15 - марганцовистые богатые и вкрапленные (марганца больше 0,30%); 16 - фосфористые (фосфора больше 0,30%): а) богатые, б) вкрапленные; 17 - с реликтами визе-намюрских туффов и известняков: а) богатые, б) вкрапленные; 18 - с реликтами кварцевых порфиров; 19 - с реликтами верхнепалеозойских пород: а) богатые, б) вкрапленные; 20 - скарны гранатовые и пироксен-гранатовые; 21 - пироксен-скарнитовые породы, альбитизированные; 22 - пироксен-альбитовые и альбит-пироксеновые породы; 23 - кварц-альбитовые породы; 24 - рыхлые осадки мезозоя и кайнозоя (на разрезах); 25 - направление падения слоев (на карте); 26 - линии дизъюнктивных нарушений; 27 - контакты пород: а) прослеженные, б) предполагаемые. Номера: 28 - рудных пачек; 29 - разломов; 30 - разведочных профилей.

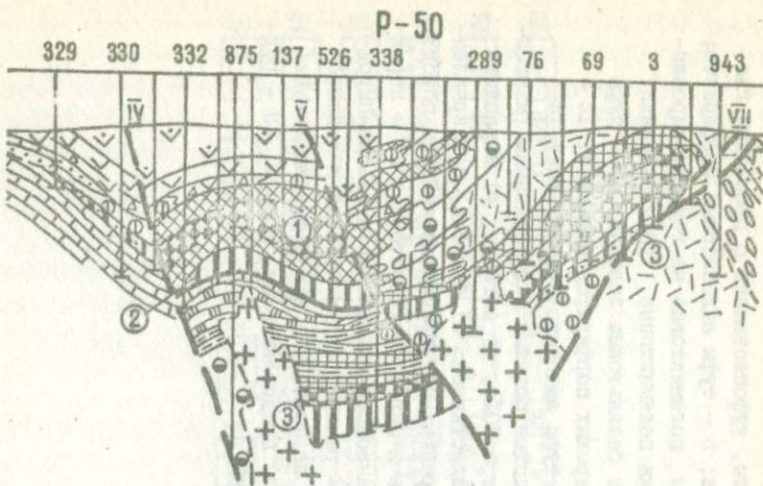


Рис.2. Геологический разрез по линии 50.

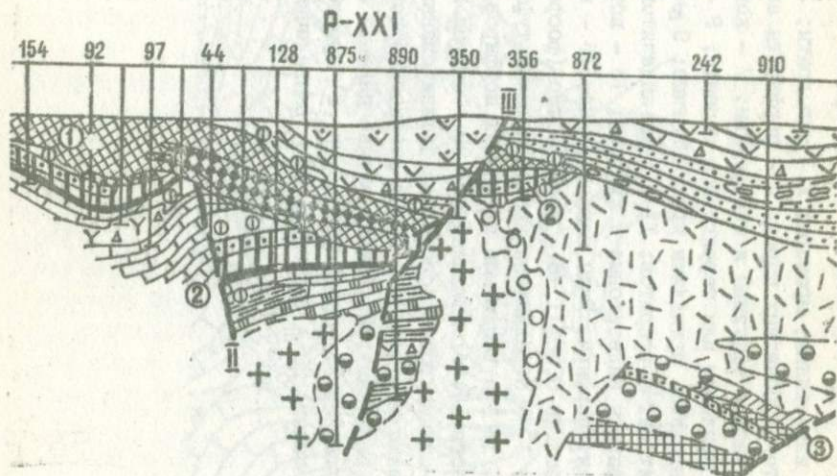


Рис.3. Геологический разрез по линии XXI.  
(Условные обозначения см.к рис.1)

ных этапов и соответствующих им типов магнетитового оруденения: вулканогенно-осадочный (верхнее висте-намюр), позднемагматический (средний карбон), контактово-метасоматический (средний карбон), вулкано-метасоматический (верхняя пермь), пегматоидный (нижний триас?). В связи с тем, что наиболее интенсивный вулканизм, интрузивная деятельность и связанные с ними разновозрастные метасоматозы и магнетитовое оруденение приурочены к одним и тем же локальным участкам — долгоживущим вулкано-плутоническим узлам, нередко в пределах одного рудного поля, а иногда и одного месторождения отмечаются руды различных типов. Более того, магнетитовое оруденение поздних этапов иногда накладывалось на ранее сформировавшиеся руды. Не касаясь характеристики всех типов, приведем некоторые доказательства значительного участия в строении магнетитовых месторождений Тургая вулканогенно-осадочных метаморфизованных руд на примере рудных полей северной части Главного железорудного пояса.

Крупнейшее в регионе Качарское месторождение имеет сложное строение. На геологическом плане (рис.1) и разрезах (рис.2,3) четко выделяются руды с повышенным содержанием марганца или фосфора (соответственно в 9 и в 5 раз выше по сравнению с рудами метасоматическими) в виде весьма выдержанных горизонтов среди туффитов и известняков или образованных по ним метасоматитов. Запасы таких руд составляют около 500 млн.т (25-30% от общих по месторождению). Преобладают на Качарском месторождении руды метасоматические, образованные по нижнекаменноугольным известнякам, туффитам, туфам, порфирирам, кварцевым порфирам и верхнепалеозойским красноцветным туффитам, полимиктовым песчаникам, конгломератам. На рис.3 видно, что нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные образования, вместе с согласно залегающими среди них марганцевистыми и фосфористыми, рудами, дислоцированы, эродированы и перекрыты верхнепалеозойскими осадками, в дальнейшем подвергшимися метасоматозу и оруденению.

На Светлодаркульском месторождении, приуроченном к южной части Давыдовского рудного поля, среди висте-намюрских туффитов, интенсивно скаполитизированных, вскрыто несколько маломощных (до 30 м) горизонтов массивных, вкрапленных и полосчатых магнетитовых руд, протягивающихся на расстоянии до 2 км. Для верхних

горизонтов руд и вмещающих их пород присущи повышенные содержания фосфора, а для нижних — серы. Иногда магнетитовые руды фа-циально переходят в известняки. Ориентировочные запасы руд на этом участке составляют около 300 млн. т. Киньбайкайское месторождение (запасы около 10 млн. т) характеризуется наличием двух четко разграниченных и выдержанных горизонтов руд: фосфористых (средние содержания %: серы 0,18, фосфора 0,29) вверху и сернистых (серы 2,56; фосфора 0,08) внизу.

По условиям залегания, структурно-текстурным и геохимическим признакам марганцевистые и фосфористые руды Качарского, а также основная масса руд Светлоджаркульского и Киньбайкайского месторождений относятся к вулканогенно-осадочным метаморфизованным.

Относительно выдержанные горизонты магнетитовых руд с повышенным содержанием фосфора (0,5–2,0%) установлены так же в пределах Западно-Алешинского, Восточно-Кунайжаркульского, Южно-Ломоносовского и Алексеевского месторождений и рудопроявлений, а руды, значительно обогащенные марганцем (0,4–1,0%), прослежены на северном участке Соколовского месторождения в зоне фа-циального перехода рудоносной толщи в известняки. На многих месторождениях (Алешинское, Северное Ломоносовское, Сарсайское, Куржункульское) широко распространены вулканогенно-осадочные метаморфизованные руды, содержащие 1,5–8,0 (редко более) процентов серы при концентрациях фосфора и марганца, близких к кларковым. Характерно, что повышенные содержания пятиоксида ванадия (0,08–0,25%) отмечаются только в фосфористых рудах, а в марганцевистых и сернистых этого компонента обычно не более 0,05%. Фосфор в этих рудах обычно заключен в мелкозернистом равномернокрапленном апатите (в отличие от крупнокристаллического жильного или крупногнездового апатита пегматоидных руд). Самостоятельных минералов ванадия и марганца не обнаружено. Первый в основном входит как изоморфная примесь в магнетит, менее в гранат, а второй преимущественно в гранат, меньше в пироксен, хлорит, а при отсутствии в руде гранатов — в магнетит.

Вулканогенно-осадочные относительно слабо метаморфизованные руды часто имеют тонкослоистую текстуру. Магнетит в них тонкозернистый, матовый, из нерудных преобладают хлорит, кальцит, по-

левые шпаты, иногда кварц. Очень редко на выклинивании рудных залежей (Качарское, II Елтайское месторождения) рудный компонент в тонкослоистых рудах представлен гидрогетитом, лепидокрокитом и гематитом. На Кжно-Сарбайском месторождении в ассоциации с хлоритом, кальцитом и магнетитом широко распространен сидерит.

Преобладают во всех месторождениях среди верхневизе-наимюрских отложений интенсивно метаморфизованные вулканогенно-осадочные руды с наложенным метасоматическим магнетитовым оруденением. В них иногда сохраняется тонкополосчатая текстура, но матовый тонкозернистый магнетит встречается только в виде реликтовых участков, а основная его масса перекристаллизована, мелко- и среднезернистая (0,05-0,5 мм). Состав нерудных минералов зависит от степени метаморфизма. Так, на Алешинском, Качарском и Сарбайском месторождениях руды, близкие по химическому составу, около интрузивов имеют пироксен-гранат-магнетитовый состав, на некотором удалении пироксен-скаполит-магнетитовый, а еще дальше хлорит-кальцит-магнетитовый или альбит-актинолит-магнетитовый. Для явно метасоматических руд Тургая (с реликтами кварцевых порфиров, базальтовых порфиритов и других пород) также характерен преобладающе пироксен-гранат-магнетитовый или пироксен-скаполит-магнетитовый состав.

Под микроскопом обычно наблюдается наложение магнетита на нерудные минералы, что считается одним из основных признаков метасоматического его образования. Однако, как указывает Д.С.Сердюченко (1960), это свидетельствует только о большей подвижности (способности к перекристаллизации) магнетита. Независимо от того, происходил ли метасоматоз с привносом вещества или местное его перераспределение с образованием новых минералов, порядок кристаллизации последних при определенных термодинамических условиях будет одинаков. Поэтому минеральный состав руд, как правило, не может служить критерием для определения генетического типа месторождений. Большое значение в этом случае имеют условия залегания, структурно-текстурные особенности и химический состав руд.

Для выработки объективных геохимических критериев, с целью выделения в пределах месторождений магнетитовых руд различного генезиса, Х.Г.Шангиреевым и Н.М.Беляшовым проведена математическая обработка с применением БЭСМ более 800 химических анализов

Таблица I

Характерные отличительные признаки вулканогенно-осадочных метаморфизованных и метасоматических магнетитовых руд в месторождениях Тургай

№ п/п	Признаки	Руды	
		Вулканогенно-осадочные метаморфизованные	Метасоматические
I	2	3	4
1.	Стратиграфическая приуроченность	$C_1V_3 - n_1$	$C_1V_2 - P_2$
2.	Вмещающие породы	Туффиты, известняки	Туффиты, известняки, кварцевые порфиры, порфириты, песчаники, конгломераты, интрузивные породы
3.	Видержанность рудных залежей по: а) мощности б) содержаниям железа в) содержаниям S, P, Mn, V	хорошая "-" "-"	обычно плохая "-" отсутствует
4.	Распространенность тонкослойных (полосчатость) текстур	широкая	встречаются редко
5.	Ритмичное строение прослоек	отмечается редко	отсутствует
6.	Метасоматическая зональность в отдельных "прослойках"	отсутствует	наблюдается часто

I	2	3	4
7.	Наличие реликтов пород, подвергшихся метасоматозу	не характерно	отмечаются часто
8.	Содержания элементов-примесей в рудах: а) Ti б) P, Mn в) S, Cu, Zn, Co	всегда ниже, чем во вмещающих туффитах  переменные повышенные	близки к содержаниям в породах, подвергшихся метасоматозу и оруденению  низкие низкие
9.	Отношения содержаний: а) Fe: TiO <sub>2</sub> б) CaO: MgO в) SiO <sub>2</sub> : (MgO + CaO)	от 90 до 500 от 0,8 до 3 от I до 2,2	от 30 до 80 около I от 2,9 до 4, I
10.	Корреляционная зависимость между содержаниями элементами: а) Fe - V б) Fe - S в) Fe - Cu г) Si - V д) Si - S е) Ti - S ж) Ca - Mg з) P - V	отсутствует слабая прямая слабая прямая отсутствует четкая обратная обратная отсутствует слабая прямая	четкая прямая отсутствует отсутствует обратная отсутствует отсутствует четкая прямая четкая обратная
11.	Наличие в рудах титано-магнетита, ильменита, шпинели	отсутствуют	встречаются

Критерии однородности различных типов магнетитовых  
руд Качарского месторождения

Таблица 2

Типы руд	Коэффициенты однородности по комплексу признаков		Коэффициенты однородности по отдельным признакам ( $V_{0,05;I}$ )										
	$V_{0,05;II}$	$V_{0,05;7}$	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P	S	Cu	Zn
I-II		11,02 <sup>x)</sup>	0,00	1,67	3,43	37,78	0,002	6,06	15,87	32,21	3,42	0,00	2,51
I-III	266,53	142,39 <sup>x)</sup>	4,11	30,10	1,01	40,74	12,42	18,54	28,26	36,60	51,17	50,85	12,73
III-IV	-	14,01 <sup>xx)</sup>	1,30	7,50	0,06	1,29	0,23	5,45	0,46	35,17	26,76	7,68	3,17
Допустимое значение $\chi^2$	19,67	14,07					3,84						

Примечание: I - вулканогенно-осадочные метаморфизованные марганцевистые руды (n=30);  
II - то же фосфористые (n=29); III - метасоматические руды по туффитам C<sub>I-V</sub> - n<sub>1</sub> (n=36);  
IV - То же по полимиктовым песчаникам, конгломератам, туффитам Pz<sub>3</sub> (n=50)

По выборкам всех типов руд среднее содержание железа близко к среднему по месторождению (39,5%). n - количество проб.

x) по SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, S, Cu, Zn

xx) по SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zn.

$V_{0,05;7}$  - коэффициент однородности при 0,05% уровне значимости и 7 степенях свободы. Выборки считаются неоднородными, если  $V$  больше допустимых значений  $\chi^2$ .

групповых проб. Совокупность отличительных признаков, присущих вулканогенно-осадочным метаморфизованным и метасоматическим рудам приводится в табл.1. В табл.2 дается оценка критериев однородности между различными типами руд Качарского месторождения, рассчитанными статистическим методом разграничения объектов по комплексу признаков (Родионов, 1968). Сравнение выделенных типов руд, взятых попарно, показывает, что отнесенные к вулканогенно-осадочным марганцевистые (I) и фосфористые (II) руды, а также метасоматические по вилле-намюрским туффитам (III) и верхнепалеозойским полимиктовым песчаникам (IV) по преобладающему количеству компонентов однородны и только по специфическим элементам (марганец, фосфор, ванадий, сера) неоднородны. Сравнение же марганцевистых (I) и метасоматических руд по туффитам (III), залегающих в пределах одной рудной пачки, свидетельствует о резкой их неоднородности как по комплексу признаков, так и по всем отдельным элементам (кроме глинозема).

Сторонники глубинного источника железа для магнетитовых месторождений Тургая обычно утверждают, что для доказательства наличия руд вулканогенно-осадочного происхождения необходимо найти неметаморфизованные их разности. Поэтому следует отметить, что маломощные прослой гематитовых руд с реликтами гидроокислов железа среди туффитов встречены В.М.Чербаком (1969) на II Елтайском месторождении. Н.М.Беляшовым еще в 1950 году на фланге Козыревского месторождения мартитов в нижнекаменноугольной карбонатно-туффитовой толще отмечались прослой сидеритов мощностью до 4 м.

При разведке большинства магнетитовых месторождений глубокие скважины бурятся только в пределах магнитных аномалий. Большое количество гравитационных аномалий, которые могут быть обусловлены гематитовыми рудами, бурением не проверены, либо проверены на недостаточную глубину. Вероятно до заложения скважин на гравитационных аномалиях необходимо производить более точную интерпретацию геофизических данных с определением глубин залегания верхней и нижней кромки, а также избыточной плотности, объема и условий залегания возмущающих объектов.

Учитывая сказанное, можно предполагать, что представления о полигенности магнетитовых месторождений Тургая отразятся положительно на расширении перспектив этой уникальной железорудной

провинции.

Несколько слов о влиянии вулканогенно-осадочных руд на последующие процессы метасоматоза и оруденения. По нашим представлениям горизонты этих руд при метасоматических процессах являлись литологически благоприятными для осаждения привнесенного железа в виде метасоматического магнетита. При этом обычно происходило обогащение руд. В отдельных случаях, наоборот, руды разубоживались. Однако, подсчет баланса элементов, выполненный Н.М.Беляшовым для Качарского месторождения, показывает, что железо и сопутствующие ему элементы, входящие в состав метасоматических руд поступали в основном из нижележащих вулканитов и интрузивных образований, из которых они высвобождались при щелочном метасоматозе. Доля участия железа, регенерированного из вулканогенно-осадочных руд, была ограниченной.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата  
СКГУ ИГ КазССР, Кустанай

П.С.Гарбузов

#### ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ В СКАРНАХ ТЕТЮХИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ)

Тетюхинский рудный район, расположенный в юго-восточном Приморье, в силу своих геологических особенностей и неисчерпаемой перспективности продолжает привлекать внимание многих исследователей страны. В свое время С.С.Смирнов, посетивший район, писал в январе 1944 года геологам Тетюхинского полиметаллического комбината: «Более своеобразного, более живописного месторождения, чем Тетюхинское, я не видел ни разу в жизни. Ну где вы, например, встретите описание этих исключительных по оригинальности структур и в особенности текстур рудной массы, дающих ключ к пониманию некоторых особенностей рудогенезиса».

Тетюхинский рудный район включает группу своеобразных по составу и геологическому строению месторождений оловянной, свинцово-цинковой и борной минерализации. В данной статье приводятся некоторые особенности локализации оруденения в скарнах на примере собственно полиметаллических месторождений Тетюхе.

В пределах Прибрежной металлогенической зоны Приморья, выделенной Е.А.Радкевич, скарно-полиметаллические месторождения Тетюхе приурочены к антиклинальным структурам 2-3 порядков, вытягивающихся согласно с общей структурой Сихотэ-Алиня в северо-

восточном направлении. В пределах антиклинальных поднятий рудные тела залегают в массивах известняков, в контактах пород и узлах пересечения трещин различного направления.

Сравнение различных горизонтов месторождений рудного поля показывает, что минерализация здесь протягивается на значительную глубину. Рудные тела, выходя на поверхность (отм. +500 м) или располагаясь в основании палеоценового покрова андезитов Самаргинской свиты, прослеживаются затем вниз в осадочных породах до глубины минус 200–300 м. Общий установленный интервал промышленного оруденения по вертикали составляет не менее 800 м.

Большая протяженность минерализации по вертикали сопровождается однако общим уменьшением сульфидной минерализации с глубиной при возрастании относительной роли цинка. Одним из важнейших факторов, определяющим значительную протяженность оруденения по вертикали, является постоянство литологических<sup>х)</sup> и структурных условий рудотложения. При этом следует указать на закономерную приуроченность крупных тел полезного ископаемого к наиболее выдержанным и мощным пластам и блокам известняков.

Для месторождений Тетухе характерен весьма неустойчивый характер рудной минерализации. При этом изменения в химическом составе руд проявляются более резко, чем в изменении минеральных комплексов. По мере перехода на более глубокие горизонты рудных тел падение содержания свинца становится более резким, а колебания в количестве сульфидов на отдельных горизонтах приобретает местами скачкообразный характер. С глубиной происходит уменьшение участков массивных руд, и наибольшее значение приобретают полосчатые и вкрапленные руды.

Изменение минерального состава руд по вертикали на примере Верхнего рудника происходит в следующих пределах (табл. I):

х) Постоянство литологического состава является необходимым, но не главным фактором, т.к. в гранитоидных массивах — породах тоже постоянного состава — вертикальный размах оруденения никогда не бывает столь значительным, как во вмещающих породах; видимо основную роль играет термодинамические параметры системы. Прим. ред.

Таблица 1

Изменение минерального состава руд по вертикали для Верхнего рудника

Минералы	Распространенность к общему объему, %		
	Верхняя часть	Средняя часть (300 м от поверх.)	Нижняя часть (700 м от поверх.)
Геденбергит	60	78	90-95
Кальцит	10	7	2
Кварц	7	4	2
Сфалерит	10	4,5	0,2
Галенит	7	1,5	0,1
Халькопирит	2	1,0	0,1
Прочие	4	4	2

Изменение же количества ценных элементов для отдельных месторождений протекает по разному. Для Верхнего рудника характерно затухание сульфидной минерализации с глубиной при возрастании относительной роли цинка. На Восточно-Партизанском месторождении наблюдаются другие закономерности: от поверхности до глубины 200 м содержание свинца и цинка уменьшается, затем до глубины 350 м концентрация компонентов значительно увеличивается, а затем вновь их содержание постепенно падает. На глубине 700-800 м от современной поверхности их содержание выходит за пределы минимального промышленного.

Между тем с потерей рудной минерализации выклинивания собственно-скарновых тел на глубине не устанавливается, часто они устойчиво прослеживаются скважинами еще более чем на 350-400 м глубины, протягиваясь в вертикальном разрезе более чем на 1000-1200 м.

По составу вмещающих пород можно выделить 4 группы рудных тел:

1. Рудные тела залегающие на контакте известняков и кислых вулканогенных пород.

2. Рудные тела, залегающие на контакте известняков и малых интрузий основного состава.

3. Рудные тела, залегающие на контакте известняков с песчаниками и алевролитами.

4. Рудные тела, залегающие в известняках.

В рудных телах, залегающих на контакте известняков и вулканогенных пород, преобладает геденбергитовый скарн, заместивший известняк, в той или иной степени насыщенный сульфидной минерализацией. Со стороны контакта алмосиликатных пород обычно развивается полоса аксинитового скарна мощностью 0,5-1,0 м.

Более сложная метасоматическая колонка наблюдается в рудных телах, образовавшихся на контакте известняков с интрузиями основного состава. Здесь вблизи контакта известняков развивается мощная непрерывная зона геденбергитового состава, с которым связана основная часть сульфидов. Местами у самого контакта появляется кальцитовая зона с редкой вкрапленностью сульфидов. Далее геденбергитовый скарн сменяется зоной гранат-геденбергитовых образований, мощностью до 5-6 м и меньшим содержанием сульфидов. Наконец, вдоль контакта с интрузией появляется полоса эпидотовой породы, мощностью до 1 м, почти не содержащая сульфидов. Иногда скарноиды развиваются в экзо- и эндозонах, образуя концентрически зональные рудные залежи с различной интенсивностью рудной минерализации. Так на верхних горизонтах Восточно-Партизанского месторождения по некоксообразной интрузии андезитов, составляющей центральную часть рудной залежи, развивается существенно пренитовая и аксинитовая порода с редкой вкрапленностью сульфидов. В известняках же вокруг андезитового тела получает развитие крупнолучистый геденбергитовый скарн с богатой вкрапленностью галенита и сфалерита и крупными обособлениями сплошных сульфидных руд. Наконец, по периферии рудной залежи проявлены карбонатно-сульфидные бедные руды, часто с характерными "бурундучными" текстурами руд.

В рудных телах, залегающих в зонах контакта известняков с песчаниками и алевролитами, характер чередования скарновых зон почти такой же, как и в рудных телах, образованных на контакте с кислыми вулканогенными породами.

Рудные тела, приуроченные к тектоническим нарушениям в известняках, сложены преимущественно геденбергитом с сульфидами, и только иногда узкие прожилки кальцита с редкой вкрапленностью

сульфидов отделяют геденбергитовый скарн от неизмененных известняков.

Принято считать, что метасоматическая колонка скарнов образуется таким образом, что чередование отдельных зон этой колонки направлено по линии, перпендикулярной к активному контакту. Однако в случае образования руд вдали от интрузивного контакта, каковыми являются большинство рудных залежей Тетюхе, могут проявляться и другие особенности скарнов. Преобладающим типом скарнообразования здесь является инфильтрационный метасоматоз и на характер минералогической зональности основное влияние оказывают литологические разности пород, иногда даже в пределах одного и того же горизонта по простиранию пласта. Так в восточной части рудного поля наблюдается следующее чередование отдельных типов скарнов в направлении простирания горизонта карбонатных пород (с запада на восток). В ключе Большичном, в виде узкой полосы на контакте с силикатными породами развиты пренитовые с аксинитом и эпидотом скарноиды, затем к востоку идут мощные зоны геденбергитовых скарнов, которые далее к северо-востоку постепенно замещаются гранат-геденбергитовыми образованиями. Еще далее на северо-восток они переходят в датолит-гранатовые скарны. Далее мощность датолитовых прослоев все увеличивается и, наконец, они полностью замещают железо-кальциевые силикаты.

По литолого-структурным факторам контроля рудоотложения можно выделить 3 типа рудных зон:

1. Зоны стратиграфического контакта карнийских известняков с алмосиликатными породами. В тектоническом плане они фиксируются положением контактовых разломов северо-восточного простирания и широкой серией секущих нарушений. К таким структурам приурочены наиболее крупные тела месторождения.

2. Зоны широкой тектонической переработки горизонтов пластичных песчано-сланцевых пород между жесткими тектоническими блоками. Эти зоны выражены серией сближенных тектонических трещин в основном северо-восточного направления, а также дроблением пород и дайкообразными проявлениями андезитовых порфиритов.

3. Зоны или тектонические узлы северо-западного направления, выраженные серией сколовых трещин, дайковых и субинтрузивных тел, а также рудной минерализацией. В пределах рудного поля можно вы-

делить несколько таких локальных тектонических зон: а) зона Восточно-Партизанского разлома, б) зона серии Западно-Партизанских разломов, в) зона Светлого разлома, г) зона Рудного разлома Тигрового ключа, д) зона Северо-Западного разлома Верхнего рудника и др. Следует отметить, что для большинства таких структур локализация рудных тел определяется не только широко известными для Тетюхе факторами контроля — пересечением контактов карбонатных пород разрывными нарушениями, но и проявлением некоторых других факторов: изгибов плоскостей разломов в толще пород, наличием экранирующих ловушек и др. Примерами рудных тел в изгибах сместителей может служить недавно открытое Скиповое рудное тело Восточно-Партизанского месторождения, а под экранирующей толщей вулканических пород известны многочисленные рудные тела Западного Партизана, Светлого Отвода и др. Разумеется, что фактор экранирования рудоотложения при прочих равных условиях будет играть наибольшее значение в полях их максимального развития, т.е. в юго-западной части рудного поля.

Таким образом, конкретными литолого-структурными элементами рудного контроля является:

1. Геологические тела скарноидов.
2. Изгибы стратиграфических контактов пород, особенно карбонатных пород.
3. Участки пересечения контактов карбонатных пород разрывными нарушениями.
4. Узлы пересечения систем трещин различного направления.
5. Изгибы плоскостей тектонических трещин.
6. Экранирующие ловушки под плотными, сравнительно инертными породами покровов.
7. Зоны гидротермального изменения пород (окварцевание, мраморизация, стильномеланизация и др.).

Распределение рудной минерализации в указанных литолого-структурных зонах весьма не равномерно. Так, в рудных телах зоны стратиграфического контакта известняков интенсивность минерализации уменьшается в юго-западном направлении. При этом для сопутствующих компонентов характерны примерно такие же закономерности распределения как и для главных компонентов руд. Наряду с этим в зонах северо-западных разломов при общем неравномерном

характере оруденения интенсивность минерализации может сохраняться близкой по значению для нескольких рудных тел.

В вертикальном диапазоне рудоотложения устанавливается, что зональность химического состава руд согласуется с температурной зональностью минералобразования. Так, на примере Основного рудного тела участка Восточного устанавливается, что с нулевого горизонта до +300 м температура кристаллизации понижалась в среднем на  $9-10^{\circ}$  на 100 м, в следующем интервале от +300 м до горизонта +435 м происходит значительное повышение температуры на  $50-55^{\circ}$  и только после горизонта +435 м к поверхности она снова падает. По данным декристаллизации установлено, что формирование скарнов и руд на месторождениях Тетяхе происходило при температуре  $100-450^{\circ}\text{C}$ , а наиболее богатые руды свинца формировались при температуре  $190-200^{\circ}\text{C}$  и цинка -  $190-240^{\circ}\text{C}$ .

ДВИИ, Владивосток

А.Д.Канишев, А.Д.Сергеев

ПРИУРОЧЕННОСТЬ БОРОНОСНЫХ СКАРНОВ ВОСТОЧНОГО  
ЗАБАЙКАЛЬЯ К ПАЧКАМ ПЕРЕСЛАИВАНИЯ ПРОТЕРОЗОЙ-  
СКИХ И РАННЕПАЛЕЗОЗОЙСКИХ ДОЛОМИТОВ С ТУРМАЛИ-  
НОСОДЕРЖАЩИМИ СЛАНЦАМИ И КВАРЦИТАМИ.  
СОДЕРЖАНИЕ БОРА И ФТОРА В ПОРОДАХ

Распространение осадочных турмалиновых пород  
в Восточном Забайкалье

Известно, что более 80% скарновых проявлений Восточного Забайкалья приурочены к выходам карбонатных пород, обычно переслаивающихся с метаморфизованными песчаниками и сланцами. Последние отличаются повышенными содержаниями рудных элементов и нередко содержат турмалин. Материалы региональных литолого-стратиграфических исследований вместе с результатами изучения многих рудных полей показывают, что турмалиновые гнейсы, сланцы и кварциты особенно часто встречаются в Восточном Забайкалье в составе протерозойских и раннепалеозойских толщ, что видно из характеристики нижней части сводного стратиграфического разреза по Г.И.Князеву (1962).

Турмалин является обычным, часто породообразующим минералом пород терригенных протерозойских и раннепалеозойских толщ. Содержание его в породах колеблется в широких пределах - от знаков до 50%, и породы, содержащие 1-2% турмалина не являются редкостью.

Мощности пачек турмалиносодержащих сланцев и кварцитов изменчивы по простиранию и достигают иногда 1000 м (алташская свита). Судя по тому, что содержание турмалина в сланцах и кварцитах отчетливо контролируется слоистостью, хотя встречаются и секущие турмалиновые прожилки, источником бора для образования турмалина в процессе регионального метаморфизма пород служило вещество син-седиментационного происхождения. Последнее подтверждается и результатами опробования карбонатных пород и турмалиновых сланцев на участках их тесного переслаивания. Карбонатные породы в этом случае почти не содержат бора, в то время как в турмалиновых сланцах его содержание достигает 1%. В случае глубинного происхождения бора следовало бы ожидать обратное соотношение его концентраций в сланцах и карбонатных породах, поскольку осаждающая роль последних по отношению к концентрированным боросодержащим минералообразующим растворам значительнее.

Имеющиеся данные по боросодержанию карбонатных пород и скарнов в Восточном Забайкалье показывают, что относительная боросодержательность тех и других возрастает в районах, где карбонатные породы переслаиваются с турмалиносодержащими сланцами, и заметно снижается на участках преимущественного развития монотонных карбонатных толщ нижнего палеозоя, где не отмечено распространения турмалиносодержащих сланцев. Ориентировочные данные в этом отношении были получены в процессе сравнительного опробования пород в более чем 10 рудных полях Приаргунья. Результаты нейтронного анализа 197 проб (табл. I) показывают, что в районах развития турмалиносодержащих сланцев содержания бора в карбонатных породах и в различных скарнах (без видимой борной минерализации) в 3-6 раз выше, чем в аналогичных породах Лугоканского скарнового поля, где турмалиносодержащих сланцев не отмечено.

Таблица I

Сравнительные данные по боросодержанию карбонатных пород и скарнов Восточного Забайкалья (результаты нейтронного анализа)

Характер рудных полей :	Породы	Колич. проб	Среднее содержание $B_2O_3$ (%)
1	2	3	4
Рудные поля в районах развития турмалиносодержащих сланцев	Доломиты и известняки	45	0,042
	Скарны и скарнированные породы	136	0,39

I	:	2	:	3	:	4
Дугоканское рудное поле в районе развития монотонных карбонатных толщ, где турмалиносодержащих сланцев не отмечено	:	Скарны и скарни-рваные породы	:	22	:	0,059

Бороносные скарны Забайкалья обычно приурочены к выходам осадочно-метаморфических толщ, наиболее богатых пачками турмалиносодержащих пород. Выходы этих пород и бороносные скарны (около 20 проявлений) группируются в пределах двух субпараллельных зон, вытянутых в северо-восточном направлении на 200 км при ширине 35-40 км каждая. Эти зоны в протерозое и раннем палеозое представляли собой геосинклинальные прогибы, разделенные Кутомарским поднятием. В таких прогибах по-видимому в условиях аридного климата (Князев, 1962) происходило накопление богатых бором карбонатных и терригенных толщ, прорванных впоследствии гранитоидами, с которыми связано формирование бороносных скарнов.

Содержание бора и фтора в породах  
Восточного Забайкалья

Сведения о содержаниях бора в горных породах Забайкалья являются далеко неполными. Они базируются чаще всего на данных полуколичественных спектральных анализов, выполненных испарением на установках типа ДФС-8. Предел чувствительности такого анализа - 5 г/т. Для установления точности и достоверности результатов спектральных анализов по одному из участков для 216 проб выполнено повторное определение бора на нейтронной установке НИХ-2М и кроме того в 16 пробах содержание бора определено химическим (колориметрическим) методом. Полученная вполне удовлетворительная сходимость результатов всех трех методов анализа свидетельствует, что по данным полуколичественных спектральных анализов можно судить с уверенностью не только о порядке цифр содержаний бора в породах, но и точнее (табл. 2 ).

Содержания бора и фтора в породах  
Восточного Забайкалья

Таблица 2

Порода и ее принадлежность к свите	Числитель - среднее содержа- ние в г/т, знаменатель - число проб	
	Бор	Фтор
I	2	3
<b>Осадочные и метаморфические породы</b>		
Протерозойские сланцы нуртульской урулонгуевской и других свит	Не опр.	253 355
Протерозойские и раннепалеозойские карбонатные породы	430	334 <sup>x)</sup>
	643	274
Кембрийские песчаники и сланцы буркинской и алтачинской свит	320-1750	320
	43-50	14
Песчаники морской нижней-средней юры	5	150
	20	76
Верхнеюрские аргиллиты	5	360
	10	26
Нижнемеловые песчаники	5	100
	20	24
Скарны	3230	
	174	
<b>Эффузивы</b>		
Протерозойские порфириты	Не опр.	470 227
Верхнеюрские андезиты и базальты	5	400
	20	359
Верхнеюрские кварцевые порфиры	5	290
	20	56
Нижнемеловые базальты	5	550
	20	334
<b>Интрузивные породы</b>		
Протерозойские и раннепалеозойские диориты, габбро, гранодиориты	Не опр.	400 140

I	2	3
Раннепалеозойские граниты	<u>10</u>	<u>244</u>
	97	317
Триасовые или (каменноугольные ?) гранодиориты	<u>10</u>	<u>350</u>
	50	60
То же, граниты	<u>10</u>	<u>240</u>
	70	151
Урские граниты	<u>62</u>	<u>800</u>
	56	200
Верхнеурские диориты	<u>20</u>	<u>530</u>
	121	63
Верхнеурские грейзенизированные граниты	<u>100</u>	<u>530</u>
	3	10
Верхнеурские дайки микродиоритов	не опр.	<u>390</u>
		10
"- лампрофиров	не опр.	<u>270</u>
		105

А.А.Крестов (1962), располагая данными анализа 831 пробы, отобранных на площадях, где сосредоточена подавляющая часть скарновых рудопоявлений бора, пришел к выводу, что в раннепалеозойских слюдястых сланцах алтачинской свиты в среднем содержится 320 г/т бора (43 пробы), а в карбонатных породах - 20г/т (39 проб). При расчете средних содержаний бора в сланцах А.А. Крестов исключал пробы, содержащие турмалин. Вряд ли такое исключение допустимо, если учесть наиболее вероятное метаморфогенное происхождение турмалина.

Интересно, что в некоторых рудных полях отмечается более высокое содержание бора в сланцах, нежели в скарнах и скарнированных породах.

Наиболее полные данные по содержанию бора в протерозойских и раннепалеозойских карбонатных породах получены Ф.Н.Алексеевым и Р.А.Баумштейном. Из соответствующих свит Кличкинского района ими были отобраны 204 пробы весом 200-250 г каждая. По-

\*) П р и м е ч а н и е. В данном случае определения фтора количественные, методом фотоколориметрирования.

лученное среднее арифметическое содержание бора при этом составляет 230 г/т. По Нер-Заводскому району (439 проб) среднее содержание равно 540 г/т. Среднее по обоим районам (643 пробы) составляет 430 г/т. Эту цифру на данной стадии изученности вероятно можно считать средним содержанием бора в карбонатных породах Восточного Забайкалья, поскольку в указанных районах сосредоточена значительная часть выходов протерозойских и раннепалеозойских карбонатных толщ Восточного Забайкалья. Крайние пределы содержания бора в карбонатных породах от 100 до 5000 г/т, подавляющая часть проб показывает 300-1000 г/т.

Среднее для протерозойских и раннепалеозойских сланцев Восточного Забайкалья вероятно находится в пределах 320 г/т (А.А. Крестов) - 1750 г/т (Р.А.Баумштейн). Это значительно выше кларка, который для глинистых сланцев равен 110 и для карбонатных пород - 17 г/т (Барсуков, 1968).

Содержание бора в более молодых среднепалеозойских сланцах, по данным А.А.Крестова (1962), составляет 190 г/т и в карбонатных породах - 30 г/т. Еще более молодые верхнепалеозойские и мезозойские осадочные породы, согласно этому же автору, содержат не более 5 г/т. Также низки и обычно не превышают кларки содержания бора в Восточно-Забайкальских гранитоидах всех возрастов, в том числе и в "рудноносных" юрских. Во всех типах гранитоидов содержится в среднем 20 г/т бора (около 500 проб) и только в некоторых оловоносных турмалиновых гранитах отмечены содержания  $B_2O_3$  до 0,16-0,20%. Мало отличаются от гранитов в этом отношении и эффузивы, лишь в средних и кислых дайках зафиксировано от 500 до 1000 г/т.

При решении различных вопросов геохимии и рудогенеза бор нередко рассматривается совместно с фтором, поведение этих элементов часто считается аналогичным. Вряд ли это верно, так как распределение фтора в породах совсем иное (см.табл.2). В протерозойских и раннепалеозойских терригенных и карбонатных породах содержания фтора и бора близки - 253-334 г/т. В более молодых толщах фтора чаще содержится несколько меньше 100-150 г/т. Магматические породы содержат примерно столько же фтора, как и древние осадочные, причем у более основных разновидностей эффузивов и интрузий фтора содержится в среднем в 1.5 раза больше,

чем в кислых. Максимальные содержания фтора 550 г/т — в нижне-меловых базальтах, синхронных флюоритовому оруденению Забайкалья. Лишь грейзенизированные разности гранитов содержат 530 г/т и выше фтора. Повидимому такие затронутые постмагматическими изменениями граниты амуджиканосретенского комплекса изучались В.С. Антипиным (1969), установившим среднее содержание фтора в них 800 г/т (около 200 проб).

Повышенные содержания фтора в основных разновидностях пород, вполне объяснимы кристаллохимически, так как минералами-концентраторами и носителями фтора в Забайкалье и других районах являются темноцветные и, в частности, биотит, содержащий от 0,3 до 2% фтора. С другой стороны этот факт подчеркивает глубинный источник фтора, если считать основные магматические породы производными базальтового слоя земли. Именно этот слой по-видимому и является источником фтора как для возникающей в сиале гранитной магмы, так и, особенно, для собственно фторовых месторождений. Общеизвестная повышенная фтороносность так называемых рудоносных интрузий, вероятно, явление вторичное, связанное с обогащением их фтором из подкоровых глубин.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные факты свидетельствуют о том, что первоисточником концентраций бора в скарновых месторождениях Забайкалья могли служить протерозойские и раннепалеозойские турмалиносодержащие толщи, поскольку огромные массы этого элемента, заключенные в турмалине осадочно-метаморфических пород, должны были не только переходить в магматический расплав в процессе формирования палингенных интрузий, но возможно и участвовать в обогащении бором потока восходящих постмагматических минералообразующих растворов.

Для образования рудных скоплений достаточно концентрация бора всего в 3-10 раз большая, нежели это наблюдается в сланцах и кварцитах. Такая концентрация вполне могла быть достигнута в процессе деятельности остаточных магматогенных растворов, связанных с палингенными магмами. Палингенное происхождение большей части гранитоидных интрузий Забайкалья за счет переплавления преимущественно протерозойских и раннепалеозойских толщ в пос-

леднее время подтверждено глубинными геолого-геофизическими исследованиями (Менакер, 1968). Об этом же свидетельствует общность тенденций в эволюции химического состава осадочных и интрузивных пород Забайкалья за время от протерозоя до юры (Канищев, 1969).

Если считать протерозойские и раннепалеозойские толщи Забайкалья материнскими для многих юрских гранитоидов, то содержания бора в них, на порядок более низкие по сравнению с вмещающими песчаниками и сланцами, очевидно свидетельствуют о сепарации и выносе больших количеств бора из переплавляемых толщ в процессе палингенеза, что объясняется как высокой подвижностью соединений бора, так и невозможностью вхождения столь больших количеств этого элемента в решетку породобразующих минералов во время их кристаллизации (Барсуков, 1968). Например, на Аркинском участке сланцы содержат в среднем 1750 г/т бора (50 проб), а образовавшиеся вероятно за их счет юрские граниты не более 50 г/т (100 проб). Не трудно рассчитать, что на данном участке из каждого кубического километра переплавляемых пород в том или ином виде было вынесено около 15 млн. тонн  $B_2O_3$ , который должен был концентрироваться в продуктах постмагматической деятельности и возможно отлагаться в рудных телах. Интересно, что вынос бора из вмещающих пород наблюдается и на контакте их с интрузиями. Так, по данным А.А.Крестова, на Култуминском месторождении сланцы на контакте с интрузивом осветляются в зоне мощностью от 1 до 5 м. Эти осветленные сланцы содержат только 50 г/т бора, тогда как неизмененные - 800 г/т. Расчет показывает, что в процессе контактового метасоматоза из каждого квадратного километра зоны контакта на этом участке выносилось порядка 50 тыс. т  $B_2O_3$ . Содержание бора в гранитах и здесь значительно ниже, чем во вмещающих сланцах - 50 г/т.

Относительно причин повышенных содержаний бора в осадочных протерозойских и раннепалеозойских терригенных и карбонатных толщах Восточного Забайкалья можно предполагать, что бор в них был сконцентрирован в процессе седиментации либо в связи с древней вулканической деятельностью, либо по причине богатства протерозойской и раннепалеозойской атмосферы земли боросодержащими кислыми дымами (Сердюченко, Павлов, 1967). Несомненно одно: боль-

шое количество бора в таких толщах исключает необходимость искать источник этого элемента на глубине за пределами земной коры при объяснении процессов послекембрийского магмо- и рудогенеза.

ЧГУ, ЗабНИИ, Чита

И. А. Кочергин

### ЗОНАЛЬНОСТЬ САРБАЙСКОГО МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Сарбайском магнетитовом месторождении, а также в целом Соколовско-Сарбайском рудном поле и Главном железорудном поясе Тургай, отмечается зональное размещение магнетитового оруденения и околорудных метасоматитов. Зональное строение рудного пояса впервые подмечено Г. А. Соколовым (1958). Оно выражено в северной части его (Качарское месторождение) преобладающим развитием скаполитового подтипа, в центральной (Соколовское и Сарбайское месторождения) - скаполит-скарновым и в южной части пояса - гидросиликатным подтипом оруденения. В пределах Соколовско-Сарбайского рудного поля зональность проявилась в приуроченности магнетитовых месторождений и рудопоявлений к отдельным локальным зонам субмеридионального простирания, а в этих зонах - в особенностях локализации магнетитового оруденения по отношению интрузивов диоритов, при этом установлено, что наиболее крупные магнетитовые месторождения расположены вблизи интрузивных массивов и представлены более высокотемпературными минеральными ассоциациями, а на флангах массивов мелкие месторождения, связанные с среднетемпературной (гидросиликатной) стадией минерализации.

На Сарбайском месторождении по времени и условиям проявления выделяются два типа зональности: термальный и метасоматический.

Первый, наиболее ранний, обязан термальному метаморфизму вулканогенно-осадочной толщи нижнего карбона в связи с внедрением интрузии диоритов. Он проходил без существенного привноса химических элементов извне и проявился в перекристаллизации силикатных пород в роговики, а карбонатных - в мраморы. Метаморфические породы, расположенные в западном экзоконтакте интрузива диоритов, удалены от него на расстоянии 30-150 м. Эти породы в их первоначальном состоянии представляли единую метаморфическую

толщу, протягивающуюся в северо-восточном направлении на расстоянии около 2 км, при максимальной мощности до 250-300 м, в пределах которой, по мере удаления от интрузива диоритов с востока на запад, степень метаморфизма пород постепенно затухает. Метаморфические породы последующими постмагматическими процессами, большей частью, превращены в скарны и другие метасоматические образования и сохранились лишь в виде отдельных изолированных блоков и реликтовых участков. Наибольшее распространение роговиков отмечается висячем и лежащем боку Восточной и Юго-Восточной залежей, а мраморов - на южном фланге Западной залежи, тогда как непосредственно в рудной зоне реликтовые их участки обычно не превышают трех-пяти метров в поперечнике.

Второй тип зональности связан с метасоматическими процессами. Он обусловлен изменением состава постмагматических растворов во времени, появлением новых путей их движения, литологическим составом метасоматически замещаемых пород, расстоянием до рудоподводящего канала, глубиной формирования месторождения и рядом других факторов.

Метасоматические процессы проявились в западном экзоконтакте интрузива диоритов, в зоне термального метаморфизма, местами выходя далеко за ее пределы. В порядке последовательности образования устанавливаются следующие стадии минерализации: биотит-кальципатовая, альбитовая (ранняя), скаполитовая, скарновая, эпидот-актинолитовая, альбитовая (поздняя), кварц-кальцит-пренитовая и цеолитовая. Наблюдается тесная пространственная связь различных стадий минерализации и наложение низкотемпературных парагенетических ассоциаций на более высокотемпературные. Отдельные минералы и минеральные группы в период формирования месторождения возникали в несколько этапов и выражены соответствующими генерациями.

На месторождении (Кочергин, 1971) по минеральному составу околорудных метасоматитов, текстурно-структурным особенностям и физическим свойствам магнетитовых руд выделяются два блока - восточный и западный, расчлененные послерудным сбросо-сдвигом.

Восточный блок включает Восточное и Юго-Восточное рудные тела, имеющие близкое к меридиональному простирание и западное падение под углом 45-50°. Метасоматиты этого блока на северном фланге срезаются послерудным сбросо-сдвигом, а

Южная граница их проведена условно на линии профилей XXIX-XXX, соответственно контуру распространения богатых магнетитовых руд. Фактически же слабо оруденелые пироксен-гранатовые скарны непрерывно протягиваются далее к югу по простиранию, переходя затем в Южно-Сарбайское магнетитовое месторождение. Метасоматиты в контуре Восточной и Юго-Восточной залежей прослеживаются по простиранию на протяжении около 3 км, при максимальной мощности 575 м и максимальной глубине подсечения 1200 м. Восточный блок по сравнению с западным представлен более высокотемпературными минеральными образованиями — биотитовыми, альбитовыми, скаполитовыми метасоматитами, пироксеновыми и гранатовыми скарнами. В этом блоке магнетитовые руды пространственно и генетически связаны с пироксен-гранатовыми скарнами и скаполитовыми метасоматитами. Магнетит кристаллизовался несколько позже или одновременно с этими алюмосиликатами.

В восточном блоке вкрест простирания, по простиранию и падению намечается зональное размещение метасоматитов.

Вкрест простирания блока выделяются, с востока на запад, следующие 6 зон.

I — зона биотитовых, альбитовых и скаполитовых метасоматитов, развивающихся в экзо- и эндоконтакте интрузива диоритов с пирокластической толщей среднего состава; прослеживается на всем протяжении месторождения и достигает мощности 100-150 м. В пределах зоны метасоматические процессы проявились с различной степенью интенсивности, подтверждением чему является многократная перемежаемость почти мономинеральных выделений биотит-альбит-скаполитовых метасоматитов со слабо метаморфизованными пирокластитами.

II — зона пироксеновых и гранатовых скарнов, окаймляющая с лежачего бока Восточное и Юго-Восточное рудные тела, образована вследствие замещения туфов и туфобрекчий среднего состава; мощность 3-20 м.

III — скарново-магнетитовая зона, представленная Восточной и Юго-Восточной рудными телами. Зона прослежена по простиранию на протяжении 2800 м, при максимальной мощности 185 м и наибольшей глубине подсечения 1026, 5 м. На северном фланге зоны (проф. I-0) магнетитовые руды частично срезаются послерудным сбросо-сдвигом и сравнительно резко выклиниваются, переходя в скаполит-пироксеновые метасоматиты, а на южном фланге (проф. XXIX-XXX) наб-

лодается постепенное выклинивание рудного тела и переход магнетитовых руд в пироксен-гранатовые скарны. По падению скарново-рудная зона полностью не оконтурена. Вместе с этим установлены следующие характерные структурно-морфологические ее особенности. В верхних горизонтах (до глубины 500–550 м от поверхности) она имеет весьма выдержанную пластобразную форму, а далее по падению сравнительно резко выклинивается. Выклинивание зоны происходит за счет уменьшения ее мощности со стороны висячего бока вследствие до-рудных и послерудных тектонических нарушений, тогда как со стороны лежачего бока она на всем протяжении по падению практически залегает в одной плоскости под углом 45–50° к горизонту, т.е. согласно рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщии нижнего карбона. Наибольшая глубина оруденения ожидается в центральной части зоны на линии профилей ХУШ–ХХ, где составит– 1500–1600 м от поверхности. Скарново-рудная зона образована в результате метасоматического замещения вулканогенно-осадочной толщи, сложенной известковистыми туффидами, туфами и известняками. Зона представлена многократным переслаиванием массивных магнетитовых руд, в различной степени оруденелых и неоруденелых пироксен-гранатовых скарнов и в меньшей мере скаполитовых пород. Среди магнетитовых руд и скарнов встречаются отдельные блоки и реклитовые участки ороговикованных туффи-тов и мраморизованного известняка. В этой зоне некоторое развитие имеют эпидотовые, актинолитовые и другие средне- и низкотемпературные метасоматические образования, являющиеся продуктом гистерогенного замещения ранее образованных скаполитовых метасоматитов и пироксен-гранатовых скарнов.

IV – зона пироксен-гранатовых скарнов и скаполитовых метасоматитов, окаймляющая Восточное и Юго-Восточное рудные тела с висячего бока; мощность 3–20 м.

V – зона пироксен-плаггиоклазовых роговиков и ороговикованных туффи-тов и туфов, интенсивно альбитизированных, неравномерно скаполитизированных и скарнированных. В пределах зоны наблюдаются многократные переходы от практически мало измененных пироксен-плаггиоклазовых роговиков, через интенсивно метаморфизованные их разности, к почти мономинеральным выделениям скаполитовых пород и скарнов. В данном случае, так же как и в других зонах месторождения, отчетливо наблюдается последовательное наложение стадий

метаморфизма и минерализации. Исходные породы — туффииты и туфы среднего состава первоначально были ороговикованы, а затем альбитизированы, скаполитизированы и скарнированы; мощность зоны до 70 м.

VI — зона ороговикованных и альбитизированных туффиитов и туфов среднего состава, в отдельных участках скаполитизированных и скарнированных. Рассматриваемая зона является внешней, краевой частью восточного блока по отношению интрузива диоритов и отражает затухание метаморфических и метасоматических процессов.

По простиранию восточного блока метасоматическая зональность проявлена в господствующем распространении на южном фланге его гранатовых скарнов, а на северном — пироксен-скаполитовых метасоматитов.

По падению блока зональность выражена преимущественно развитием на глубоких горизонтах пироксен-магнетитовых руд, которые по сравнению с рудами верхних горизонтов имеют наиболее тонкозернистое сложение.

Западный блок включает Западное рудное тело, имеющее близкое к меридиональному простиранию и западное падение под углом  $45-50^{\circ}$ . Метасоматиты этого блока прослежены по простиранию на протяжении около 2,5 км, при максимальной ширине распространения до 525 м и наибольшей глубине подсекания 1200 м. В западном блоке выделяются с востока на запад 7 зон — VI, VIII, IX, X, XI, XII и XIII, краткое описание которых приводится ниже.

VI — зона осветленных альбитизированных, пренитизированных и цеолитизированных туфов и туфобрекчий среднего состава. Мощность до 100 м.

VIII — зона актинолитизированных и хлоритизированных туфов и туфобрекчий среднего состава, окаймляющая Западное рудное тело с лежачего бока. Мощность 20–30 м.

IX — зона преимущественно богатых магнетитовых руд, прослеженная по простиранию на протяжении 1900 м, при максимальной глубине подсекания 1200 м. Магнетитовые руды содержат включения эпидота, актинолита, хлорита и многочисленные реликтовые участки перекристаллизованного известняка и метаморфизованных туффиитов. Метасоматиты этой зоны образованы по известнякам и известковистым туффиитам. Мощность 15–30 м.

X - зона интенсивно эпидотизированных, актинолитизированных и хлоритизированных туффитов и туфов, прослеживается на всем протяжении по простиранию и падению Западного рудного тела. Мощность 25-55 м. Появление этой зоны, расчленяющей Западное рудное тело на две части, связано с избирательным метасоматозом, проявившимся в зависимости от литологического состава исходных пород. В данном случае горизонт известковистых туффитов и туфов оказался менее благоприятным для образования магнетитовых руд, по сравнению с вмещающими его известняками и известковистыми туффитами, замещенными магнетитом.

XI - эпидот-актинолит - магнетитовая зона, прослеженная по простиранию на протяжении 1900 м, при максимальной мощности 157 м и наибольшей глубине подсечения 1200 м. К северу по простиранию, на линии профилей (-) IY<sup>X</sup>) и (-) Y, рудная зона постепенно выклинивается, переходя к эпидот-актинолитовым метасоматитом, а на южном фланге (проф. IX-III) сравнительно резко выклинивается, сменяясь по падению и простиранию мраморизованными известняками и ороговикованными туффитами. В центральной части месторождения (проф. VI-VII) зона столбообразно уходит на глубину без существенного уменьшения мощности. По-видимому, глубина оруденения составляет здесь не менее 1700-1800 м от поверхности. Зона образована в результате метасоматического замещения тонкорасслоенной вулканогенно-осадочной толщи нижнего карбона, сложенной известняками, известковистыми туффитами и туфами. Она представлена многократно переслаивающимися прослоями массивных магнетитовых руд и в различной степени оруденелых эпидот-актинолитовых метасоматитов, актинолитизированных и эпидотизированных туффитов и туфов, а также прослоев и реликтовых участков мраморизованного известняка. Отличительными особенностями этой зоны являются - тонкополосчатая текстура магнетитовых руд и оруденелых эпидот-актинолитовых метасоматитов, ограниченное развитие (только в южной части зоны) гранатовых скарнов, отсутствие пироксеновых скарнов, скаполитовых пород и других высокотемпературных метасоматитов. В этой зоне магнетитовые руды выделялись по эпидот-актинолитовым породам и частично непосредственно по известнякам и известковистым туффитам.

XII - зона актинолитовых, эпидотовых и хлоритовых метасоматитов. Профили с знаком (-) расположены к северу от профиля O.

титов, окаймляющая Западное рудное тело с висячего бока. Мощность 10-20 м.

XIII - зона эпидотизированных, актинолитизированных, альбитизированных, пренитизированных, пселитизированных туфов андезитобазальтового состава. Мощность до 200 м.

Как видно из изложенного, на месторождении выделяются два, существенно различных, метасоматических блока - восточный и западный, разделенных тектоническим нарушением. Восточный блок характеризуется комплексом высокотемпературных, а западный - средне- и низкотемпературных метасоматических образований. По нашим данным, полученным при разведке месторождения и документации карьера Сарбайского рудника, оба блока формировались самостоятельно, одновременно, в одной и той же вулканогенно-осадочной толще, при этом западный блок располагался севернее и гипсометрически выше восточного блока. Западный блок, по сравнению с восточным, находился на сравнительно большем удалении от источника метаморфизма, что предопределило средне- и низкотемпературный комплекс слагающих его метасоматитов. В последующем, когда полностью закончилась интрузивная деятельность и процессы высокотемпературных и средне-температурных метасоматических изменений, тектоническим нарушением типа сбросо-сдвига западное крыло складки было сдвинуто к юго-западу. Это дизъюнктивное нарушение частично затрагивало северный фланг Восточной и южный фланг Западной залежей. Согласно нашему расчету, западный блок (включая Западное рудное тело) смещен в юго-западном направлении на протяжении около 1500 м и опущен по вертикали на 750 м. В последующем эти блоки были эродированы и выровнены на современном палеозойском эрозионном срезе. Реставрация первоначального пространственного положения рассматриваемых блоков и сопоставление содержащихся в них метасоматитов свидетельствуют об отчетливо выраженной здесь вертикальной зональности, проявленной в верхней части месторождения средне- и низкотемпературными, а на глубоких горизонтах - высокотемпературными минеральными образованиями.

Формирование метаморфических и метасоматических образований рассматривается нами как единый и весьма длительный процесс, при этом образование отдельных зон зависит от пространственного их положения по отношению источника метаморфизма и подводных каналов,

температурных условий, особенностей химического состава постмагматических растворов, а также литологического состава, физико-химических свойств и структурных особенностей метаморфизуемой толщи.

Магнетитовое оруденение ассоциирует с вполне определенными постмагматическими минеральными образованиями и представлено локальной зоной.

КазИМС, Алма-Ата

Л.А.Мирошниченко, А.П.Гуляев

ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА  
И СВЯЗЬ ИХ С ОРУДЕНЕНИЕМ (НА ПРИМЕРЕ  
СКАРНОВО-ГРЕЙЗЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Согласно общепринятым представлениям, известковые скарны являются постмагматическими образованиями. Считается, что в магматический этап (т.е. до кристаллизации магматических пород) формируются лишь магнезиальные скарны, возникающие при магматическом замещении карбонатных отложений существенно доломитового состава (Коржинский, 1955; Шабынин, 1966; Жариков, 1968). Однако, в последнее время появились факты, доказывающие образование известковых скарнов при взаимодействии гранитоидного расплава с известняками (*Pitchez*, 1950; *Gindy*, 1953; *Noskolds, Scoon*, 1965; Граменицкий, 1966; Хаджиев, 1966; Слободской, 1968; Ревердатто, 1969; Богомол, 1970 и др.).

Изученные нами на редкометальном месторождении известковые скарны также относятся к образованиям магматического этапа. В отличие от описанных в литературе, они имеют другой состав и иные условия формирования. Эти скарны несут информацию о потенциальной рудоносности гранитных массивов, выступая в роли индикаторов постмагматического редкометального оруденения.

Месторождение парагенетически связано и пространственно совмещено с аляскиотовыми гранитами, слагающими крутопадающее дайкообразное тело мощностью 10-350 м при длине 8 км. В отличие от "безрудных" гранитов района, аляскиотовые граниты характеризуются повышенной кремнекислотностью и щелочностью, высокими содержаниями фтора, олова, вольфрама, ниобия, редких щелочей и других элементов, а также специфическим набором аксессуарных минералов (касситерит, вольфрамит, колумбит-танталит, монацит, топаз, флюорит и

др.) и повышенной термолюминесценцией. Граниты прорывают крутопадающие сланцево-карбонатные отложения среднего-верхнего кембрия, в составе которых мраморизованные известняки (табл. I) и доломиты образуют горизонты мощностью около 300 метров. Структура месторождения определяется крупной тектонической зоной, к одному из разломов которой приурочены граниты. Рудораспределяющими и рудолокализирующими явились мелкие тектонические нарушения, обусловившие жилобразную форму рудных тел. Месторождение является комплексным: фтор-вольфрамово-оловянным, с примесью редких щелочей и других компонентов. Образование промышленных руд связано с кварцево-жильно-грейзеновым процессом. Состав грейзенов в разных исходных породах резко контрастный: в гранитах развиты топазо-слюдажно-кварцевые и топазо-слюдяные фации с касситеритом и вольфрамитом, а в карбонатных породах и скарнях - своеобразные алюмосиликатно-флюоритовые фации. Среди последних наиболее распространены тонкополосчатые маргарито-флюоритовые грейзены в известняках и селлаито-флюоборито-слюдажно-флюоритовые - в доломитах.

Кроме грейзенов, с аляскиотовыми гранитами парагенетически связаны известковые скарны, шпировые пегматиты, калишпатиты, альбититы, кварцево-серицитовые и кварцево-карбонатно-флюоритовые метасоматиты. Эта связь устанавливается на основе общеизвестных структурно-геологических, минералого-петрографических и геохимических критериев, главным из которых являются: тесная пространственная и возрастная связь метасоматитов с гранитами; приуроченность гранитов и метасоматических образований к одним и тем же структурно-тектоническим элементам; геохимическое единство интрузивных пород и метасоматитов; однотипность рудной минерализации в гранитах и метасоматитах.

Парагенетическая связь скарнов с гранитами и возрастные взаимоотношения между ними позволяют относить скарны к образованиям, возникшим в результате взаимодействия известняков с магматогенными растворами, отделившимися от гранитного расплава до его кристаллизации. Это подтверждается следующими геологическими данными: "срезанием" скарных тел и скарнированных известняков гранитами при рвущем характере контакта и при отсутствии изменений гранитов на экстраполируемом продолжении скарнов; пересечением скарных тел мелкими апофизами неизмененных гранитов; отсутстви-

ем признаков скарнирования гранитов в контактах со скарнами, независимо от морфологии контакта; наличием в гранитах единичных мелких ксенолитов интенсивно измененных скарнов; пересечением скарновых тел ранними кварцево-полевошпатовыми жилами, являющимися продолжением по восстанию апофиз гранитов.

#### Состав скарнов и элементы-индикаторы постмагматического оруденения

Скарнами сложены жильные и линзообразные тела небольших размеров, образованные по известнякам и иногда по маломощным сланцево-роговиковым прослоям. Их локализация определяется тектоническими трещинами и не зависит от слоистости пород. Скарновые тела имеют однообразное строение и однородный состав. Главными минералами являются (в последовательности образования) пироксен, гранат и везувиан, количественные соотношения между которыми меняются в широких пределах. По химическому составу (табл. I) и оптическим константам пироксены относятся к ряду диопсид-геденбергит, с содержанием геденбергитовой молекулы 3-30%, гранаты соответствуют гроссуляр-андрадиту (28-40% андрадитовой молекулы). Для везувиана характерны малая магнезиальность, высокая глиноземистость, повышенные содержания фтора, олова, лития и других элементов.

Кроме основных минералов, в скарнах на отдельных участках распространены более поздние флюорит, циннвальдит, калишпат, альбит, эпидот, актинолит, хлориты, касситерит, шеелит, галенит, халькопирит и другие минералы, являющиеся следствием преобразования скарнов последующими процессами грейзенизации, калишпатизации, альбитизации и т.д.

Собственно скарновые тела безрудны. Однако характерной особенностью является наличие в них аксессуарных элементов, соответствующих составу грейзеновородных тел. К ним относятся бериллий, олово, литий, рубидий и вольфрам. Специальными исследованиями установлено, что они рассеяны в скарновых минералах, среди которых основным концентратом является везувиан (табл. 2). Наиболее показателен бериллий, количество которого в везувиане достигает 0,07%.

Содержания элементов в минералах не зависят от места взятия

Химический состав известняков, скарнов и скарновых минералов месторождения, вес. %

Окислы	Известняки		Скарны		Везувиан		Пироксен	Гранат
SiO <sub>2</sub>	0,16	0,06	34,76	33,65	36,50	36,90	49,70	34,00
TiO <sub>2</sub>	-	-	0,01	0,01	0,94	0,15	сл.	сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	-	15,05	19,05	17,90	17,86	сл.	19,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,06	2,57	2,60	2,50	2,00	сл.	2,55
FeO	-	-	4,46	5,01	2,50	2,27	10,80	9,35
MnO	0,01	-	0,05	0,05	0,09	0,10	0,30	0,41
MgO	0,65	1,14	3,18	2,05	2,38	2,23	13,00	сл.
CaO	55,53	56,00	30,77	33,45	35,79	36,46	24,80	34,06
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,20	1,00	0,54	-	-	сл.	сл.
K <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,25	0,15	-	-	сл.	сл.
BeO	не опр.	не опр.	0,02	0,01	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Li <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,10	0,02	-	0,01	сл.	сл.
Rb <sub>2</sub> O	0,001	0,001	0,002	-	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Cs <sub>2</sub> O	0,001	0,001	0,001	-	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,07	0,18	0,10	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,20	0,20	1,30	1,49	1,56	1,15	0,90	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,09	0,12	0,15	-	-	0,20	-
SO <sub>3</sub>	-	-	0,37	-	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
F	сл.	3,50	2,40	1,10	1,73	1,92	-	сл.
CO <sub>2</sub>	42,90	39,87	5,10	0,49	-	0,15	сл.	сл.
Cl	0,02	0,02	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Сумма	100,29	101,47	101,81	99,92	101,54	101,20	99,70	99,36
-O=F <sub>2</sub>	-	-1,47	-1,01	-0,44	-0,73	-0,97	-	-
Сумма-								
-O=F <sub>2</sub>	100,29	100,00	100,80	99,48	100,81	100,23	99,70	99,36

Примечание: Анализы выполнены Т.Л. Вилешиной в лаборатории физико-химического анализа ИГН АН КазССР

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в скарнах и скарновых минералах, %

Породы, минералы	Место отбора проб	К-во проб	<i>Be</i>	<i>Sn</i>	<i>W</i>	<i>Li<sub>2</sub>O</i>	<i>Rb<sub>2</sub>O</i>	<i>Cs<sub>2</sub>O</i>
			$\cdot 1 \cdot 10^{-4}$	$\cdot 1 \cdot 10^{-4}$	$\cdot 1 \cdot 10^{-4}$	$\cdot 1 \cdot 10^{-3}$	$\cdot 1 \cdot 10^{-3}$	$\cdot 1 \cdot 10^{-3}$
Везувиан	В участках постмагматического изменения скарнов	4	<u>152-91</u>	<u>115-27</u>	<u>72-7</u>	<u>105-3</u>	<u>25-5</u>	< 5
			113	70	16	52	12	
Везувиан	Вдали от участков постмагматического изменения скарнов	5	<u>650-85</u>	<u>98-13</u>	<u>65-4</u>	<u>95-8</u>	<u>25-5</u>	< 5
			182	56	22	63	9	
Грават	--	4	<u>15-2</u>	<u>8-0</u>	<u>4-СЛ</u>	<u>50-5</u>	<u>8-3</u>	< 5
			11	4	1	27	5	
Пироксен	--	3	<u>20-6</u>	<u>7-1</u>	<u>6-СЛ</u>	<u>25-5</u>	СЛ	< 5
			12	3	2	18		
Скарны	--	15	<u>785-5</u>	<u>315-10</u>	<u>155-0</u>			
			72	46	13			
	--	9				<u>70-5</u>	<u>35-5</u>	<u>5-2</u>
						34	8	4

Примечание: В числителе - пределы колебаний; в знаменателе - среднее арифметическое. Количественные спектральные анализы бериллия и вольфрама выполнены в ИГиН АН КазССР С.И.Можавской, З.Н.Фоминской, олово - в КазИМСе П.Д.Коряковцевым; редкие щелочи определены методом фотометрии пламени в ИГиН АН КазССР О.В.Дмитриенко.

проб относительно участков постмагматического изменения скарнов (табл.2). Это позволяет предполагать вхождение элементов в минералы в момент скарнирования, а не при последующем преобразовании скарнов.

Известно, что содержание микрокомпонентов (рудных элементов) во флюидной фазе, равновесной с силикатным расплавом, а также в продуктах его кристаллизации, определяется их концентрацией в расплаве (Рябчиков, 1963). Геохимическое изучение аляскитовых гранитов показало, что они обогащены редкими элементами (в 3 - 20 раз по сравнению с кларком), что является, по-видимому, отражением редкометалльной специализации магматического очага на месторождении. Наличие бериллия, слюда, лития, рубидия и вольфрама в скарнах связано с этой специализацией и может рассматриваться как индикатор потенциальной рудоносности гранитных массивов и соответственно-постмагматического редкометалльного оруденения.

#### Возможные условия формирования скарнов в магматический этап

Отсутствие признаков магматического замещения карбонатных пород гранитами, анализ геологического и тектонического строения месторождения, изучение структур аляскитовых гранитов и т.д. позволяют предполагать следующий механизм образования скарнов. Относительно быстрый подъем гранитного расплава в верхние структурные этажи по тектонической зоне сопровождался снижением внешнего давления. При этом, согласно экспериментальным и теоретическим данным (Hamilton and oth, 1964; Литаров и др., 1967 и др.), от него неизбежно отделялись летучие компоненты. Последние являлись более подвижными, чем расплав и опережали его по тектоническим трещинам - осмотическим зонам проницаемости. Попадал в известняки, они обуславливали возникновение инфильтрационных залежей скарнов. Этому процессу способствовал ряд факторов, главными из которых являлись следующие: а) подвижный характер становления интрузии, обусловивший подъем расплава в верхние структурные этажи со сни-

жением внешнего давления; б) наличие крупной тектонически ослабленной зоны, отдельные нарушения которой служили осмотическими каналами для движения магматогенных растворов и удаления углекислоты, образующейся при замещении известняков; в) повышенные содержания летучих компонентов в магме, обуславившие ее быстрое перемещение и отделение значительного количества растворов (Хитаров и др., 1967), а также снижавшие вязкость расплава и температуру его кристаллизации; г) наличие в породах кровли известняков.

Несмотря на отделение растворов от некристаллизующейся магмы, температура образования скарнов была ниже, чем у расплава, в связи с циркуляцией растворов в относительно холодных породах экзоконтакта и слабой интенсивностью процесса. Она соответствовала, видимо, оптимальной температуре образования скарновых минералов (Жариков, 1968; Калинин, 1969), что подтверждается температурами декрепитации пироксена, граната, и везувяна, равными  $500-460^{\circ}\text{C}^{\text{X}}$ .

Формирование скарнов осуществлялось в условиях привноса в известняки кремния, алюминия, железа, магния и др. элементов, выноса углекислоты и кальция<sup>xx</sup>). Источником привнесенных компонентов были, видимо, как редкие прослои сланцев и роговиков, присутствующие в известняках, так и сам магматический расплав. Возможность выноса компонентов из магмы подтверждается экспериментальными работами некоторых исследователей, показавших, что газы и пары выносят из фторсиликатного расплава различные элементы, в том числе кремний, алюминий, свинец и др. (Хетчиков и др., 1969), а присутствие лития в расплаве (что было характерно для месторождения) способствует резкому обогащению кремнеземом равновесной с ним флюидной фазы (Stewart, 1964). В незначительном количестве из расплава выносились также рудные элементы (бериллий, олово, вольфрам, литий и др.), что было обусловлено редкометалльной специализацией магматического очага и их общеизвестной тесной геохимической связью с летучими компонентами. Поведение этих элементов при скарнообразовании определялось физико-химическими условиями и возможностью вхождения их в кристаллическую решетку возникающих минералов. При малой концентрации в растворах и относи-  
<sup>X)</sup> Анализ выполнялись по общепринятой методике в физико-химической лаборатории КазИМСа. Аналитик Н. С. Батуева.

Расчет проведен атомно-объемным методом.

тельно высокой температуре, они не могли образовывать собственные минералы и рассеивались в скарновых, концентрируясь в везувиене.

Таким образом, формирование скарнов не сопровождалось образованием редкометалльных руд. Последние возникли в постмагматический этап, одновременно с грейзенами и редкометалльными жилами. Как показали исследования, важным индикатором этих руд являются скарны магматического этапа с их редкометалльной геохимической специализацией.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата

С. П. Мурзаев

### МИГРАЦИЯ КОМПОНЕНТОВ И ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМОВ ПРИ СКАРНООБРАЗОВАНИИ

Флогопитоносные магнезиальные скарны Алдана локализуются либо на контакте доломитсодержащих мраморов с кислыми силикатными породами архейского возраста, либо среди последних. В первом случае они образуют оторочку мощностью 0,5–5,0 м, во втором — жилы, мощностью до 3 м, штокверки или согласные тела, мощностью до 40 м, как правило с реликтами силикатных пород.

На контакте неизмененных силикатных пород со скарнами происходит довольно резкое уменьшение числа минералов до двух (не считая кальцита и аксессуарных минералов), связанное с переходом щелочей и оснований в подвижное состояние. Затем следует ряд би-минеральных зон с последовательно возрастающей магнезиальностью.

Карбонатные породы близ контакта со скарнами доломитизированы и состоят из одного-двух силикатных минералов и кальцита. Часто наблюдается последовательная смена силикатных ассоциаций в сторону контакта со скарнами на менее магнезиальные, т.е. встречающиеся преобразования. Установлен следующий ряд ассоциаций (от вмещающих силикатных пород к карбонатным): диопсид+плагноклаз, диопсид+скаполит, диопсид+шпинель, диопсид+паргасит, диопсид+флогопит, оливин+флогопит, оливин+шпинель (везде — кальцит, апатит, реже циркон, ортит). Граница между апосиликатной и апоскарбонатной частями колонки проходит обычно в пределах диопсид-флогопитовой или оливин-флогопитовой ассоциаций. В жилах и телах, вмещающих только силикатные породы, естественно, развивается только апосиликатная часть колонки, чаще всего от диопсид-плагнокла-

зовой или диопсид-скаполитовой зоны до диопсид-флогопитовой. В зависимости от наличия или отсутствия той или иной зоны выделяют различные типы метасоматических колонок. В центральных частях скарновых тел развиты мономинеральные породы, образующиеся в результате последующей собирательной перекристаллизации биминеральных зон, иногда сопровождавшейся перестроением в трещинах и полостях. Основная масса магниезных скарнов Алдана сложена мономинеральными диопсидовыми породами со скоплениями флогопита различной формы, образовавшимися в результате перекристаллизации диопсид-флогопитовых пород.

Формирование флогопитоносных скарновых тел на контакте силикатных и магниезно-карбонатных пород мы объясняем следующим образом. Породы этих двух групп неравновесны между собой, поскольку вторые, по сравнению с первыми, сложены минеральными ассоциациями, устойчивыми в условиях значительно более высоких потенциалов магния и кальция, а равновесный с ними межгранулярный раствор имеет значительно более высокую концентрацию этих компонентов. При наличии в обеих породах сообщающейся межгранулярной среды, что на наш взгляд, является необходимой и достаточной предпосылкой развития метасоматического процесса, неизбежно начнется диффузия всех способных к миграции компонентов в направлении понижения их химического потенциала. Процесс этот также неизбежно поведет к установлению определенных градиентов химических потенциалов подвижных компонентов на всем протяжении от неизменных силикатных до неизменных карбонатных пород. По мере развития процесса он будет охватывать все более и более удаленные от контакта породы, градиенты химических потенциалов будут уменьшаться, процесс замедляться, затухать, все более приближаясь к равновесному.

В рассматриваемом случае сказанное касается, прежде всего, кальция и магния, как компонентов, разность потенциалов которых в реагирующих породах наиболее значительна. В результате их миграции из межгранулярного раствора карбонатных пород в межгранулярный раствор силикатных пород, в карбонатных породах должно происходить растворение доломита, а затем, после его полного исчезновения, повышение потенциала магния и переход более магниезных минеральных ассоциаций в менее магниезные. В силикатных породах одновременно должно происходить повышение потенциала маг-

ния и, как следствие, замещение менее магнезиальных ассоциаций более магнезиальными (или более известково-магнезиальными). Развитие процесса во времени отразится и на пространственном положении метасоматических пород, ближе к контакту должны расположиться в максимальной степени преобразованные породы, т.е. наиболее магнезиальные силикатные породы и наименее магнезиальные карбонатные.

Выводы эти подтверждаются соответствием между ними и последовательностью метасоматических зон в реальных объектах. Парагенетический анализ биминеральных пород показал, что состав их в каждой точке определяется количеством кремния и алюминия (экстенсивные параметры, сохраняющие зависимость от состава исходной породы) и потенциалами щелочей и оснований, прежде всего магния (интенсивные параметры, зависящие от пространственного положения данной точки по отношению к контакту). Породы, затронутые метасоматическим процессом, в этих условиях играют роль полупроницаемой среды, в которой возможна миграция только подвижных компонентов в направлении падения их потенциалов, в частности, для магния и кальция — из карбонатных пород в силикатные. При этом неизбежно увеличение объема системы, содержащей инертные компоненты и уменьшение объема системы, состоящей из подвижных, подобно тому, как это наблюдается в известных опытах, демонстрирующих осмотическое давление. Какие-либо факты, свидетельствующие о встречной миграции кремния, постулируемой многими авторами ради сохранения объемов, нами не обнаружены. Установлен апосиликатный характер диопсидовых и шпинель-диопсидовых пород, рассматривавшихся ранее в качестве продуктов замещения доломитов в результате встречной миграции кремния.

Сказанное заставило нас отказаться от постулата изобъемности для изучаемых магнезиальных скарнов и допустить одностороннюю миграцию кальция и магния из карбонатных пород в алмосиликатные, т.е. согласно градиентам потенциалов этих компонентов. Расчеты показывают, что для апогранитных флогопитоносных скарнов Алдана соотношение объемов исходных гранитов, исходного доломита, образовавшихся апогранитных диопсид-флогопитовых скарнов и образовавшегося кальцита 1:1:1,2:0,3. Именно при таком соотношении балансируются массы магния и кальция. Миграция этих

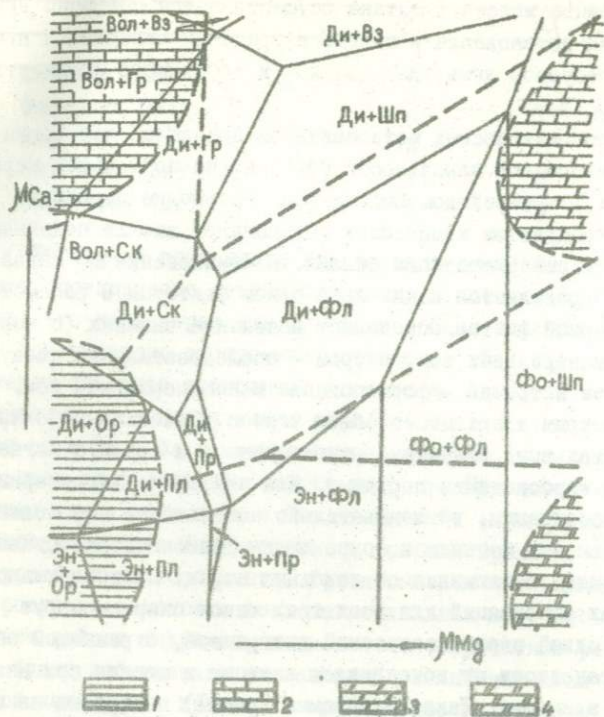


Рис. I. Парагенетическая диаграмма, отражающая зависимость скарновых парагенезисов от потенциалов магния и кальция.

- 1 - силикатные породы; 2 - кальцитовые карбонатные породы;  
 3 - кальцит-доломитовые и доломитовые карбонатные породы;  
 4 - магниезальные карбонатные породы.

компонентов, а также железа и титана осуществляется согласно градиенту химических потенциалов и только в пределах охваченных процессом пород. Требуется лишь удаление  $\text{CO}_2$  и небольшого количества щелочей и привнос  $\text{H}_2\text{O}$ .

Изучение флогопитоносных метасоматитов показало, что формирование метасоматической зональности обусловлено по меньшей мере тремя факторами: 1 - переходом компонентов во вполне подвижное состояние, 2 - градиентом химических потенциалов вполне подвижных компонентов и 3 - поверхностными силами. Возникновение же каждой отдельной зоны определяется каким-либо одним фактором. В рассмотренном случае первый фактор определяет появление внешних (с каждой стороны) биминеральных зон, второй - последовательную смену биминеральных зон и третий - формирование мономинеральных зон.

Изучение<sup>М</sup> скарны имеют много общих черт с известковыми скарнами и с магнезиальными скарнами, развивающимися в связи с магнезитосодержащими карбонатными породами. Для них также характерны биминеральные ассоциации, последовательно сменяющиеся все более богатыми кальцием или магнием и сохраняющие зависимость состава в отношении кремния и алюминия от исходных пород. Следовательно, ряды минеральных ассоциаций для всех трех типов скарнов могут моделироваться одной парагенетической диаграммой, отражающей зависимость парагенезисов от потенциалов кальция и магния при инертных кремнии и алюминии. Такая диаграмма (рис. I) построена на основе матрицы (табл. I). Во избежание излишнего условия, на диаграмме по показаны ассоциации и реакции, возможные лишь при избытке глинозема и не характерные для скарнов.

Таблица I

Матрица для расчета парагенетической диаграммы

Минерал	: Si	: Al	: Mg	: Ca
Диоксид (Ди)	6	1	3	3,5
Калишпат (Ор)	3	1	0	0
Плагиоклаз №20 (Пл)	7	3	0	0,5
Скаполит №40 (Ск)	13	7	0	2,7
Гроссуляр (Гр)	3	2	0	3
Волластонит (Вол)	1	0	0	1
Везувиан (Вз)	3	4	2	10

	: Si	: Al	: Mg	: Ca
Шпинель (Шп)	0	2	1	0
Флогопит (Фл)	2	1	2	0
Паргасит (Пр)	12	5	8	1
Энстатит (Эн)	1	0	1	0
Ферстерит (Фс)	1	0	2	0

Диаграмма составлена для условий амфиболитовой фации глубинности, повышенного потенциала калия и пониженного - натрия и железа, что характерно для флогопитоносных скарнов Слюдянки и Памира. Как показало построение диаграммы  $f_{Ca} - f_{Fe}$  (Мурзаев, 1966), а также объемной диаграммы, которые мы здесь не приводим, при понижении потенциала калия поля Ди+Пр и Ди + Шп увеличиваются за счет поля Ди + Фл и смыкаются между собой, что отрицательно сказывается на флогопитоносности скарнов. При повышении потенциала натрия между полями Ди + Ск, Ди+Шп и Ди + Фл появляется, а затем растет поле Ди + Лазурит, что в природе приводит к формированию лазуритовых месторождений. При повышении потенциала железа, помимо роста железистости всех магнезиальных минералов, место волластонита займет андрадит, а вместо моновариантной реакции Ди = Волл + Гр будет наблюдаться постепенное увеличение количества андрадитовой молекулы в гранате и уменьшение количества диоксида в породе. При понижении температуры между полями Ди + Шп и Ди + Ск появится поле Ди + Цоизит. Некоторые вариации неизбежны и при изменениях других экстенсивных параметров - температуры, давления, потенциалов других компонентов.

На диаграмме штриховкой выделены участки, отражающие составы исходных пород. Участки, расположенные между силикатными и карбонатными породами и оконтуренные жирным пунктиром, характеризуют парагенезис скарнов, возникающих в результате их взаимодействия соответственно градиентам потенциалов кальция и магния. Видно наличие трех типов скарнов, минералогические различия между которыми обусловлены потенциалами кальция и магния, связанными с составом карбонатных пород.

Сказанное позволяет думать, что выводы, сделанные нами ранее для флогопитоносных скарнов, связанных с доломитовыми мраморами,

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДОМЕЩАЮЩИХ  
ПИРОКСЕНОВЫХ СКАРНОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ  
ТУРЬИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Среди медных месторождений Турьинского рудного поля (Урал) наибольшим содержанием меди в руде обладают месторождения с сульфидным (пирит-халькопиритовым) оруденением, приуроченным преимущественно к пироксеновым (салитовым) скарнам. Эти месторождения (Фроловское и Никитинское в центральной части, Васильевское в северной части рудного поля) изучались рядом исследователей и неоднократно описаны в литературе (Коржинский, 1943, 1948; Овчинников, 1960; Баклаев, 1959; Чернышев, 1960). Рудное поле слагается силурийско-девонскими вулканогенно-осадочными породами, среди которых выделяется фроловско-васильевская толща известняков ( $D_1^2$ ) мощностью до 550 м. Палеозойские породы смяты в пологую Турьинскую синклиналь, восточное крыло которой прорывается группой интрузивных массивов предположительно средне- или верхнедевонского возраста. Наиболее крупный из них Ауэрбаховский массив, лишь частично заходящий в пределы южной части рудного поля, слагается в основном гранодиоритами; остальные, более мелкие интрузивы (Фроловский, Болотный, Васильевско-Москалевский и др.), сложены кварцевыми диоритами, диоритами и раббро.

Для пироксен-гранатовых скарнов, образовавшихся преимущественно на контактах интрузивов и эффузивных толщ с известняками фроловско-васильевской толщи, характерен следующий тип разреза (Коржинский, 1948): I - диорит или диоритовый порфирит, II - околоскарновый порфирит (осветленная десилицированная пироксен-плагиоклазовая порода), III - пироксеновый эпидозит (часто отсутствует), IV - пироксен-гранатовый эндоскарн, V - гранатовый экзоскарн, VI - салитовый экзоскарн, VII - известняк мраморизованный.

Зона салитового скарна имеет прерывистый характер и занимает только часть поверхности контакта гранатовых скарнов с известняками. Салитовые скарны слагают тела неправильной пластинообразной, линзообразной, рингированной трубнообразной формы и залегают преиму-

щественно согласно со всей скарновой зоной. Значительно реже отмечаются тела пироксеновых скарнов, залегающие несогласно со всей скарновой зоной, например, в участках пересечения контактов гранатовых скарнов с известняками разрывными нарушениями (Норштейн, 1961).

Общие закономерности размещения пироксеновых (салитовых) скарнов на рудном поле были рассмотрены В.Ф.Чернышевым (1960), отметившим, что пироксеновые скарны пользуются наибольшим развитием в контактовых зонах мелких интрузивных массивов в центральной и северной частях рудного поля в пределах 2,5-6 км к северу от Ауэрбаховского интрузива. По направлению к югу количество пироксеновых скарнов уменьшается; в южной части рудного поля, в районе Ауэрбаховского интрузива пироксеновые скарны распространены незначительно и во многих участках неизвестны.

Разведочные работы, проведенные за последние годы на рудном поле, показали, что какая-либо постепенность или равномерность в распределении тел пироксеновых скарнов на рудном поле отсутствует; тела пироксеновых скарнов располагаются обособленными группами (зонами) в промежутках между которыми количество пироксеновых скарнов резко уменьшается вплоть до их полного исчезновения. Участки интенсивного развития пироксеновых скарнов в центральной части рудного поля показаны на рис. I.

Зоны интенсивного развития пироксеновых скарнов обнаруживают четкую связь с тектоническими нарушениями двух типов. К первому типу относятся крупные нарушения, секущие контакты скарновых зон с известняками (Главный Васильевский, Архангельский разломы). Так, на Васильевском месторождении гнездобразные тела оруденелых пироксеновых скарнов приурочены к участкам, где скарновые зоны вдоль апофиз Васильевско-Москалевского интрузива пересекаются Главным Васильевским разломом. Ко второму, основному типу принадлежат тектонические нарушения, имеющие небольшие (сотни метров) размеры по простиранию и падению, развивающиеся в области контактов скарновых зон с известняками и не находящиеся в непосредственной пространственной связи с крупными разломами, секущими контактовую зону (Фроловская и Никитинская зоны скальвания). Тектонические нарушения этого типа располагаются в блоках, примыкающих с юго-запада к основному разрывному нарушению руд-

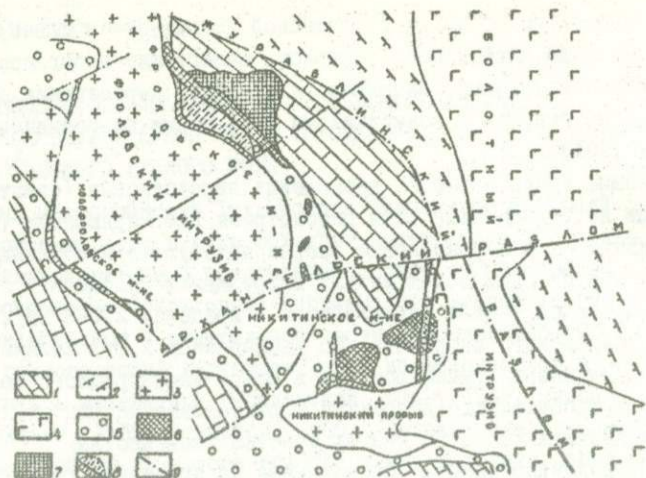


рис. I. Горизонтальная проекция - схема размещения пироксеновых скарнов в центральной части Турьянского рудного поля.

I - известняки мраморизованные фроловско-васильевской толщи; 2 - вулканогенные толщи (участки, где в разрезе отсутствуют известняки фроловско-васильевской толщи); 3 - кварцевые диориты, диориты; 4 - габбро; 5 - крутопадающие зоны существенно гранатовых скарнов; 6 - участки интенсивного развития пироксеновых скарнов на крутопадающих контактах; 7 - то же, на пологопадающем ("донном") контакте; 8 - зоны скалывания и другие околоконтактные тектонические нарушения; 9 - другие разрывные нарушения.

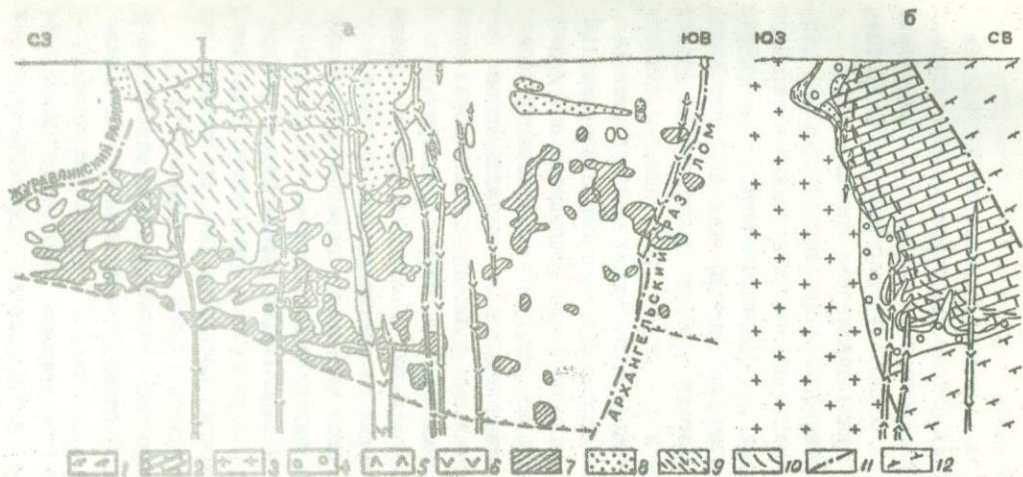


Рис. 2. Фроловское месторождение: а - вертикальная проекция крутопадающего контакта, б - разрез по линии I-I. (По материалам Я.П.Баклаева, В.В.Васильева, С.Д. Вохрина, Л.Ф.Семеновой, В.Ф.Чернышова, автора и др.).

I - эффузивные порфириты и туфы суворовской толщи; 2 - известняки мраморизованные фроловско-васильевской толщи; 3 - кварцевые диориты, околоскарновые порфириты; 4 - скарны гранатовые; 5 - дайки II возрастной группы (межскарновые); 6 - дайки III возрастной группы ("секущие порфириты"); 7 - сплошные сульфидные руды в пироксеновых (салитовых) скарнах; 8 - вкрапленные сульфидные руды в гранатовых скарнах; 9 - Фроловская зона скальвания; 10 - зона околоскарнового микрорассланцевания и дробления известняков; 11 - разрывные нарушения; 12 - граница крутопадающего и донного контактов.

ного поля, Журавлинскому разлому, и рассматриваются как нарушения второго порядка по отношению к нему.

Наибольшее развитие пироксеновые скарны получили на участке Фроловского месторождения (рис.2). Важнейшим структурным элементом этого месторождения является Фроловская зона скальвания - тектоническое нарушение, развитое в области контакта Фроловского интрузива с известняками. Возраст зоны скальвания межскарновый; она сложена оруденелой кварц-гранатовой подробленной породой, часто тонкоструйчатой текстуры; мраморизованные известняки в ее всячем боку интенсивно рассланцованы. В горных выработках наблюдаются выклинки зоны скальвания как по простиранию, так и по падению и переходы ее в постепенно затухающие зоны околоконтактных деформаций известняков, обнаруженные и описанные В.Ф.Чернышевым (1960).

Многочисленные оближенные тела пироксеновых скарнов располагаются на крутопадающем контакте гранатовых скарнов с известняками преимущественно под нижней выклинкой зоны скальвания или примыкают к ней с флангов. Как видно на фиг.1, площадь интенсивного развития рудовмещающих пироксеновых скарнов на пологопадающем ("донном") контакте между известняками Фроловско-васильевской толщи и порфиритами суворовской толщи имеет в общем клинообразную форму и расположена под Фроловской зоной скальвания и зоной развития оруденелых пироксеновых скарнов на крутопадающем контакте.

Околоконтактные тектонические нарушения, определяющие положение зон интенсивного развития пироксеновых скарнов, расположены на контактах, ориентированных параллельно Журавлинскому разлому, или под острым углом к нему, в участках, примыкающих к местам резкого изменения общего простирания контакта. Так, Фроловская зона скальвания, как видно на горизонтальной проекции - схеме, возникла в той части контакта Фроловского интрузива с известняками, где этот контакт имеет северо-западное простирание, совпадающее с простиранием Журавлинского разлома, а затем резко меняющееся на субмеридиональное. Азимут простирания Никитинской зоны скальвания и того участка контакта, на котором она образовалась, также совпадает с азимутом простирания Журавлинского разлома в северной части Фроловского месторождения. При этом западный фланг зоны скальвания упирается в одну из нацело оскарнированных меридиональных интрузивных апофиз, отходящих к северу от Никитинского

"прорыва" Болотного интрузива, ограничивающего с юга участок Никитинского месторождения.

Околоконтактная тектоническая зона, под которой располагается зона интенсивного развития пироксеновых скарнов на восточном контакте Никитинского месторождения, приурочена к той части контакта, где он резко меняет свое простирание с субмеридионального на субширотное.

Зоны интенсивного развития пироксеновых скарнов располагаются преимущественно на тех крутопадающих контактах интрузивов с известняками, где известняки залегают в вислячих, а гранатовые скарны (интрузивные породы) - в лежащих боках (Чернышев, 1960). Аналогичная закономерность действительна и для пологих контактов фроловско-васильевских известняков с подстилающей и покрывающей толщами.

Участки контакта, к которым приурочены зоны интенсивного развития рудомещающих пироксеновых скарнов, характеризуются повышенной мощностью зон гранатовых скарнов. Так, на широтном контакте Никитинского месторождения в участке максимального развития пироксеновых скарнов и сульфидного оруденения суммарная мощность гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов составляет 8-25 м. В восточной части широтного контакта, где пироксеновые скарны и сульфидное оруденение отсутствуют, мощность гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов колеблется от 0,5 до 15 м, составляя в среднем 5 м. На восточном контакте Никитинского месторождения мощность гранатовых скарнов в южной части участка в районе, где интенсивно развиты рудонесные пироксеновые скарны, составляет 30-40 м, а в северной части, где пироксеновые скарны развиты слабо, она уменьшается до 3-18 м, составляя в среднем 11 м.

Присутствие пироксеновых скарнов не зависит от состава интрузива, в контактовой зоне которого они располагаются: известны пироксеновые скарны в контактах интрузивов, сложенных как кварцевыми диоритами, так и габбро, а также в контактах даек всех трех возрастных групп, отмечающихся на изученных месторождениях, и в контактах эффузивных толщ с известняками.

Изложенные закономерности размещения пироксеновых скарнов на Турьинском рудном поле, помимо своего практического значения, представляют интерес для решения вопроса о генезисе этих рудо-

вмещающих пород, который пока не вполне ясен. Автором были изучены взаимоотношения пироксеновых скарнов с дайками различных возрастных групп и было показано (Норштейн, 1967), что пироксеновые скарны образовались после даек II возрастной группы, с которыми они часто тесно связаны, и, по крайней мере частично, после даек III возрастной группы; дайки же II и III групп внедрились после образования основных зон гранатовых скарнов.

Описанная выше четкая пространственная связь пироксеновых скарнов с тектоническими нарушениями и зонами интенсивных околоконтактных деформаций, образовавшимися после формирования существенно гранатовых скарнов (Норштейн, 1967), независимость пироксеновых скарнов от состава интрузива, в контактовой зоне которого они находятся, и упомянутые взаимоотношения пироксеновых скарнов с дайками различных возрастных групп не могут быть удовлетворительно объяснены с точки зрения представления о формировании пироксеновых скарнов в составе единой биметасоматической колонки. Эти факты объясняются значительно лучше, если предположить, что скарновые зоны сформировались в условиях сочетания биметасоматического и инфильтрационно-метасоматического процессов в две стадии. Приведем (без детального обоснования) намечающуюся схему процессов магматизма, скарно- и рудообразования в пределах изученных месторождений: 1. Внедрение интрузивов рудного поля и даек I возрастной группы. 2. Первая стадия скарнообразования: образование пироксен-гранатовых, ранних пироксеновых (диоксидовых) и гранатовых скарнов и околоскарновых пироксен-плаггиоклазовых пород. 3. Образование в контактах скарновых зон первой стадии с известняками зон скальвания и связанных с ними зон интенсивных околоконтактных деформаций; образование гранатовых скарнов вдоль зон скальвания и их дробление; возможно, начало отложения магнетита. 4. Внедрение даек II возрастной группы. 5. Продолжение формирования зон скальвания и зон околоконтактных деформаций; вторая стадия скарнообразования: образование пироксеновых (салитовых и геденбергитовых) скарнов на контактах скарновых зон первой стадии с известняками и эпидот-пироксеновых пород по дайкам II возрастной группы<sup>х</sup>); частичное замещение пироксеновых скарнов гранатовыми (андрадитовы-

<sup>х</sup>) Предположение о том, что пироксеновые скарны Турьинских месторождений образовались позднее существенно гранатовых скарновых зон, было впервые по аналогии с рядом месторождений Центрального Казахстана сделано В.Г. Боголеповым (1961).

ми). 6. Внедрение даек III возрастной группы ("секущих порфиристов"). 7. Продолжение второй стадии скарнообразования: образование скарновых оторочек около даек III возрастной группы в участках пересечения ими контактов скарнов с известняками. 8. Продолжение формирования зон скальвания и зон околоконтактных деформаций; образование дорудных разрывных нарушений. Магнетитовое оруденение: образование поздних гранатовых жил в магнетитовой руде. 10. Сульфидное оруденение. 11. Послерудные подвижки.

Следует отметить, что при таком толковании хода процесса скарнообразования существенную трудность представляет объяснение широко распространенного на рудном поле замещения пироксенового скарна гранатовым (андредитовым) скарном на контактах соответствующих зон. Возможно, что это замещение объясняется наложенной андрадитизацией, которая, по-видимому, значительно более широко развита на рудном поле, чем это представлялось ранее, и маскируют первоначальные взаимоотношения пород.

Турьинское РУ, Краснотурьинск

В.И.Фомичев, Е.И.Кузнецова

#### МЕТАСОМАТИТЫ САЯКСКОГО РАЙОНА И КРИТЕРИИ ИХ РУДОНОСНОСТИ

Саянский рудный район, расположенный в восточной и центральной частях одноименной грабен-синклинали, представляет уникальную область широкого развития разнообразных по составу, интенсивности и условиям проявления метасоматитов, рассредоточенных на площади 1000 км<sup>2</sup>. В изучении руднометасоматических образований в разные годы принимали участие К.И.Астапенко, В.Г.Боголепов, Г.П.Бурдуков, Г.З.Забирова, А.А.Круглова, Н.Т.Кулкашев, Л.А.Миросниченко, Г.Э.Нарвайт, Ю.В.Попов, В.А.Соколов, В.А.Чевердин и другие. Саянская грабен-синклиналь сложена ниже-среднекарбонowymi туфогенно-осадочными отложениями с редкими прослоями и горизонтами известняков, прорванными позднегерцянскими интрузиями гранитоидов (Бурдуков и др., 1966). Они представлены гранодиоритами и кварцевыми диоритовыми (гранодиоритовый комплекс) и более молодыми гранитами (гранитовый комплекс). Интрузивные породы сопровождаются весьма многочисленной серией даек преимущественно умеренно-кислого и среднего состава. В относительно про-

той конфигурации Саякской синклинали устанавливается ряд складчатых осложнений, среди которых наиболее крупными являются Тастауская и Лебайская седловидные складки. Последняя сохранилась в виде фрагментов западного крыла вдоль северо-западного контакта Лебайского массива.

Метасоматически измененные породы в Саякском районе развиты в контактовом ореоле гранитоидов, а также непосредственно в самих интрузивных породах. Они обнаруживают тесную связь с двумя комплексами интрузивных пород. С гранодиоритовым комплексом ассоциируют (в порядке формирования) ранние калишпатиты, альбититы, скаполитовые метасоматиты, волластонитовые, пироксеновые, пироксен-гранатовые и гранатовые скарны, магнетитовые руды, эпидозиты, актинолитовые метасоматиты, поздние калишпатиты, турмалиновые и аксинитовые образования, кварц-кальцит-хлоритовые породы, сульфидные, преимущественно золото-молибденово-медные руды, скопления исландского шпата, апофиллита и цеолитов. С более молодыми интрузиями гранитного комплекса связаны пегматиты, грейзены, редкометалльная (шселит-молибденитовая) и спорадически проявленная халькопирит-пиритовая минерализация. Среди метасоматически измененных пород преобладают гранатовые скарны и апоскарны, почти нацело замещающие карбонатные горизонты в контактовом ореоле гранодиоритовых массивов (Фомичев, Кудкашев, 1969).

Оруденение, связанное с гранодиоритовым комплексом, локализуется в скарнах, а также среди гранитоидов в кварцево-турмалиновых жилах и в зонах повышенной трещиноватости, образуя несколько пространственно-разобщенных типов: 1. скарново-рудный (Саяк I, Саяк III - Тастау, Саяк II, Жамбас); 2. кварцево-жильный (Саяк V, Беркара); 3. медно-порфиновый (Жумбак, Саяк II - интрузивный). Для каждого из этих типов оруденения установлены: 1) единый парагенезис основных и сопутствующих рудных минералов и общая последовательность их образования, которую можно представить в виде следующих минеральных ассоциаций (в порядке выделения): а) золото I-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая, б) золото II-висмутово-халькопирит II-пирротиновая, в) золото III-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая II и г) галенит-сфалеритовая; 2) взаимные переходы скарновых руд во вкрапленно-прожилковые в гранитоидах, наблюдаемые в приконтактных зонах скарнов с интрузивными массивами;

3) единый спектр элементов-примесей в соответствующих минералах из различных типов руд, который подтверждается сопоставлением критериев Фишера и Стьюдента; 4) аналогичность оконтуривающих их геохимических ореолов с однотипной эндогенной зональностью; 5) одинаковый по величине изотопный состав серы ( $\delta S_{cp}^{34} = -0,26\%$ ). Все эти факты свидетельствуют об общности и синхронности образования скарново-рудного, медно-порфирового и кварцево-турмалиново-жильного типов рудной минерализации, ассоциирующей с гранодиоритовым интрузивным комплексом. Редкометаллическая и сопровождающая ее пирит-халькопиритовая минерализация, связанная с гранитовым комплексом, имеет резко отличный изотопный состав серы ( $\delta S_{cp}^{34} = +0,22\%$ ), что указывает о проявлении в Саякском районе двух периодов рудообразования (Фомичев, Замятин, 1968).

Скарновые месторождения Саякской группы являются одними из немногих представителей с ярко выраженной руднометасоматической зональностью и комплексным оруденением (Боголепов, 1962; Мирониченко и др., 1970). В них, наряду с медью, молибденом и золотом, составляющими основную ценность руд, в значительном количестве присутствуют висмут, теллур, селен, серебро, кобальт, никель, мышьяк, сурьма, свинец и цинк. В рудных полях месторождений выделяется четыре руднометасоматические зоны (рис. 1): внутренняя гранатовая золото-молибденово-медная (с золото III - виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовой II рудной ассоциацией), средняя эпидот-актинолитовая золото-висмутово-медная (с золото II-висмутово-халькопирит I-пирротиновой ассоциацией), внешняя кварц-кальцит-хлоритовая золотсрудная (с золото I-геродорфит-арсениспирит-кобальтовой ассоциацией) и жильная кварц-кальцит-хлоритовая свинцово-цинковая (с галенит-сфалеритовой ассоциацией). Последняя зона проявлена в перекрывающих скарново-рудные залежи туфогенно-осадочных породах и расположена от них на удалении нескольких сотен метров. Кварц-кальцит-хлоритовые жильные проявления являются прямым указанием наличия сплошных скарново-рудных тел на глубине. Характерна резко выраженная дифференциация и качественное отличие руд в метасоматических зонах. Во внутренней скарновой зоне сконцентрирована основная масса медных руд с золотом, молибденом, висмутом и селеном. Средняя зона отличается значительно меньшими масштабами медного оруденения и несколько повышенной концентрацией золота, висмута и теллура. Внешняя зона по сравнению с двумя

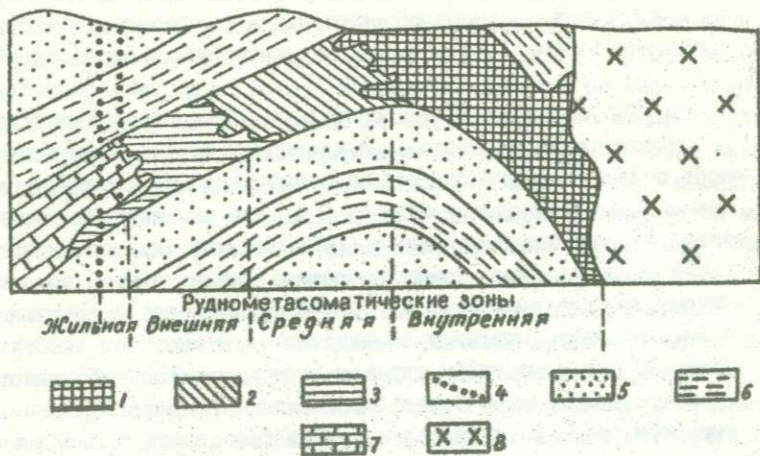


Рис. I. Руднометасоматические зоны скарновых месторождений Саякской группы (по В.И.Фомичеву).

Зоны (1-4): 1 - гранатовая золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая; 2 - эпидот-актинолитовая золото-висмут-халькопирит-пирротиновая; 3 - кварц-кальцит-хлоритовая золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая; 4 - жильная кварц-кальцит-хлоритовая галенит-сфалеритовая; 5 - песчаники и туфпесчаники; 6 - туфсалевролиты; 7 - известняки; 8 - диориты и гранодиориты.

предыдущими обогащена кобальтом, мышьяком, никелем и особенно золотом (Миросниченко и др., 1970).

Важным звеном руднометасоматических зон является неравномерное распределение в них золота. В направлении от внутренней к внешней зоне отмечается повышение интенсивности и пробыности золота, а также уменьшение размеров вкраплений от макроскопически различимых (золото III) до тонкораспыленных микровключений (золото I). Приуроченность высоких концентраций золота к внешним метасоматическим зонам характерно и для других скарновых месторождений Казахстана.

Особенностью рудной зональности является ее обратная температурная направленность по отношению к гранитоидным массивам при прямой температурной зональности метасоматически измененных пород. В общей последовательности формирования метасоматической колонки отложение наиболее ранней и высокотемпературной (более 250°C; Миросниченко и др., 1971) золото I-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновой ассоциации совпадает с внешней зоной относительно поздних и низкотемпературных среди измененных пород кварц-кальцит-хлоритовых метасоматитов, более низкотемпературной (250°C) золото II-висмутово-халькопирит I-пирротиновой ассоциации - со средней эпидот-актинолитовой зоной и более поздней и низкотемпературной (225°C) золото III-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовой II ассоциации - с высокотемпературной внутренней зоной скарнов. Зональность метасоматически измененных пород и обратная зональность рудной минерализации относительно гранитоидных массивов хорошо согласуется с явлениями, сопровождающими эффект термовлагодиффузии (Лыков, 1950).

Распределение метасоматитов носит прерывисто-узловой характер с четкой приуроченностью к плективным и дизъюнктивным осложнениям Саякской синклинали. Концентры наиболее интенсивного проявления метасоматических преобразований в пределах контактового ореола интрузий совпадают с седловидными складками типа антиклинальных перегибов и узлами сопряжения крупных разрывов, а в самих гранитоидных массивах - с участками повышенной трещиноватости и мощными зонами дробления субмеридионального и северо-восточного простирания (Боголепов, 1962; Куляшев, Фомичев, 1970). Наиболее благоприятными из этих четырех типов структур

оказались антиклинальные перегибы, как участки максимальной разрядки тектонических напряжений, способствующие развитию явлений экранирования. Выделяются два концентратора метасоматических изменений, приуроченных к седловидным перегибам, это участки месторождений Саяк I и Саяк III - Тастау. Менее четко выраженный концентратор намечается в районе Саяка IV, где он залегает на глубине 100 м.

Скарновые зоны, развившиеся по известновым горизонтам, обрамляют центральную и восточную части Саякской синклинали с севера, юга и востока. Рудные скопления концентрируются в них лишь в локальных участках. Масштаб и интенсивность оруденения в скарнах находятся в прямой зависимости от структурного положения участка и степени развития дизъюнктивной тектоники: а) в крыльях Саякской грабен-синклинали со слабой деформацией пород рудная минерализация, локализуясь в скарновых зонах вдоль отдельных разрывов и в узлах их сопряжений, образует мелкие, изолированные друг от друга тела линзовидной и лентообразной формы, рассредоточенные по всему рудному полю; б) на участках, приуроченных к седловидным складкам, в которых породы наиболее интенсивно раздроблены, рудные гнезда, жилы, прожилки и мелкие тела местами настолько сближены между собой в скарновых зонах, что их можно рассматривать как единые крупные штокверкообразные залежи линзо- и лентообразной формы со сложным внутренним строением. Они ориентированы почти согласно с вмещающими породами, поскольку их форма в конечном счете определяется элементами стратификации карбонатных пород, замещенных скарнами, но детали строения подобных тел зависят в значительной степени от разрывных нарушений секущего типа (Кулжешев, Фомичев, 1970).

Особо благоприятные условия для локализации оруденения были созданы на рудном поле месторождения Саяк I, расположенном в антиклинальном перегибе Лебайской складки. Скарны подвергались интенсивному дроблению с образованием многочисленных зон отслоений и трещиноватости как в замке этой складки, так и в контакте с гранитоидами Лебайского массива, "съевших" часть восточного крыла Лебайской антиклинали. Этот контакт меридионального направления осложнен согласно залегающей с ним зоной дробления и многочисленными разрывами северо-восточного простирания.

Распределение золото-молибденово-медной минерализации в гранитоидах (медно-порфировой и кварцево-турмалиново-жильный типы)

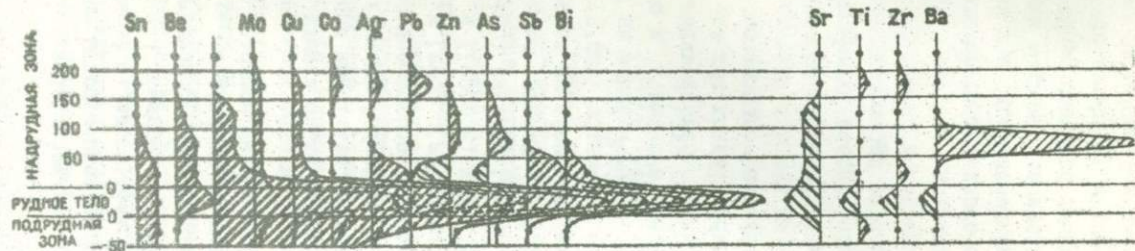


Рис.2. Схема вертикальной зональности эндогенных ореолов вокруг скарнорудных тел (по Н.И.Ильченко).

контролировалось элементами трещино-разрывной тектоники. Наиболее богатые концентрации оруденения приурочены к локальным зонам повышенной трещиноватости и к сериям сближенных разрывов меридионального и северо-восточного простирания, особенно к местам их пересечений с разрывными нарушениями других направлений, а в кварцево-турмалиновых жилах - к участкам их морфологического осложнения.

Следовательно, пликативные осложнения Саякской грабен-синклинали в сочетании с разрывными нарушениями играют первостепенную роль в пространственном распределении и интенсивности рудной минерализации и служат таким образом надежным критерием рудоносности метасоматически измененных пород.

Важным критерием, позволяющим оценить рудоносность метасоматитов, является также четко выраженная вокруг рудных тел зональность эндогенных ореолов рассеяния элементов. Она проявляется наличием трех надрудных-внутренней, средней и внешней, и одной подрудной зоны (Мирошниченко, Ильющенко, 1967). Каждая из выделенных зон отличается определенным набором элементов (рис.2). Внутренняя зона (0-50 м над рудным телом) характеризуется высокими концентрациями сурьмы (10 фонов), серебра (7 фонов), висмута (5 фонов), меди (2-5 фона), и олова (2,5 фона); средняя (50-150 м) - мышьяка (2,5 фона), цинка (2 фона), меди (2 фона), и бария (40 фонов), а внешняя (150-200 м) - свинца (2,5 фона) и кобальта (2 фона). Подрудная зона фиксируется по высоким содержаниям меди (7 фонов), серебра (2 фона), цинка (2 фона), мышьяка, кобальта и свинца (1,5 фона). В ней в отличие от надрудных зон отношения средних содержаний мышьяка, кобальта и цинка к меди выше в 3-6, 2-3 и 2-2,5 раза соответственно.

Одним из критериев наличия оруденения в скарнах является интенсивность рассеяния рудных элементов в дайках. Во внутри-скарново-рудных участках даек установлены повышенные содержания меди (6 фонов), цинка (3 фона), сурьмы, бария, молибдена, а в подскарново-рудных участках - молибдена (3 фона), олова (3 фона), мышьяка (3 фона) и хрома (10 фонов). Наивысшие концентрации мышьяка (4 фона), свинца (4,5 фона) и меди (4 фона) характерны для надскарново-рудных участков даек.

Скарново-рудные залежи обладают резко отличными физическими

характеристика<sup>ми</sup> (плотностью, магнитной восприимчивостью, электрическими параметрами) по сравнению с туфогенно-осадочными и интрузивными породами, фиксируясь четкими аномалиями в геофизических полях (Бурдуков и др., 1966; Космухамедов, 1969).

В частности, минимальная разница плотностей оруденелых скарнов и вмещающих пород составляет  $0,5 \text{ г/см}^3$ , максимальная  $1,8 \text{ г/см}^3$ , что дает возможность использования высокоточных гравиметрических съемок для обнаружения слепых скарновородных тел на глубинах до 400–500 м (Космухамедов, 1969).

Выявленные критерии рудоносности метасоматитов позволяют не только установить наличие слепых рудных тел, но и ориентировочно определить глубину их залегания и состав руд.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата

О.М. Чугуевская, И.П. Новохатский

### О РОЛИ МЕТАСОМАТОЗА В ОБРАЗОВАНИИ МАГНЕТИТОВЫХ РУД ТУРГАЯ (НА ПРИМЕРЕ САРБАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

Основной целью настоящей статьи является анализ взаимоотношений метаморфических и метасоматических процессов и процесса образования магнетитовых руд Тургая. Эти взаимоотношения наиболее четко проявлены в Сарбайском рудном поле, расположенном в центральной части Тургайского магнетитового пояса.

Сарбайское рудное поле объединяет собственно Сарбайское и Южно-Сарбайское месторождения и Северо-Сарбайский участок. Оно приурочено к вулканогенно-осадочной толще средневише-намурского возраста, сложенной вулканическими брекчиями, туфами, туффитами среднего и основного состава, известняками, прорванными среднекарбовыми интрузиями диоритов и диоритовых порфиритов трещинного типа. Небольшим развитием пользуются дайки плагиогранит-порфиров пермского возраста. Простираение вулканогенно-осадочных пород субмеридиональное, падение западное под углами от 30 до 80°. Рудное поле характеризуется блоковым строением, созданным сериями дизъюнктивных нарушений, среди которых наиболее выдержаны субмеридиональные и субширотные, а также меньшие по размерам радиальные.

Сарбайское рудное поле располагается в среоле метаморфичес-

ких и метасоматических пород. Выделяются следующие стадии изменения пород. I. Метасоматоз вулканической стадии (нижний карбон), проявившийся в осветлении (альбитизации и калишпатизации) пород. Эта стадия выделяется авторами на основании более интенсивной альбитизации визейских вулканитов по сравнению с намюрскими и по присутствию угловатых и полускатанных обломков сильно осветленных визейских вулканитов в менее осветленных намюрских. Метасоматоз этой стадии протекал, по-видимому, в несколько этапов и пользовался широким распространением как в пределах рудного поля, так и к востоку от него. Осветленные породы, образованные в эту стадию, развиты на площади около 40 кв.км, при мощности свыше 1000-1200м.

2. Термальный метаморфизм и метасоматоз интрузивной стадии. Внедрение интрузий (средний-верхний карбон) сопровождалось образованием контактовых роговиков и последующей их метасоматической переработкой. Контактные роговики представлены пироксеновой, амфиболовой и хлоритовой фациями. Метасоматоз интрузивной стадии сопровождался биотитизацией, альбитизацией и окварцеванием пород эндо- и экзоконтактовых зон. Ширина ореола биотитизированных пород достигает 1 км при длине более 10 км, в то время как альбитизированные и окварцованные породы имеют узко локальное развитие.

3. Метасоматоз послепостинтрузивной стадии (верхний карбон - нижняя пермь) протекал в три этапа: высоко-, средне- и низкотемпературный.

а) Высокотемпературный этап проявился в образовании эпидот-пироксен-гранатовых скарнов, скаполитовых и калишпатовых пород, часто сопровождающих крупнозернистые апатит-гематит-магнетитовые руды. Метасоматозу в этот этап подвергались как визе-намюрские вулканогенно-осадочные породы, так и интрузивные образования.

Закономерности пространственного размещения высокотемпературных метасоматитов Сарбобского рудного поля кратко сводятся к следующему. Метасоматиты сконцентрированы в субмеридиональной полосе, приуроченной к поясу дайкообразных интрузий диоритов и диоритовых порфиритов. Протяженность полосы более 6 км, ширина до 0,5 км. Отдельные разновидности метасоматических пород имеют неравномерное, часто узловое распределение в этой полосе. Метасоматические узлы имеют зональное строение: в центре располагаются грана-

товые (реже эпидот-пироксен-гранатовые) скарны, по периферии скаполитовые и калишпатовые породы. Тела имеют столбобразную, резко секущую по отношению к напластованию вулканогенно-осадочных пород форму. Они тяготеют к тому же типу разрывных нарушений, что и трещинные интрузии диоритов и диоритовых порфиритов.

б) Среднетемпературный этап минерализации отделен от высокотемпературного дайковым комплексом плагиогранит-порфиров. Этот этап сопровождался образованием актинолитовых, эпидотовых, пренитовых, кварц-серицит-альбитовых пород, сопутствующих сульфидному оруденению (пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит и галенит) и приуроченных к трещинным зонам.

Мощность зон метасоматитов этого этапа не превышает первого десятка метров.

в) Низкотемпературный этап проявился в небольших масштабах и представлен кварц-кальцит-хлоритовыми и цеолитовыми породами. Мощности их не превышает 1-2 м.

Прежними исследователями (Соколов, 1952; Кочергин, 1964; Иванов и др., 1968) магнетитовые руды Сарбайского рудного поля объединялись в один контактово-метасоматический тип. Авторами эти же руды подразделяются на три типа, отличающихся по составу, структурам и условиям образования:

1. Матовые тонкозернистые массивные и полосчатые магнетитовые руды. 2. Крупнозернистые апатит-гематит-магнетитовые руды. 3. Прожилково-вкрапленные магнетитовые руды.

Основную массу железных руд Сарбая составляют тонкозернистые магнетитовые руды. Рудные залежи (Восточная, Юго-Восточная и Западная - на Сарбайском месторождении и Нижнее рудное тело - на Южно-Сарбайском), сложенные этими рудами, имеют пластовую форму и залегают согласно с вмещающей их карбонатно-туффитовой толщей средневише-нампурского возраста.

Установлено, что пластовые рудные залежи Сарбайского месторождения в момент образования руд представляли собой единое рудное тело (Иванов и др., 1967; Москаленко, 1968). Размеры ретаврированного единого рудного тела составляют по простиранию в субмеридиональном направлении 5,7 км при ширине 4,6 км, при глубине свыше 3,6 км. Мощность рудных залежей колеблется от 30-70 до 150 и более метров.

Рудные залежи состоят из чередующихся прослоев полосчатых (преобладают) и массивных руд и измененных туффигов. В лежачем боку рудных залежей отмечаются прослои существенно сульфидных (пиритовых) руд полосчатой, вкрапленной и массивной текстур, мощностью до 20 м. В всячем боку залегает горизонт, мощностью 40 м, метаморфизованных карбонатно-железистых туффигов, обогащенных карбонатными и железистыми конкрециями концентрически-зонального строения. Тонкозернистые магнетитовые руды по составу нерудных минералов подразделяются на альбит-пироксеновые, альбит-эпидот-актинолитовые, альбит-кальцит-пироксен-хлоритовые, кальцит-сидеритовые и кальцит-ангидритовые разновидности. В распределении трех первых разновидностей наблюдается определенная горизонтальная околотрузивная зональность. В непосредственной близости от контактов с интрузиями в рудах развит пироксен (диопсид-салит) и они имеют альбит-пироксен-магнетитовый состав. По мере удаления от контактов в рудах появляются актинолит-и хлорит.

Характерной особенностью Сербайского рудного поля является наличие ксенолитов тонкозернистых магнетитовых руд в диоритовых порфиридах (Кочергин, 1964; Руденко и др., 1968; Чугуевская и др., 1969) и магнетито-биотито-гиперстеновых микроксенолитов в диоритах. В непосредственной близости от массива диоритов тонкозернистые руды подвергались биотитизации, приобрели такситовую или струйчатую текстуру, крупнозернистую структуру и имеют кварц-плагиоклаз-биотит-магнетитовый состав. В карьере, вблизи массива диоритов, кроме того отмечаются многочисленные крутопадающие зоны осветления (альбитизации, окварцевания), мощностью до 10-15 метров. Эти зоны прослеживаются на продолжении апофиз Сербайского массива и образованы в результате метасоматоза интрузивной стадии. Текстура тонкозернистых магнетитовых руд в этих зонах равномерно-вкрапленная в отличие от исходной массивной и полосчатой. Магнетит здесь блестящий крупнозернистый, ассоциирует с альбитом и турмалином. В участках, окаймляющих эти зоны, полосчатые матовые руды имеют струйчатую, пятнисто-вкрапленную или такситовую текстуру.

Другой отличительной чертой Сербайского рудного поля является присутствие обломков тонкозернистых руд среди пироксен-гранатовых скарнов, которые слагают крутопадающие тела, "протыкающие"

рудные пласты Восточной и Юго-Восточной залежей. Вблизи этих тел текстура руд вместо полосчатой и массивной становится брекчиевидной, плитнистой и прожилково-вкрапленной, сами руды — более крупнозернистыми. Изменению подвергся также и минеральный состав руд. Вместо альбит-пироксен-магнетитовых разновидностей здесь преимущественное развитие получили гранат-магнетитовые и пироксен-гранат-магнетитовые руды. Микроскопические изучения пироксен-гранат-магнетитовых руд указывают на псевдо-эпигенетическое образование магнетита по отношению к скарновым минералам, несмотря на явно позднее образование последних по отношению к тонкозернистым магнетитовым рудам.

Влияние метасоматоза особенно сказалось на характере распределения железа, титана, марганца, ванадия и фосфора в рудах. Распределение этих элементов в рудных залежах, не затронутых метасоматозом, согласуется со слоистостью вмещающих пород. В залежах, подвергшихся метасоматозу, изолинии содержания указанных элементов имеют секущий характер к напластованию пород и направлены согласно с контактами интрузий диоритов и диоритовых порфиритов и залежей метасоматитов.

Приведенные данные показывают, что основная масса руд Сарбайского рудного поля, представленная тонкозернистыми рудами, имеет доинтрузивное и дометасоматическое образование.

Второй тип руд представлен апатит-гематит-магнетитовыми жилами. Имеет незначительное развитие в рудном поле. Жилы рассекают под крутыми углами как пластовые залежи тонкозернистых магнетитовых руд, так и интрузии диоритов и диоритовых порфиритов. Характерной особенностью крупнозернистых руд является широко проявленное вблизи них метасоматическое изменение пород, выразившееся в образовании эпидот-пироксен-гранатовых скарнов, скаполитовых и калишпатовых пород. Особенностью минералов этих руд и метасоматитов является идентичность набора элементов-примесей в них. К самым характерным микроэлементам относятся марганец, германий, калий, бор, титан и др. Присутствие бора и германия указывает на парагенетическую связь описываемой минерализации с тем же магматическим очагом, с которым связаны диориты и диоритовые порфириты, отличающиеся повышенными содержаниями этих же элементов. Рудные жилы, кроме того, приурочены к тем же системам дизъюнктивных на-

рушений, что и интрузивные тела.

Прожилково-вкрапленные магнетитовые руды (третий тип руд) пользуются неравномерным распространением в Сарбайском рудном поле и не имеют промышленного значения. Характерными чертами прожилково-вкрапленных руд являются неправильная форма рудных залежей, более высокое положение по сравнению с пластовыми тонкозернистыми магнетитовыми рудами, ассоциация рудной минерализации с высокотемпературными метасоматитами (пироксен-гранатовыми скарнами и скаполитовыми породами), приуроченность к участкам распространения пегматоидных руд. Работами А.И.Москаленко (1968) доказано, что прожилково-вкрапленные магнетитовые руды образовались за счет железа, вынесенного из нижележащих пластов магнетитовых руд при их метасоматической переработке.

Анализ взаимостроений метасоматитов и руд Сарбайского рудного поля указывает, что основная масса руд, представленная пластовыми телами тонкозернистых магнетитовых руд, является дометасоматическим образованием, обязанным своим происхождением другим процессам, а именно вулканогенно-осадочным (Чугуевская и др., 1969). Роль метасоматоза в пределах Сарбайского рудного поля таким образом сводилась к разубоживанию руд и перемещению железа в вышележащие горизонты.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата

Н.М.Чумаченко, Б.П.Санин,  
М.А.Свирский, В.В.Полетаев

**РОЛЬ ЗОНАЛЬНОСТИ В СКАРНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ  
САВИНСКОГО №5 СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ДЛЯ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ ЕГО ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ  
(ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Савинское № 5 свинцово-цинковое месторождение входит в состав Кличкинского рудного поля, расположенного в юго-восточном Забайкалье, в пределах Приаргунского полиметаллического пояса.

В геологическом строении Кличкинского рудного поля принимают участие отложения синийского комплекса, нижнего палеозоя, мезозойские осадочно-эффузивные образования и четвертичные отложения. Магматические породы представлены габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, лейкократовыми, роговообманковыми, биотитовыми

гранитами, дайками гранит-порфиров, гранит-аплитов верхнепалеозойского возраста и верхнеюрскими морионовыми гранитами, штоками аплитов, дайками пегматитов и порфиров.

Кличкинское рудное поле приурочено к краевой, юго-западной части Урулюнгуевского массива варисцийских гранитоидов, прорывающих синийские и нижнепалеозойские известково-сланцевые отложения, смятые в крупную антиклинальную структуру северо-восточного простирания, так называемый Кличкинско-Кадаинский антиклинорий (Смирнов, 1961).

Главной рудоконтролирующей структурой рудного поля является Цаган-Золотуевский разлом, простирающийся в меридиональном направлении с падением на восток под углом  $45-60^{\circ}$ . Оперяющие разлом более мелкие разрывы, как правило, служат рудовмещающими структурами.

В пределах рудного поля развиты различные типы минерализации. Наряду с широким проявлением свинцово-цинкового оруденения, сконцентрированного в Савинском № 5, Почкуевском и других месторождениях и рудопоявлениях, отмечается борная минерализация, флюоритовая-промышленные месторождения которой объединены под названием Гарсонуйское месторождение. Кроме того, широко также проявлена магнетитовая и редкометалловая минерализация.

Впервые наличие горизонтальной зональности в распределении минеральных ассоциаций в масштабе рудного поля было отмечено в 1933 г. С.С.Смирновым. Предлагая генетическую связь оруденения с кварцевыми диоритами Савинского стока, он указывал на смену высокотемпературных минеральных ассоциаций более низкотемпературными в направлении с юго-востока на северо-запад.

Позднее, в результате исследований В.В.Архангельской (1963), П.В.Комарова (1965), К.Ф.Кузнецова и др. (1967) было высказано мнение о верхнепалеозойском возрасте кварцевых диоритов, некоторых контактово-метасоматических образований и связанной с ними борной минерализации (220-258 млн. лет).

В последнее время П.В.Комаровым (1965) был определен возраст морионовых гранитов, закартированных в северо-восточной части рудного поля, как верхнекамерийский ( $146 \pm 8$  млн. лет). Проведенные авторами настоящего доклада исследования позволяют параллелизировать скарны, развитые в контакте морионовых гранитов, с инфиль-

традиционными скарнами, широко проявленными на нижних горизонтах Савинского № 5 месторождения, которое является единственным эксплуатируемым в настоящее время в пределах Кличкинского рудного поля. Месторождение вскрыто горными выработками на глубину 300 м, а скважинами колонкового бурения более чем на 500 м по вертикали. Полученный фактический материал при отработке и разведке глубоких горизонтов и флангов послужил основой для выявления вертикальной зональности скарновых образований и использования ее для прогнозирования распространения промышленных свинцово-цинковых руд на глубину (Свирикий и др., 1966).

До недавнего времени Савинское № 5 месторождение большинством исследователей считалось типичным высокотемпературным гидротермальным месторождением. Однако широкое развитие на глубоких горизонтах месторождения мощных залежей скарнов позволило несколько пересмотреть вопросы стадийности рудного процесса, генезиса месторождения и перспектив месторождения на глубину.

Полученные новые геологические данные свидетельствуют о тесной пространственной и структурной связи скарновых залежей с свинцово-цинковым оруденением. Среди скарнов, развитых на Савинском № 5 месторождении, можно выделить разновозрастные биметасоматические и инфильтрационные скарновые образования. Первые развиты незначительно и отмечаются в контакте кварцевых диоритов с карбонатными породами. Мощность их не превышает 1-2 м, достигая максимальной величины при пологих углах наклона контактов. В направлении от эндоконтакта и экзоконтакту наблюдается следующая, не всегда четкая зональность: скарнированные диориты с гранатом, гранатовые, пироксен-гранатовые и пироксеновые скарны (рис. 1). Вертикальная зональность в биметасоматических скарнах отсутствует.

Биметасоматические скарны представляют собой оливинные породы роговикового облика. Сульфидное оруденение в них, как правило, не наблюдается.

В отличие от биметасоматических скарнов инфильтрационные скарны широко развиты в пределах Савинского № 5 месторождения. Образуются они по известковистым сланцам и значительно реже по известнякам. Вероятно одной из причин слабого скарнирования известняков является повышенная (более чем в 2 раза) эффективная пористость известковистых сланцев по сравнению с известняками. По

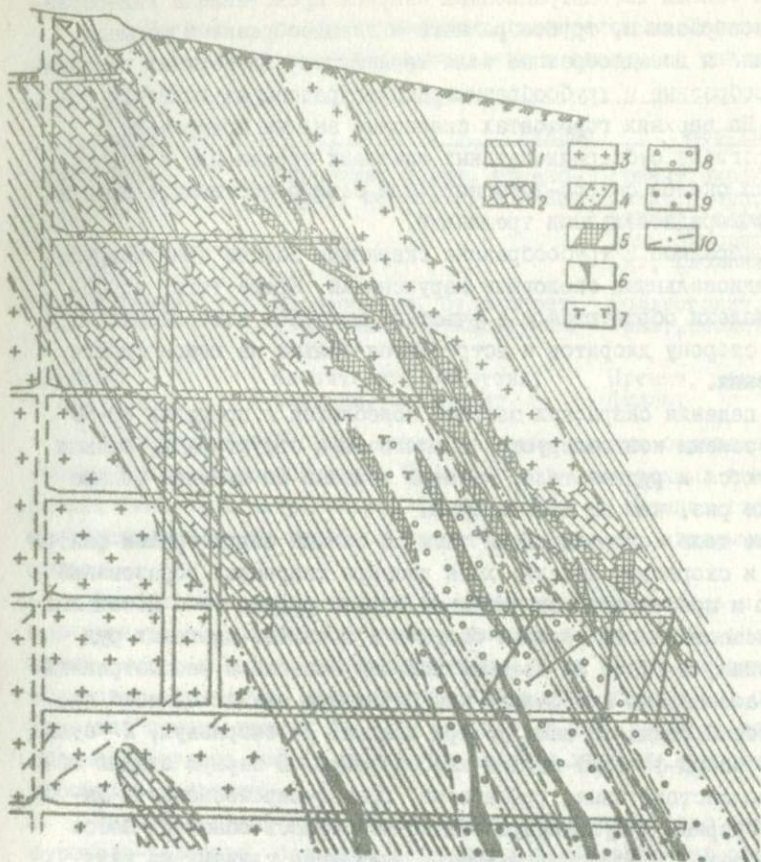


Рис. 1. Геологический разрез через центральную часть  
Савинокского № 5 свинцово-цинкового месторождения.

1 - сланцы; 2 - известняки; 3 - диориты; 4 - окисленные  
свинцово-цинковые руды; 5 - сульфидные свинцово-цинковые  
руды; 6 - сульфидные существенно цинковые руды; 7 - акси-  
нитовые скарны; 8 - гранат-пироксеновые скарны; 9 - гра-  
натовые скарны; 10 - тектонические нарушения.

морфологии залежи инфильтрационных скарнов представлены жилообразными, линзобразными, трубообразными и гнездообразными формами. Жилообразные и гнездообразные тела характерны для верхних горизонтов. Линзобразные и трубообразные распространены на глубоких горизонтах. На верхних горизонтах скарновые залежи приурочены к местам перегибов субмеридиональных сколовых трещин или к участкам пересечения сколов северо-западного или северо-восточного простирания с субмеридиональными трещинами.

Линзобразные и трубообразные скарновые залежи контролируются субмеридиональными сколовыми нарушениями. Кроме того, трубообразные залежи образуются и в участках выступов известковистых сланцев в сторону диоритов и встречаются только на южном фланге месторождения.

Углы падения скарновых залежей колеблются в пределах  $40-60^{\circ}$ . Скарновые залежи контролируются аналогичными структурами, какими контролируются и рудные тела. Размеры залежей по падению больше в несколько раз, чем по простиранию.

Рудные тела контролируются теми же самыми структурными факторами, что и скарновые залежи, хотя размеры скарновых образований по падению и простиранию значительно больше рудных тел. Детальное изучение вещественного состава скарнов и свинцово-цинковых руд месторождения, а также их взимоотношений позволяет рассматривать скарновую ассоциацию минералов, как начальную стадию единого процесса, который разделен нами на три стадии: 1- скарновую, 2- сульфидную, 3- кварц-флюорит-цеолит-карбонатную. В первую стадию образуются волластонитовые, гранатовые, гранат-пироксеновые и аксинитовые скарны. В сульфидную стадию отлагалась основная масса рудных минералов. Последовательность выделения главных из них: пирротин, пирит, сфалерит, галенит и сульфосоли свинца. Минералы сульфидной стадии замещают гранат, пироксен, аксинит и кальцит. На границе двух этих стадий не наблюдается сколько-нибудь значительного дробления. Кроме того, довольно часто сульфидами выполняются интерстиционные промежутки скарновых минералов. Отложению минералов последней (послерудной) стадии предшествовало внедрение даек порфиритов.

Степень распространности минералов на Савинском № 5 месторождении представлена в следующей таблице:

	Рудные	Нерудные
Главные	Пирротин, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит	Гранат, пироксен, аксинит, кварц, амфибол, эпидот, серпентинит, хлорит, флюорит, кальцит, каолинит
Второстепенные	Халькопирит, булажерит, джемсонит, марказит, мельниковит-пирит	Волластонит, серпентинит, цеолит, барит
Редкие	Касситерит, висуитин, станнин, антимонит	Пренит, цоизит, апофиллит

Волластонитовый скарн является самым ранним образованием стадии и мало распространен. Отмечается в виде редких гнездообразных скоплений неправильной формы только на средних горизонтах месторождения среди пироксен-гранатовых скарнов, которыми замещается.

Наибольшим распространением пользуются гранатовые и пироксен-гранатовые скарны. Гранатовые скарны имеют бурый, зеленовато-бурый, желто-зеленый, зеленовато-серый цвет и средне-или мелкозернистую структуру. Минералогический состав гранатовых скарнов довольно прост: гранат до 80%, кальцит 15-20%, аксинит до 5%, пироксен, рудные, офен, рутил. По составу гранаты относятся к гроссуляру-андрадиту.

Пироксен-гранатовые скарны тонко-мелкозернистого строения буровато-зеленого, серовато-зеленого и зеленовато-черного цвета, массивной или полосчатой текстуры. В пироксен-гранатовом скарне постоянно отмечается углистое вещество до 5-20%, кальцит до 20%, в качестве примеси - кварц, апатит, рутил, аксинит, офен, шпинель. Распределение основных минералов в скарне весьма неравномерное. Часто в нем встречаются линзы и гнезда мономинерального гранатового или пироксенового скарна. Содержание геденбергитовой молекулы в пироксене колеблется от 20 до 40%. Для гранатов описываемой разновидности характерно увеличение гроссуляровой молекулы. Аксиновый скарн широко распространен на средних горизонтах месторождения, развиваясь по сланцам, дюритам,

гранатовым скарнам. Кроме аксинита в нем присутствуют пироксен до 20%, кальцит до 20%, углисто-графитовое вещество, эпидот, сфен, кварц, мусковит, хлорит, шпинель. Аксинит образует характерные удлиненные копьевидные кристаллы длиной до нескольких см. Аксинитовые скарны являются более поздними образованиями, чем гранатовые и пироксен-гранатовые. Это подтверждается ростом кристаллов аксинита и шестоватого пироксена на стенках пустоток в ранних скарнах, а также наличием редких прожилок аксинита в гранат-пироксеновом скарне на глубине. Описанные выше скарны являются индустриальными образованиями и характеризуются увеличением мощности колонки и изменением минерального состава с глубиной.

На нижних горизонтах месторождения скарновая минерализация представлена в основном гранатами, распространение которых на глубину до полного выклинивания нигде не прослежено. По данным колонкового бурения до глубины 550 м от дневной поверхности сохраняются, а в отдельных участках даже увеличивается площадное распространение скарнов. Верхняя граница развития мономинеральных гранатовых скарнов расположена на глубине 330-350 м от поверхности. Выше начинается зона распространения пироксен-гранатовых скарнов. При этом по восстанию количество пироксена увеличивается. Верхняя граница гранат-пироксеновой зоны оканчивается на глубине 200-230 м от дневной поверхности. Здесь же в значительных количествах появляется аксинит и постоянно ассоциирующий с ним шестоватый пироксен. Причем нижняя граница аксинитовых скарнов с гранат-пироксеновыми довольно контрастная (рис. I). Максимальные площади развития аксинитовых скарнов свойственны средним горизонтам месторождения и равняются нескольким тысячам кв. м.

Изучение вещественного состава скарнов показало, что на нижних горизонтах гранаты содержат до 75-82% андрадитовой молекулы, гранаты пироксен-гранатового скарна характеризуется высоким (60-70%) содержанием гроссуляровой молекулы. В пироксенах по восстанию увеличивается количество геденбергитовой молекулы.

Сульфидная минерализация, являющаяся продуктом II стадии гидротермального процесса, так же имеет довольно четкую вертикальную зональность, заключающуюся в распространении на верхних и средних горизонтах арсенопирит-пиритовой и галенит-сфалеритовой

вой ассоциаций, а на глубоких горизонтах арсенопирит-пирротиновой и пирротин-сфалеритовой ассоциаций. Таким образом, на аксинитовые и пироксен-гранатовые скарны накладывается свинцово-цинковая минерализация, а на гранатовые скарны существенно цинковая, представленная марматитом. На верхних горизонтах, где скарновая минерализация не получила сколько-нибудь широкого развития и где наблюдаются только прерывистые редкие биетассоматические скарновые зоны на контакте с диоритами, свинцово-цинковые руды локализуются в известковистых, углисто-глинистых, кремнисто-углисто-глинистых сланцах и диоритах. На средних и глубоких горизонтах сульфидная стадия накладывается в основном на скарновые зоны. Несмотря на переход сульфидной минерализации из одной литологической среды в другую, уменьшения размаха сульфидного оруденения ни по падению, ни по простиранию не отмечается.

На глубоких горизонтах в районе развития скарнов отмечается резкое повышение концентрации олова как в безрудных скарнах, так и в свинцово-цинковых рудных телах.

Как показало изучение физико-механических свойств пород месторождения, наиболее хрупкими породами являются известковистые сланцы на верхних горизонтах (модуль Юнга - 7,6) и скарны с гнездами кальцита на средних и глубоких горизонтах (модуль Юнга - 7,9). Именно эти породы имеют и повышенную эффективную пористость (сланцы - 1,21%, скарны 3,56%). Углисто-кремнисто-глинистые сланцы и аксинитовые скарны являются наиболее вязкими породами и имеют пониженную эффективную пористость. Физико-механические свойства пород сказались на текстурно-структурных особенностях свинцово-цинковых руд. Если для двух первых разновидностей характерны массивные, псевдо-рекчиевые, прожилково-вкрапленные текстуры, то для вторых - только прожилковые. Наиболее широко сульфидная минерализация проявлена в среднезернистых скарнах с кальцитом. В плотных сливных скарнах слабее проявлена сульфидная минерализация.

В результате детальных исследований в процессе отработки месторождения установлено, что на средних и нижних горизонтах промышленные свинцово-цинковые руды целиком локализуются в пироксен-гранатовых и гранатовых скарнах. При этом, следует отметить, что форма и размеры рудных тел в отдельных случаях опре-

деляются конфигурацией скарновых образований.

Наличие вертикальной зональности инфильтрационных скарнов и приуроченность к ним свинцово-цинкового оруденения позволяют по единичным сваяжинам делать выводы о перспективности исследуемого участка. Развитие той или иной разновидности скарнов на определенных глубинах дает основание прогнозировать глубину распространения более высокотемпературных скарновых образований. Распространение аксинитового и пироксен-гранатовых скарнов дает основание предполагать о наличии мономинеральных гранатовых скарнов на значительных глубинах и наложенного свинцово-цинкового или существенно цинкового оруденения.

Развитие гранатового скарна в той или иной мере может являться овидетельством о незначительной перспективе распространения свинцово-цинкового оруденения на глубину.

Установленная приуроченность минеральных ассоциаций сульфидной стадии к определенным скарновым образованиям значительно облегчает возможность прогнозирования распространения промышленного свинцово-цинкового оруденения. Этот вывод был проверен в процессе оценки перспектив глубоких горизонтов северного фланга Савинского № 5 месторождения. На глубине 500 м от поверхности пересечено свинцово-цинковое оруденение, приуроченное к гранат-пироксеновому скарну; это дает основание предполагать распространение на значительной глубине гранатовых скарнов. Большая протяженность сфалерит-пирротиновой ассоциации, сменяющей сфалерит-галенитовую, позволяет предполагать распространение промышленного оруденения еще на 250-300 м.

В связи с этим перспективы глубоких горизонтов Савинского № 5 месторождения увеличиваются на его северном фланге, где пироксен-гранатовые скарны развиты на больших глубинах. Несколько менее перспективен южный фланг и практически выклиниваются руды в центральной части месторождения, где гранатовые скарны развиты на более высоких отметках. Этот фактор может быть применен при поисковых и разведочных работах.

Иркутский полим. комбинат, СибГЕОХИ, Иркутск

Л. И. Шабинин, Н. Н. Перцев

#### НЕКОТОРЫЕ ПРИЗНАКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Среди разнообразных минеральных типов месторождений магне-

зиальноскарновой формации характерны магнетитовые, боратные, золоторудные, полиметаллические и оловянно-бериллиевые. Изучение наиболее распространенных типов магнезиальноскарновых месторождений, проведенное в последние годы, позволило установить ряд закономерностей их размещения и выявить некоторые критерии нахождения тех или иных типов руд в скарновых телах или скарновых полях. Значительная часть этих критериев может использоваться в полевой обстановке уже на начальных этапах поисковых работ.

Магнезиальные скарны образуются в контактах алмосиликатных и магнезиальных карбонатных пород, главным образом, доломитов. В сложных скарновых полях, где одновременно присутствуют магнезиальные аподоломитовые скарны и тела апоизвестняковых известковых скарнов, магнетитовое и боратное оруденение концентрируется практически только в магнезиальноскарновых телах. Различия в минеральном составе и строении той и другой группы скарнов существенны и обнаруживаются обычно при полевых исследованиях. Этому вопросу посвящены соответствующие работы (Шабинин, Заревич, 1967, Шабинин, 1968, 1969<sub>I</sub>, 1969<sub>II</sub>, 1970), что позволяет не останавливаться здесь на нем подробнее.

Магнезиальные скарны магматического этапа удивительно однообразны по строению и минеральному составу зон. В схеме колонка магнезиальных скарнов выглядит так. К алмосиликатной породе прижимает зона пироксен-полевошпатового состава, за ней следует зона шпинель-фасситового или шпинель-гиперстезового скарна, далее шпинель-форстеритовая зона, затем кальцит, за которым — периклазовый мрамор или доломит. Различные типы руд откладываются метасоматически в различных зонах скарновой колонки.

Промышленная магнетитовая минерализация послемагматического этапа почти всегда локализуется в шпинель-форстеритовой зоне, метасоматически замещая слагающие ее минералы. Магнетитовое оруденение магматической стадии формируется и в зоне шпинель-пироксенового (чаще всего фасситового) состава с сохранением структурных признаков раннего образования части магнетита (замещаемого шпинелью и пироксеном и обладающего повышенной титанистостью). Примерами таких месторождений являются Цергешевское и часть других Горношорской группы (Шабинин, 1969<sub>II</sub>), Змелдзакское в Даной Якутии, за рубежом ряд месторождений в Швеции, Болгарии (Васильев,

Особенности минеральных ассоциаций и положения магнетитового оруденения во времени и в пространстве существенны в локализации площадей и в отборе поисково-разведочных критериев. Скарнообразование магматического этапа, как процесс магматического замещения магнезиальных карбонатных пород осуществляется лишь в определенных структурных условиях становления интрузивов. Эти условия таким образом приобретают решающее значение для масштабов возможного магнетитового оруденения обоих этапов. Подчеркнем, что для железорудных месторождений в скарнах по известиям эти условия не имеют видимого значения. Одними из главных признаков возможного наличия магнетитового оруденения магнезиальноскарновой формации поэтому выступают магнезиальный состав карбонатных пород и наличие явлений гранитизации (магматического замещения) боковых пород активным гранитоидом. Для гипабиссальных условий, кроме того, часто более благоприятна повышенная основность интрузивов.

Из особенностей скарновых силикатов в железорудных месторождениях магматической стадии отмечается повышенная железистость фаялита. Магнетит этой стадии характерен заметной титанистостью (десятые доли доли %), что не свойственно магнетитам послемагматического этапа в обсуждаемых месторождениях. Другой особенностью магнетита магматического этапа является обилие в нем вростков плеонаста, который обнаруживает более позднее, чем магнетит развитие. Наряду с этой шпинелью в данном магнетите обильны микровростки шпинели, а нередко и ильменита с характерными структурами распада твердых растворов.

Боратная минерализация локализуется в различных зонах магнезиальноскарновой колонки в зависимости главным образом от интенсивности окарнообразования и химической активности борной кислоты в послемагматических растворах. Глубинность месторождения, железистость, щелочность, окислительный потенциал среды являются определяющими факторами в формировании того или иного минерального типа боратного оруденения. Так, лодыгитовое оруденение может быть встречено в кальцифирах (обычно непромышленное), на месте шпинель-форстеритовой зоны (главный тип лодыгитовых месторождений) и на месте шпинель-пироксеновой зоны. Парагенетичес-

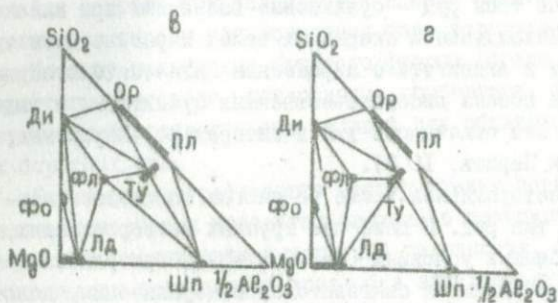
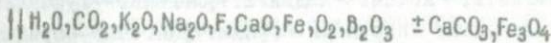
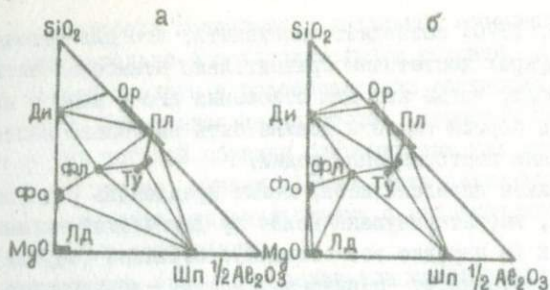


Рис. I. Диаграммы состав-парагенезис для различных людвигитсодержащих фаций магнезиально-карновых руд. Переход фаций от а → б → в → г возможен только при повышении химической активности  $B_2O_3$ . Ор - ортосклиз, Ди - диопсид, Пл - плаггиоклиз, Фл - флогопит, Ту - турмалин, Фо - форстерит, Лд - людвигит, Шп - шпинель.

кий анализ (Перцев, 1970) позволяет определить, что для отложения лодвигита в кальцифирах достаточна сравнительно невысокая активность  $B_2O_3$  в растворах, тогда как для отложения его в зоне с пироксеном активность борной кислоты должна быть настолько велика (рис. 1), что подобные месторождения редки.

Исходя из анализа парагенезисов, можно предложить ряд минеральных ассоциаций, характеризующий величину химической активности бора в растворах (в порядке возрастания): периклаз (брусит) или доломит+варвикит+магнетит—периклаз+лодвигит—лодвигит+кальцит+форстерит+магнетит—котоит—лодвигит+флогопит—турмалин+пироксен—суанит—лодвигит+пироксен—суанит+флогопит—суанит+пироксен. Наиболее ценные типы руд — суанитовые — возникают при высоких активностях бора. Нахождение в скарновых телах парагенезисов турмалина с пироксеном и лодвигита с пироксеном является благоприятным признаком для поиска высококачественных суанитовых и лодвигитовых руд, как это отмечалось уже в литературе (Маракушев, 1965, Александров и Перцев, 1968).

Глубинность месторождения также во многом определяет возможный минеральный тип руд. В наиболее крупных месторождениях, образующихся в глубинных условиях (амфиболитовая—гранулитовая фации), характерными являются синглитовая минерализация, доломит—суанитовый парагенезис, отсутствие котоита в суанитовых парагенезисах. Главные типы руд здесь — суанитовый и лодвигитовый.

Типабиосальные месторождения характеризуются парагенезисом суанита со шпинелью. Кроме суанитовых и лодвигитовых руд, здесь широкое развитие получают котоитовые руды, локализующиеся в пределах зоны кальцифира или периклазового (бруситового) мрамора.

В скарновых месторождениях самых малых глубин образования (порядка 1,5 км) широкое распространение могут получить минеральные ассоциации карбонато-боратов: харкерита, сахалита, боркарита, образующихся на месте котоит-кальцитовых и суанит-кальцитовых руд (Перцев и др., 1968). Только в этих специфических условиях можно ожидать появления рудных тел, сложенных карбонато-боратами. Благоприятными поисковыми критериями на этот тип руд будут парагенезисы скарнов, характеризующие малые глубины (монтчелляитовые, мервинитовые, меллитовые и т.п.).

Железистость лодвигита в различных ассоциациях является функцией окислительно-восстановительных условий, pH-щелочности и активности борной кислоты в рудообразующих растворах, а также и железистости. Повышенная железистость скарновых силикатов, присутствие в них роговой обманки благоприятны для лодвигитового оруденения. Напротив, низкая железистость силикатов, отсутствие в скарнах магнетита свидетельствуют о неблагоприятности условий для лодвигитового оруденения.

Фтористость скарновых силикатов может давать также важные сведения о возможном составе сопутствующих боратных руд (Граменицкий, 1966). При высокой фтористости среды борная минерализация магнезиальных скарнов концентрируется в виде флюоборита-минерала, не являющегося сырьем для получения бора вследствие трудной технологии. Поэтому нахождение богатого фтором (более 50%) флюоборита, фтористого флогопита, хондродита, норбергита, флюорита свидетельствуют о неблагоприятности условий для образования высококачественных боратных руд.

Бескварцево-грейзеновые месторождения бериллия и олова в магнезиальноскарновых контактах связаны с постскладчатými гранитами повышенной кислотности и калиевой щелочности, сформировавшимися в тектонически ослабленных зонах без значительных явлений магматического замещения вмещающих пород и в обстановке интенсивно проявленной трещинной тектоники в период становления гранитных тел. Характерная минеральная ассоциация - очень широко развитые везувиановые с флюоритом и мусковитовыми слюдами метасоматиты с обильными реликтами в них шпинели, гумитовых минералов (но также и гроссулярового граната). В текстурах типично преобладание резко выраженной, сложной, в том числе концентрически-ритмической, полосчатости грейзеновых тел. Располагаются такие тела в одних случаях в непосредственных контактах с активными интрузивами, в других - в небольшом от них удалении. Формы тел часто трубчатые.

Признаками возможного наличия месторождений бериллия, олова, отчасти также вольфрама и полиметаллов являются здесь высокая глиноземистость и магнезиальность минералов скарновых ассоциаций, в частности, магнезиальный везувиан, местами гроссуляр, шпинель и мусковитовая слюда, в том числе - литиевая, турмалин, интенсивное развитие флюорита, а нередко и явления грейзенизации активных гра-

нитоглов. Оруденение располагается в экзоконтакте, в зоне скарно-вого замещения магнезиальных карбонатных пород. Характерно для минеральных ассоциаций руд пространственное совмещение четырех типов парагенезисов: магнезиальных скарнов магматического этапа (фассаит, форстерит, шпинель, магнетит), преобразованных в послемагматическом этапе магнезиальных скарнов (флогопит, хондродит, паргасит), известковых скарнов магнезиально-скарновой формации (магнезиальный везувиан, гроссуляр и др.) и собственно грейзенового комплекса (флюорит, слюды, турмалин и др.). В структурах отчетливо последовательное (в порядке перечисления) развитие минералов различных ассоциаций. Оруденение во времени совмещено в основном с грейзеновой минерализацией.

Совокупность поисковых признаков месторождений данного типа ясна из приведенной характеристики. Должна быть подчеркнута отчетливо ведущая роль трещинной тектоники периода становления активных итрузивов (и формирования магнезиальных скарнов) в заложении различных сложных полосчатых текстур скарно-рудных образований.

ИГЕМ, Москва.

СТАТИСТИКА ИЗМЕНЕНИЙ В СОСТАВЕ  
И СТРУКТУРЕ ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ ГРАНИТОВ  
ИЗМЕНЕННЫЕ ГРАНИТЫ

Изучены изменения состава и структуры плагиоклазовых гранитов в процессе метасоматических изменений. Показано, что в процессе метасоматических изменений в плагиоклазах происходит выщелачивание калия и натрия, что приводит к образованию калиево-натриевого плагиоклаза. В результате метасоматических изменений в плагиоклазах происходит выщелачивание калия и натрия, что приводит к образованию калиево-натриевого плагиоклаза.

**ГРЕЙЗЕНЫ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИ  
ИЗМЕНЕННЫЕ ГРАНИТЫ**

Изучены грейзены и метасоматически измененные граниты. Показано, что в процессе метасоматических изменений в гранитах происходит выщелачивание калия и натрия, что приводит к образованию калиево-натриевого плагиоклаза. В результате метасоматических изменений в гранитах происходит выщелачивание калия и натрия, что приводит к образованию калиево-натриевого плагиоклаза.

МЕТАСОМАТИТЫ, СВЯЗАННЫЕ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ГРАНИТАМИ,  
И ПОЛОЖЕНИЕ ФЕНАКИТСОДЕРЖАЩИХ АЛЬБИТИТОВ В МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ КОЛОНКЕ  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Изучению щелочных гранитоидов уделяется значительное внимание в связи с выявлением минерализации ряда редких и редкоземельных элементов, приуроченной к метасоматически измененным породам. Приводимый ниже пример метасоматических пород в связи со щелочными гранитами может иметь как познавательное, так и практическое значение.

Район исследований расположен в восточном крыле северо-западного окончания Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Массив щелочных гранитов ( $S_3 - P_1$ ) представляет собой многофазную близповерхностную интрузию трещинного типа. Первые три фазы (главная, дополнительная и жильных и штокообразных тел) представлены щелочными гранитами. Главными породообразующими минералами щелочных гранитов являются кварц, ортоклаз, рибекит и эгирин. Количество последнего увеличивается в гранитах от первой к третьей фазе при соответствующем уменьшении содержания рибекита. В петрохимическом отношении щелочные граниты близки к таковым по Р.Дэли. Коэффициент агпаитности имеет величину несколько меньше единицы, хотя в породе присутствуют щелочные темноцветные минералы. Последнее может указывать на агпаитовый характер остаточного расплава. Четкой границы между стадией кристаллизации остаточного агпаитового расплава и первой стадией автосоматоза (первая волна щелочности по Д.С. Коржинскому) не существует (Таттл, 1961); в связи с чем необходимо кратко рассмотреть ход кристаллизации расплава и поведение при этом щелочей. В щелочных гранитах отмечаются реликты кислого плагиоклаза и биотита первой стадии кристаллизации. Повышение потенциалов щелочей привело к расширению поля кристаллизации ортоклаза главным образом за счет поля плагиоклаза (реликты последнего наблюдаются именно в выделениях ортоклаза). Дальнейшая смена ассоциа-

При ортоклаз + биотит ассоциацией ортоклаз + рибекит знаменует собой увеличение потенциала натрия, максимальное значение которого отмечено кристаллизацией эгирина. Эти данные указывают на закономерный рост потенциала натрия в ходе кристаллизации расплава. Данные анализа свидетельствуют, что в ортоклазе сумма оснований составляет около 80% от теоретического содержания, что и обуславливает агпаитовый состав остаточного расплава, из которого образуются щелочные темноцветные минералы. Следовательно, вероятность их появления в граните можно выявить из соотношений коэффициентов агпаитности породы ( $K_a$ ) и ортоклаза ( $K_o$ ):

$A = \frac{K_a}{K_o}$ , где величину  $A$  предлагается назвать щелочно-минеральным индикатором. При  $A > 1$  в граните появятся щелочные темноцветные минералы, если даже для породы в целом  $K_a < 1$  (в нашем случае  $A = 1,06$ ).

Поведение щелочей, отмеченное выше, подтверждается и анализом диаграммы зависимости парагенезисов от этих потенциалов. Средние составы щелочных гранитов трех первых фаз на этой диаграмме в координатах  $SiO_2 - 1/2 Al_2O_3 - (Fe, Mg)O$  ложатся практически в одну точку. Вследствие постепенности перехода кристаллизации остаточного агпаитового расплава в раствор, начальные стадии метасоматических преобразований щелочных гранитов четко не выделяются.

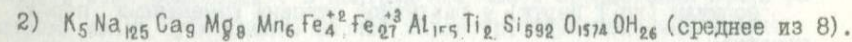
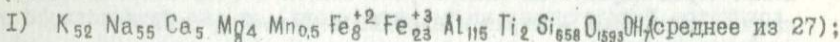
Кислотное выщелачивание, завершающее автометасоматические изменения гранитов, проявлено широко и выражается в замещении щелочных темноцветных минералов агрегатом кварца и гематита с примесью других минералов. Весьма характерным является постоянное присутствие в этом агрегате новообразованного циркона (типа малакона). Выщелачивание сопровождается выносом щелочей, кальцил, магния, железа, титана, частично алюминия (за счет ортоклаза), окислением железа.

В результате процесса кислотного выщелачивания растворы все более обогащаются натрием, приобретая щелочной характер. Их воздействие на граниты знаменует собой начало проявления второй волны щелочности (альбитизация). Процесс альбитизации, связанный с появлением второй волны щелочности, развивается локально, главным образом в пределах разгития щелочных гранитов дополнительной интрузии. Он приводит к образованию метасоматических альбитов преимуще-

щественно за счет щелочных гранитов дополнительной и жильной интрузивных фаз, в незначительной степени — главной интрузивной фазы, по периферии выхода гранитов дополнительной интрузии.

Тела альбититов имеют сложную в плане (на дневной поверхности) форму, образуя линейно вытянутые "зоны" с разветвлениями и сочленениями отдельных зон и резкими изменениями мощности. По простиранию (выход на поверхность) тела достигают 400 м, видимая мощность колеблется от долей метра до 20 м. В пространстве это пологопадающие пластообразные залежи, форма которых местами усложняется наличием перегибов. Размещение тел контролируется системой протектонических трещин. По данным буровых скважин, альбититы встречаются на глубине 200 м (данные по более значительным глубинам отсутствуют). Они сложены почти нацело таблитчатым полисинтетически двойникованным альбитом, в котором часто встречаются участки щелочного гранита, сохранившегося от альбитизации. На нижних горизонтах (100 м и более) метасоматиты значительно хлоритизированы, карбонатизированы и флюоритизированы, в верхних частях они пиритизированы, серицитизированы и окварцованы. Акцессорные минералы альбититов представлены фенакитом, малакоподобным цирконом, ферриторитом, анатазом, флюоритом, пиритом, изредка встречаются берилл, эвклаз, бертрандит, гельвин, барит, диопсид, кальцит, галенит, сфалерит, танталит-колумбит, монацит, ксенотим.

Формулы (по Т. Барту) щелочных гранитов дополнительной интрузии (1) и альбититов (2), образованных по этим гранитам:



Как видно, альбитизация сопровождалась привнесением, главным образом натрия, в меньшей степени — алюминия, выносом почти всего калия, накапливающегося в растворах. Отмечается также заметный вынос кремнезема.<sup>х)</sup>

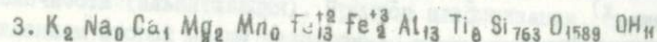
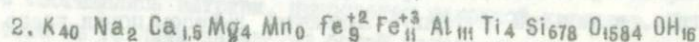
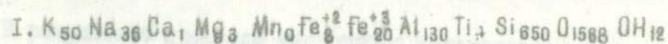
х) В связи с тем, что здесь и ниже не рассматриваются конкретные сечения метасоматических тел, а приводятся абстрактные средние значения элементов в равнокислородных формулах пород, баланс веществ в действительности может быть совсем иным; при таких исследованиях необходимо выполнение определенных условий (Боголепов, 1967) (Прим. ред.).

На втором участке, расположенном в области западного эндоконтакта главной интрузивной фазы средней части массива, широко развиты пиритизированные кварц-серицитовые метасоматиты (на площади около 2 км<sup>2</sup>). За счет щелочных гранитов здесь образуются кварц-серицитовые и кварцевые породы. Дайки кислого состава также подвержены процессу метасоматоза.

Метасоматиты в плане имеют зональное строение. В центральной части обычно расположены кварцевые породы, окаймляемые кварц-серицитовыми ородами, по мощности превышающими первые в несколько раз и постепенно переходящими в щелочные граниты. Метасоматические породы участка здесь приурочены к тектоническим нарушениям, часто выполненным дайками кислого состава и подновленными позже. Как правило, сами дайки превращены в существенно кварцевые мелкозернистые породы, вокруг которых щелочные граниты преобразованы в кварц-серицитовые породы. Если кварцевая порода образуется за счет щелочных гранитов, то она имеет более крупнозернистое сложение. Тела кварцевых метасоматитов имеют размеры от нескольких метров до сотен метров по простиранию и до 10-15 м мощностью.

В измененных метасоматических породах заметна, как правило, реликтовая структура гранита, особенно при графическом типе основной ее массы, когда полевошпатовая часть нацело замещена серицитом, а первичный кварц сохранился. В значительном количестве в них присутствует пирит в виде рассеянной вкрапленности. Для кварцевых пород характерны акцессорные анатаз и фтор-апатит, для кварц-серицитовых - пирит и ниобийсодержащий рутил.

Формулы (по Т.Барту) в различной степени измененных пород участка:



1 - серицитизированные щелочные граниты (среднее из 6),

2 - кварц-серицитовые породы (среднее из 4),

3 - кварцевые породы.

Кроме того, содержание  $SO_3$  (в вес.%) равно соответственно 0,05; 0,77; 0,00.

Процесс серицитизации сопровождался интенсивным выносом натрия. При окварцевании почти полностью выносятся щелочи, алюминий, возрастает количество кремнезема и титана. В кварц-серицитовых породах, кроме того, уменьшается количество бериллия (по сравнению со щелочными гранитами). Еще более интенсивно вынос бериллия происходит в зоне кварцевой породы. В щелочных гранитах и кварц-серицитовых породах редкоземельные элементы значительных изменений не претерпевают. В кварцевых породах сумма редких земель и иттрия уменьшается в 4 раза главным образом за счет выноса подгрупп иттрия.

Таким образом, характер метасоматических процессов тесно связан с вполне подвижным поведением щелочей (особенно натрия) при кристаллизации щелочных гранитов. Его накопление в остаточном расплаве обусловило появление щелочных темноцветных минералов. В результате перехода в растворы освобожденного при кислотном выщелачивании натрия последние обогатились этим компонентом, обусловив альбитизацию щелочных гранитов (вторая волна щелочности). Щелочной характер этих растворов подтверждается порядком подгрупп редкоземельных элементов в альбититах.

Альбитизация приводила к обогащению растворов калием, то есть к более щелочному их характеру, что привело к последующей серицитизации гранитов, продукты которой широко развиты в зоне эндоконтакта интрузии. Процесс серицитизации гранитов сопровождался также образованием пирита (что указывает на значительный потенциал серы в этих растворах). В центральной части серицитовых полей растворы имели существенно кислый характер, обусловив интенсивно проявленный процесс кислотного выщелачивания (околотрешинный метасоматоз) и образование мономинеральной кварцевой породы. На характер этих растворов указывает также поведение подгрупп редкоземельных элементов в кварцевых породах.

Изменение щелочности растворов при процессах образования альбититов и кварц-серицитовых пород наглядно видно на диаграмме зависимости парагенезисов этих пород от химических потенциалов щелочей. Анализ диаграммы показывает, что наиболее высокий потенциал натрия отмечается для парагенезисов с альбитом, без микроклина;

снижение потенциала натрия (рост потенциала калия) приводит к появлению ассоциации микроклина с альбитом; дальнейшее направление такого изменения потенциалов щелочей обуславливает смену альбита и микроклина парагенезисом кварц + серицит. Таким образом, кварц-серицитовые породы образовались при наиболее чистком потенциале натрия и значительном - калия. Наиболее высокий потенциал последнего отмечается в поле микроклина. Приведенные данные свидетельствуют о неблагоприятных условиях для образования фенакита в кварц-серицитовых породах, где он полностью отсутствует.

Процесс кислотного выщелачивания, завершивший автометасоматические преобразования щелочных гранитов, связанных с проявлением первой волны щелочности, сопровождался, как показывают анализы, интенсивным выносом бериллия при разложении темноцветных минералов гранитов. Вышеохарактеризованные метасоматиты генетически связаны, как было показано, с процессом становления щелочных гранитов, принадлежащих к акчатаускому комплексу. Выявленная приуроченность минерализации во времени и пространстве (до внедрения дайковых пород, к альбититам, представляющим низы вертикальной метасоматической колонки) важна для целей поисков и разведки месторождений сходного типа.

КазИМС, Алма-Ата.

В.Г.Боголепов, В.Д.Кузнецова (Гукова),  
А.П.Гуляев

#### ГРЕЙЗЕНЫ КАЗАХСТАНА И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ИХ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ

Согласно определениям Г.Н.Щербы (1949), Н.И.Наковника (1954), Д.В.Рундквиста, В.К.Денисенко, И.Г.Павловой (1971) и одного из авторов статьи (Боголепов, 1969), грейзены - это локальные образования, располагающиеся в эндо- и экзоконтактной зоне кислых гранитоидных интрузий (гранитов, реже гранодиоритов) с осадочными, метаморфическими и седиментационными породами кислого состава, и представляют собой продукты их метасоматической переработки хлоридными

ми (Боголепов, 1969<sub>2</sub>, 1969<sub>4</sub>), часто фтор- и (или) борсодержащими растворами. Они состоят, главным образом, из кварца с переменным количеством мусковита или литиевых слюд, топаза, флюорита, турмалина, пирита и примесью вольфрамита, касситерита, берилла, монацита, апатита, рутила, молибденита, висмутита, галенита, халькопирита и некоторых других минералов. В случае, если состав эдуктов менее кислый (гранодиорит, адалмеллит), кроме перечисленных минералов появляются также полевые шпаты, хлорит, карбонаты и цеолиты (Боголепов, Гриценко, 1969).

Начиная с 1955 г. к грейзенам стали относить также и пространственно связанные с ними метасоматиты по карбонатным породам и ультрабазитам. По своей сути, если исходить из классификационных признаков, изложенных В.Г.Боголеповым (1969<sub>3</sub>), эти метасоматиты представляют собой самостоятельные типы (формации) гидротермально измененных пород, но из-за наличия в их составе редкометаллических и некоторых других "типоморфных" минералов грейзенов, их также стали называть грейзенами (с различными приставками). Поскольку общепринятой классификации метасоматитов еще не существует, авторы сочли целесообразным включить в рассмотрение и эти, связанные с грейзенами общностью происхождения и рудной минерализации, метасоматиты.

Изучение грейзенов Казахстана обязано тому, что с ними связаны многочисленные рудопроявления и месторождения вольфрама (вольфрамит, шеелит), олова, молибдена, висмута, незначительная часть из которых либо эксплуатировалась в недалеком прошлом (Чертокок, Чудское, Палатки, Ленинское в Калба-Нарыне), либо обрабатывается в настоящее время (Восточный Коунрад, Акчатау, Кара-Оба в Центральном Казахстане). В истории открытий месторождений отчетливо выделяется два периода. В первый из них (1930-1937 гг.), связанный с именами М.П.Русакова, Е.Д.Шлыгина, В.С.Трофимова, Н.И.Наковника, В.Ф.Беспалова, А.С.Осипова (Бедров, 1959; Татаринцев, Боголепов, 1965), были открыты основные эксплуатирующиеся месторождения. Их обнаружению способствовало установление пространственной приуроченности месторождений к молодым гранитам и связанным с ними грейзенам (Наковник, 1935<sub>1</sub>, 1935<sub>2</sub>). Второй период (1944-1956 гг.) по количеству открытий был более продуктивным (14 объектов),

хотя го своему качеству месторождения характеризуются более низкими показателями и относятся к штокверковому типу (Западное, Шелитовое, Шалгия и т.п.). Первооткрывателями почти всех этих объектов являются Г.И.Бедров и М.А.Коноплянцев. Их успех был обусловлен тем, что они "оторвались" от выходов гранитов: а поверхности и начали проводить площадные поиски на участках с едва вскрытыми или даже не вскрытыми интрузиями (Бедров, 1959).

Как видим, успех при поисках всецело зависит от правильной методики их выполнения. За последние 15 лет в Казахстане нет открытий крупных месторождений, несмотря на существование многочисленных прогнозно-поисковых критериев и опробованную ранее методику работ. Это объясняется, видимо, тем, что поисковые признаки слишком общие и разработаны применительно к поискам месторождений, выходящих на поверхность. Кроме того, они основаны на главенствующей роли магматизма и не учитывают геологическую среду, в которой происходят процессы формирования месторождений (Абдуллаев, 1954, стр.42; Боголюбов, 1969<sub>2</sub>). В связи с этим, в настоящее время нужен методически новый подход к оценке перспективности площадей и отдельных проявлений, направленный, главным образом, на обнаружение скрытых месторождений. Целью статьи является обобщение имеющегося материала под указанным углом зрения.

### Закономерности размещения грейзеновых и родственных им проявлений в Казахстане

Размещение указанных объектов рассматривается по основным структурно-геологическим провинциям (Борукаев и др., 1965). Наибольшее количество их расположено в областях преимущественного развития герцинид.

Джунгаро-Балхашское складчатое сооружение, отвечающее герцинскому тектоно-магматическому циклу, охватывает территорию Ортау-Шетско-Каркаралинского региона, Северо-Западное, Северное и Северо-Восточное Прибалхашье, северные дуги хребта Джунгарского Алатау. Для этого района характерна насыщенность гранитными интрузиями пермского и карбонового возраста, а в областях сочленения каледонских и герцинских структур, кроме того, интрузиями девонского возраста (Западное и Северо-Западное Прибалхашье). Редкоме -

тальные грейзеновые проявления в этом районе ассоциируют главным образом с пермскими гранитоидами. К последним относятся в Северном Прибалхашье массивы Акчатауский, Восточнокоунрадский, Майтасский, Кентский, Кызылрайский, Узунбулакский, Ортауский; в Северо-Западном Прибалхашье - массивы Куу, Кызылтауский, Сарытауский, Булаттауский, Караобинский; в северных дугах Джунгарского Ала-Тау - массивы Кызыл-Тентекский, Лепсинский, Каратауский. Значительно реже грейзены тяготеют к интрузивам верхнекарбонového возраста (массивы Калдырминский, Бохтинский и др.) и к массивам среднего девона (Жельтауский, Жалгызский, Хантауский, Каибский, Токенский и др.).

Другая герцинская область консолидации - Зайсанская складчатая система - охватывает территорию Калба-Нарымского плутона, Рудный и Горный Алтай. В Калба-Нарымском районе сосредоточены основные редкометалльные объекты с проявлениями грейзенового и пегматитового<sup>х)</sup> процессов. Они размещены на участках развития гранитоидов калбинского пермского (?) комплекса (массивы Калбинский, Нарымский, Колыванский, Большереченский, Тентекский). В Горном Алтае имеются Коккульское и Чиндагатуйское проявления в одноименных массивах, сходные с центрально-казахстанскими объектами.

Значительно слабее грейзенизация проявлена в структурах каледонид Кокчетау-Северотяньшаньской складчатой системы, охватывающей дугообразным поясом Кокчетау-Улутауский район, хребет Каратау, северные дуги Тянь-Шаня, южные дуги Джунгарского Ала-Тау. Регион насыщен каледонскими интрузиями и имеет незначительное количество связанных с ними грейзеновых проявлений (массивы Улутауский, Жамантауский, Талгарский). Более интересными представляются участки поздней активизации с более молодыми интрузиями и оруденением (Северный Тянь-Шань).

В Баянаул-Чингиз-Тарбагатайском каледонском выступе грейзеновые объекты встречаются в Эдрей-Баянаульском районе. Он представляет собой зону счленения герцинской и каледонской областей консолидации с большим количеством интрузий пермского возраста.

---

х) Редкометалльные пегматиты с проявленной в них альбитизацией и грейзенизацией здесь не рассматриваются.

С ними ассоциируют грейзеновые объекты (массивы Баянаульский, Кызылтауский, Эдрейский, Дегеленский).

В размещении гранитных интрузий, в том числе и тех, с которыми связаны редкометалльно-грейзеновые проявления, существуют общие закономерности: они часто находятся в кольцевых структурах (Перекалина, 1963; Уколов, 1965, 1966; Авдеев, 1965), а в более общем плане – располагаются в виде протяженных поясов или зон, приуроченных к определенным тектоническим элементам земной коры. Имеется несколько схем расположения интрузий рудоносных комплексов (Семенов, 1957; Шерба, 1960, стр.19; Рундквист и др., 1966, 1971; Смирнов и др., 1968, рис.169).

### Типы грейзеновых и родственных проявлений и их распределение в системе "интрузивнадинтрузивная зона"

Грейзены – приконтактовые образования (Наковник, 1954; Коноплянцев, 1959; Шерба 1957, стр.173; 1960, стр.349; Рундквист и др. 1966), приуроченные к контактам гранитных массивов. Они наиболее развиты в связи с верхнепалеозойскими интрузиями. На этих грейзенах и сосредоточено главное внимание статьи.

Учет грейзеновых объектов Казахстана показывает (табл. I), что большинство из них (80%) развивается в зоне эндоконтакта, и представлены они сериями грейзеновых тел с жилами выполнения. Без жил грейзены имеют очень ограниченное распространение и небольшие размеры. В области экзоконтакта собственно грейзены отмечаются очень редко, главным образом в среднезернистых породах, а в мелкозернистых эффузивно-осадочных присутствуют только кварцевые жилы с грейзеновыми оторочками. Мощность жил часто небольшая (штокверки), хотя общие масштабы штокверковых объектов более значительны в сравнении с собственно грейзеновыми. Относительно крупные размеры и сложную форму имеют метасоматиты, развивающиеся в карбонатных породах.

Приведенные данные, а также исследования Д.В. Рундквиста сотрудиниками (1966) и одного из авторов (Боголепов, 1969<sub>3</sub>) показывают, что существует два основных принципиально отличных, но механизму образования, типа проявлений:

а) находящиеся в эндоконтакте гранитных массивов со слабо про-

Таблица I

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГРЕЙЗЕНОВЫХ И РОДСТВЕННЫХ ИМ ОБЪЕКТОВ ПО ТИПАМ,  
МАСШТАБАМ И РЕГИОНАМ КАЗАХСТАНА

Области преимущественного развития минерализации	Вмещающие породы	Типы проявлений	Количество объектов														
			крупных		средних		мелких		Рудопроявлений и точек минерализации		Итого		Всего				
			I	II	I	II	I	II	I	II	I	II					
Эндоконтакт	Гранитоиды (гл. образом граниты)	Грейзены															
		Грейзены с жилами	5;-;-		1;-;7			1;-;-	3;-;-	1;-;-	33;11;12	2	59	61			
Экзоконтакт	Дайки кислого состава	Грейзены с прожилками															
		Адамеллиты	1;-;-														
		Гранодиориты															
		Штокверки															
		Песчаники, сланцы, эффузивы, гнейсы															
		Грейзены и жилы с оторочками															
		Карбонатные породы	Метасоматические тела сложной формы														
Ультрабазиты	Штокверки	1;-;-															
Всего объектов			10;-;-		9;2;8			21;-;-23	15;3;3	2;-;2	153;33;67	77	274	351			

**Примечание:** В графе "Количество объектов" I - объекты, разведанные на глубину; II - объекты, разведанные только с поверхности и неразведанные. В каждой графе три цифры; первая - количество объектов в Центральном Казахстане; вторая - то же для Южного Казахстана; третья - то же для Калба-Нарыма и Горного Алтая; пустые графы - объекты отсутствуют.

явленными экзоконтактовыми образованиями, угнетенным развитием продуктов площадного щелочного метасоматоза гранитов и отсутствием даек (Восточный Коунрад, Майтас, Акчатау, Кызылрай);

б) располагающиеся в экзоконтакте с незначительным проникновением в граниты, которые часто представлены альбитовыми редкметальными гранитами (апогранитами по А.А.Беусу); руды обычно ассоциируют с дайками кислого и среднего состава (Куликов, Соколов, 1966) (Коктенколь, Батыстау, Верхнее Кайракты, Карасаз, объекты в карбонатных породах).

Специфические черты этих типов минерализации показаны в табл. 2. Наиболее важным их отличием является то, что с течением времени эндоконтактовый тип минерализации растет вверх и переходит в экзоконтакт, а экзоконтактовый — вниз, часто достигая апикальных частей интрузии (Лаумулин, 1970). Каждый из этих типов минерализации имеет самостоятельное значение и специфическую вертикальную амплитуду развития минерализации: для эндоконтактовых месторождений она достигает 300–500 м, а для экзоконтактовых до 1,5 км, что согласуется с данными по аналогичным объектам Тихоокеанского рудного пояса (Радкевич, 1963). Иногда возникают объекты с обоими типами минерализации, на которых с одним из куполов связаны эндоконтактовые проявления, а с другим — экзоконтактовые (Акчатау, Узунбулак, Байназар). Однако абсолютные отметки оруденения в этом случае для эндо- и экзоконтактовых частей совпадают, что свидетельствует о наличии на месторождениях определенных продуктивных уровней, ограничивающих вертикальные амплитуды оруденения. Положение этих уровней, видимо, связано с распределением зоны равнапряженных пород (Башкиров, 1970).

Анализ формирования месторождений показывает, что отличительные черты их строения закладываются еще на стадии внедрения магматического расплава, в начальные моменты его кристаллизации (полимеризации), происходящей на фоне сокращения объема и выделения флюидов в жидком состоянии магмы (Нарсеев, 1966). Эндоконтактовые месторождения образуются в случае слабой нарушенности надинтрузивных пород кровли и возникновении вследствие этого ровных пологих поверхностей контакта типа свода с небольшими куполами и гребнями, приуроченными к доинтрузивным узлокальным тектоническим зонам. Надинтрузивные штокверки и кварцевые жилы возникают при внедрении

Таблица 2

## ОСОБЕННОСТИ ЭНДО- И ЭКЗОКОНТАКТОВЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

№ п/п	Геологические признаки	Эндоконтактный тип месторождений	Экзоконтактный тип месторождений
1.	Состояние надинтрузивных вмещающих пород	Трещиноватость слабая, при сокращении объема массива образуют устойчивый свод, трещины уплотняются.	Трещиноватость сильная, при сокращении объема массива, происходит блоковое проседание, что вызывает раскрытие всех трещин.
2.	Форма кровли гранитного массива	Уплотненная слабо волнистая с небольшими куполами и гребнями	Сильно извилистая с частыми дайками - апофизами в надинтрузивных породах кров. л длиной до 100 и более м.
3.	Количество фаз кристаллизации в гранитном массиве	2-3	1-2
4.	Дайки изверженных пород	Отсутствуют или развиты незначительно	Имеют место, иногда обильны.
5.	Местоположение тел по отношению к куполам гранитных массивов	На склонах куполов и гребней различных порядков гранитных массивов; в вершинных частях минерализация слабая	В вершинных частях куполов и над ними в породах кровли.
6.	Форма тел	Метасоматические тела сложного внутреннего строения, образовавшиеся благодаря сочленению различно ориентированных сближенных полосок; кварцевые и иные жилы имеют угнетенное распространение и сложное происхождение <sup>+</sup> , внешне форма жилкообразная; часто кулисообразное расположение тел с ветвлением к вершинным частям интрузии.	Жилы и прожилки прямолинейные; иногда видны сочленения и пересечения прожилков; в последнем случае обычно перемещения тектонических блоков; почти всегда в штоквернах доминирует какое-ни будь одно или два направления, редко больше.
7.	Тип <sup>++</sup> и интенсивность метасоматических преобразований	Околотрещинные грейзены и кварцево-жилко-грейзеновые образования; интенсивность метасоматоза сильная, отмечается вертикальная и горизонтальная зональности (подрудный, рудный и надрудный пояса).	Околожилные грейзены; интенсивность метасоматоза слабая, грейзеновые оторочки маломощные, иногда отсутствуют, зональность в метасоматитах отсутствует.
8.	Вертикальная амплитуда минерализации	300-500 м	500-1500 м

+ - В нижних частях грейзеновых тел они представляют собой полосы интенсивной перекристаллизации, а в верхних - это типичные жилы выполнения (Боголепов и др., 1966).

++ - Различие типов по Г.Н.Щербе (1949).

гранитной магмы в интенсивно тектонически нарушенные породы (например, в пределах зон смятия), следствием чего является усложнение формы кровли гранитных массивов, появление апофиз и даек. Все это и предопределяет механизм поступления растворов, фиксирующийся в возникновении принципиально отличных типов структур рудных полей и масштабах метасоматических преобразований вмещающих пород (Боголепов, Нарсеев, 1969).

Структуры нагнетания характеризуются пучковым расположением серий сближенных и взаимосвязанных грейзеновых тел, приуроченных к склонам куполов гранитных массивов. Наименьшая структурная единица — пучок тел. В пределах каждого пучка наблюдается расхождение отдельных тел в направлении от боковых контактов куполов гранитов к их вершинным частям и снизу вверх (рис.1), т.е. в направлении движения растворов. Каждое килообразное грейзеновое тело, в свою очередь, также имеет сложное внутреннее строение — это не монолит, а серия сближенных и почти повсеместно слившихся разноориентированных грейзеновых полосок. В тех местах, где эти полоски еще не слились, видны реликтовые участки исходных пород. Мощность з. грейзенизации около отдельных трещин достигает 20–30 см. Сближенные тела сливаются, давая метасоматиты мощностью до 20–50 м и длиной 1–2 км. Все перечисленные факты свидетельствуют о том, что гидротермальные растворы обладали повышенным внутренним давлением и сами пробивали себе дорогу в породах по системе тектонических зон, мелких трещин, межзерновых пространств и дефектов кристаллических решеток слагающих породу минералов. Тип движения растворов непрерывно-прерывистый (гейзероподобный — Боголепов, 1970<sub>I</sub>). С течением времени новых пучков грейзеновых тел не возникает, а имеющиеся пучки растут от боковых контактов интрузии к их вершинным частям и усложняются в строении появлением оперяющих полосок. Отдельные наиболее мощные грейзеновые тела часто переходят в породы кровли в виде жил или тонких прожилков со слабой околосильной грейзенизацией. Система растет вверх.

Структуры в с. с. в. возникает в надинтрузивных участках. В пределах располагаются блоки пород, пронизанные прожилками с рудной минерализацией. В зависимости от конкретных условий появляются параллельные и сетчатые штокверки

(Щерба, 1960, стр.284 и 291). В последнем случае отмечается, что сетка образована несколькими (2-3) сериями разнонаправленных и разновременных систем прожилков. Прожилки разных генераций обычно пересекаются и иногда отмечаются их смещения (Щерба, 1960; стр.304 и 305). Встречаются также и сочленяющиеся прожилки, свидетельствующие о расширении пород надинтрузивной зоны во время формирования месторождения (Щерба, 1960, стр.290).

Размеры отдельных прожилков невелики: I-10 мм по мощности и несколько метров в длину (Щерба, 1960, стр.287). Размах их по вертикали не прослеживался, но выклинивание штокверка на глубине путем уменьшения количества прожилков, приходящихся на единицу площади (Бедров, 1960), свидетельствует о том, что прожилки эти в большинстве случаев были изолированными и выклинивались во все стороны на расстоянии десятков м, причем многие из них до гранитов не доходили. Образование трещины, вмещающей прожилок, есть результат разрешения возникающих напряжений при неравномерном охлаждении пород. Возникают они мгновенно (Рундквист и др., 1970, стр. 166) и также быстро заполняются растворами и закупориваются. Кристаллизации минералов (формирование прожилка) и возникновение тонких (I-3 см) оторочек грейзенизации, т.е. метасоматоз, происходят в застойных растворах. В связи с тем, что каждый прожилок во всем его объеме в настоящее время изучить невозможно, исследовался сразу весь объем штокверка. Механизм его формирования рассмотрен Г.Н.Щербой (1960, стр.292, 304). По его мнению приоткрывание трещин, т.е. проблема пространства, решается путем расширения блоков за счет горизонтального растяжения или надкупольного оседания, главной причиной которого является сокращение объема интрузивов и околоинтрузивных пород при их охлаждении. Основой многоэтапности минерализации являются тектонические движения рамы (внешние причины). Однако рудовмещающие трещины могли возникнуть задолго до начала минералообразования под влиянием либо региональных, либо локальных движений, а приоткрываться в момент рудообразования благодаря местным движениям при надкупольном оседании. Система прожилков с течением времени растет вниз с подключением остывающих надинтрузивных участков и иногда апикальных частей интрузий (Лаумулин, 1970). Слабое развитие метасоматоза около трещин и прожилков свидетельствует о том, что гидротермальный раствор в области рудо-

образования поступал пассивно, путем всасывания во время раскрытия трещин при надкупольных оседаниях вмещающих пород; главный способ образования минералов — отложение в пустотах при резко подчиненной роли метасоматоза.

### Минеральный состав и зональность грейзенов и родственных им проявлений

В эндо- и экзоконтактовых типах месторождений минеральный состав, интенсивность метасоматоза и зональность различны, вследствие чего их характеристики приводятся раздельно.

#### Эндоконтактовые месторождения

В гранитных массивах, с которыми связаны грейзеновые проявления, имеют развитие также и продукты щелочного метасоматоза. Площадные образования развиты весьма ограниченно, более заметны четкие зоны альбититов и микроклинитов, но не на всех месторождениях. К областям их распространения тяготеют грейзеновые тела, однако четкая взаимообусловленность их отсутствует, т.к. масштабы грейзенизации и оруденения не совпадают с масштабами проявления микроклинизации и альбитизации.

Грейзены в большинстве случаев имеют форму крутопадающих жиллообразных метасоматических тел. Контакты их с вмещающими гранитами четкие на всем протяжении по горизонтали и вертикали. Как сказано выше, грейзены располагаются в виде серий сближенных телупучков, в пределах которых отдельные тела по мощности и минеральному составу неоднородны. Четко выделяются наиболее мощные стержневые и оперяющие тела. Последние являются преобладающими только в пределах околоступенных флангов пучков. На хорошо вскрытых и изученных месторождениях в распределении минерализации наблюдается асимметричная вертикальная и горизонтальная зональность. Четко выделяется три или четыре пояса, названные нами, вслед за Ф.В. Чухровым (1960), следующим образом (снизу вверх): подрудный (I), основной рудный (II), надрудный (III) и второстепенный рудный (IV). Приведем имеющиеся факты.

М е с т о р о ж д е н и е Ц е н т р а л ь н о е. В центре тел подрудного (I) пояса находятся высокопористые (до 25%) квар-

цевые грейзены темно-серого цвета (Боголепов, 1965, 1967). По направлению к гранитам высокопористые кварцевые грейзены постоянно переходят в пористые мусковито-кварцевые, которые резко сменяются кварц-мусковитовыми грейзенами, грейзенизированными и малоизмененными гранитами. Две последние зоны, относимые к внешним фациям, имеют незначительную мощность.

По направлению вверх вместо высокопористых кварцевых и мусковито-кварцевых грейзенов появляются плотные кварцевые (серые) и кварц-топазовые<sup>х)</sup> (белые, с вкрапленностью пирита) грейзены. Мощность последних все время увеличивается, а высокопористых кварцевых грейзенов сокращается при сохранении общей мощности внутренних фаций. Механизмы превращений фаций грейзенов описаны ранее (Боголепов, 1967, 1969<sup>4</sup>). В итоге высокопористые грейзены исчезают совсем. В плотном кварцевом грейзене обычно содержатся вкрапленность, прожилки и жилы рудных минералов. Это - основной рудный пояс (II). Горизонтальная зональность в пределах этого пояса имеет следующий вид: гранит; грейзенизированный гранит; кварц-мусковитовый, кварц-топазовый и кварцевый плотный грейзены. В последнем содержатся рудные минералы. В распределении рудной минерализации установлена следующая зависимость: в нижних частях пояса II рудные минералы находятся в массе грейзена исключительно в виде тонкой вкрапленности, кварцевые жилы безрудны (частично оруденелы только у внешних границ внутренних фаций); в середине пояса становятся оруденелыми и жилы, а в верхних частях, там, где всю мощность грейзеновых тел занимают кварц-топазовые грейзены, рудная минерализация сосредоточена в кварцевых с топазом, пиритом и флюоритом жилах и прожилках.

В надрудном поясе (III) так же, как и в верхних частях рудного пояса, грейзен на всю мощность представлен кварц-топазовой фацией

х) В статье принято, что кварц-мусковитовыми и кварц-топазовыми называются первичные грейзены с псевдоморфной структурой исходных пород и с максимальным для данных фаций содержанием мусковита и топаза, хотя их количества и не достигают 50%. При преобразовании этих грейзенов в кварцевые, количество кварца в них постепенно увеличивается и грейзены превращаются в мусковито- и топазо-кварцевые.

с обильной вкрапленностью пирита (до 10%) и флюгита, развивающегося по топазу; имеются также самостоятельные полосы сахаровидного топаза и жильбертита. Кварцевые жилы здесь уже безрудны, а выше исчезают совсем. Внешние фации представлены маломощными зонами кварц-мусковитового состава и грейзенизированными гранитами.

Второстепенный рудный пояс (IV) обычно представлен несколькими относительно маломощными грейзеновыми телами, ответвляющимися от мощных стержневых тел, сложенных вышеописанными грейзенами. По составу грейзены рассматриваемого пояса разнообразны. Всего выделяется пять типов горизонтальной зональности. Наиболее распространенными являются кварц-мусковитовые грейзены с кварцево-рудными прожилками или без них. В остальных случаях появляются дополнительные внутренние фации следующего состава: а) кварцевый и мусковитовый грейзены; в последнем отмечаются рудные прожилки и вкрапленность рудных минералов; б) мономинеральный мусковитовый грейзен с кварцево-рудными прожилками; в) кварц-турмалиновый и турмалиновый грейзены; г) калишпатит, иногда с зонами позднего крупночешуйчатого мусковита и рудной минерализацией.

Во вмещающие породы (роговики) переходят только кварцевые жилы с маломощными кварц-мусковитовыми оторочками.

В распределении рудных элементов также отмечается зональность: в нижних частях основного рудного пояса располагаются молибденовые руды, а выше в их составе основную роль начинают играть вольфрам и другие редкие элементы. Во второстепенном рудном поясе присутствуют все элементы основного рудного пояса, но зональности не наблюдается. Смена рудных минералов происходит согласно со сменой минеральных фаций грейзенов.

М е с т о р о ж д е н и е В о с т о ч н ы й К о у н р а д описывается по материалам Ф.В.Чухрова и некоторым нашим наблюдениям.

Подрудный пояс (I) представлен серыми плотными кварцевыми грейзенами (иногда с примесью биотита) и безрудными кварцевыми жилами. В жилах обычны друзовые полости размером до 10 см (Чухров, 1960, стр.48). В контакте с гранитом появляются кварц-альбитовые (иногда альбит-олигоклаз) грейзены. Вниз грейзенизация ослабевает, вплоть до полного исчезновения грейзенов около кварцевых жил. Необходимо отметить слабую изученность подрудного пояса

на глубину.

Основной рудный пояс (II). По направлению вверх интенсивность альбитизации гранитов во внешних зонах грейзенизации падает, а мусковитизация растет. Граница смены кварц-альбитовых оторочек кварц-мусковитовыми является границей подрудного и основного рудного поясов. Зональность здесь следующая: гранит; грейзенизированный гранит<sup>x)</sup>; кварц-мусковитовый грейзен; кварцевый грейзен с кварцевыми жилами. В виде тонкой вкрапленности в массе грейзена присутствуют пирит, флюорит и очень редко топаз. Основной рудный минерал — молибденит. В верхней части пояса появляются еще и вольфрамит и другие редкометалльные минералы. Рудные минералы находятся и в массе грейзена и в кварцевых жилах.

Надрудного пояса (III) по типу описанного на месторождении Центральном здесь не обнаружено: кварц-топазовые грейзены были отмечены в небольших оперяющих жилах 49-50 (Чухров, 1960, стр.53). По Ф.В.Чухрову, надрудными являются кварцевые жилы с мусковитовыми оторочками и вкрапленностью вольфрамита, шеелита, пирита, флюорита, около которых наблюдаются кварц-мусковитовые грейзены с обильной вкрапленностью пирита, сменяющие грейзены рудного пояса по восстановлению. В некоторых телах на границе между кварцевыми жилами и кварц-мусковитовыми оторочками располагаются зоны мономинерального мусковита мощностью 2-5 см. В жилах иногда отмечается повышенное содержание вольфрамита. Поэтому правильнее этот пояс именовать второстепенным рудным (IV).

Месторождение Майтас. Зональность грейзеновых тел приводится на примере изученного нами пучка тел 48-55.

Подрудный пояс (I) имеет сложное строение. В его низах располагаются серии зонк плотных кварцевых грейзенов, выше сменяются более мощными телами высокопористых кварцевых грейзенов. Около них располагаются тонкие (2-5 см) оторочки кварц-альбитового состава, которые выше сменяются кварц-мусковитовыми. В наиболее высокой точке подсечения (скв.2I) грейзены имеют максимальную мощ-

---

x) Если эти грейзены находятся в кринозернистых гранитах (породах, близких к гранодиоритам), то на границе между кварц-мусковитовым грейзеном и гранитом проявляется зона калишпатизированных гранитов (Боголепов, Гриценко, 1966).

дость (до 5 м) и следующее строение (горизонтальную зональность): гранит; окварцованный гранит; плотный и далее высокопористый кварцевый грейзен.

Основной рудный пояс (II) имеет незначительную вертикальную протяженность. Нижняя половина представлена плотным и слабопористым грейзеном с кварц-мусковитовыми внешними фациями. На глубине в кварцевых грейзенах присутствует вкрапленность молибденита, а выше появляются прожилки кварца с вольфрамитом и акцессорным бериллом, а также гематитовые прожилки. Верхняя половина пояса — это топазо-слюдяно-кварцевый грейзен (по В.Н.Ларину) с прожилками кварца, содержащего вольфрамит.

Надрудный пояс (III) представлен мощными кварц-топазовыми грейзенами с обильной вкрапленностью пирита, около которых наблюдаются маломощные кварц-мусковитовые оторочки, сменяющиеся грейзенизированными и далее неизмененными гранитами. В массе грейзена присутствуют прожилки кварца с железной слюдкой и иногда вольфрамитом. Маломощные, оперяющие основные тела, грейзеновые полоски имеют кварц-мусковитовый состав с просечками пирита в центре.

Второстепенный рудный пояс (IV). Встречающиеся здесь образования рудными считать нельзя. Отнесение их к поясу IV основано на сходстве строения и состава с подобными образованиями на вышеописанных месторождениях (по основным минералам). Здесь присутствуют кварц-мусковитовые и кварц-кильбертитовые зонки с пиритом и прожилки выполнения кварцевого и кварц-флюоритового состава.

Месторождение Чудское (Барсуков, 1957). Здесь все грейзены околожильные. В подрудном поясе (I) это кварц-альбитовые грейзены, иногда с турмалином, кальцитом и примесью мусковита. Кварцевые жилы основного (II) и второстепенного (IV) рудных поясов сопровождаются кварц-мусковитовыми грейзенами с небольшим количеством альбита. В жилах — касситерит и другие рудные минералы. Надрудный пояс отсутствует (III).

Месторождение Кызылрай (Уколов, 1969). Выявлена следующая схема зональности грейзеновых тел. Внешними фациями являются грейзенизированные граниты и кварц-мусковитовые грейзены, сменяющиеся на глубину альбитизированными гранитами. В составе внутренних фаций снизу вверх выделяются полевошпато-квар-

цевые, гематито-кварцевые, кварцевые грейзены. В последних трех фациях встречаются маломощные безрудные кварцевые жилы. Оруденение приурочено к кварцевым и реже полевошпато-кварцевым грейзам. Руды обособляются в виде удлиненных по простиранию полос, вертикальный размах оруденения 20-30 м. Форма нахождения рудных минералов (касситерит и др.) - вкрапленность и значительно реже мелкие прожилки.

Месторождение Кароба (Ермилова, 1964, стр.22). Около основных по значению вольфрамито-кварцевых жил наблюдаются грейзеновые оторочки, имеющие (по вертикали) различный минеральный состав. В нижних частях (ниже 100 м) отчаются слюди-сто-плагноклазо(альбит-олигоклаз) - кварцевый грейзен, сменяющийся выше кварц-мусковитовым. Еще выше появляются топазо-слюди-сто-кварцевые и топазо-кварцевые (контактирующие с жилой) фации. В других случаях кварц-мусковитовый грейзен по направлению к жиле сменяется мусковито-кварцевым и кварцевым с гнездообразными скоплениями слюдяного грейзена. Сопоставление зональности грейзенов с распространением руд не производилось.

#### Экзоконтактовые месторождения

По минеральному составу метасоматиты экзоконтактовых месторождений разнообразны, т.к. находятся в различных по кремнекислотности породах. Тип месторождений главным образом штокверковый, более мощные метасоматические тела встречаются в среднезернистых силикатных породах и изгrestняках.

#### Месторождения в кварц-биотитовых роговиках и апикальных частях гранитных куполов

В эту группу попадает большинство редкометальных штокверковых месторождений (табл. I). Общая грейзенизация роговиков, вмещающих штокверк, незначительна (серицит, хлорит, пирит). Она устанавливается петрографически и магнитометрией. На общем фоне положительных магнитных аномалий, вызываемых неизменными роговиками, в районах развития штокверка отмечаются отрицательные аномалии, свидетельствующие о переходе магнетита роговиков в пирит. В гранитах

под шт кварками отмечаются небольшие тела безрудных грейзенов кварц-мусковитового и мусковито-кварцевого состава, без видимой связи с редкими прожилками. Сами граниты изменены повсеместно, но очень слабо: распространены частично альбитизированные граниты. На некоторых объектах (Беус и др., 1962, стр.32) граниты алкальных выступов изменены очень интенсивно (мусковит-альбитовые сильно окварцованные апограниты) и содержат вкрапленность и прожилки рудных минералов. Этот тип месторождений является переходным к типичным альбититовым месторождениям.

Околопрожилковые грейзены имеют кварц-мусковитовый, иногда с вкрапленностью пирита и флюорита, состав, мощность зонк - первые сантиметры. По вертикали (до 1 км) различия в составе грейзенов отсутствуют.

Вся рудная минерализация сосредоточена в кварцевых с калишпатом, мусковитом, флюоритом или пиритом прожилках. Ведущими рудными элементами являются вольфрам и молибден, реже висмут и другие редкие элементы. Кроме того, вокруг редкометалльных руд установлено наличие убогой медной и полуметаллической минерализации (Бедров, 1960). Редкометалльным штокверкам свойственна вертикальная зональность, но основным элементом на каждом из объектов является какой-либо один, а остальные находятся внутри контуров руд главного элемента. Например, на Байназаре в вертикальном плане (Шерба, 1960, стр.114) основным является вольфрамовый контур, а молибденовый находится внутри, приурочиваясь к нижней его половине (вольфрам в виде вольфрамита); на месторождении Южном (там же, стр.134) внешним является молибденовый контур, а вольфрамовый (вольфрамит, реже шеелит) - приурочен к средним и верхним частям молибденового.

### М е с т о р о ж д е н и я в г р а н о д и о р и т а х и а д а м е л л и т а х

Адамеллиты и гранодиориты в которых находятся месторождения (табл. 7), относятся к среднему-верхнему карбону (топарский комплекс). Оруденение генетически связано с пермскими гранитами.

В адамеллитах месторождения Центрального, под которыми бурением обнаружены граниты рудоносного комплекса, образованы грейзеновые тела по форме и размерам практически неотличимые от описан-

ных выше зональных апогранитных тел и их пучков. Морфологически апоадамеллитовые грейзены отличаются только более интенсивным развитием кварцево-рудных жил. Вследствие того, что состав адамеллитов, сравнительно с гранитным, более основной, в грейзеновых телах появляются новые внешние фации — калишпатизированные и хлоритизированные адамеллиты и кварц-хлор-т-мусковитовые грейзены (Боголепов, Гриценко, 1969), а сохранившиеся — несколько меняют свой состав. В подрудных кварцевых грейзенах появляется биотит и резко уменьшается пористость, кварцевые грейзены рудного пояса содержат больше флюорита (Боголепов, 1969), а надрудные кварц-топазовые — больше топаза и пирита.

В гранодиоритах Центрального Казахстана известно месторождение Саран. Оно относится к штокверковому типу. Прожилки в основном кварцевые, иногда с калишпатом, магнетитом, пренитом и рудными минералами. Гидротермальные изменения выражаются в калишпатизации (около трещин и некоторых прожилков) и околожильной грейзенизации со следующей метасоматической зональностью: около прожилка кварцевый грейзен, далее кварц-мусковитовый, переходящий в серицитизированный и хлоритизированный гранодиорит. Рудное тело имеет зональное строение — внешний контур молибденовый, а к верхним его частям приурочивается вольфрамовый (шеелит) (Степанов, 1957; Щерба, 1960, стр. 198).

#### Месторождения в основных и ультраосновных породах

В основных и ультраосновных породах встречено два месторождения: Шелитовое и Шалгия. Генетически они связаны с более молодыми гранитами. Однако на первом месторождении наличие последних доказывается только геофизически на глубинах примерно 1,5 км, т.е. ниже выклинивания штокверка в 0,5–0,7 км.

Месторождение Шелитовое (Бедров, 1961; Щерба, 1960). Рудное поле расположено среди рассланцованных и орго-говикованных песчано-сланцевых пород, пересекающихся штоками габбро-диабазов и дайками различного состава. Контурны распространения оруденения в общих чертах совпадают с полем развития гидротермально-преобразованных пород. С глубиной эти преобразования осла-

бевают и на расстоянии 600-700 м от поверхности не встречаются. В пределах всего штокверка породы хлоритизированы, серицитизированы, импреньюрованы пиритом и флюоритом. Грейзены распространены незначительно: в отдельных участках образуются серицит-хлорит-кварцевые и кварц-серицитовые грейзены с вкрапленностью пирита, флюорита и реликтовой сланцеватой текстурой исходных пород; с прожилками они не связаны. Дайки кислого состава также местами превращены в кварц-серицитовые грейзены, а габбро-диабазы претерпели зеленокаменное перерождение: соскритизированы, альбитизированы и эпидотизированы.

Повышенные концентрации прожилков характерны для блоков пород, сложенных песчаниками и габбро-диабазами. Наблюдается отчетливая зависимость состава прожилков и околопрожилковых изменений от состава вмещающих пород: в кремнекислых породах прожилки состоят из кварца, калишпата и мусковита и около них развита серицитизация и биотитизация (грейзенизация), а в габбро-диабазе прожилки - кварц-альбитовые, альбитовые с мусковитом и эпидотом и околожилковой хлоритизацией и серицитизацией.

Вертикальная зональность в околожилковых грейзенах отсутствует, а рудная имеет место для месторождения в целом. Редкометаллическая минерализация в верхних частях сопровождается полиметаллической. Месторождение оконтуривается по данным опробования. Основной является вольфрамовая минерализация (шеелит); к верхним частям вольфрамового контура приурочены ореолы висмута, а к нижним - молибдена.

Месторождение Шалгия (Щерба, 1960; Бедров, 1960). Геологическая обстановка в районе месторождения сложная. Вмещающими породами штокверка являются Шалгинский массив основных и ультраосновных пород (пироксениты, габбро, оливковое габбро, превращенные в амфиболиты и серпентиниты), дайки гранит- и фельзит-порфиров и шток микрогранитов, обнаруженный на глубине. В пределах штокверка апикальная часть штока микрогранитов и дайки кислого состава превращены в кварцевые и кварц-мусковитовые грейзены. Около грейзенизированных участков даек серпентиниты превращены в тальк-карбонатные породы. Мощность их достигает нескольких метров, а на большем удалении от даек прослеживаются тальк-карбо-

натные прожилки. Оруденение прожилковое. Оно приурочено в основном к измененным породам штока микрогранитов и дайкитов. Главным рудным минералом является молибденит, но присутствует также шеелит, приуроченный к прожилкам в амфиболитах; отмечаются также халькопирит, галенит и сфалерит. Около прожилков гидротермальные изменения отсутствуют.

### Месторождения в контактирующих кислых силикатных и карбонатных породах

В рассматриваемой геологической обстановке встречается два типа месторождений: а) надинтрузивные штокверки в кислых силикатных породах с телами известковых скарнов в блоках карбонатных пород и б) эндоконтактовые грейзены с апокарбонатными метасоматитами сложного состава (скарново-грейзеновый тип). Все месторождения генетически связаны с верхнепалестойскими гранитами, однако последние в ряде случаев лишь предполагаются по данным геофизики.

К первой группе месторождений относятся Батыстау, Западное и Акмая. Они представляют собой обычные штокверковые объекты, располагаются в кварц-биотитовых роговиках и описаны выше. Отличительной особенностью этих месторождений является то, что помимо кислых силикатных пород в пределах рудных полей присутствуют известняки. В последних кварцевые прожилки с околосильной грейзенизацией не обнаруживаются, здесь развиты прожилки и более крупные тела (при слиянии близко расположенных мелких) скарнов, сложенные волластонитом, гранатом, пироксеном, везувианом с зонами позднего изменения (кварц, кальцит, калишпат, флюорит, магнетит), содержащими шеелит, молибденит, сфалерит, халькопирит и галенит. Типоморфным минералом редкометалльных скарнов является везувиан (Боголепов, 1966). Необходимо отметить, что в известняках наиболее хорошо изученных месторождений (Батыстау) отмечается большое количество маломощных кремнистых (микрокварцитовых) полосок. Они являются самыми ранними образованиями и почти повсеместно превращены в волластонит (Боголепов, 1961). Происхождение этих полосок неясное. Возможно это спалоги кварцевых прожилков штокверка в силикатных породах.

Вопрос синхронизации времени формирования кварцевых прожилков и скарновых зонк сложен, т.к. непосредственных наблюдений над изменением состава при их переходе из силикатных пород в карбонатные на рассматриваемых объектах пока нет<sup>х)</sup>, хотя факт четкой приуроченности определенных типов новообразований к определенным типам пород неоспорим. Он свидетельствует в пользу того, что рассматриваемые образования могли возникать синхронно, причем ранние дорудные зонки скарнов синхронизируются с дорудными прожилками штокверков, а поздние зонки окварцевания скарнов - с кварцево-рудными прожилками. Приведенные данные подтверждаются выводами Б.С.Батлера (Butler, 1932) о том, что при воздействии одних и тех же растворов состав ранних минералов зависит от состава эдуктов, а поздних - от состава растворов.

Наиболее полно изучены скарны месторождения Батыстау (Боголепов, 1961, 1969<sub>3</sub>). Для них характерно наличие полиметаллических и в меньшей степени молибден-вольфрамовых (шеелит) руд, образующих зонки в скарнах, часть из которых имеет флюорит-магнетитовый состав и тонкополосчатое строение. На месторождении Западном, по данным М.Г.Георгиевской, скарны Промежуточного участка имеют гранат-везувиановый состав с вольфрамовой и углеродной полиметаллической минерализацией. Практически не изучено в этом отношении месторождение Акмая (Бедров, 1960). Здесь укажем лишь на то, что вблизи месторождения обнажается гранитный массив Котпар, с которым ассоциируют гранат-везувиановые скарны с редкометальной минерализацией. Необходимо отметить, что если для месторождения Западного сомнений в синхронизации скарнов со штокверком почти нет (там присутствуют только рудоносные граниты), то для Батыстау - оно существует (Иванов, 1969), т.к. в пространственной близости с месторождением (в плане) находятся массивы всех известных в Ц.Казахстане верхнепалеозойских магматических комплексов, хотя под самим -оконтуренным месторождением, - де предполагается гранитный купол,

х) Интересные факты описаны на месторождении Тырнауз, где наблюдались непосредственные переходы новообразований из одних пород в другие: кварцевые прожилки с молибденитом и околожильным окварцеванием в лейкократовых гранитоидах становятся в более основных породах (известняках, доломитах, ранних скарнах) гранатовыми, вилластонитовыми, пироксеновыми или кварц-пироксеновыми с вкрапленностью молибденита (Пэк, 1962, стр.87 и 123).

интрузивные породы так и не вскрыты до гл. 600 м (Бедров, 1960).

Месторождения в т о р о й г р у п п и различаются между собой геологически, но имеют много общих черт генетического порядка. Наиболее изучены три объекта. Первое месторождение (Гулиев, Георгиевская, 1969) парагенетически и пространственно связано с верхнепалеозойскими (?) аляокитовыми гранитами, прорывающими сланцево-карбонатные отложения кембрия. Граниты залегают в виде крутопадающего дайкообразного интрузивного тела мощностью 10-350 м, прослеживаемого по простиранию на 8 км. Оно морфологически не выдержано и имеет изгибы, пережимы, раздувы, разветвления.

На отдельных участках, особенно на глубине, граниты интенсивно альбитизированы, становясь близкими к мусковит-микроклин-кварц-альбитовым апогранитам, а в местах развития рудных тел - грейзенизированы.

Рудные тела, образованные в процессе грейзенизации, локализируются в гранитах и контактирующих с ними известняках, доломитах, пироксен-везувийан-гранатовых скарнах, переходя из одних пород в другие и удаляясь от гранитов до 400 м. Среди них выделяются: 1) самостоятельные грейзеновые тела в гранитах с родственными им метасоматитами в породах экзоконтакта; 2) редкометалльные жилы выполнения; 3) минерализованные трещинные зоны, в которых рудная минерализация размещена как в прожилках, так и в различной степени грейзенизированных породах. Морфология рудных тел не выдержана. Большинство из них по падению и простиранию полностью не прослежено.

Минеральный состав рудных тел меняется в зависимости от типа исходных пород. В гранитах распространены в основном топазо-слюдяно-кварцевые, слюдяно-кварцевые (внешние фации тел) и топазо-слюдяные (внутренние фации) грейзены, с которыми часто совмещены редкометалльные слюдяно-кварцевые с топазом жилы. Последние иногда пересекают грейзены и контактируют непосредственно с гранитами.

По известнякам образованы тонкополосчатые рудно-метасоматические тела маргарито-флюоритового состава с эфеситом и турмалином, в центре которых часто размещены циннвальдито-флюоритовая и циннвальдитовая зоны. В осевых частях тел обычно наблюдаются редкометалльные жилы выполнения, состоящие, в основном, из циннваль-

дита, флюорита, кварца, топаза и микроклина. Зависимость между мощностями жил и метасоматитов отсутствует: часто около более мощных жил слюдяно-флюоритовые метасоматиты слагают лишь зонки, измеряемые первыми сантиметрами.

В доломитах рудные метасоматиты имеют толщюполосчатую текстуру и селлаито-флюоборито-слюдяно-флюоритовый состав с внутренними турмалино-слюдяно-флюоритовыми зонами и часто жилами выполнения, в которых, наряду с циннвальдитом, флюоритом, топазом, широко развит турмалин.

В пироксен-везувиан-гранатовых скарнах распространены слюдяно-флюоритовые метасоматиты, слагающие обычно тонкие прожилки и маломощные "оторочки" около редкометальных жил.

В размещении рудной минерализации метасоматических тел имеет ся четкий литологический контроль: грейзены по гранитам содержат вольфрамо-оловянную минерализацию (вольфрамит и касситерит), а те же тела в карбонатных породах - фтор-редкоэлементную. Рудная нагрузка жил выполнения не зависит от типа пород, пересекаемых жилами: их главными рудными минералами являются касситерит и вольфрамит.

Все рудные тела образованы под воздействием одних и тех же минералообразующих растворов, с некоторым отставанием формирования редкометальных жил от околотрещинной грейзенизации. Это подтверждается рядом геологических данных, в частности непосредственными переходами тел из одних пород в другие и пересечением околотрещинных грейзенов редкометальными жилами, не имеющими грейзеновых оторочек. Скарны, альбититы и калишпатиты являются более ранними, особенно скарны, которые возникли еще до кристаллизации гранитов (Мирошниченко, Гуляев, наст.сб.). Однако все они являются продуктами лишь различных стадий единого непрерывно-прерывного процесса, что, наряду с геологическими данными подтверждается общностью комплекса типоморфных элементов (редкие элементы, олово и др.), присутствующих как в рудных телах, так и в ранних метасоматитах.

На разведанном интервале (до глубины 300 м) изменения в составе рудных тел и их размещении на установлены. Имеются лишь признаки вертикальной зональности для месторождения в целом, что проявляется в усилении с глубиной роли щелочных метасоматитов в

гранитах. В верхних частях месторождения распространены грейзенизированные граниты с грейзенами и жилами; на глубине, наряду с ними широко развиты альбититы и альбитизированные граниты, а далее — их калишпатизированные разновидности.

Второе месторождение, по данным Л.П.Ермиловой (1964), Г.Ю. Коломенского и нашим наблюдениям расположено в известняках фамена над слепым куполом аляскитовых гранитов пермского Караобинского массива. Представлено оно сериями кососекущих известняки и грубосогласных с ними рудно-метасоматических тел мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, по простиранию и падению полностью не оконтуренных. Основными являются топазо-флюоритовые и слюдяно-флюоритовые с редкими элементами метасоматиты, образованные по известнякам. В виде примеси в них присутствуют касситерит, шеелит, корунд, диаспор, селлаит и др. минералы. В везувиан-гранатовых, магнит-пироксен-гранатовых и т.п. скарнах, присутствующих на месторождении, рудные тела состоят из магнетита, флюорита, везувиана, граната, мусковита, хлорита, редкоземельных и других минералов. Указанные метасоматиты содержат мелкие слюдяно-флюоритовые прожилки с аксессуарными хризобериллом, диаспором и др., а также кварцевые жилы с вольфрамитом, галенитом, халькопиритом, флюоритом и другими минералами. В гранитах соседнего обнажающегося купола отмечаются участки альбитизации и кварцевые жилы с редкометальной минерализацией, около которых развиты слюдяно-кварцевые, реже топазо-слюдяно-кварцевые грейзены. Рудные тела в известнячных породах образованы под воздействием растворов, давших типичные грейзены в гранитах и кремнекислых эффузивно-обломочных породах. Это устанавливается по непосредственным переходом рудных тел из эффузивно-обломочных пород в известняки (Ермилова, 1964, стр. 164, 165).

На разведанном интервале (до глубины 170 м) вертикальная зональность месторождения и метасоматических тел не изучена. Зональны лишь отдельные рудные тела, центральные части которых сложены в основном топазо-флюоритовыми метасоматитами, а внешне — слюдяно-флюоритовыми.

Третье месторождение, по М.Г.Георгиевской, локализуется в круто залегающей толще о адочно-метаморфических пород девона, сохранившихся в виде полосы среди верхнепалеозойских аляскитовых гра-

нитов, с которыми генетически связано оруденение. Под воздействием интрузии породы экзоконтакта превращены в различные роговики, мраморы и скарны. Сами граниты слегка альбитизированы и интенсивно грейзенизированы вдоль крутых трещин с образованием жильных тел грейзенов слюдяно-кварцевого, кварцевого, флюорит-кварцевого состава. Рудные тела месторождения, образованные за счет разложения везувиан-гранатовых и гранатовых скарнов, возникли одновременно с грейзенами в гранитах. Они слагают ряд рудных линз различных размеров. Наиболее крупными являются две залежи, которые с глубиной сложно разветвляются, образуя отдельные мелкие рудные тела, и соединяются между собой. Основными среди них являются флюорито-везувиано-магнетитовые, слюдяно-флюорито-магнетитовые, слюдяно-флюоритовые и флюорито-полевошпатовые метасоматиты, содержащие редко элементную минерализацию. Они имеют тонкополосчатую и массивную текстуру (Георгиевская, 1955). В виде примесей в рудных телах отмечаются вольфрам, молибден, олово, цинк и скандий.

Вертикальная зональность месторождения и отдельных метасоматических тел не изучена.

### Некоторые выводы

1. Типичными грейзенами являются только эндоконтактные образования, связанные с массивами лейкократовых и аляскитовых гранитов. Экзоконтактные типы месторождений около гранитных массивов более разнообразны. В кремнистых и отчасти более основных породах (кварц-биотитовых роговиках и пр.) образуются сходные с апогранитными грейзенами породы - экзогрейзены. В гранодиоритах заметную роль приобретает калишпатизация - гумбеизация по Д.С. Коржинскому (1953). В основных породах (типа габбро или диабазов) около прожилков редкометалльных штокверков развиваются прожилиты, а в ультраосновных - лиственитоподобные тальк-карбонатные породы. В этих ствиях, синхронно с кварцевыми прожилками и околопрожилковыми грейзеновыми оторочками в силикатных породах возможно возникновение скарновых прожилков и более крупных зон (слияние близкорас-

положенных прожилков<sup>X/</sup>, состоящих из волластонита, граната пироксена, везувиана и замещающего их кварца с рудными минералами. Сингенетично с апогранитными грейзенами и в известняках образуются слюдяно-топазо-флюоритовые породы. Приведенные данные подтверждают выводы Б.С.Батлера (Butler, 1932) о том, что при воздействии одних и тех же растворов составов ранних минералов метасоматитов зависит от состава эдуктов.

2. Минеральные фации метасоматитов описанных месторождений охватывают почти все разновидности, присутствующие в казахстанских грейзенах. Имеются лишь некоторые дополнения в отношении малораспространенных фаций. В частности, В.С.Дмитриевским (1958) описывались гематито-кварцевые и магнетито-гематито-кварцевые грейзены, иногда с вольфрамитом. М.М.Уколовым (1969) подобные грейзены отнесены к рудному поясу. В.Д.Кузнецовой (1969) были встречены мусковито-кварцевые грейзены с повышенным содержанием апатита и золота. И.Т.Павлова (1965, 1966) описала тела, относящиеся к околосредним флангам их пучков, со следующей зональностью: гранит, микроклинизированный гранит, кварц-мусковитовый грейзен, кварцевый грейзен с гематитом и гнездами берилла, микроклина, иногда с примесью бериллиевых минералов.

3. Горизонтальная зональность метасоматитов свойственна всем типам месторождений. Количество зон в каждом сечении тел или околосредних полос равно двум и редко достигает 3-4.

4. Вертикальная зональность метасоматитов и руд особенно четко проявляется в апогранитных грейзеновых пучках тел всех хорошо изученных на глубину месторождений. Поэтому ее следует считать типичным свойством всех грейзеновых тел казахстанских месторождений. В пучках тел каждого месторождения метасоматические (в том числе и рудные) зоны находятся примерно на одинаковом расстоянии от контакта гранитов с смещающими породами. Следовательно можно говорить о продуктивных поясах месторождений, повторяющих конфигурацию кровли массива. В экзоконтактных окрестностях зональность отчетли-

---

X/ В Казахстане основная масса скарновых месторождений цветных металлов и железа связана с более ранними интрузиями гранодиоритов и обязательно в ассоциации с заметным количеством даек различного состава; редкометалльные скарны, связанные с гранитными интрузиями, редки.

ва только для рудных минералов. Она аналогична рудной зональности в грейзенах и также повторяет форму кровли массивов (Бедров, 1960; Щерба, 1960, стр. 135). Если считать формирование рудных штокверков многостадийным (Щерба, 1960, стр. 352), то постоянства смены (снизу вверх) молибденита вольфрамитом (или шеелитом), висмутином и далее халькопиритом, сфалеритом и галенитом для всех без исключения штокверковых месторождений быть не должно. Вероятно, это зональность отложения, сформированная в одну стадию, т.к. распределение оруденения в пределах каждого месторождения в целом равномерное: максимальное в центре штокверка с постепенным переходом к непромышленному на флангах (Щерба, 1960, стр. 353, 354). Последующие генерации имели, по-видимому, ограниченное распространение. Зональность рудных элементов в эндоконтактовых грейзенах также является результатом одноактного отложения, но она усиливается последующими процессами перетложения.

Четырехпоясовая вертикальная зональность грейзенов на каждом месторождении минералогически не однотипна, однако имеются и общие закономерности. В подрудном поясе (I) отмечается минимальное число минералов и максимально развитая пористость (до 20-30%). Обычно это кварцевые грейзены с незначительными оторочками кварц-альбитового или кварц-мусковитового составов (альбитизация развивается в случае, если в гранитах отскачутся тела альбитов). Основной рудный пояс (II) характеризуется усложнением состава - в кварцевом грейзене появляются вкрапленность и прожилки рудных минералов, флюорита. В надрудном поясе (III), появившемся только на некоторых объектах, отмечаются кварц-топазовые грейзены с вкрапленностью пирита и зонами топаза, флюорита, пирита, мусковита или жильбертита. Второстепенный рудный пояс (IV) представлен кварц-мусковитовыми, мусковитовыми, реже калишпатовыми грейзенами с вкрапленностью пирита и флюорита и кварцево-рудными жилами. Особенность в строении пучков грейзеновых тел заключается в асимметричности расположения поясов. В наиболее удаленном от вершины фланге в области контакта гранитов с вмещающими породами находятся подрудные грейзены (рис. I, разрез I), в центральной части тела наблюдаются три пояса (рис. I, разрезы 2, 3 и 4) и к контакту подходят последние два, в околорудном фланге преимущественным развитием

пользуются грейзены второстепенного рудного пояса (рис. I, разрез 5). Границы между поясами проходят субгоризонтально, со склонением, направленным под вершину или водораздельную область интрузии (рис. 2).

6. Расчеты баланса вещества (Боголепов, 1967) показали, что главные эффективные (Боголепов, Бочаров, 1968) породообразующие компоненты (алюминий и железо) в пределах каждого грейзенового тела сохраняются на месте, претерпевая лишь местное переотложение внутри тел. В результате возникают области преобладающего выноса вещества (I) и области преобладающего (II и III) и затухающего (IV) отложения. Взаиморасположение областей выноса и привноса вещества в пространстве показывает, что движение растворов при формировании грейзенов происходило от боковых контактов к вершинным частям массива в крутопадающих трещинных зонах под сводом пород кровли (рис. I). С этих позиций становится понятной закономерность приуроченности грейзенов именно к склонам куполов и гребней гранитных массивов (табл. 2), а не к вершинным их областям, до которых растворы зачастую просто не доходили. Эти факты геологически подтверждают гипотезу, согласно которой в формировании гидротерм принимают участие и подземные воды (Боголепов, 1969<sub>1</sub>; 1969<sub>2</sub>; Боголепов и др., 1970). Схема движения и формирования растворов при грейзенизации показана на рис. 3. Аналогичный механизм движения растворов предполагается также при скарнообразовании (Боголепов, Отто, 1966) и формировании медно-порфировых месторождений Америки (Sheppard et al, 1969).

На штокверках движение растворов было вертикальным и восходящим, т.к. материнские интрузии находятся под рудными образованиями. Об этом же свидетельствует сравнение рудной зональности грейзеновых месторождений (где направление движения растворов доказано уверенно) с зональностью в штокверках.

7. Исследования газово-жидких включений методом декрепитации и минералогические наблюдения (к сожалению немногочисленные) показывают, что на грейзеновых (Боголепов, Бочаров, 1968) и штокверковых (Щерба, 1960, стр. 161; 1964, стр. 235) месторождениях существуют бескорневые высокотемпературные области, приуроченные к центральным частям тел и месторождений, в которых сосредоточивается основная рудная минерализация. Подобная закономерность уста-

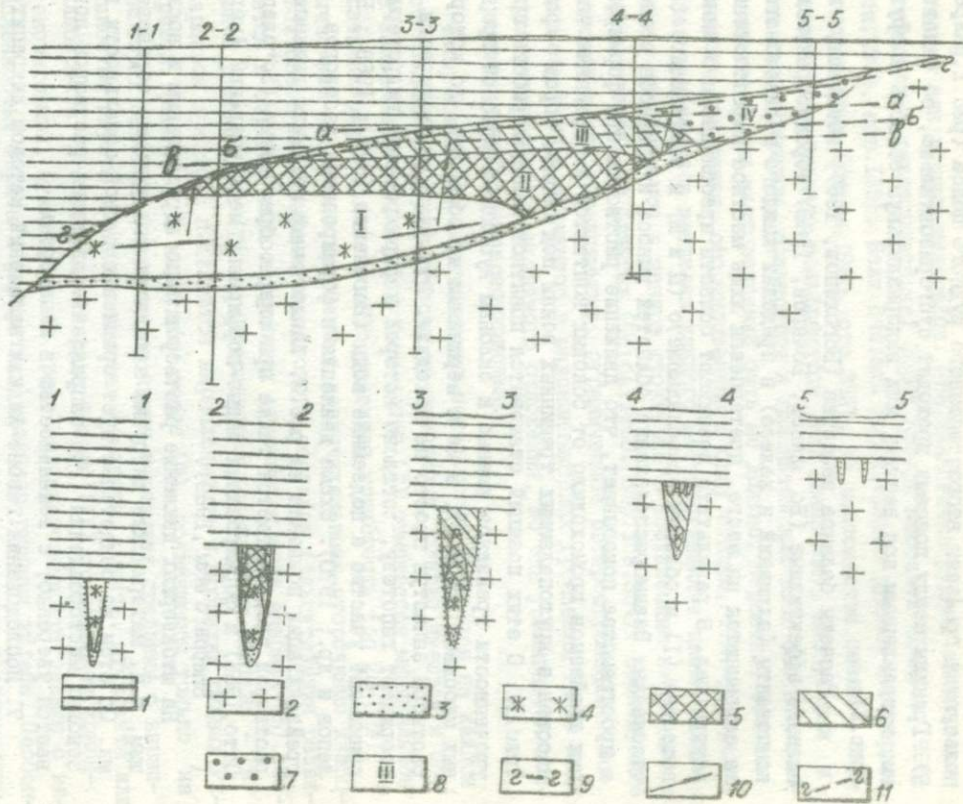


Рис. I. Идеализированная схема строения грейзеновых тел, по В.Г. Боголепову (вертикальная продольная проекция и поперечные разрезы).

I - роговики; 2 - граниты; 3 - область затухания грейзенов на глубину; 4 - грейзены подрудного пояса; 5 - грейзены основного рудного пояса; 6 - грейзены надрудного пояса; 7 - грейзены второстепенного рудного пояса; 8 - номера поясов; 9 - места расположения поперечных разрезов; Ю - направление движения растворов; II - линии эрозионного среза грейзеновых тел: а, б, в - для месторождения Центрального ( а - Северный и Западный участки, б - Центральный участок, в - жила № 14), г - для основных тел месторождений восточный Коунрад, Майтас, Кызылрай.

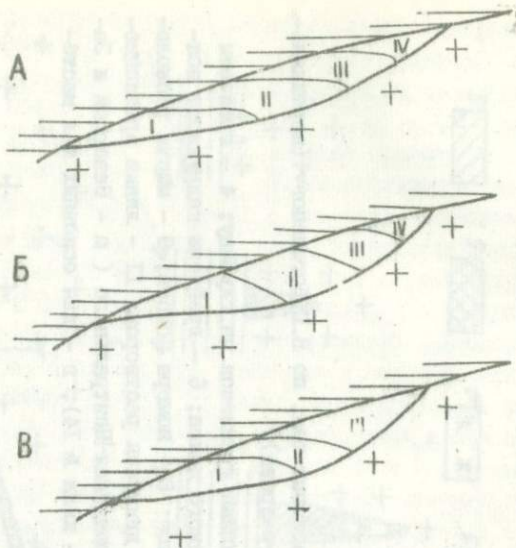


Рис.2. Типы склонений границ грейзеновых фаций (вертикальные продольные проекции крутопадающих тел)

А - границы горизонтальны, склонение под водораздельную область, только в пределах околорышнинных флангов (Восточный Коунрад, Центральное); Б - границы наклонены к водораздельной области (Майтас); В - границы в виде полукруга со склонением в обе стороны, но более заметно под вершину массива (Чудскос, Барсуков, 1957). Условные обозначения на рис. 1.

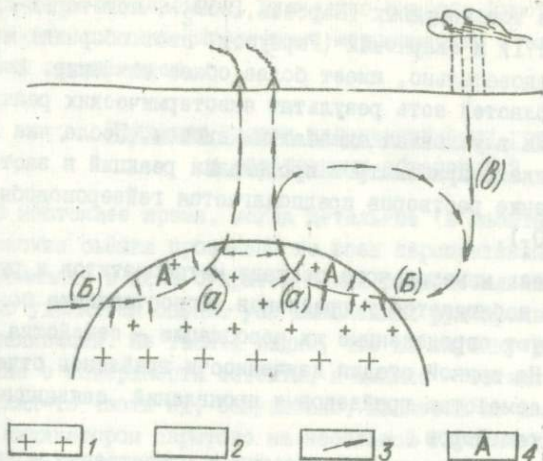


Рис. 3. Схематический геологический разрез, иллюстрирующий механизм движения растворов при грейзенизации.

1 - гранит; 2 - вмещающие породы; 3 - направление движения растворов; 4 - области грейзенизации.

Типы растворов: (а) - ювенильные и псевдоювенильные растворы; (б) - места вхождения подземных вод (в) в область грейзенизации (А).

новлена также на золоторудных (Нарсеев, 1969<sub>2</sub>), некоторых колчеданных (Куков, 1971) и скарновых (Гарбузов, наст. сборник) месторождениях и, следовательно, имеет более общее значение. Возникновение таких областей есть результат экзотермических реакций минералообразования в условиях адиабатных систем. Последние в природе могут возникать при быстром протекании реакций в застойных растворах. Движение растворов предполагается гейзероподобное (Боголепов, 1970<sub>1</sub>).

8. Взаимосвязь минерального состава метасоматитов и руд наиболее отчетливо наблюдается у грейзенов. Сопоставление показывает, что существуют определенные их ассоциации - семейства (Боголепов, 1970<sub>2</sub>). На данной стадии изученности грейзенов отчетливо выделяется три семейства грейзеновых проявлений, связанные с различными типами растворов.

а) Семейство фтор-хлорных грейзенов с существенно молибденовым оруденением. Состав рудного и надрудного поясов простой - кварцевый и кварц-мусковитовый (Восточный Коунрад, Узунбулак, Бугу).

б) Семейство хлор-фторных грейзенов с комплексным оруденением (W, Mo, Bi, иногда Sn). Грейзены рудного и надрудного поясов характеризуются наиболее сложным составом: кварц-мусковитовым, кварц-топазовым, кварцевым, гематит-кварцевым, топазовым, мусковитовым, калишпат-флюоритовым и т.п. (Центральное, Майтас, Кызылрай).

в) Семейство фтор-хлор-борных грейзенов с вольфрамово-оловянным оруденением и арсенопиритом. Грейзены рудного и надрудного поясов представлены кварц-мусковитовыми, кварц-турмалиновыми и кварцевыми фациями (Чудское). Однако, несмотря на то, что парагенезис турмалина с касситеритом очень характерен (Назовник, 1954) и, в частности, для Калбы, откуда взят пример, в Центральном Казахстане редкие турмалиносодержащие грейзены касситерита не содержат.

В карбонатных породах, в зависимости от состава растворов соответственно выделяются также три семейства: известковые скарны (прожилки и более мощные тела) с шеелитом и полиметаллами (Западное); топазо-флюоритовые и слюдяно-флюоритовые метасоматиты с

комплексным оруденением; турмалино-слюдяно-флюоритовые, селлаито-флюоборито-слюдяно-флюоритовые метасоматиты с оловянно-редкоэлементным оруденением.

### Критерии оценки перспективности грейзенов и родственн<sup>ых</sup> образований

В настоящее время, когда детальные (в масштабе 1:50000) геологические съёмки проведены во всех перспективных районах, основное внимание в деле открытия новых редкометальных месторождений должно уделяться оценке уже выявленных рудопроявлений и точек минерализации. Из табл. I видно, что на глубину разведывались крупные с поверхности объекты, а мелкие - остались неизученными, то какая-то часть их, безусловно, является не мелким объектом, а лишь индикатором скрытого на небольшой глубине крупного месторождения. Различаются региональные и локальные критерии рудоносности грейзеновых и родственных им проявлений.

При региональной оценке выделение перспективных площадей заключается в оконтуривании участков развития гранитных массивов продуктивного интрузивного комплекса. Существует несколько схем размещения редкометальных объектов, которые с успехом используются для региональных и глобальных обобщений (Семенов, 1957; Щерба, 1970; Рундквист и др., 1971). Однако для крупномасштабного прогнозирования скрытого оруденения такие карты-схемы мало пригодны, т.к. имеют три существенных недостатка. Первый - полная условность оконтуривания зон развития гранитов (Коноплянцев, 1959; Рундквист и др., 1971, стр. 280); второй - слишком большие размеры перспективных площадей и третий - только качественная характеристика площадей без указания мест возможного расположения крупных месторождений. Для выделения перспективных участков в отношении обнаружения крупных месторождений внутри зон распространения продуктивных гранитов, наряду с известными критериями (Рундквист и др., 1971, стр. 308), следует иметь в виду, что крупные месторождения ассоциируются не со всеми массивами гранитов рудоносного комплекса, а главным образом с теми, которые внедрились в палеоводообильные участки земной коры (Боголепов, 1969<sub>2</sub>). Это связано участием подземных вод в формировании гидротерм, образовавших мес-

торождения (Боголепов, 1969<sup>1</sup>; Боголепов и др., 1970, 1971; Найденев и др., 1970).

Поскольку грейзеновые и родотвенные им проявления располагаются в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов, самыми внешними границами возможного распространения оруденения, т.е. границами рудного поля, целесообразно считать площади локальных гравитационных минимумов, отвечающие площадным размерам скрытых массивов лейкократовых и аляскитовых гранитов, в основном пермского возраста. Особо перспективны слабокрытые гранитные массивы с угнетенным распространением пегматитов, широкими полями ороговикования пород экзоконтакта, наличием признаков грейзенизации (иногда с аномально низкими или высокими значениями термолюминесценции) и ореолами повышенных содержаний рудных компонентов. В последнем случае самыми внешними геохимическими ореолами рассеяния над редкометалльными месторождениями, особенно штокверкового типа, могут быть свинцовые и медные.

Очень часто суммарная площадь метасоматитов и руд резко меньше площади рудного поля. На методику выявления мест расположения локальных перспективных площадей существенное влияние оказывает тип месторождения, зависящий от характера конфигурации кровли гранитного массива (табл.2). В случае сильной изрезанности кровли обычно образуются надинтрузивные штокверки, располагающиеся над вершинами куполов гранитных массивов; эти площади, в данном случае, и являются особо перспективными. Если кровля интрузии в общем плоская, то в связи с такими массивами возникают эндоконтактовые грейзеновые тела и их пучки, которые приурочиваются к склонам куполов и гребней различных порядков. Вершины этих положительных форм рельефа кровли могут быть совершенно безрудны или содержать мелкие зонки и прожилки околоразветвленных флангов грейзеновых тел, где содержащих крупных скопления рудных минералов и быстро выклинивающихся на глубину; отсюда и особо перспективные площади - склоны куполов и гребней.

Разведка обнаруженных штокверков не вызывает особых затруднений, т.к. месторождение изучается как одно рудное тело больших размеров и разбуривается по сетке. Наибольшие трудности, а отсюда и возможные ошибки, отмечаются при оценке степени рудоносности и полноты разведанности в плане и на глубину эндоконтактовых круто-

падающих грейзеновых тел. С особой тщательностью следует учитывать наличие четырехпоясовой асимметричной зональности по отношению к руде и к вершинным (водораздельным) частям куполов интрузий (рис.1), а также горизонтальные (часто со слабым склонением к вершинным частям массивов) границы смены минеральных фаций по вертикали (рис.2). Необходимо иметь в виду, что основной рудный пояс не однороден - в нижних частях его все оруденение вкрапленное в массу грейзена, в средних - оруденелы и грейзены и жилы, а в верхних - вся рудная минерализация сосредоточена только в жилах, пересекающих безрудные грейзены.

По минеральному составу можно определять принадлежность изучаемого объекта к какому-либо семейству, для которого характерен определенный набор рудных минералов. Необходимо также обращать внимание на степень перекристаллизованности надрудных грейзенов (степень затухевки реликтово-псевдоморфного сложения метасоматитов); чем она выше, тем продуктивнее должен быть метасоматит (Боголепов, 1969<sub>5</sub>).

КазИМС, ИГН АН КазССР, Алма-Ата.

Э.И.Иванова, Н.Г.Сыромятников

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ U И Th В МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ГРАНИТАХ

Распределение U и Th в магматических породах и, в частности, в гранитоидах изучалось многими исследователями. Выполненные в этом направлении А.В.Комлевым, Л.В.Таусоном, В.И.Барановым, С.Д.Туровским, Н.Н.Амшинским, А.А.Смысловым, Л.Л.Леоновой, Е.С.Ларсе-ном, У.Х.Гроссом и многими другими работы показывают возможность применения этих элементов в качестве индикаторов петрогенеза и рудогенеза.

Одной из наиболее характерных черт геохимии U и Th в магматическом процессе, установленной на основе многочисленных наблюдений, является накопление их к концу процесса. Случаи невыполнения указанной закономерности наиболее часты для гранитов, подвергшихся метасоматическому изменению (Л.Л.Леонова и др., 1961;

...В.Дмитриев и др., 1962; Баранов В.И. и др., 1961).

Предлагаемая статья посвящена изучению особенностей распределения урана и тория в пермских гранитах акчатауского комплекса в связи с послемагматическим метасоматическим их преобразованием. В качестве объектов выбраны массивы Ортау и Коктенколь, в которых получил развитие послемагматический процесс кислотного выщелачивания, и Зерендинский массив (Лосевский участок) с развитой стадией щелочного метасоматоза.

Массив Ортау представлен тремя петрографическими разновидностями аляскитовых гранитов, соответствующими трем интрузивным фазам: средне-крупнозернистыми и крупнозернистыми слабо порфиридовидными гранитами I, мелко-среднезернистыми гранитами II и тонкозернистыми гранитами III. Для массива установлена обособленность трех блоков с соответствующими корневыми аппаратами (рис.1): северного, центрального, южного (Э.И.Иванова и др., 1967, стр.283). Послемагматический процесс кислотного выщелачивания, наиболее интенсивно развитый в Северном блоке, проявлен в широкой площадной грейзенизации; с адия позднещелочного метасоматоза проявлена более локально и выразилась в альбитизации и калишгчатизации.

Коктенколь является скрытым, обнажающимся лишь в северной своей части, массивом. По данным Р.Н.Мальковой (1967, стр.273) массив Коктенколь является трехфазным и сложен в основном лейкократовыми биотитовыми гранитами. Послемагматический метасоматоз кислотной и последующей позднещелочной стадий выразился в площадной и около-трещинной грейзенизации и в более поздней серицитизации пород вдоль прожилков в процессе формирования редкометального оруденения штокверкового типа во вмещающих породах над интрузией.

Зерендинский массив (северо-восточная его часть), по данным Р.В.Масгутова, представлен порфиридовидными, близкими к аляскитовым, гранитами и альбитизированными гранит-порфирами. Послемагматические изменения выразились в интенсивной переработке пород в процессе натрового метасоматоза - альбитизации.

Граниты массивов Ортау и Коктенколь опробованы равномерно по сетке, а Зерендинского массива - по отдельным маршрутам. Уран и торий определялись радиохимическим методом. Полученные результаты обработаны статистически.



Рис. 1. Геолого-геохимическая карта-схема массива Ортау (геология по Л.Б.Иванову).

1 - контуры участков повышенной мощности гранитов по геофизическим данным, соответствуют корневым структурам; 2 - разлом, по геохимическим данным; 3 - ореолы повышенных содержаний редких элементов; 4 - ореолы повышенных содержаний U; 5 - ореолы повышенных содержаний Th.

Массивы Ортау и Коктенколь. Результаты определения урана и тория в гранитах разных фаз и в среднем по массивам Ортау и Коктенколь приведены в табл. I, 3. Содержание урана в неизмененных гранитах массива Ортау, табл. 3 (3,3 г/т) соответствует кларку (А.П.Виноградов, 1962), содержание тория (35 г/т) превышает кларк этого элемента в 2 раза, торий - урановое отношение равно 11,0.

Таблица I

Содержание U и Th в гранитах массивов  
акчатауского комплекса Ортау и Коктенколь

Фазы гранитов	n	U г/т		Th г/т		Th/U
		$\bar{x}$	V %	$\bar{x}$	V %	
I	2	3	4	5	6	7
Ортау, северная часть						
I	36	3,5	46	33	21	9,4
II	26	4,2	43	32	22	7,6
III	12	4,0	50	38	21	9,5
Среднее	74	3,8	45	33	21	8,9
Ортау, центральная часть						
I	10	2,5	16	35	20	14
II	170	3,4	38	34	29	10
III	15	3,2	31	41	32	13
Среднее	195	3,3	36	35	29	11
Ортау, южная часть						
I	79	2,9	41	35	28	12
II	30	3,2	31	31	35	10
III	3	3,6	25	49	8	14
Среднее	112	3,0	37	35	28	11
Коктенколь, обнаженная часть						
Среднее по 3 фазам	23	5,6	43	34	38	6,1

I : 2 : 3 : 4 : 5 : 6 : 7

Коктенколь, погребенная часть

I	I3	I2	62	3I	3I	2,7
II	I6	I6	53	22	34	I,4
III	2	II	-	I6	-	I,5
Среднее	3I	I4	56	25	32	I,8

Близки к этим значениям содержание урана, тория и торий-урановое отношение в наименее измененных гранитах обнаженной части массива Коктенколь, табл.3 (  $U = 3,5$  г/т,  $Th = 30$  г/т,  $Th/U = 10$  ).

Различно содержание урана в гранитах отдельных блоков массива Ортау (табл.1). Граниты северного блока несколько обогащены. Достоверность различия содержаний  $U$  в отдельных блоках массива подтверждается по критерию Стьюдента с 5% уровнем значимости (табл.2). Для  $Th$  можно говорить лишь о тенденции недостатка его содержания в гранитах северной части массива, так как различие по концентрации  $Th$  северного и центрального блоков гранитов подтверждается только с 10% уровнем значимости.

Таблица 2

Проверка однородности значений дисперсий  $U$  и  $Th$  для гранитов массива Ортау по критерию Фишера ( $F/F_{табл}$ ) и однородности средних значений концентрации этих элементов по критерию Стьюдента ( $t/t_{табл}$ )

Отношение перемет-: Уровень: ров полученных к : значи- табличным : мости :		U			Th			
		I	2	3	I	2	3	
$F/F$	табл.	5%	0,92	0,73	0,94	0,92	0,66	0,87
$t/t$	табл.	5%	1,17	1,12	1,84	0,97	0	0,82
$t/t$	табл.	10%	1,40	1,34	2,20	1,16	0	0,98

Пояснение к таблице: 1,2,3 - попарно сравниваемые блоки гранитов. I - северный - центральный; 2 - центральный - южный; 3 - северный - южный.

Анализ распределения урана и тория по фазам для обоих гранитных массивов показывает следующее. Для массива Ортау наблюдается увеличение концентрации радиоэлементов к гранитам третьей фазы, однако, максимальное содержание урана и минимальное содержание тория отмечается в гранитах второй фазы (табл. I, рис. 2). Для массива Коктенколь (погребенная часть) содержание урана для гранитов I и III фаз сравнимо, для II фазы оно выше, содержание тория уменьшается последовательно от I фазы к III.

На рис. 2 также показано изменение концентрации  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (общая щелочность пород) в гранитах разных фаз массива Ортау. Как для кремнезема, так и для суммы щелочей наблюдается увеличение содержания в гранитах от первой к третьей фазе. Но для кремнезема так же как для урана максимальное содержание отмечается для гранитов II фазы, а сумма щелочей в этой фазе, так же как и торий, имеет минимальное значение. Распределение урана по фазам сходно с распределением кремнезема, а распределения тория с распределением щелочей.

Была проанализирована зависимость содержания урана, тория (табл. 3),  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  (рис. 3) в породах от интенсивности проявления кислотного метасоматоза.

Таблица 3

Содержание урана и тория в продуктах кислотного метасоматоза для гранитных массивов Ортау и Коктенколь

Породы		U г/г		Th		Th/U
		$\bar{x}$	V%	$\bar{x}$	V%	
О р т а у						
Неизмененные граниты	38Г	3	39	35	27	11,0
Грейзенизированные граниты	57	4,4 <sup>х)</sup>	41	34	26	7,4
Грейзены	17	4,7 <sup>хх)</sup>	45	28	32	6,0
Альбитизированные и калишпатованные граниты	28	2,9	59	45	16	16,0
Коктенколь (обнаженная часть)						
Наименее измененные граниты	14	3,5	43	35	37	10
Грейзенизированные граниты	4	15,2	36	32	38	2,1

х) При подсчете среднего не включены значения по 4 пробам с содержанием - 23; 23; 46; 90 г/т.

хх) При подсчете среднего не включено значение по одной пробе с содержанием 75 г/т.

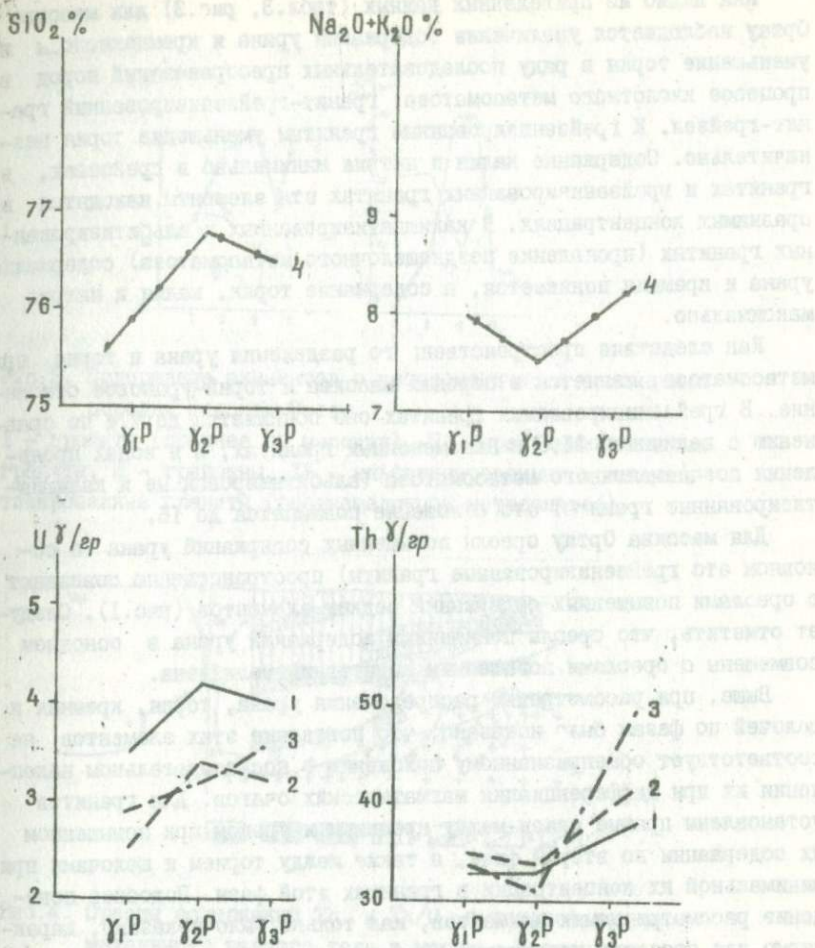


Рис.2. Содержание элементов в отдельных фазах гранитов массива Ортау. 1,2,3 - соответственно северная, центральная и южная части массива, 4 - содержание в среднем по массиву.

Как видно из приведенных данных (табл. 3, рис. 3) для массива Ортау наблюдается увеличение содержания урана и кремнекислота и уменьшение тория в ряду последовательных преобразований пород в процессе кислотного метасоматоза: гранит-грейзенизированный гранит-грейзен. К грейзенизированным гранитам уменьшение тория незначительно. Содержание калия и натрия минимально в грейзенах, в гранитах и грейзенизированных гранитах эти элементы находятся в сравнимых концентрациях. В калишпатизированных и альбитизированных гранитах (проявление позднещелочного метасоматоза) содержание урана и кремния понижается, а содержание тория, калия и натрия максимально.

Как следствие пространственного разделения урана и тория при метасоматозе, меняется в породах массива и торий-урановое отношение. В грейзенизированных гранитах оно понижается до 7,4 по сравнению с величиной 11,0 в неизмененных гранитах, а в зонах проявления позднещелочного метасоматоза (альбитизированные и калишпатизированные граниты) это отношение повышается до 16.

Для массива Ортау ореолы повышенных содержаний урана (в основном это грейзенизированные граниты) пространственно совпадают с ореолами повышенных содержаний редких элементов (рис. 1). Следует отметить, что ореолы повышенных содержаний урана в основном совмещены с ореолами повышенных содержаний молибдена.

Выше, при рассмотрении распределения урана, тория, кремния и щелочей по фазам было показано, что поведение этих элементов не соответствует общепризнанному положению о последовательном накоплении их при дифференциации магматических очагов. Для гранитов установлены прямые связи между кремнием и ураном при повышенном их содержании во второй фазе, а также между торием и щелочами при минимальной их концентрации в гранитах этой фазы. Подобное поведение рассматриваемых элементов, как только было показано, характерно для процесса кислотного выщелачивания. Исходя из этого, можно предположить для гранитов второй фазы наиболее интенсивное проявление послемагматического процесса кислотного выщелачивания. Этот вывод находится в согласии с наблюдениями геологов о связи редкометального грейзенового оруденения в Центральном Казахстане преимущественно со второй фазой внедрения гранитов (Г.Н. Щерба и др. 1964).

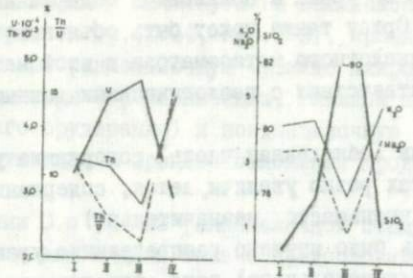


Рис.3. Содержание элементов в метасоматически измененных породах массива Ортау.

I - граниты (среднее по массиву), II - грейзенизированные граниты, III - грейзены, IV - альбитизированные и калишпатизированные граниты (позднещелочной метасоматоз).

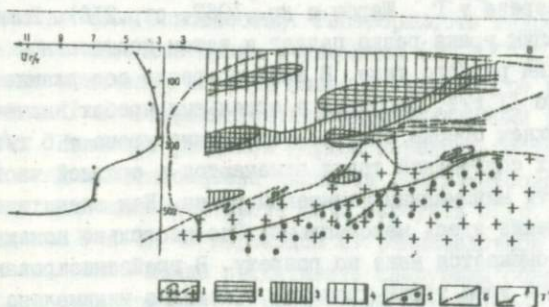


Рис.4. Ореолы содержаний Th и Th/U в разрезе редкометального рудного тела и массива Коктенколь.

I - рудоносная интрузия; 2 - повышенные концентрации Th, 3 -  $Th/U = 5-6$ , 4 -  $Th/U$  от 3 до 5, 5 - повышенные концентрации U и  $Th/U \leq 1$  /U ~ 20 г/т/, 6 - контуры рудного тела по Г.Н.Шербе и др. (1967); 7 - изменение содержания урана по разрезу.

Более высокое содержание урана и пониженное содержание тория в северной части массива Ортау также может быть объяснено более интенсивным проявлением кислотного метасоматоза в этой части массива, что находится в соответствии с геологическими данными (Л.Б. Иванов, 1967, стр.283).

Для массива Коктенколь (обнаженная часть) содержание урана в грейзенизированных гранитах резко увеличивается, содержание тория практически не меняется (уменьшается незначительно).

Для массива Коктенколь было изучено распределение урана и тория в разрезе рудного (редкометалльного) тела, генетически связанного с гранитами. На рис.4 показаны ореолы повышенных содержаний тория, области различного значения торий-уранового отношения и графически показано распределение урана в этом разрезе.

Максимальное содержание урана отмечается в нижнем горизонте разреза, пространственно совпадающем с грейзенизированными гранитами и с зоной развития молибденового оруденения (см.зональность оруденения в этом разрезе у Г.Шерб и др., 1967, стр.216). Выше по разрезу концентрация урана резко падает и затем постепенно увеличивается к верхам рудного тела. В нижнем ореоле содержание урана в среднем равно 11 г/т, достигая в отдельных пробах значений 20-30 г/т, в верхнем ореоле среднее содержание урана ~ 5 г/т.

Ореолы повышенных содержаний тория отмечаются в средней части рудного тела в области минимальных значений урана. Как следствие, торий-урановое отношение здесь максимально. Оно несколько понижается вверх и резко понижается вниз по разрезу. В грейзенизированных гранитах подрудной зоны торий-урановое отношение минимально ( $\text{Th}/\text{U} \leq 1$ ), что связано, во-первых, с повышенным содержанием урана здесь, а, во-вторых, с выносом тория из этой зоны - содержание тория понижается до 20 г/т против 35 г/т в среднем по гранитам массива.

Отмеченные выше особенности распределения U и Th в гранитах, подвергшихся послемагматическому кислотному метасоматозу (массивы Ортау и Коктенколь) можно попытаться хотя бы качественно объяснить с позиций сдвига химических равновесий и обменных реакций в системе раствор-порода при меняющемся кислотном-щелочном режиме растворов (п. Д.С.Коржинскому).

Рудоносные граниты акчатауского комплекса, согласно представлениям Г.Н.Шербн (и др., 1964, стр.273), прошли следующие стадии автометаморфизма: раннещелочную (ранние микроклинизация и альбитизация), кислотную (грейзенизации, главный процесс генерации редкометалльного оруденения) и позднещелочную (поздние микроклинизация и альбитизация - процесс отложения продуктов кислотного выщелачивания).

О поведении U и Th на раннещелочной стадии метасоматоза в данном случае можно судить только предположительно, поскольку она маскируется последующей более интенсивно проявленной стадией кислотного метасоматоза. Обогащение грейзенизированных гранитов свидетельствует о нахождении некоторого его количества в растворах предшествующей раннещелочной стадии. Растворы, по-видимому, были слабощелочными, поскольку переноса Th на раннещелочной стадии не происходило. Если Th и присутствовал в остаточных послемагматических растворах, то он "обрасивался" в породу как элемент, обладающий достаточной основностью. Растворимость гидроокиси  $U^{+4}$  в нейтральной и щелочной среде очень мала ( $\sim 10^{-22}$  г/л при pH=7), карбонатные комплексы его при высокой температуре разрушаются, так что перенос U в четырехвалентной форме щелочными растворами маловероятен. Наиболее реальной формой переноса растворами на раннещелочной стадии метасоматоза являются уранилкарбонатные ионы, образующиеся в слабощелочной среде (В.Л.Барсуков и др., 1963).

Поведение U и Th с переходом от раннещелочной стадии метасоматоза к кислотной можно представить следующим образом. Уменьшение pH растворов приводит к разрушению карбонатных ионов уранила. При этом окислительно-восстановительный потенциал системы  $U^{+4} - Th^{+6}$  повышается, что может привести к восстановлению  $U^{+6}$  и переходу его в твердую фазу.

В слабокислой среде, очевидно, начинается процесс грейзенизации гранитов и, в частности, некоторое обогащение их  $SiO_2$  (рис. 3). Таким образом, обогащение U грейзенизированных гранитов можно объяснить разрушением уранилкарбонатных комплексов и восстановлением  $U^{+6}$  на начальной стадии раскисления послемагматических растворов. Эта стадия является как бы переходной от раннещелочной к собственно кислотной. Выноса оснований еще не наблюдается (рис.3).

На собственно кислотной стадии метасоматоза (образование грейзенов) в породах отлагается основная масса находящегося к этому времени в растворе кремнезема, а из пород выносятся щелочи (K, Na) и основания, в частности, Th и ряд редких элементов. В сильно кислой среде окислительно-восстановительный потенциал системы  $U^{+4} - Th^{+6}$  понижается и  $U^{+4}$  может окислиться. В связи с этим уран становится более подвижным, чем торий.

При расщелачивании растворов на поздней стадии метасоматоза (поздняя албитизация и калишпатизация) происходит отложение оснований - Th, ряда редких элементов и частично щелочей (K, Na).

Присутствующий в растворе шестивалентный уран в достаточно щелочной среде в отсутствии карбонатов будет восстанавливаться до четырехвалентного и выпадать из раствора. Однако, выпадение тория происходит раньше, чем восстановление урана, - силу чего уран отлагается выше тория.

З е р е н д и н с к и й м а с с и в. Граниты Зерендинского массива изучены со значительно меньшей детальностью, чем рассмотренные выше граниты массивов Ортау и Коктенколь. Однако, полученные данные, подкрепленные сведениями из публикуемой литературы, позволяют сделать некоторые выводы относительно особенностей распределения U и Th в гранитах, подвергшихся щелочному метасоматозу.

Были изучены лейкократовые граниты северо-восточной части Зерендинского массива. Метасоматические изменения гранитов выражены в широко развитой албитизации. Результаты анализов приведены в табл.4.

Таблица 4

Содержание U и Th в гранитах Зерендинского массива

№ №: п.п.	П о р о д ы	Число проб : U г/т : Th г/т : Th / U			
1	Неизмененные лейкократовые граниты	21	2,5	13	5,2
2	Албитизированные граниты	30	15,0	60	4,0

Торий-урановое отношение в альбитизированных гранитах по сравнению с неизмененными несколько понижается. Аналогичные результаты были получены В.И.Коваленко и др. (1964), для лейкократских аляскитовых гранитов огнитского комплекса (Восточный Саян), с интенсивно развитым процессом альбитизации. Содержание U меняется там от 1,8 г/т в неизмененных гранитах до 13,5 г/т в альбитизированных. Концентрация Th меняется соответственно от 21,7 до 89 г/т. Th/U в альбитизированных гранитах понижается до 6,6 против 12 в неизмененных гранитах. Накопление U в интенсивно альбитизированных гранитах (до 3 кратного по отношению к неизмененным гранитам) отмечено В.А. Нарсеевым (1966) для гранитов Жарминской зоны (Восточный Казахстан). Для этих пород характерно развитие процессов щелочного метасоматоза - калишпатизации, альбитизации, ребекитизации и др. Для гранитов этого района В.А.Нарсеевым отмечается обратная корреляция U с  $SiO_2$  и прямая корреляция U с калием.

Данные по распределению U и Th в гранитах, подвергшихся метасоматозу (Зерендинский массив), можно предположительно объяснить следующим образом. Послемагматические растворы были щелочными, кислотная стадия не получила достаточного развития. При этом щелочность и карбонатность растворов в начале процесса были достаточными для выноса U (с предварительным окислением его до  $U^{+6}$ ) и Th из гранитов с последующим отложением их вместе со щелочами в зонах интенсивной альбитизации. Причиной отложения явилось понижение давления в зонах трещиноватости, сопровождавшееся потерей  $CO_2$ . Потеря  $CO_2$  приводила к разрушению комплексных карбонатных соединений U и Th и переходу последних в твердую фазу. При этом происходило увеличение pH растворов, вследствие чего повышалась активность щелочей, которые также переходили в твердую фазу, а кремний выносился. Как следствие этого процесса возникла прямая пропорциональность между содержанием U в породах и K и обратная пропорциональность U с  $SiO_2$ .

Выявленные особенности поведения U и Th на послемагматической стадии становления интрузий (Ортау, Коктенколь, Зерендинский) позволяют понять неоднозначность, которая имеет место в опубликованной литературе по вопросу корреляции U с K и  $SiO_2$ . Различными

исследователями отмечено три типа связей U с K и SiO<sub>2</sub>:

1) прямая корреляция U с K при прямой же корреляции U с SiO<sub>2</sub> (Таусон, 1961; Абрамович, 1963; Ларсен и др., 1956);

2) прямая корреляция U с K при обратной корреляции U с SiO<sub>2</sub> (Нарсеев, 1966);

3) отсутствие прямой зависимости U с K (Дмитриев и др., 1962; Леонова и др., 1964) при наличии прямой корреляции его с SiO<sub>2</sub> (по нашим данным). Первый тип связи отмечается в основном для генетически связанных серий изверженных горных пород и для крупных хорошо дифференцированных интрузий с очень слабым проявлением послемагматических процессов (или их отсутствием). Он объясняется сходным, по независимым поведением U, K, SiO<sub>2</sub> в процессах дифференциации магм (Таусон, 1961). Возможные причины проявления двух других типов связи получили объяснение в данной работе.

Полученные результаты позволяют сделать и некоторые практические рекомендации. Степень обогащения отдельных зон гранитов массива U и Th может служить указанием на интенсивность их метасоматической переработки и возможность нахождения связанного с интрузией редкометального оруденения.

Зональность в распределении урана и тория, установленная на редкометальном месторождении может быть использована при поисках и разведке редкометальных месторождений кварцево-жильно-грейзенового типа.

## В ы в о д ы

1. Изучены особенности распределения U, Th, а также K, Na и SiO<sub>2</sub> в двух массивах (Ортау и Коктенколь) аляскитовых гранитов пермского возраста (акчатауский комплекс), претерпевших кислотный метасоматоз, и в гранитах Зерендинского массива (лосевский участок), претерпевший щелочной метасоматоз.

2. Послемагматические метасоматические процессы изменяют первично-магматическое распределение U и Th в гранитах.

При кислотном метасоматозе уран ведет себя подобно кремнию, обогащая грейзенизированные граниты и грейзены, а торий подобно щелочам; в процессе кислотного выщелачивания выносится, обогащая

зоны поздней альбитизации и калишпатизации. В соответствии с этим  $Th/U$  — отношение в грейзенизированных гранитах и грейзенах понижается, а в альбитизированных и калишпатизированных гранитах (стадия поздней щелочности) повышается по сравнению с малоизмененными гранитами.

Выявлена вертикальная зональность в распределении  $U$  и  $Th$  на редкометальном месторождении, причем эта зональность увязывается с характерной зональностью редких металлов ( $Mo, W$  и др.).

3. При развитии преимущественно щелочного метасоматоза происходит вынос  $U$  и  $Th$  из гранитов с последующим отложением их в зонах интенсивной альбитизации. Обогащение ураном происходит в несколько большей степени, чем торием. В связи с этим  $Th/U$  — отношение здесь уменьшается. В этом процессе возникает прямая корреляция урана с калием и обратная — с кремнием.

4. Степень обогащения отдельных зон гранитов  $U$  и  $Th$  может служить указанием на интенсивность их метасоматической переработки и возможность нахождения связанного с интрузией редкометального месторождения на глубине.

Ореолы повышенных содержаний урана при низком  $Th/U$  — отношении в корневых частях редкометальных месторождений кварцево-жильно-грейзенового типа могут служить индикатором нижней границы рудных тел, что может быть использовано при разведке.

5. Качественно рассмотрен возможный механизм поведения  $U$  и  $Th$  в процессах кислотного и щелочного послемагматического метасоматоза.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата.

Э.И.Иванова, Н.Г.Сыромятников, В.Г.Боголепов

### К ВОПРОСУ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОТЕХНИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ПОИСКАХ СКРЫТЫХ РУДНЫХ ТЕЛ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Расширение минерально-сырьевой базы в настоящее время в значительной степени зависит от выявления скрытых, не выходящих на

дневную поверхность, рудных месторождений. В связи с этим разработка геохимических методов обнаружения последних становится особенно актуальной.

Уран и торий, участвующие в процессе пороодо- и рудообразования как сопутствующие элементы, могут быть использованы в качестве индикаторов нахождения оруденения на глубине. Достаточно высокая чувствительность и точность определения радиоактивных элементов делает их привлекательными в этом отношении.

Рядом исследователей наблюдалась связь ореолов повышенной радиоактивности с некоторыми типами месторождений. Так, У.Х.Гроссом (1953) повышенная радиоактивность отмечена на рудопоявлениях золота, В.А.Козицким и др. (1962) на месторождениях редких земель, циркония, тантала, ниобия и др. Одним из авторов статьи (Э.И.Иванова и др., 1971) (наст. сборник) установлена зональность в распределении урана и тория по вертикальному разрезу рудного тела для редкометального штокверкового месторождения кварцево-грейзенового типа. В корневых частях рудного тела отмечается ореол повышенных содержаний урана (5-10 кларков вмещающих пород) при некотором недостатке тория. В верхних горизонтах рудного тела и в надрудной зоне отмечаются повышенные содержания тория и урана, причем, ореол урана здесь менее интенсивный, чем в подрудной зоне и располагается выше ореола тория. В надрудной зоне отмечено также повышенное содержание калия. Зональность радиоэлементов в разрезе рудного тела увязывается с зональностью рудных элементов, что позволило поставить вопрос о возможности использования радиометрического метода при поисках скрытых редкометальных месторождений. В связи с этим нами были проведены методические работы на хорошо изученном месторождении Акчатау.

Уран, торий и калий определялись с помощью переносного гамма-спектрометра СП-3. Чувствительность метода составляет  $\sim 1$  г/т для урана и тория,  $\sim 0,2\%$  для калия; точность определения  $\sim 20\%$  для урана,  $\sim 10\%$  для тория и  $\sim 5\%$  для калия.

При определении содержания радиоэлементов этим методом возникает систематическая ошибка, связанная в основном с условиями эталонировки прибора. Путем многочисленных контрольных лабораторных определений (свыше 100) для наших измерений вычислены поправки. Оказалось, что радиометрические данные систематически завышаются

приблизительно для урана на 25%, для тория на 20%, для калия на 30%.

В статье приводятся данные радиометрического определения без поправки, поскольку, во-первых, рассчитывается применять метод в радиометрическом, а не в радиохимическом варианте, т.к. он более экономичен в отношении затраты средств и времени, а, во-вторых, метод предполагает сравнение фона и аномалий, полученных одним способом. В случае, когда необходимо знание точных концентраций радиоэлементов, в наши данные нужно внести вышеуказанные поправки.

Полученные результаты обрабатывались статистически. Соответствие нормальному или логнормальному закону проверялось графически на вероятностном трафарете. Геохимический фон определялся с 5% уровнем значимости, что соответствует интервалу:  $\bar{x} \pm 1,96 \frac{S}{\sqrt{n}}$  (Угаров и др., 1968), где  $\bar{x}$  - среднее содержание,  $S$  - стандартное отклонение,  $n$  - число проб в выборке. Повышенные содержания разделены на три группы: слабо повышенные - от  $\bar{x} + 1,96 \frac{S}{\sqrt{n}}$  до  $+ 1,35$ ; повышенные - от  $\bar{x} + 1,35$  до  $\bar{x} + 1,5 S$  (коэффициент распределения Стьюдента) и аномальные -  $> \bar{x} + 1,5 S$ .

Для выявления аномалий радиоэлементов, соответствующих скрытым рудным телам, необходимо установление фоновых значений этих элементов во вмещающих рудные тела породах. С этой целью были опробованы рудоносные граниты массива Акчатау, ороговикованные песчаники и вторичные кварциты в экзоконтакте этого массива. Результаты приведены в табл. I.

Таблица I

Содержание радиоэлементов в породах Акчатауского рудного узла

Породы	n	U г/г		Th г/г		K %	
		$\bar{x}$	%	$\bar{x}$	%	$\bar{x}$	%
I	2	3	4	5	6	7	8
Граниты	197	12	43	55	40	5,7	-
Песчаники не ороговикованные	10	3,6	18	17	30		
Песчаники ороговикованные	63	5,0	40	12	28	3,0	33

	1	2	3	4	5	6	7	8
Вторичные кварциты	26	7,1	48	II	42	3,7	46	
Роговики в экзоконтактах гранитного массива								
Южном	5	6,5	43	I3	2I	3,6	45	
Западном	2I	5,6	48	I4	28	3,4	26	
Северном	24	4,8	25	IO	24	2,6	25	
Восточном	I3	3,8	26	II	32	2,6	50	

Как видно из табл. I, содержание урана в ороговикованных песчаниках выше, чем в неороговикованных, что позволяет говорить о привносе их при ороговиковании под воздействием гранитов содержащих более высокие концентрации (12 г/т) этого элемента. Неодинаковое содержание урана и в роговиках южного, западного, северного и восточного экзоконтакта массива. Наблюдается зависимость концентрации урана и калия в роговиках (на современном эрозионном уровне) от их мощности над интрузией. На юг массив погружается полого - склонение  $5-20^{\circ}$  (здесь и дальше морфология гранитного массива по Бочарову и др., 1966), содержание урана и тория в роговиках с этой стороны массива максимально. На западе и севере контактовая поверхность интрузива погружается под углом  $40-70^{\circ}$ , содержание урана и калия в роговиках здесь понижается, на севере больше, чем на западе. С восточной стороны массив на контакте с вмещающими породами уходит крутым уступом до глубины 100-200 м, содержание урана и калия в роговиках с этой стороны массива наиболее низкое, близкое к содержанию этих элементов в неороговикованных песчаниках.

Содержание тория в роговиках несколько понижается против содержания его в неороговикованных песчаниках; колебания в содержании тория в роговиках с разных сторон массива незначительно.

Так как задача состоит в выявлении аномалий, связанных с постмагматическим процессом рудообразования, при определении геохимического фона необходимо учитывать вариацию в содержании элементов за счет разной степени ороговикования. В табл. 2 приведены интервалы слабо повышенных (1), повышенных (2) и аномальных (3) содержаний урана, тория и калия с учетом их средних содержаний и

дисперсий для роговиков с разных сторон массива; отдельно приведены расчёты по определению фоновых и повышенных концентраций радиоэлементов для поля вторичных кварцитов, под которыми также возможно наличие оруденения в гранитах.

Таблица 2

Интервалы повышенных содержаний радиоэлементов  
для вмещающих пород массива Акчатау

Эзекон- тактовая порода	U г/т			Th г/т			K %			
	I	2	3	I	2	3	I	2	3	
<u>Южный</u>										
роговики	9-10	10-12	> 12	15-16	16-18	> 18	5,0-5,7	5,7-6,8	> 6,8	
<u>Западный</u>										
роговики	7-9	9-10	> 10	16-19	19-20	> 20	3,8-4,6	4,6-5,0	> 5,0	
<u>Северный</u>										
роговики	5-6	6-7	> 7	11-13	13-14	> 14	2,9-3,4	3,4-3,7	> 3,7	
<u>Восточный</u>										
роговики	4-5	5-6	> 6	13-15	15-17	> 17	3,3-4,3	4,3-4,9	> 4,9	
<u>Восточный</u>										
вторичные	8-11	11-13	> 13	13-17	17-19	> 19	4,4-5,9	5,9-6,6	> 6,6	

С целью изучения возможности применения радиохимического метода для выявления скрытых редкометалльных тел были пройдены маршруты вкост простирания разведанных грейзеновых тел с интервалом опробования от 2 до 10 м. В маршруте I (рис. I) выделяется две аномалии: одна (в интервале обнажений 324-326) шириной примерно 60 м выделяется по торью, урану и калию, причем в западной части аномалии содержание тория и калия наиболее высокое, а урана наиболее низкое (в точке 324 содержание урана не выходит за пределы фонового), с востока же наоборот, содержание урана имеет аномальное значение. тория и калия только повышенное. Вторая аномалия (в точке 334) более локальна - ширина ее около 10 м, выделяется по аномальному содержанию урана, повышенному содержанию тория и слабо повышенному содержанию калия. Как видно на рис. I, первая из этих двух аномалий располагается над грейзеновым телом (мощность прибли-

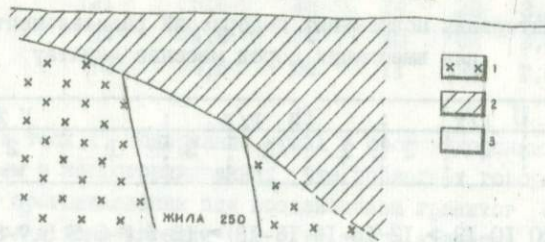
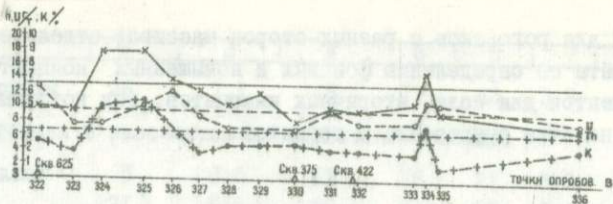


Рис. I. Распределение U, тория и калия по разрезу I. Прямыми линиями обозначены пределы фоновых значений соответственно U, Th, K.  
 I - граниты; 2 - ороговикованные песчаники; 3 - кварцево-грейзеновое тело.

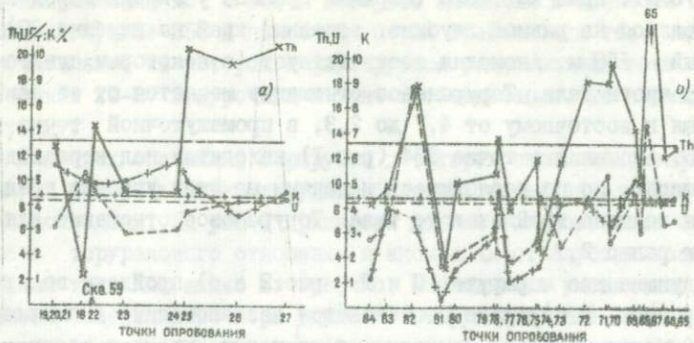


Рис.2. Распределение урана, тория и калия по маршрутам II (а) и III (б).

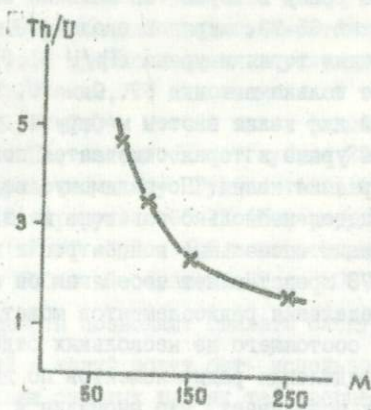


Рис.3. Зависимость  $Th/U$  от глубины залегания рудных тел.

тельно 70 м), края которого (верхняя граница у экрана пород кровли) находятся на разной глубине: западный край на глубине 80 м, восточный - 150 м. Аномалия соответствует (с некоторым сдвигом) основной части тела. Торурановое отношение меняется от ее западного края к восточному от 4,7 до 2,3, в промежуточной точке  $Th/U=3,5$ . Аномалия в точке 334 (рис.1) находится над неразведанной площадью, но по геологическим данным на этом участке предполагается наличие грейзенового тела. Торурановое отношение для этой аномалии равно 2,7.

Следующие два маршрута (II и III - рис.2 а,б) пройдены во вторичных кварцитах. В маршруте II отмечается две аномалии. Аномалия в точке 22 более локальна, выделяется по тории, урану и калию,  $Th/U=1,6$ . Аномалия в точках 25-27 выделяется в основном по тории (аномальные содержания) и только по краям ее отмечаются слабо повышенные содержания урана и калия, торурановое отношение 2,5 (среднее из трех близких: 2,4; 2,3; 2,7).

В маршруте III (рис.2 б) также наблюдается две аномалии: в точке 82 выделяется по урану и тории (аномальные содержания) при  $Th/U=1,0$ , и в точках 65-73, шириной около 400 м, выделяется по аномальному содержанию тория и урана ( $Th/U=1,8$ ), калий имеет повышенное содержание только в точке 69. Однако, если принять во внимание ход кривой для калия в этом маршруте, то в местах аномального содержания урана и тория отмечается повышение (местами значительное) содержания калия. По-видимому, величина фона у калия для вторичных кварцитов несколько завышена из-за большого числа (30%) проб, содержащих аномальные концентрации этого элемента. Аномалия в точках 65-73 представляет собой как бы сложный спектр. Такой характер распределения радиоэлементов может быть отображением грейзенового тела, состоящего из нескольких отдельных зон.

Сравнение распределения радиоэлементов по двум маршрутам во вторичных кварцитах показывает, что аномалия в точке 22 маршрута II по размеру и соотношению радиоэлементов соответствует аномалии в точке 34 маршрута III, а аномалия в точках 25-27 маршрута II - аномалии в точках 65-73 маршрута III. В плане соответственные аномалии располагаются на прямых, имеющих направление примерно  $10^{\circ}$ , на расстоянии 500 м друг от друга, параллельно разведанному рудному телу, прослеживаемому в 500 м западнее от аномалии в точках 22 и 82.

По направлению  $10^{\circ}$  в 100 м севернее аномалии в точке 22 скважиной на глубине 250 м подсечена серия грейзеновых тел, наиболее значительное из которых и фиксируется радиогеохимически. Аномалии в точках 25-27 приурочена к зоне грейзенизации, не изученной на глубину.

Для трех описанных маршрутов: четырех аномалиях, зафиксированных над разведанными рудными телами, известна глубина залегания последних. На рис.3 приведены данные, показывающие зависимость торуранового отношения в аномалиях от глубины залегания рудных тел. Как видно из графика, наблюдается уменьшение торуранового отношения по мере удаления от рудного тела, что находится в соответствии с зональностью урана и тория в надрудной части редкометального месторождения: ореолы повышенных содержаний урана над рудным телом располагаются выше по сравнению с торием (Э.М. Иванова, 1971).

Закономерное уменьшение торий-уранового отношения с удалением от рудного тела дает возможность определять приблизительную глубину залегания рудных тел по величине этого отношения к фиксируемым на поверхности аномалиях радиоэлементов. Так, для аномалии в точке 334 маршрута I предполагаемая глубина залегания грейзенового тела 130 м ( $\text{Th/U} = 2,7$ ), для аномалии в точке 82 (маршрут III) - больше 250 м ( $\text{Th/U} = 1,0$ ). Это же тело, фиксируемое аномалией в точке 22 (маршрут II), находится на глубине 250 м ( $\text{Th/U} = 1,6$ ). т.е. рудное тело погружается к югу. Рудное тело, отмечаемое аномалиями в точках 25-27 (II маршрут) и 65-73 (III маршрут) предполагается на меньшей глубине ( $\text{Th/U} = 2,5$  и  $1,8$  соответственно) и также погружается к югу: от 140 м в точках 22-27 до 200 м в точках 65-73.

Выполненные работы позволяют сделать следующие выводы.

1. Уран, торий и калий могут быть использованы в качестве индикаторов при поисках скрытых рудных тел кварцево-жильно-грейзенового типа. Последним на поверхности соответствуют повышенные содержания всех трех радиоэлементов.

2. Величина торий-уранового отношения в аномалиях зависит от глубины залегания грейзеновых тел, что также может использоваться при разведочных работах.

3. Установлено, что содержание урана и тория во вмещающих поро-

дах зависит от глубины залегания кровли массива, что следует учитывать при определении геохимического фона радиоэлементов. Эта закономерность может быть использована при изучении морфологии интрузий.

4. Простота и скорость получения информации с помощью радиометрической аппаратуры непосредственно в поле в естественном залегании пород (не требует квалифицированных кадров) обеспечивает радиометрическому методу поисков скрытых месторождений редкометального типа высокую эффективность и экономичность.

Дальнейшие исследования необходимо сосредоточить на выяснении зависимости и состава аномалий от степени рудоносности грейзеновых тел, от фациального состава последних и некоторых других вопросов.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата.

В.А.Карабанов, О.Ф.Кроль, В.В.Андрюшин

#### ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ И РОЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В ОБРАЗОВАНИИ АРШАЛИНСКИХ КОЛУМБИТОНОСНЫХ ГРАНИТОВ

Относительно генезиса редкометальных гранитов и в частности колумбитоносных гранитов существует две принципиально отличные точки зрения. Гипотеза о первично магматическом их происхождении развивается рядом зарубежных исследователей: (Macleod, 1954), Вильямсом (Williams a.o., 1956), Джекобсоном (Jacobson a.o., 1958) и другими, а в СССР О.Д.Левицким (Левицкий и др., 1947, 1963), В.В.Аристовым (Аристов и др., 1956), М.В.Кузьменко (1959, 1960, 1965, 1968) и другими.

Гипотеза о метасоматическом происхождении этих образований принадлежит А.А.Беусу (Беус и др., 1960, 1962), Э.А.Северову (1960, 1962), Ч.Е.Костину (Костин, Петрова, 1960). Этой же точки зрения придерживаются А.И.Гинзбург (Гинзбург, Заболотная и др., 1961) и многие другие. И, наконец, третья группа исследователей на основании геологических материалов и экспериментальных данных приходит к выводу о возможности образования редкометальных гранитов как в ре-

зультате последовательной дифференциации магмы на магматическом этапе развития интрузий, так и в результате метасоматического изменения гранитов под воздействием постмагматических растворов, обогащенных щелочами, летучими и редкими элементами (Тугаринов, 1969). Надо отметить, что точка зрения о метасоматическом генезисе в нашей советской литературе значительно превалирует.

Не касаясь критики той или иной из существующих точек зрения, ниже мы на примере одного из вновь выявленных массивов колумбитоносных гранитов Казахстана, наиболее близких по целому ряду признаков к "молодым" колумбитоносным гранитам Северной Нигерии, показали возможность образования редкометалльных гранитов на магматической стадии их основания. Здесь имеется в виду массив колумбитоносных гранитов Аршалы, располагающийся в северо-западном окончании Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, в области сочленения Центрально-Казахстанского, Калба-Чингизского и Успенско-Рубцовского глубинных разломов. Формирование массива происходило на заключительных этапах герцинского тектоно-магматического цикла в близповерхностных условиях в тектонически ослабленной зоне северо-восточного нащупления, являющейся поперечной по отношению к основным структурам мегантиклинория.

В современном эрозионном срезе Аршалынский массив представлен рядом разобщенных интрузий, отвечающих апикальным выступам единого тела протяженностью около 25 км при ширине 7-8 км. Наиболее крупными из интрузий являются Аршалы (30 кв. км), Айгыркунгун (12 кв. км), Аккора, Турсор. Общая площадь массива с учетом не вскрытой еще его части составляет около 200 кв. км.

Интрузии колумбитоносных гранитов располагаются среди эффузивно-осадочных образований нижнего кембрия, ордовика и нижнего силура, в значительной мере в экзоконтактах ороговитованных. Из всех интрузивных образований, широко развитых в районе и представленных габбро, габбро-диоритами, диоритами, гранодиоритами, биотитовыми и биотитовыми лейкократовыми гранитами, щелочными эгирин-рибекиевыми и аляскитовыми гранитами, колумбитоносные граниты относятся к самому молодому в районе - тлеумбетскому (послеакча-таускому - послебайназарскому) нижне-верхнепермскому интрузивному комплексу (270-280 млн. лет)<sup>X</sup>. Внедрение массива произошло в две х/ калий-аргоновый метод; определение по биотиту.

последовательные фазы. В первую фазу по разломам и открытым трещинам внедрялись субэффузивные гранит-порфиры, наибольшим развитием в настоящее время пользующиеся вдоль южной окраины массива. Во второй — главную фазу — произошло внедрение значительных масс средне-крупнозернистых, в апикальных частях мелкозернистых аляскитовых гранитов. Характерной особенностью массива является отсутствие жильных пород. Исключение составят лишь центральная часть интрузии Аршалы, где отмечаются малочисленные полого- и крутопадающие жилы аллитов, по минералогическому и петрохимическому составу являющиеся полными аналогами вмещающих их средне-крупнозернистых гранитов и выполняющих, вероятно, трещины остывания.

Для средне-крупнозернистых аляскиотов всех без исключения интрузий массива характерно большое постоянство химического и минерального состава. Они представляют собой породу гранитовой структуры, состоящей из сильно пертитизированного калинатрового полевого шпата (60-64%), кварца (32-34%), альбита № 2-4 (3-9%) и биотита (0,4-0,8%). Калинатровые полевые шпаты образуют изометричные, либо удлиненные зерна, заметно идиоморфны по отношению к кварцу. Часто корродируют и замещают биотит, который отмечается иногда в виде реликтов в зернах калишпата. В виде реликтов в нем также отмечается серицитизированный кислый плагиоклаз. Калинатровый полевой шпат представляет собой ортоклазпертит. Количество ростков пертита в среднем оставляет 35% при колебаниях от 25 до 50% от площади всего зерна. Наряду с преобладающими пертитами распада весьма характерны и пертиты замещения. Последние развиваются обычно по периферии калинатровых шпатов, иногда полисинтетически сдвойникованы и по данным оптических измерений аналогичны по составу позднему альбиту. Среднее содержание альбитового компонента в калинатровом полевом шпате составляет 55-56%, что говорит о температуре его кристаллизации из расплава не ниже 650-670° (Рябчиков, 1965). Кварц в аляскитовых гранитах представлен кристаллами двух генераций. Кварц первой генерации образует обычно неправильные включения и является ксеноморфным по отношению к калинатровому полевому шпату, нередко координирует и замещает последний по краям и, следовательно, является более поздним по времени образования. Кварц второй генерации представлен мелкими ксеноморфными зернами, образует совместно с поздним альбитом прожил-

ки или обычно располагается между значительно более крупными кристаллами каликатровых полевых шпатов и кварца I, иногда замещая по краям последние. Реже кварц II в виде мелкозернистого агрегата развивается по биотиту. Помимо альбита пертитов распада и замещения в аляскитах присутствует поздний альбит № 2-4. Он представлен мелкопластинчатой полисинтетически сдвойникованной разностью, реже шахматным альбитом, выполняет интерстиции между зернами каликатровых полевых шпатов и кварца и часто их замещает. Количество позднего альбита в породе непостоянно и варьирует в пределах 2-8%. Причем во всех случаях отмечается повышение его содержания в апикальных частях массива, сложенных мелкозернистыми разностями. Совместно с альбитом в значительных количествах (более 0,1%), но постоянно отмечаются мелкие короткопризматические кристаллы эгирина светлого зеленовато-желтого цвета. Наиболее высокие его содержания, как и позднего альбита, приурочены к апикальным частям массива.

Цвет, структура, а также и минеральный состав мелкозернистых аляскинтов, в отличие от средне-крупнозернистых, значительно варьирует. Чаще всего это - неравномернозернистые порфиroidные розового, розовато-серого, светло-серого цвета породы. Каликатровые полевые шпаты более значительно пертитизированы. Содержание альбитового компонента в них увеличивается до 60%. Увеличивается также и содержание позднего мелкопризматического альбита, эгирина, флюорита и ряда акцессорных минералов. Уменьшается содержание биотита и кварца. Таким образом, в колумбитоносных аршалинских гранитах имеются три ассоциации минеральных парагенезисов. Наиболее ранний - биотит-плаггиоклазовый. Представлен, в основном, реликтами биотита и сериктитизированного кислого плаггиоклаза в калишпате и кварце. Второй - основной минеральный парагенезис - слагает до 85-90% породы и представлен ортоклаз-пертитом, кварцем I и биотитом. Наконец, третий, самый поздний парагенезис минералов, представлен мелкозернистым кварцем, полисинтетически сдвойникованным мелкопластинчатым альбитом № 2-4 и эгирином. Минералы третьей генерации выполняют интерстиции между значительно более крупными зернами каликатровых полевых шпатов и кварца I. Реже они образуют тонкие прожилки кварц-альбитового состава.

Образования всех трех выше приведенных минеральных парагенезисов, по нашему мнению, являются результатом кристаллизационно диф-

ференциации при повышении щелочности расплава. На ранних стадиях из расплава первым выделяется плагиоглас, связывая весь кальций и часть натрия, и почти одновременно с ним — биотит (Хитаров и др., 1969). Затем выделяются кварц и калинатровый полевой шпат, замещающий при этом ранее выделившиеся минералы. В процессе кристаллизации калинатровых полевых шпатов происходит обогащение остаточного расплава натрием (Бузан, Таттл, 1952; Таттл, 1961). При этом к концу процесса, возможно в силу непропорционального вхождения алюминия и щелочей в калинатровые полевые шпаты (избыток алюминия) или иных причин в расплаве резко возрастает химический потенциал натрия, который становится избыточным компонентом по отношению к алюминию, и вследствие чего наряду с образованием альбита происходит образование эгирина и повсеместное проявление натрового автометасоматоза, выражающегося в альбитизации. Последняя представляет собой процесс реакционного замещения в результате изменения щелочности остаточного расплава и нарушения равновесия в магматической системе.

На основании анализа геологических и петрохимических данных и данных по геохимии малых элементов в изверженных породах района отчетливо вырисовывается картина эволюции гранитоидного расплава во времени в пределах герцинского тектоно-магматического цикла от комплекса к комплексу и от фазы к фазе внутри каждого комплекса. Эволюция выражается в закономерном изменении химического состава пород в сторону уменьшения содержания Ca, Mg, Fe, Ti и увеличения K, Na, Si, летучих и ряда редких элементов. При этом устанавливаются перекрывающиеся во времени две генетические линии развития интрузивного магматизма района. С каждой из этих линий связаны различные по составу интрузивные комплексы, характеризующиеся специфическими петрохимическими чертами и определенной, свойственной только данной линии, геохимической специализацией. Конечными членами так называемой линии "чистых гранитов" являются колумбитоносные граниты Аршалинского массива. Породы первой фазы внедрения (гранит-порфиры) весьма близки к щелочным гранитам по Р.Дэли, хотя в них и отсутствуют щелочные темноцветные минералы. При этом калий несколько преобладает над натрием.

Породы главной интрузивной фазы (колумбитоносные аляскитовые граниты) по соотношению алюминия и щелочей принадлежат к нормаль-

Таблица 1

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОЛУМБИТОНОСНЫХ ГРАНИТОВ

(в вес. %)

Компоненты	АРШАЛЫНСКИЙ МАССИВ (данные авторов)				СЕВЕРНАЯ НИГЕРИЯ (Jacobson a.o., 1958)			СЕВЕРНЫЙ КАЗАХ - СТАН (Масгутов, 1960)		Аляскинты по Дали
	Гранит- порфиры	Средне- крупнозер- нистые аляскинты	Мелко- зерни- стые аляс- киты	Жильные аплиты	Альбит-биотитовые и блон- тит-альбитовые граниты			Альбит- биотито- вые гра- ниты	Лейкокра- товые био- титовые граниты	
SiO <sub>2</sub>	75,78	76,28	76,29	77,13	76,70	76,15	76,45	76,48	76,76	76,47
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,12	0,10	0,11	0,05	0,06	0,04	0,03	0,11	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,57	12,03	12,44	12,78	12,06	12,48	12,78	14,11	12,87	13,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,64	0,35	0,63	0,61	0,50	0,52	0,72	0,50	-
FeO	1,01	0,84	0,94	0,84	0,60	0,73	0,60	0,14	0,10	1,04
MnO	0,07	0,07	0,08	0,08	0,01	0,01	0,01	0,12	0,10	0,01
MgO	0,22	0,13	0,16	н/пр.	0,13	0,19	0,10	0,09	0,19	0,06
CaO	0,44	0,48	0,30	0,17	0,42	0,51	0,26	0,16	0,70	0,45
Na <sub>2</sub> O	3,30	4,07	4,65	4,61	4,35	4,06	4,29	3,96	3,49	3,35
K <sub>2</sub> O	4,84	4,19	4,39	3,41	4,43	4,4	4,52	3,80	4,63	4,81
ZrO <sub>2</sub>	0,04	0,05	0,05	0,02	н/отр.	0,04	0,04	-	-	-
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,005	0,009	0,011	0,012	0,024 <sup>x</sup>	0,019 <sup>x</sup>	0,02 <sup>x</sup>	-	-	-
Li <sub>2</sub> O	0,008	0,015	0,020	-	-	-	сл.	-	-	-
Rb <sub>2</sub> O	0,015	0,020	0,024	-	-	-	-	-	-	-
F	0,07	0,10	0,12	0,14	0,30	0,35	0,26	-	-	-
Σ	99,45	98,95	99,82	99,91	99,68	99,53	99,79	99,61	99,17	99,19

x) - с учетом пятиоксида титана.

В му ряду, являются наиболее кислыми из всех интрузивных пород района и, в то же время, обогащены щелочами (коэффициент аргитности близок 1). При этом от средне-крупнозернистых к мелкозернистым и, наконец, к жильным аплитам происходит заметное увеличение отношения Na:K (соответственно характеристике "n") и содержания редких элементов, таких как Nb, Li, Rb (табл. I) при одновременном увеличении мелкопризматического позднего альбита в породе и альбитового компонента в калий-травом полевоом шпате. Исключения составляют мелкозернистые граниты интрузии Айгыркунтун, слагающие около 40% ее площади. В них несколько увеличивается содержание биотита и снижается количество позднего альбита, эгирина, флюорита и некоторых акцессорных минералов. Контакты между мелкозернистыми и средне-крупнозернистыми гранитами очень редко имеют четкий интрузивный характер. Как правило, мелкозернистые граниты с глубиной постепенно переходят в среднезернистые, а последние, в свою очередь, в крупнозернистые.

Аляскитовые граниты обогащены, по сравнению с кларками для малокальциевых пород, в 2-3 раза литием, рубидием, цирконием, фтором и в 4,5-5 раз - ниобием. При этом в апикальных частях интрузий аляскитовых гранитов, сложенных мелкозернистыми более натровыми разновидностями, происходит относительное накопление лития, рубидия, ниобия и фтора.

В породах первой интрузивной фазы - гранит-порфирах - содержание всех малых элементов, за исключением бериллия и титана, ниже, чем в аляскитах. Особенно существенная разница в степени концентрации отмечается для таких элементов как ниобий и фтор.

При сравнительно равномерном нормальном распределении ниобий в повышенных концентрациях содержится в породе всего массива. Содержание  $Nb_2O_5$  в аляскитах варьирует от 0,005 до 0,016% при среднем 0,010% и зависит от глубины эрозионного среза. Максимально высокие средние его концентрации (0,012-0,014%  $Nb_2O_5$ ) отмечаются на участках развития мелкозернистых порфировидных гранитов, слагающих апикальные части интрузий с относительно более интенсивно проявленным позднематматическим щелочным автометасоматозом. В центральной наиболее эродированной части интрузии Аршалы содержание  $Nb_2O_5$  редко превышает 0,007-0,008%.

Гранит-порфиры, по сравнению с аляскитами, характеризуются несколько пониженными содержаниями ниобия при более равномерном его распределении. Тантал для аляскитов массива Аршалы мало характерен. Средние содержания его близки кларку при колебаниях от 0,0002 до 0,0006%.

Таким образом, в целом аршалинские аляскитовые граниты обогащены в 4-5 раз ниобием и в 1,5 раза танталом по сравнению с кларками для малокальциевых изверженных пород. Здесь же следует заметить, что в пределах северо-западного окончания Чингиз-Тарбага - тайского мегаантиклинория все поздние-верхнекарбоневые и постверхнекарбоневые интрузии гранитоидов "чистой линии" и комагматичные с ними кислые эффузивы нередко обладают концентрациями ниобия такими же, что и аршалинские колумбитоносные граниты, а в ряде случаев и выше, но в силу повышенных содержаний в них магния, железа и титана ниобий не образует собственных минералов, а находится в рассеянной форме. Это со всей очевидностью показывает, что отмеченная геохимическая специализация в отношении ниобия носит первично магматический характер.

Валовые отношения  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  в колумбитоносных аляскитовых гранитах составляет 1:17. С повышением содержания ниобия в породах повышается и содержание тантала, но в значительно меньшей мере, вследствие чего в мелкозернистых аляскитах апикальных частей массива отношение  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  понижается до 1:20, в то время как в средне-крупнозернистых оно редко опускается ниже 1:15 - 1:16.

Главным минералом концентратором тантала и ниобия является колумбит, в который входит около 70% всего валового ниобия и около 40% тантала. Остальная часть тантала и ниобия рассеивается в таких сравнительно широко распространенных минералах как биотит, магнетит, гематит, ильменит, циркон. Колумбит является характерным типоморфным акцессорным минералом аляскитовых гранитов массива Аршалы. Он содержится в породах всех без исключения интрузивных выходов незав. лимо от цвета структуры, минерального состава и степени изменения породы, в количествах от 20-30 до 200-250 г/т, реже выше. Повышенные концентрации колумбита характерны для мелкозернистых, реже среднезернистых аляскитов, слагающих менее эродированные части массива и содержащие повышенные количества позднего альбита в породе и альбитового компонента в калинатровых по-

левых шпатах. Содержания колумбита в них в 2-3 раза выше, чем в средне-крупнозернистых разностях центральной части интрузии Аршалы. Колумбит в гранитах представлен хорошо образованными длинно-призматическими до игольчатыми, редко пластинчатыми кристаллами с ровными блестящими гранями. Цвет минерала черный, блеск металлический. Размер зерен колумбита редко превышает 0,5 мм (обычно 0,2-0,3 мм) и зависит от структуры самих гранитов. В мелкозернистых разностях колумбит значительно меньше, чем в среднезернистых и крупнозернистых. Для колумбита характерна ассоциация с биотитом, магнетитом, гематитом. Изредка отмечаются включения колумбита в кварце и калинатровом полевом шпате. Аршалинские колумбиты являются высокомарганцевистыми - марганеколумбитами - с резким преобладанием ниобия над танталом. Отношение  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  в них колеблется от 1:30 до 1:46, составляя в среднем 1:37, что в два раза ниже, чем в целом по породе. Отношение пятиокси тантала к пятиокиси ниобия в других минералах-носителях много выше, чем в колумбите. Так, в биотите оно составляет 1:12-1:16, в магнетите 1:15 - 1:21, в ильмените 1:30-1:35 и прямо зависит от времени выделения минерала из расплава. В каждом, более раннем по времени выделения минерала, оно выше, чем в каждом последующем.

На основании анализа фактического материала и исходя из современных представлений о кристаллизации гранитоидных расплавов, генезис аршалинских колумбитоносных гранитов хорошо объясняется с позиций их первично магматической природы. Основанием для отнесения их к образованиям магматического генезиса послужило следующее.

1. Закономерное изменение химического состава изверженных пород района во времени, выражающееся в уменьшении содержания Ca, Mg, Fe, Ti и увеличении кремния, щелочей, летучих и редких элементов в ряду от гранодиоритов и меланократовых биотит-роговообманковых гранитов до аляскитов включительно. Колумбитоносные граниты в этом эволюционном ряду занимают конечное положение, являясь продуктами последовательной дифференциации гранитоидного расплава.

2. Геохимическая специализация, в отношении ниобия носящая первично магматический характер и свойственная всему поздневерхнекарбонovому и постверхнекарбонovому интрузивному магматизму района и комагматичным с ним кислым эффузивам.

3. Закономерное повышение  $Na/K$  отношения в породах массива от фазы к фазе в ряду гранит-порфиры - средне- крупнозернистые аляскииты - мелкозернистые аляскииты - жильные аплиты и в соответствии с этим смена минеральных парагенезисов в результате кристаллизационной дифференциации и обогащения остаточных расплавов натрием.

4. Весьма значительные масштабы развития колумбитоносных гранитов (около 200 кв. км) при сравнительно равномерном распределении как ниобия так и колумбита.

5. Тот же порядок содержания ниобия (в ряде случаев даже ниже), что и в гранитоидах соседних массивов, не содержащих собственных минералов ниобия и отсутствие резко обогащенных зон и участков, указывающих на отсутствие привноса ниобия извне и сколько-нибудь значительного его перераспределения не только в постмагматическую, но и в магматическую стадию становления массива.

6. Весьма слабо выраженные явления метасоматоза и равномерный характер проявления в породах всего массива при отсутствии тектонического контроля. Соответствие явлений замещения с последовательностью кристаллизации главных горообразующих минералов из расплава. Выполнение интерстиций между более ранними по времени выделению минералами более поздними.

7. Наличие только гипидиоморфных структур, свидетельствующих о последовательности кристаллизации из расплава и отсутствие структур замещения.

8. Отсутствие признаков постмагматической альбитизации.

9. Наличие четких интрузивных контактов между мелкозернистыми и средне-крупнозернистыми фаціальными разновидностями колумбитоносных гранитов, наряду с более частыми постепенными переходами.

10. Отсутствие в массиве колумбитоносных гранитов метасоматической зональности.

11. Кристаллизация калинатровых полевых шпатов аршалински аляскиитов, по данным полевошпатового геотермометра Барта, при температуре не ниже  $650-670^{\circ}$ , что отвечает собственно магматической стадии.

12. Постоянство видового состава и равномерный характер распределения аксессуарных минералов во всех фаціальных разновидностях колумбитоносных гранитов.

13. Наличие включений аксессуаров, в том числе и колумбита, в породообразующих минералах.

14. Прямая зависимость размера кристаллов колумбита от структуры породы.

15. Закономерное уменьшение отношения  $Ta_2O_5:Nb_2O_5$  в минералах носителях от ранних по времени выделения к более поздним.

Таким образом, по нашему мнению, аршалинские колумбитоносные граниты являются продуктами кристаллизации наиболее поздних дифференциатов гранитоидного расплава, обогащенного щелочами, летучими, ниобием и другими редкими элементами и характеризуются повсеместным проявлением щелочного позднемагматического аутометасоматоза. Но в связи с тем, что граниты формировались на близповерхностных уровнях, и, следовательно, при сравнительно невысоких внешних давлениях, в апикальных частях массива происходило заметное накопление летучих, вследствие чего в них, как правило, более интенсивно проявлены процессы аутометасоматоза и содержатся повышенные концентрации аксессуарного колумбита и других минералов. Все это позволяет с новых позиций подойти к вопросу оценки перспектив района на тантал, ниобий и другие редкие элементы и выдвинуть, исходя из первично магматического генезиса редкометалльных гранитов, принципиально новые критерии рудоносности гранитоидных интрузивных комплексов.

КазИМС, Алма-Ата.

В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин, Ф.А.Летников,  
С.Б.Брандт, В.А.Нарсеев., Ю.А.Садовский

### ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ В СВЕТЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ДАНЫХ И КРИТЕРИИ ИХ РУДОНОСНОСТИ

В последние годы большое внимание уделяется гранитным породам с резко повышенными, вплоть до промышленно интересных, содержаниями ряда редких элементов (олова, ниобия, тантала, циркония, гафния, редкоземельных элементов, лития, рубидия, цезия, бериллия и др.). Эти породы предложено называть "апогранитными" (Беус и др., 1962),

подчеркивая этим их послемагматическое метасоматическое происхождение. Однако к настоящему времени накопилось довольно много геологических и геохимических фактов, которые не только не подтверждают метасоматическую гипотезу образования редкометальных гранитов, но и вступают с ней в прямое противоречие. В настоящем сообщении авторы поставили себе цель кратко обобщить имеющиеся фактические материалы по редкометальным гранитам, проанализировать зональность массивов редкометальных гранитов и рассмотреть ее в аспекте магматического происхождения. Авторы сочли уместным выступить с этим сообщением именно на конференции по метасоматозу, с одной стороны, в связи с очевидной необходимостью более широкого и комплексного изучения редкометальных гранитоидов, не ограниченной узкими рамками одной метасоматической гипотезы, а с другой, в связи с надеждой, что разработка магматической модели образования редкометальных гранитов, будет стимулировать развитие других гипотез, в том числе и самой метасоматической. Небольшой объем сообщения не позволяет привести данные по всем типам редкометальных гранитов. Ряд данных, касающихся происхождения и геохимических черт апаитовых редкометальных гранитов приведен ранее (Тугаринов и др., 1969; Tauson and al, 1968; Коваленко, 1968, 1969). Здесь же рассмотрим литий-фтористые танталоносные граниты или по терминологии А.А. Беуса и др. (1962) амазонит-альбит-литиснитовые апограниты.

### 1. Строение и геологическое положение массивов Литий-фтористых танталоносных гранитов

Многие из известных массивов литий-фтористых гранитов имеют зональное строение. Жанчивланский массив (Восточная Монголия), описанный нами ранее (Коваленко и др., 1970), имеет наиболее полно выраженное зональное строение. От более глубоких частей массива к апикальным наблюдается следующая смена<sup>х/</sup> пород: 1) биотитовый гранит (Кв+Кш +  $^{10}\text{IO}$ -25 + Би+Мт+Флю); 2) микроклин-альбитовый гранит (Кв+Кш+Пл<sub>5-10</sub>+Цинн+Топ+Мт+Флю); 3) амазонит-альбитовый гра-

х/ Взаимоотношения между породами различных зон соответствуют таковым для фаций, но каждая последующая зона сформировалась несколько позже предыдущей.

нит (Кв+Кпш+Аб<sub>0-5</sub>+Леп+Топ+Мт+Флю). Нами было показано (Коваленко и др., 1970), что эта зональность не является метасоматической, а на альбит-лепидолитовые граниты накладываются кварц-лепидолитовые гнейзы, а затем - альбититы. Другие, известные авторам массивы рассматриваемых гранитов в Забайкалье, Прибайкалье, Казахстане, Восточной Монголии, Нигерии не характеризуются такой зональностью. Обычно наблюдаются переходы от биотитовых гранитов к амазонит-альбитовым гранитам или петматитам, реже массивы почти целиком сложены амазонит-альбитовыми гранитами с циннвальдитом с переходами в апикальных частях в альбит-лепидолитовые граниты. Еще реже известны массивы, в которых наблюдался переход от биотитовых через двуслюдяные и мусковитовые граниты к амазонит-альбитовым с циннвальдитом или лепидолитом. Для последних не ясно, являются ли все перечисленные породы генетической серией, поскольку гораздо чаще двуслюдяные и мусковитовые граниты, с одной стороны, и литий-фтористые, с другой, пространственно не связаны друг с другом. Наиболее же типичной для массивов с литий-фтористыми гранитами является зональность, приведенная выше. Наконец, имеются тела, сложенные нацело одной разновидностью литий-фтористых гранитов, как, например, дайковые тела в Монголии, целиком состоящие из субвулканических аналогов альбит-лепидолитовых гранитов (Коваленко и др., 1969). Формы выходов литий-фтористых гранитов могут быть, как в виде крупных даек, так и в виде штоков и куполов. Обычно они занимают секущее положение по отношению к структурам вмещающих пород. В Жанчивланском массиве тело альбит-лепидолитовых гранитов резко несогласно не только по отношению к простирающему вмещающим палеозойским сланцам, но и к сечет граниты разных возрастных групп, в том числе и материнские граниты, которые могли бы считаться исходными для апогранитного метасоматоза.

Для тел литий-фтористых гранитов нередкими являются зоны эндоконтактной закалки, а в субфлюидальных разностях отмечаются текстуры флюидальных потоков. Флюидальные текстуры обтекают фенокристы и ксенолиты вмещающих пород, а сами ксенолиты, например, сланцев ориентированы своей сланцеватостью беспорядочно по отношению к сланцеватости вмещающих пород. На одном из детально изученных В.И.Матиасом, И.Н.Тимофеевым и др. массивов литий-фтористых гранитов в Забайкалье, четко выделяется фация закаленной "корки".

Очевидно с явлениями закалки можно связать и наблюдающуюся прямую корреляцию между размерами всех минералов литий-фтористых гранитов, в том числе и альбита, топаза и литиевых спод, которые в метасоматической гипотезе считаются вторичными минералами.

Важной геологической особенностью массивов литий-фтористых гранитов является наличие в их составе шпировых пегматитов и нередко аплитов. Причем наблюдалось, что, например, в зоне микроклинальбитовых гранитов имеются шпирь пегматитов амазонит-альбитового состава, а в биотитовых гранитах — шпирь микроклин-альбитовых гранитов, пегматитов и т.п., то есть породы каждой последующей зоны зарождаются из остатков кристаллизации магмы предыдущей зоны, а не под воздействием единого потока послемагматических растворов.

Наконец, самым важным подтверждением возможности существования магматических литий-фтористых, в частности, альбит-лепидолитовых гранитов, является находка в 1968 году субвулканических аналогов их в виде даек (Коваленко и др., 1969). В настоящее время в их составе обнаружено нераскристаллизованное стекло, подтвержденное как оптическими, так и рентгеновскими методами.

Еще одним доказательством возможности существования расплавов существенно альбитового состава ниже температуры гранитного субсолидуса является находка в гранитах Аиртавского массива (Сев.Казахстан) взаимоотношений дайки альбитового гранита с крупнозернистыми гранитами и грейзенами. Дайка альбитового гранита сечет крупнозернистые граниты и зоны кварц-сланяных грейзенов по этим гранитам, образуя типичные брекчиевидные структуры, когда в массе альбитового гранита различаются совершенно не альбитизированные остроугольные обломки гранитов и грейзенов. Учитывая сравнительно низкую температуру формирования грейзенов (по данным декрепитации  $450-500^{\circ}$ ) очевидно, что температура расплава альбитового гранита была не выше  $500^{\circ}\text{C}$ . При этом дайка весьма гетерогенна по составу и в ней фиксируются струйчатые и флюидальные текстуры, отчетливо подтверждающие ее магматическую природу.

## 2. Состав литий-фтористых гранитов

Составы литий-фтористых гранитов совершенно разных регионов на диаграмме альбит-кварц-ортоклаз укладываются в строго определенный ряд (Коваленко и др., 1970). Они попадают на линию между составами  $\text{Ort}_{27}\text{Ab}_{36}\text{Kv}_{37}$  и  $\text{Ort}_{21}\text{Ab}_{60}\text{Kv}_{19}$ , первый из которых характеризует сос-

ав тройного минимума в системе  $Ort - Ab - SiO_2 - H_2O$  при давлении воды 500+1000 бар, а второй близок к составу гранитной этелитики при 10000 бар давления воды (Tuttle and Buwal, 1958; Litch, Jahus and Tuttle, 1963). В этом ряду составы альбит-лепидолитовых гранитов наиболее богаты альбитом и бедны кварцем, но удивительно сходны для разных регионов (Забайкалья, Приморья, Прибайкалья, Казахстана, Монголии). Составы субэффузивных лепидолитовых кератофириров со стеклом, упомянутые выше, также близки к составу альбит-лепидолитовых гранитов.

Известно, что выдержанность состава изверженных пород есть признак их магматического происхождения. В этом смысле альбит-лепидолитовые граниты, очевидно, являются анхизетктическими породами. Интересно, что известные бертрандитовые туфы и риолиты Томас Ренк в США (Staatz, 1961), оказались то же резко обогащенными литием и фтором (Shawe and oth., 1964), и имеют опять же состав, весьма близкий к альбит-лепидолитовому граниту (Paffon, 1908). Несмотря на то, что существует представление, что бериллиевая и литиевая минерализация в них связана с развитием поздних каолинита, монтмориллонита, халцедона, опала и т.п., можно предполагать, что и в неизменном виде они содержали высокие концентрации лития и фтора. Действительно, опал, халцедон и глинистые минералы являются типичными вторичными минералами для самых разнообразных пород, но авторам не известны случаи появления при этом литиевых разностей, например, монтмориллонита. Если же первичная порода обогащена литием, то обычно и более поздние минералы, развивающиеся по литиевым минералам, бывают обогащены этим элементом. Этот факт хорошо известен исследователям литиевых негматитов (Гинзбург, 1965). Поэтому представляется вероятным, что первичные туфы и риолиты этого месторождения были обогащены литием и фтором, и их можно считать эффузивными аналогами альбит-лепидолитовых гранитов.

Зональность пород в массивах альбит-лепидолитовых гранитов подчеркивается, кроме изменения химического состава пород, также постепенным изменением состава слюд от сидеритофиллита через циннвальдит к лепидолиту при переходе от биотитовых к альбит-лепидолитовым гранитам. Содержания многих редких элементов тоже весьма заметно изменяются в зональных массивах литий-фтористых гранитов. В част-

ности, в Жанчивланском массиве Восточной Монголии по направлению к альбит-лепидолитовым гранитам возрастают содержания лития, рубидия, олова, фтора, ниобия, тантала, гафния и уменьшаются содержания бериллия, циркония, редких земель и величина калий-рубидиевого отношения (табл. I).

Показательно, что в наложенных на альбит-лепидолитовые граниты постмагматических кварц-лепидолитовых грейзенах и альбититах распределение редких элементов иное. Концентрация лития, рубидия, таллия, фтора, свинца, цинка и вольфрама в альбит-лепидолитовых гранитах оказываются промежуточными между таковыми для грейзенов и альбититов. Представляется также интересным, что заметное накопление таких рудных компонентов, как тантал, наблюдается только на магматической стадии формирования литий-фтористых гранитов. Наложенные на них послемагматические процессы образования кварц-лепидолитовых грейзенов, альбититов, цвиттеров и мусковитовых грейзенов не приводят даже к существенному перераспределению этого элемента в новообразованных породах.

### 3. Магматическая модель формирования зональных массивов литий-фтористых гранитов

Наличие субвулканических аналогов альбит-лепидолитовых гранитов с нераскристаллизованным стеклом, наряду с другими характерными чертами с несомненностью доказывает реальность предположения о существовании в природе расплава литий-фтористых гранитов. Рассмотрим условия, в которых возможно существование такого расплава. Согласно экспериментальным данным (Janus and al., 1958; Платен, 1967; Wyllie and al., 1964; Muroz, 1965; Rosenberg, Эйгстер, 1961), при температуре 550–600°C и выше, т.е. в области значительно более низкотемпературной, чем солидус гранитного расплава, под давлением паров воды могут существовать гранитные расплавы, обогащенные фтором и литием. В этих условиях должны быть устойчивы два щелочных полевых шпата, литиевые слюды, топаз (Коваленко и др., 1970), т.е. характерные минералы редкометалльных альбит-лепидолитовых гранитов. Следовательно, повышенную активность фтора и лития можно считать ответственными за формирование относительно низкотемпературного гранитного расплава, богатого редкими элементами. Повн-

Таблица 1

Средние содержания щелочей, фтора и редких элементов в танталоносных гранитах и связанных с ними аутометасоматических лепидолитовых грейзенах и альбититах

Породы	Число проб	K, %	Na, %	Li, г/т	Rb, г/т	K/Rb	Te, г/т	Be, г/т	F, %	Pb, г/т	Zn, г/т	Sn, г/т	Mo, г/т	WO <sub>3</sub> , г/т	Na/K	Zn/Pb
I. Танталоносные граниты																
Биотитовые граниты шарахадинского типа	17	4,4	2,9	195	511	86	1,4	9,9	0,36	21	37	12	2,0	5,2	0,40	1,8
Микроклин-альбитовые граниты с цинквальдитом	8	3,7	3,6	289	795	46	2,5	7,0	0,29	38	64	50	нет	3,9	0,48	1,7
Амазонит-альбитовые граниты с цинквальдитом	16	3,5	3,4	428	881	40	4,4	6,4	0,54	39	63	102	1,4	5,3	0,49	1,6
Альбит-лепидолитовые граниты	17	3,4	4,8	875	1500	23	3,7	4,9	0,63	24	35	102	1,8	3,4	0,59	1,5
II. Метасоматические породы																
Лепидолитовые граниты	12	4,0	1,4	1315	1639	25	6,9	4,7	1,39	14	52	81	1,8	3,9	0,30	3,6
Альбититы	16	2,2	6,4	348	874	25	2,4	4,4	0,21	30	24	24	1,4	3,0	0,74	0,8

шенная активность такого кислотного компонента, как фтор, в силу кислотно-основного взаимодействия компонентов (Коржинский, 1959) должна повышать общую кислотность системы. Видимо, этим объясняется такой специфичный, обедненный кремнеземом, состав альбит-лепидолитовых гранитов. Другими словами, альбит-лепидолитовые граниты формировались из подкисленного апотектонического (Коржинский, 1960) гранитного расплава, в связи с чем в них оказывается расширенным поле кристаллизации щелочных полевых шпатов. Очевидно, что активность кислотных компонентов может достигать разных значений при формировании каждого конкретного массива. В связи с этим, в одних массивах может быть проявлена вся апотектоническая серия пород в ряде отдельных фациальных зон вплоть до зоны альбит-лепидолитовых гранитов, в других — часть ее, вплоть, например, до амазонит-альбитового гранита с циннвальдитом и т.п. Важно только подчеркнуть, что для образования зональных массивов рассматриваемых редкометалльных гранитов следует допустить направленный характер кристаллизации магмы в камере. Судя по приуроченности редкометалльных гранитов к апикальным частям крупных гранитных массивов предполагается, что кристаллизация магмы в таких массивах проходила, начиная от центральных частей к апикальным. В последних происходило накопление фтора и связанных с ним компонентов, способствующих понижению температуры и вязкости расплава. В случае, когда падение температуры расплава в апикальных частях за счет внешнего охлаждения более медленное, чем понижение солидуса этого расплава за счет повышения в нем активности фтора и лития, может возникнуть апотектонический, богатый литием и фтором, расплав. При перемещении его в холодные горизонты земной коры он может застывать либо в виде субвулканических, а может быть и эффузивных пород, или давать зоны закали в гипабиссальных условиях.

Таким образом, формирование редкометалльных литий-фтористых гранитов может происходить из позднего остаточного подкисленного расплава при сравнительно низкотемпературных условиях. В этом наблюдается их сходство с редкометалльными пегматитами. И действительно, статистический анализ состава пегматитов (Norton, 1966) показывает, что в среднем они близки к составу альбит-лепидолитового гранита, а следовательно, также сформировались из подкисленных расплавов. Однако, редкометалльные пегматиты, в частности натрий-литие-

вые, сформировались, видимо, в более глубинных условиях, чем редкометальные граниты. Отсюда — гигантозернистые структуры пегматитов, а также широкое распространение в пегматитах сподумена, минерала с высокой плотностью.

В настоящее время имеются уже и экспериментальные данные о влиянии лития на состав гранита (Stewart, 1963). Показано, что в системе Аб — Кв — сподумен — вода анхизв. электрические составы, кристаллизующиеся из расплава, объединены кварцем и близкими к среднему составу натрий-литиевого пегматита и альбит-лепидолитового гранита, т.е. являются подкисленными. В связи с этим отмечается, что равновесная с расплавом флюидальная фаза резко обогащена кремнеземом. Понятно, что такой флюид как в случае кристаллизации гранитов, так и пегматитов, может образовывать либо кварцевые рудоносные жилы, либо кварцевые ядра в пегматитах или производить метасоматическое преобразование вмещающих пород.

Обогащение расплава фтором и его соединениями с редкими металлами должно не только понижать температуру кристаллизации такого расплава, но и в значительной мере деполимеризовать его квазикристаллическую структуру — сделать его более мобильным и способным к расслоению.

Как правило, массивы редкометальных гранитов размещаются в верхних частях более крупных магматических тел, являясь их сателлитами. Такой массив, зал. ающий в зоне максимального градиента температур и давлений является идеальным флюидопроводником в зоне локального термостатирования. Это обстоятельство определяет длительность эволюции такого магматического тела и в итоге возникновение его зональной структуры.

Совершенно очевидно, что из магматической гипотезы образования редкометальных гранитов вытекает важное практическое следствие: вполне вероятно в природе редкометальные эффузивы соответствующего состава. Главным критерием рудности является существенно келато-прони., богатый литием и фтором состав.

СибГЕОХИ и ИЗК СО АН СССР. Иркутск, КазИМС, Алма-Ата.

В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин, Ц.Цаден,  
Ц.Гундсамбуу, Н.В.Владыкин, А.В.Гореганци

## ЗОНАЛЬНОСТЬ В РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МОНГОЛИИ И МЕСТО В НЕЙ ОРУДЕНЕНИЯ (АПОГРАНИТЫ, ЦВИТТЕРЫ, ГРЕЙЗЕНЫ)

Монголия уже давно известна своими месторождениями олова и вольфрама. В последние годы на ее территории был открыт ряд новых проявлений таких редких элементов, как литий, тантал (Эгель и др., 1966), бериллий и цирконий, ниобий, торий, редкие земли (Коваленко и др., 1969). Все они генетически связаны с мезозойскими гранитами Восточной Монголии.

Наиболее широко среди редкометалльных проявлений и месторождений в Монголии развиты грейзеновые и кварцевожилые типы с вольфрамом, оловом, молибденом, иногда танталом и бериллием. Среди грейзенов отмечаются, как обычные, мусковитовые разновидности, так и довольно редкий и новый для Монголии тип цинквальдитовых с топазом грейзенов, который назван цвиттером. Мусковитовые грейзены и особенно кварцевые жилы были предметом многолетних исследований (Каленов, 1966 и др.). Менее известными являются массивы редкометалльных литий-фтористых с танталом и оловом гранитов, открытые в Монголии только начиная с 1964-1965 годов (Эгель и др., 1966), редкометалльных щелочных гранитов и цвиттеров (Коваленко и др., 1969).

Для всех перечисленных редкометалльных объектов в той или иной форме характерно зональное строение рудоносных тел.

### I. Зональность тел мусковитовых грейзенов

Мусковитовые грейзены генетически связаны с двумя геохимическими типами гранитов: с гранитами медотинского типа и литий-фтористыми гранитами шарахлинского типа (Кузьмин и др., 1969). Они известны в ряде массивов гранитов (Модотинский, Ханчивланский, Их-Наратин-Хидский, Борун-Цогтанский, Югодзирьский, Багагазринский и др.). Как правило, они связаны с наиболее поздними интрузивными

фазами гранитных массивов. Породы поздних интрузивных фаз часто целиком подвержены грейзенизации (площадная грейзенизация), интенсивность которой усиливается в апикальных частях тел. Жильный же морфологический тип грейзенов чаще приурочен к вмещающим гранитам ранних фаз или к вмещающим более древним, например, палеозойским гранитам. Мощности грейзенизированных пород резко сокращаются во вмещающих более древних гранитах, а во вмещающих песчано-сланцевых толщах грейзены нередко практически исчезают, но широкое развитие получают рудоносные кварцевые жилы.

И в площадном, и жильном типе мусковитовых грейзенов проявлена сходная зональность пород. И в том, и в другом случае с усилением интенсивности грейзенизации происходит следующая смена пород:

0. биотитовый гранит ( $Kв^X$ ) + Кпш + Пл<sub>20</sub> + Би + Мт);
1. мусковитовый гранит ( $Kв$  + Кпш + Пл<sub>20</sub> + Му + Фл + Мт);
2. грейзенизированный гранит ( $Kв$  + Кпш + Му + Фл);
3. кварц-мусковитовый грейзен ( $Kв$  + Му + Фл);
4. слюдит (Му + Фл);
5. кварцевая жила (Кв).

В некоторых случаях (Жанчивланский массив) между биотитовыми гранитами и зоной мусковитовых гранитов отмечалась зона двуслюдяных гранитов, но чаще (Борун-Цогтинский и Модотинский массивы) биотитовый гранит сменяется не просто мусковитовым, а мусковитовым гранитом с гранатом ( $Kв$  + Кпш + Пл + Му + Гр + Топ + Фл + Мт).

К сожалению, малое содержание таких новообразованных минералов как гранат, флюорит и второстепенных минералов исходных гранитов (биотита, топаза и магнетита) в передовых зонах тел грейзенов затрудняет однозначный анализ минеральных парагенезисов этих зон грейзенов. Строение грейзеновых тел упрощенно представляется следующим:

0. Кв + Кпш + Пл + Би. 1. Кв + Кпш + Пл + Му; 2. Кв + Кпш + Му;
3. Кв + Му; 4. Му; 5. Кв.

х) Приняты следующие сокращения: Аб-альбит; Амаз-амазонит, Арф-арфведсонит; Би-биотит; Гр-гранат; Кв-кварц; Кпш-калиевый полевой шпат; Леп-лепидолит; Мт-магнетит; Му-мусковит; Орт-ортоклаз; Пл-плагиоклаз; Топ-топаз; Фл-флюорит; Цинн-циннвальдит; Эг-эгирин.

Таблица 1 (продолжение)

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
У. Иг-Наратин-Хидский массив																	
1) Биотитовый гранит	4,2	2,8	58	320	30	9	40	1,2	нет	н.о	2,8	н.о	930	300	131	3,1	1,3
2) Двуслюдяной гранит	5,1	2,4	140	460	20	40	50	1,8	118	н.о	2,9	н.о	690	110	110	6,2	2,5
3) Грейзен	7,5	3,0	780	1150	30	150	50	2,8	17	н.о	9,1	н.о	1000	230	65	4,3	1,6
4) Грейзен	9,1	0,4	2000	2000	20	500	50	4,0	158	н.о	16,6	н.о	1100	32	45	4,3	2,5
5) Грейзен	8,5	0,4	2000	1950	19	500	36	4,5	209	н.о	12,0	н.о	850	10	43	85,0	2,0
6) Слюдит	8,8	0,7	1700	340	20	500	40	4,5	158	н.о	20,0	н.о	1100	25	259	44,0	2,0

х) Нет - ниже чувствительности метода определения элемента, н.о - содержание элемента не определялось. Методики определения элементов: 1) калий, натрий, литий, рубидий - фотометрия пламени, чувствительность 0,1% для K и Na и 0,0001% для Li и Rb, ошибка  $\pm 5\%$  и  $\pm 10-15\%$  соответственно (аналитики Д.Х.Николеева, Т.В.Егорова, Л.И.Черная, Ю.Я.Харгаев); 2) свинец, цинк, таллий, олово - спектральный, чувствительность соответственно  $1 \cdot 10^{-3}\%$ ;  $2 \cdot 10^{-3}\%$ ;  $1 \cdot 10^{-5}\%$ ;  $0,3 \cdot 10^{-4}\%$ ; ошибка -  $\pm 25\%$  (аналитик В.А.Легайдо); 3) барий, стронций - спектральный, чувствительность  $3 \cdot 10^{-4}\%$ , ошибка  $\pm 25\%$  (аналитик Костинова Е.С., Наумова Е.П.); 4) бериллий, фтор-спектральный, чувствительность  $0,2 \cdot 10^{-5}\%$ , ошибка 10-15% (аналитик Л.Л.Петров); 5) вольфрам, молибден-спектральный, чувствительность  $1 \cdot 10^{-4}\%$  ошибка 25 и 20% (аналитики А.И.Кузнецова и А.Д.Глазунова).

хх) Данные А.Я.Анищенко, В.А.Кривенко, П.Л.Смольяникова, С.Г.Рященко.

Таблица 1

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (г/т), ЩЕЛОЧЕЙ И ФТОРА (%) В МУСКОВИТОВЫХ  
ГРЕЙЗЕНАХ МОНГОЛИИ

Массив, порода	K 2	Na 3	Li 4	Rb 5	Pb 6	Sn 7	Zn 8	Tl 9	W <sub>2</sub> O <sub>6</sub> 10	Mo 11	Be 12	F 13	Ba 14	Sr 15	K/Rb 16	Ba/Sr 17	Zn/Pb 18
<b>I. Модотинский массив</b>																	
1) Граниты фазы дополни- тельных интрузий	4,2	3,0	23	202	32	9,0	23	1,0	нет <sup>x</sup>	н.о.	2,7	н.о.	412	118	208	3,5	0,7
2) Грейзены и грейзени- зированные граниты	4,6	0,44	778	1161	134	131	50	1,1	15	н.о.	5,3	н.о.	1361	200	40	6,8	0,4
<b>II. Массив Хуху-Ула</b>																	
1) Кварц-мусковитовый грейзен	3,9	0,17	88	390	100	275	60	0,8	17	н.о.	52	н.о.	55	нет	100	-	0,6
<b>III. Багагазрынский массив</b>																	
1) Грейзены и грейзе- низированные грани- ты	2,7	0,05	317	513	30	1133	38	5,4	14	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	52	-	12
<b>IV. Массив Барун- Цогто</b>																	
1) Амазонит-альбитовые граниты	3,6	3,5	191	595	50	14	40	3,0	5	2,7	4,1	0,47	26,6	5,7	61	4,7	0,8
2) Амазонитовые граниты с мусковитом и гра- нитом	3,0	4,8	64	670	107	16	40	2,6	35	1,8	6,8	0,18	8,9	5,3	45	1,7	0,4
3) Грейзенизированные граниты	3,3	3,1	41	789	175	64	1180	2,0	684	2,1	6,5	0,26	18,9	10,2	42	1,8	6,6
4) Кварц-мусковитовые грейзены	4,2	0,1	23	1070	354	325	155	3,4	503	4,4	6,5	0,31	52,4	5,8	39	9,1	0,4
5) Слюдисты	8,7	0,1	270	2167	299	1900	78	4,7	1787	4,4	21,7	0,96	120,0	3,3	40	36,4	0,3
6) Кварцевая жила	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4270-11336	н.о.	5700-54600	30-110		н.о.	н.о.	н.о.	-	-	-

Эта зональность практически выдерживается на всех изученных месторождениях и рудопроявлениях МНР.

Химический состав мусковита из грейзенов отличается от теоретического заметным содержанием фенгитовой составляющей. В нем весьма умеренные содержания лития и фтора (соответственно 0,05-0,06 и 0,22-0,82 атомов в формульной единице). Биотит из двуслюдяных гранитов периферических зон грейзенов относительно обогащен алюминием в шестерной координации и по составу приближается к сидерофиллиту.

Наличие двух калиевых алюмосиликатов в парагенезисе с кварцем и натриевокальциевым алюмосиликатом с несомненностью свидетельствует об инертном поведении калия в процессе грейзенизации. Парагенезис биотита с мусковитом исключает устойчивость граната с калиевым полевым шпатом. В связи с этим процесс грейзенизации в передовых зонах приводит либо к образованию парагенезиса Кшп + Би + Кв + Пл (двуслюдяные граниты), либо - парагенезиса Кшп + Му + Гр + Кв + Пл (мусковитовые граниты с гранатом). Первый парагенезис характерен для трещинных грейзенов Модетинского и Жанчивланского массива, а второй - для площадных грейзенов этих же массивов и жильных грейзенов Боруи-Цогтинского массива.

Образование при грейзенизации двуслюдяных или мусковитовых с гранатом гранитов, очевидно, регулируется интенсивными факторами равновесия, химическими потенциалами вполне подвижных натрия, фтора, воды, температурой или давлением. Учитывая приуроченность парагенезиса мусковита с гранатом к площадным грейзенам, близость состава исходных гранитов и гипабиссальный характер их, можно предположить, что мусковитовые граниты с гранатом при более высокой температуре, чем двуслюдяные, поскольку реакция разложения биотита с образованием граната идет с выделением воды (Коржинский, 1957).

В табл. I приведены средние содержания щелочей, фтора и ряда редких элементов для грейзенов и грейзенизированных гранитов Монголии. В целом в грейзенах наблюдается увеличение средних содержаний всех изученных редких элементов, кроме стронция. Однако, поведение этих элементов - не одинаковое. Во-первых, резко отличается поведение таких рудных элементов как вольфрам и олово, и в меньшей степени, свинца и цинка от поведения редких щелочей, тал-

дия, стронция и бария. Если содержания первых в грейзенах увеличивается по сравнению с гранитами на один-два и даже три порядка, то для вторых эти колебания редко достигают порядка, а обычно не превышают двух-пятикратных.

Учитывая, что концентрации олова, вольфрама обычно не уменьшаются в гранитах, вмещающих грейзены, по сравнению с исходными, следует допустить привнос этих элементов грейзенизирующими растворами.

Изменение концентрации других изученных элементов может быть обусловлено переотложением их в процессе грейзенизации исходных гранитов. Наиболее богатыми рудными элементами оказываются титловые зоны грейзеновых тел и кварцевые жилы.

Обращает на себя внимание, что оловоносные грейзены сопровождаются повышенными содержаниями вольфрама (Модото, Хуху-Ула, Багагазрин), а вольфрамоносные грейзены - резко повышенными содержаниями олова. По-видимому, эти элементы при грейзенизации гранитов накапливаются параллельно. В связи с этим, разделение месторождений Монголии на чисто оловянные и вольфрамовые, скорее всего, имеет только экономический, но не генетический смысл.

По-видимому, следует ожидать и вертикальную геохимическую зональность в телах грейзенов и кварцевых жил. Как правило, с глубиной кварц-вольфрамитовые жилы обогащаются сульфидами цинка и свинца и бериллом. Например, на месторождении Барун-Цогто, вскрытом шахтой на глубину 260 м содержание  $BeO$  колеблется в верхних горизонтах в пределах 0,008-0,184%, а в нижних - 0,036-0,417, цинка - соответственно =,427-1,336% и 0,699-1,230% для разных рудных тел (по данным рудничных геологов).

## 2. Зональность тел цвиттеров

Цвиттеры сравнительно недавно стали известны в Монголии (Коваленко и др., 1970), хотя они широко распространены на территории ЧССР и ГДР. Генетически они связаны с шарагадинским типом мезозойских гранитов, характеризующихся литий-фтористой специфической (Кузьмин др., 1963). В настоящее время цвиттеры известны в Багагазринском и Жанчивланском массивах. Остановимся на зональности цвиттеров, опуская описание формы и размеров слагаемых

ными тел, которые вкратце охарактеризованы нами ранее (Коваленко и др., 1970). Зональное строение тел цвиттеров выражено четко, а границы между зонами являются резкими. Зоны от периферии тел к центру располагаются в следующей последовательности: 0. Исходный гранит: Кв (33,2%) + Кпш (27,2%) + Пл<sub>17-25</sub> (34,0%) + Би (5,2%) + Топ (0,6%) ± Фл ± Рудн.; 1. Микроклинизированный гранит: Кв + Кпш + Би + Топ ± Фл ± Рудн.; 2. биотитовый цвиттер: Кв (68-5%) + Би (19,4%) + Топ (12,0%) ± Фл ± Рудн.; 3. Кварц-топазовый цвиттер: Кв (95,0%) + Топ (13,2) ± Фл ± Рудн.; 4. Кварцевая зона: Кв (97,8%) ± Фл ± Рудн.

Слюда цвиттеров представлена промежуточной разновидью между литиевым биотитом и циннвальдитом (Коваленко и др., 1970). Наблюдается преемственность между составом слюд цвиттеров и слюд исходных гранитов. Судя по оптическим свойствам топаза, состав его в цвиттерах колеблется. По-видимому, наиболее фтористый состав топаза отмечается в кварц-топазовом цвиттере ( $2V = 62^\circ$ ), а в биотитовом - менее фтористый ( $2V = 57-60^\circ$ ), имея ввиду зависимость оптических свойств топаза от содержания фтористой составляющей Дир и др., 1966).

В пределах Багагазынского массива наблюдается генетическая связь между цвиттерами и несколько более поздними по сравнению с ними редкоземельными микроклинитами. Эта связь выражается, кроме пространственной близости, в аддитивности составов цвиттеров и микроклинитов, кажде дополняют составы друг друга до состава исходного гранита. В связи с этим предполагается, что цвиттеры сформировались в стадии кислотного (фторного) выщелачивания гранитов, а стадия осаждения выщелоченных при образовании цвиттеров оснований выражается в формировании указанных выше микроклинитов.

Весьма обычным является телекопированное наложение на цвиттеры мусковитовых грейзенов. В связи с этим предполагается, что цвиттеры являются более высокотемпературными образованиями, чем мусковитовые грейзены.

В табл. 2 приведены средние содержания редких элементов, щелочей и фтора в цвиттерах. Концентрации рубидия и лития оказываются высокими в зонах биотитовых цвиттеров и понижаются в центральных кварц-топазовых зонах. В последних также понижаются по сравнению с биотитовыми цвиттерами, содержания цинка, бария,

стронция и молибдена. Содержание свинца и бериллия оказываются резко пониженными во всех зонах цвиттеров. Самыми богатыми оловом оказываются центральные зоны кварц-топазовых цвиттеров.

Как и в случае мусковитовых грейзенов, такие рудные элементы, как олово и вольфрам, очевидно являются привнесенными в цвиттеры грейзенизирующими растворами. Накопление же лития в биотитовых цвиттерах, по-видимому, можно объяснить перемещением железо-литиевых компонентов, заимствованных из вмещающих гранитов.

### 3. Зональность редкометалльных массивов щелочных гранитов

В 1968 году в щелочных гранитах Хан-Богдинского массива на юге МНР была открыта редкометалльная минерализация (Коваленко и др., 1969). Она приурочена к жильным и шпировым пегматоидным телам в зоне эндоконтакта, имеющим следующее зональное строение (от периферии к центру и от глубинных к опикальным частям):

- 1) вмещающий щелочной гранит (Кв + Кпш + Арф ± Эг);
- 2) щелочногранитный фельзит (Кв + Кпш + Аб + Арф ± Эг);
- 3) грубозернистый щелочногранитный пегматит (Кв + Кпш + Аб + Арф ± Эг).

Последняя зона в центральных частях шпиров резко обогащается щелочным амфиболом, эгирином, кварцем и обедняется полевым шпатом. Она же резко обогащена впервые встреченным в МНР цирконосиликатом типа эллидита (до 30% породы).

В некоторых случаях, когда щелочногранитные пегматиты контактируют с вмещающими материнские граниты эффузивными породами, пегматиты в зоне контакта имеют зону закалки в виде фельзитовой породы, также богатой цирконосиликатом.

В апикальных частях куполовидных тел пегматитов наблюдаются содержания ниобия до 140 г/т, циркония до 1,5%, редких земель до 0,17%, тория до 0,07% и лития до 0,04%. По-видимому такая серия пород может быть результатом магматической дифференциации апаитового гранитного расплава (Тугаринов и др., 1969).

Средние содержания щелочей, фтора (%) и редких элементов (г/т)  
в цвиттерах Багагазрынского массива в Монголии

Порода	K	Na	Pb	Li	W <sub>03</sub>	Pb	Sn	Zn	Tl	Be	F	Bg	Sr	Mo	K/Pb	Zn/Pb
Исходные мелкозернистые граниты	3,9	3,0	603	236	9,4	23	11,4	32	3,4	10,4	0,48	16,4	5,7	1,4	64	1,4
Биотитовые породы	1,53	0,09	573	830	98	7,7	72,0	57	1,6	2,3	4,10	26,4	14,5	3,3	27	7,8
Кварц-топазовые цвиттеры	0,35	0,03	34	57	82	8,6	338,0	42	0,6	0,8	4,75	9,6	3,2	1,8	42	4,9

Схема последовательности формирования метасоматических пород  
в связи с литий-фтористыми гранитами

Температурные фации, стадии	Фации активности фтора и лития магматических пород	Биотитовые граниты	Микроклин-альбитовые и амазонит-альбитовые граниты с циннвальдитом	Альбит-дендролитовые граниты
<b>Магматическая</b>		<b>Гранит</b>		габблэв
1) Высокотемпературная				Альбит-дендролитовый гранит
а) Кислотного выщелачивания		<b>Цвэттер</b>		дендролитовый грензен
б) Охлаждения оснований		<b>Микроклинит</b>		Альбитит
2) Среднетемпературная				
а) Кис. отлого выщелачивания		Мусковитовый грензен и кварцевые жилы		
б) Усаждения оснований		Мусковитовые, флюоритовые и карбонатные прожилки		

#### 4. Последовательность метасоматических процессов в рудоносных гранитах Монголии

Изложенное выше и данные статьи Коваленко и др. в настоящем сборнике позволяют наметить схему последовательности метасоматических процессов в рудоносных литий-фтористых гранитах Монголии (табл.3).

Наиболее ранними и высокотемпературными метасоматическими образованиями, связанными с литий-фтористыми гранитами являются тела цви геров (Багагазрынский и Жанчивланский массивы) и кварц-лепидолитовых грейзенов (Жанчивланский массив). Обычно, цвиттеры и кварц-лепидолитовые грейзены пространственно разобщены: первые проявлены с массивами циннвальдитовых и даже биотитовых гранитов, а вторые - с альбит-лепидолитовыми гранитами. Взаимоотношения между этими метасоматитами не наблюдались.

Судя по наблюдениям в Багагазрынском массиве, тела цвиттеров секут амазонит-альбитовые пегматиты. Литий-фтористые кератофиры, являющиеся субвулканическими аналогами альбит-лепидолитовых гранитов, пересекаются кварц-топазовыми рудоносными прожилками; иногда с циннвальдитом (Онгон-Хайерхан). Если эти прожилки можно отнести к цвиттерам, то можно предполагать, что цвиттеры оформились позже альбит-лепидолитовых гранитов.

Дальнейшая эволюция цвиттеров, и лепидолитовых грейзенов в геохимическом отношении протекает сходно. А именно, вслед за стадией кислотного выщелачивания в высокотемпературных условиях при образовании цвиттеров и лепидолитовых грейзенов следует стадия осаждения выщелоченных оснований, выражающаяся соответственно в образовании микроклинитов вслед за цвиттерами, а альбититов вслед за лепидолитовыми грейзенами.

Различия между сопряженными этапами метасоматических процессов цвиттер-микроклинит и лепидолитовый грейзен-альбитит, по-видимому, наследуются от соответствующего состава исходного гранита.

К более низкотемпературной фации метасоматитов относятся мусковитовые грейзены, развивающиеся по всем перечисленным выше породам (по цвиттерам Багагазрынского массива, по альбит-лепидолитовым гранитам Борун-Цогто, литий-фтористым кератофирам Онгон-Хайерхана

и по лепидолитовым пегматитам Хух-Дель-Улы). Очевидно, мусковитовые грейзены сформировались в среднетемпературную стадию кислотного выщелачивания. В стадию осаждения выщелоченных оснований образовались мусковитовые, флюоритовые и карбонатные прожилки. Однако недостаточно ясным остаются взаимоотношения, например, между микроклинитами и мусковитовыми грейзенами. Поэтому на схеме табл. 3 взаимоотношения между высокотемпературными микроклинитами и альбититами и более низкотемпературными мусковитовыми грейзенами показаны предположительно.

И, наконец, из предложенной схемы последовательности формирования метасоматитов видно (табл. 3), что ранние высокотемпературные метасоматические породы наследуют состав исходных магматических гранитов, а более поздние мусковитовые грейзены развиваются по всем исходным породам, не обнаруживая приуроченности к гранитам какого-либо определенного состава. Видимо, в процессе длительной температурной эволюции послемагматических растворов они теряют свою геохимическую индивидуальность, обусловленную отделением растворов от остаточных гранитных расплавов разного состава.

В этом отношении мусковитовые грейзены, развивающиеся в связи с литий-фтористыми шарахадинскими гранитами, после цвиттеров и, видимо, лепидолитовых грейзенов, близки к мусковитовым вольфрамово-олоконосным грейзенам, образовавшимся в генетической связи с более ранними, по сравнению с шарахадинскими, гранитами модотинского типа.

Сов.МонГЭ, Иркутск

Н.С.Кравченко, А.Ф.Ерлотников

КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ КВАРЦЕВО-ТУРМАЛИНОВЫХ  
МЕТАСОМАТИТОВ БАДЖАЛЬСКОГО РАЙОНА  
(Приуралье)

На стадии среднемасштабных поисково-разведочных работ возникает необходимость сравнительной оценки выявленных метасоматических зон. Сложность подобного рода исследований заключается в том, что

такие зоны, как правило, изучены лишь с поверхности в I-3 пересечениях, и поэтому прогнозы оруденения на глубину должны быть сделаны на минимальном количестве геологической информации.

Насми изучены оловоносные кварцево-турмалиновые метасоматиты трех участков в центральной части хр. Баджал. Метасоматиты развиваются по умеренно кислым эффузивам — делленитам и дацитам. На контакте с кварцево-турмалиновыми породами эффузивы несут ясно выраженные изменения. Они проявляются в развитии мелкочешуйчатого биотита, серицита, в делюритизации плагиоклазов, появления сети тонких биотитовых, актинолитовых, турмалиновых и кварцевых жилков. Мощность измененных вмещающих пород различна и колеблется от десятков сантиметров до десятков метров. Метасоматические зоны представляют собой линейно вытянутые крутопадающие тела мощностью до I м и протяженностью до 1000 м. По результатам изучения с поверхности они имеют примерно равные перспективы. Бороздовое опробование полотна канав во всех зонах показало наличие интервалов с промышленным содержанием олова, т.е. метасоматиты фактически являются рудой.

По данным гравиметрических исследований оловорудные зоны метасоматитов расположены в криптобатолитовой части гранитного интрузива. Участок I находится непосредственно в экзоконтакте интрузива; участок II — на удалении 10 км от контакта, а участок III — в 18 км. Наличие выходов гранитов в глубоко врезанных долинах позволяет оценить расстояние по вертикали от апикальной части интрузива до уровня выхода рудных тел. Эти расстояния составляют соответственно для перечисленных участков 200 м, 600 м, 1100 м. Различное положение рудопроявлений по отношению к кровле интрузива обуславливает и некоторые минералогические отличия в целом сходных кварцево-турмалиновых метасоматитов. Так, на участке I они обогащены флюоритом и арсенопиритом. С удалением от контакта интрузива количество этих минералов уменьшается. На участке III метасоматиты представлены малосульфидным кварцево-турмалиновым агрегатом без флюорита. В этом же направлении сокращается мощность околорудных измененных пород. Наибольшей величины она достигает в рудопроявлении участка I, наименьший — на участке III.

Руды и околорудные породы, в которых изучались характеристики эндогенных ореолов рассеяния, опробованы сериями сколовых проб по 2-3 пересечениям. Количество проб в серии 25-60. Для определения геохимического фона на удалении от рудных тел опробованы дел-

лениит и дациты. Пробы анализировались спектральным приближенно-количественным методом в Дальневосточной геохимической экспедиции. Подача материала на дуговой разряд осуществлялась методом просыпки. Спектры пород фотографировались на длиннофокусном дифракционном спектрографе ДФС-8. Источник возбуждения - сильноточная 3-х фазная дуга. Сила тока на всех фазах 30-35 ампер. Время экспозиции задается автоматически до полного испарения материала проб и составляет примерно 30 сек. Навеска 300 мг. Расшифровка спектров производилась с помощью микрофотометра МФ-2. Результаты анализа сведены в таблице I.

Таблица I

Содержание редких элементов в метасоматитах  
и вмещающих породах

Тип пород	К-во проб	Среднее арифметическое содержание, %/г				
		Sn	Cu	Pb	Zn	Be
Участок I						
Деллениты серицитизированные и биотитизированные	25	70,6	701,0	38,0	70,5	6,4
Кварцево-турмалиновые метасоматиты	48	183,0	622,0	13,1	61,4	17,7
Участок II						
Дациты серицитизированные и биотитизированные	34	34,4	68,1	19,2	79,1	8,4
Кварцево-турмалиновые метасоматиты	29	848,8	291,0	51,2	133,0	8,6
Участок III						
Дациты биотитизированные	39	19,4	26,2	13,1	54,0	не анал.
Кварцево-турмалиновые метасоматиты	59	1637,0	531,0	39,0	432,5	-
Деллениты неизменные	43	10,8	20,6	53,6	59,2	2,0
Дациты неизменные	59	14,4	25,3	42,0	65,6	2,5

Из таблицы видно, что с удалением от кровли интрузива содержание Sn, Си, Рв, Zn в рудах в целом возрастает, а в околоруд-

ных измененных породах уменьшается. Для бериллия намечается противоположная тенденция. Отмеченная закономерность проявляется особенно отчетливо при рассмотрении величин контрастностей ореолов и руд (табл.2,3). Под контрастностью руд здесь и далее мы будем понимать величину отношения содержания элемента в кварцево-турмалиновых метасоматитах к его содержанию в околорудных измененных породах. Контрастность ореола — это отношение содержания элемента в эндогенном ореоле к фону.

Таблица 2

Величины контрастностей эндогенных ореолов  
рассеяния редких элементов

Участок	Sn	Cu	Pb	Zn	Be
I	6,55	34,1	0,71	1,35	3,2
II	2,39	2,69	0,46	1,21	3,36
III	1,35	1,03	0,31	0,82	

Таблица 3

Величины контрастностей руд

Участок	Sn	Cu	Pb	Zn	Be
I	2,6	0,88	0,34	0,77	2,8
II	24,6	4,3	2,7	1,7	1,01
III	85,6	20,4	2,9	8,0	-

Величины контрастностей руд для Sn, Cu, Pb, Zn, Be тем выше, чем дальше от контакта интрузива (и, следовательно, от его кровли) они находятся. Наоборот, значения контрастностей эндогенных ореолов для этих элементов наибольшие на участках вблизи контакта. Для бериллия эти величины изменяются в обратном порядке.

Установленная закономерность обусловлена, по-видимому, вертикальной температурной зональностью, проявившейся при формировании

руд и эндогенных ореолов рассеяния. Если такое объяснение верно, то можно ожидать существование функциональной зависимости между величинами контрастностей руд или ореолов, с одной стороны, и расстоянием до апикальной части интрузива, с другой стороны. Действительно, графическое выражение такой зависимости в логарифмическом масштабе (рис. I) показывает линейный характер связи между этими параметрами. В частности, для олова эмпирические уравнения имеют следующий вид:

$$\lg N = 3,18 - 1,08 \frac{C_{ор}}{C_{\Phi}} \quad (1)$$

$$\lg N = 2,10 + 0,48 \frac{C_p}{C_{ор}} \quad (2)$$

а для меди  $\lg N = 3,0 - 0,49 \frac{C_{ор}}{C_{\Phi}} \quad (3)$

$$\lg N = 2,38 + 0,54 \frac{C_p}{C_{ор}} \quad (4)$$

здесь: N – расстояние от выхода рудного тела до кровли интрузива в метрах;

$C_p$ ,  $C_{ор}$ ,  $C_{\Phi}$  – концентрация редкого элемента в рудах, околорудных измененных и неизмененных породах.

Полученную зависимость в случае подтверждения ее устойчивости можно использовать для перспективной оценки рудопроявлений на глубину. Уравнения (1, 2) дают возможность вычислить глубину от поверхности ( $\Delta H$ ), в пределах которой можно ожидать среднее содержание олова во всей массе метасоматитов выше какого-либо заданного.

Например, на участке III  $\Delta H$  для олова составляет около 400 м (при  $C_{Sn} = 0,1\%$ ). Нужно иметь в виду, что здесь  $\Delta H$  не равнозначна глубине распространения промышленного оруденения. Однако, не вызывает сомнений, что чем выше среднее содержание олова во всей массе метасоматитов, тем вероятнее наличие отдельных интервалов с более высокими его концентрациями.

Анализ фактического материала по трем оловоносным участкам кварцево-турмалиновых метасоматитов хр. Баджал свидетельствует о том, что перспективность рудных тел на глубину тем значительнее, чем выше величины контрастностей руд и ниже – контрастностей эндогенных ореолов рассеяния для изучаемых редких элементов.

Сделанные нами выводы подтверждаются изучением распределения

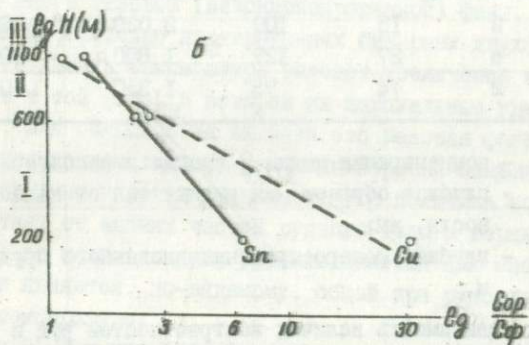
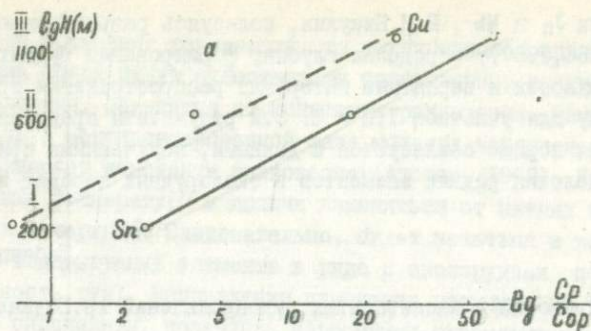


Рис. I. а) Зависимость величин контрастностей руд от расстояния до кровли интрузива; б) зависимость величин контрастностей ореолов от расстояния до кровли интрузива.

в касситеритах  $J_n$  и  $N_b$ . Н.Н.Никулин, пользуясь разрабатываемой им методикой (1966, 1967), определил глубину формирования рудных тел от палеоповерхности и вероятные интервалы распространения оруденения на глубину для участков I, II и III. Эти результаты представлены в таблице 4. Они хорошо согласуются с данными, полученными при изучении распределения редких элементов в околорудных породах и рудах.

Таблица 4

Индий и ниобий в касситеритах рудопроявлений хр.Баджал

Участок	: К-во : : проб :	: $C_{J_n}$ $\mu$ /г :	: $C_{N_b}$ $\mu$ /г :	: Н, км :	: $\Delta$ Н, м
I	2	16	109	2,020	260
II	6	27	127	1,800	300
III	2	74	78	1,350	400

$C_{J_n}$  ;  $C_{N_b}$  - концентрации индия и ниобия в касситерите, /г;  
 Н, км - глубина образований рудных тел от палеоповерхности, км;  
 $\Delta$ Н, м - глубина распространения оловянного оруденения, м.

Установленная зависимость величин контрастностей руд и ореолов от расстояния до кровли интрузива должна рассматриваться как опосредованная от температуры, уменьшающейся по мере приближения к поверхности. То, что температура образования минералов уменьшается от корневых частей рудных тел к верхним, показано Е.А.Радкевич с соавторами (1967) на примере сходных кварцево-турмалиновых метасоматитов в Комсомольском районе. Следовательно, образование метасоматитов происходило в поле градиента температуры.

Для понимания причин закономерного изменения величин контрастностей, рассмотрим совокупность "руда - эндогенный ореол" как единую материально изолированную физико-химическую систему. В рамках такой системы содержание элемента в руде и ореоле пропорционально концентрациям его в конденсированной и неконденсированной фазах. Если допустить, что в каждом изотермическом сечении такой системы

имеет место состояние равновесия, то между концентрациями элемента в разных фазах будут существовать определенные количественные взаимоотношения, зависящие от константы равновесия. Заметим, что присутствие в неконденсированной фазе молекул конденсированной фазы не изменяет константы равновесия (Акопян, 1963). Последняя есть функция температуры и должна изменяться от нижних частей рудных тел к верхним. Следовательно, будет меняться и величина отношения концентраций элемента в руде и околорудных породах (контрастность руд). Направление изменения величины контрастности руд можно определить, пользуясь известными правилами химической термодинамики. В неоднородных системах с газовой фазой повышение температуры в изобарном и изохорном свободном процессе приводит к увеличению массы газовой (неконденсированной) фазы. Для случая равновесных материально изолированных бинарных двухфазных систем изобарное повышение температуры вызовет увеличение масс обоих компонентов в той фазе, в которой их парциальные удельные энтропии больше. Для большинства веществ это газовая фаза (Акопян, 1963). Поэтому с понижением температуры концентрация большинства элементов в околорудных породах уменьшается, а величина контрастности руд возрастает от нижних частей рудного тела к верхним. Эта закономерность, по нашим данным, устанавливается для многих редких элементов и является, по-видимому, общей при рудоотложении в поле градиента температуры.

Таблицы 2, 3 и рис. I-б дают наглядное представление о неодинаковой скорости изменения контрастностей руд и ореолов для разных элементов. Химическая термодинамика объясняет это тем, что при изобарном увеличении температуры увеличивается мольная доля менее летучего компонента; следовательно, в паровой и конденсированной фазах возрастает парциальное давление этого компонента (Акопян, 1963). Таким образом, участки максимального осаждения элементов в рудном теле не могут совпадать по глубине в силу их различных геохимических свойств (Григорян, Янишевский, 1968). Значит, для каждого элемента можно выделить свои "надрудную" и "подрудную" части если считать его ведущим конституэнтном рудного тела. Это свойство общих эндогенных ореолов может быть также использовано при геохимической оценке рудопроявлений. Возвращаясь к табл. 2, 3, 4 рис. I можно сделать вывод: в изученных рудопроявлениях кварцево-турмали-

нового типа с удалением от контакта возрастают перспективы на глыбу для олова, меди, свинца, цинка и снижаются — для бериллия.

ДВИМС, Хабаровск.

В.С.Кудрин, М.А.Кудрина, А.Е.Силаев

### СТРУКТУРНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГНЕЙСОВОЙ ТОЛЩЕ

В настоящее время одно из ведущих мест среди месторождений ниобия, тантала, редких земель и других редких элементов занимают щелочные метасоматиты с мелкокрапленными рудами. Одним из примеров щелочных метасоматитов, относящихся к формации редкометальных альбититов, является месторождение в Восточной Сибири, расположенное среди протерозойской гнейсово-сланцевой толщи. Формирование месторождения связано с процессом щелочно-галлоидного метасоматоза протерозойских и парагнейсов и кристаллических сланцев, максимально проявленного вдоль тектонической зоны, в непосредственной связи с интрузивными образованиями и проявлениями магматизма. Метасоматоз, по-видимому, генетически связан с определенным этапом регрессивного метаморфизма вмещающей гнейсово-сланцевой толщи.

Геолого-структурная позиция поля определяется положением в зоне широтного глубинного разлома, а положение отдельных тел метасоматитов связано с кликативными структурами. Одно из тел продуктивных метасоматитов, имеющее наибольший практический интерес, приурочено к флексуобразному изгибу пачки крутопадающих метаморфических пород. Метасоматиты слагают линзовидное тело, протяженностью до первых километров и мощностью в сотни метров, залегающее согласно с гнейсовидностью вмещающих пород.

Химический и минеральный состав пород очень близок составу образований, описанных в литературе под названием апогранитов. Метасоматические явления выразились в микроклинизации, альбитизации, окварцевании и широком развитии новообразованных рибекита, эгирина, биотита, астрофиллита, а также различных фторидов: криолита, иттр-флюорита, томсенолита и других минералов редких эле-

ментов, сульфидов и проч.

В составе большинства разновидностей пород из шести главных породообразующих минералов: кварца, микроклина, альбита, биотита, рибекита и эгирина — обычно присутствует четыре-пять. Учитывая реакционное соотношение между названными шпатами, а также темно — цветными силикатами, состав парагенезисов определяется присутствием трех, реже четырех минеральных видов, при этом ранние ассоциации с микроклином при развитии метасоматоза сменялись парагенезисами с замещающим микроклин альбитом, а в последовательной серии темноцветных минералов биотит сменялся рибекитом, а рибекит — эгирином. Последовательность смены парагенезисов свидетельствует о возрастании активности натрия и, вероятно, кислорода в ходе метасоматического замещения.

В распределении разновидностей метасоматитов на месторождении наблюдается зональность, связанная, видимо, с изменением потенциалов щелочей (и кислорода) в разных сечениях потоков просачивающихся растворов. Эта зональность, сформированная преимущественно на натриевом этапе метасоматоза, рассматривается нами как фациальная метасоматическая зональность. Проявляется она в приуроченности эгиринсодержащих разновидностей пород преимущественно к краевым, а биотитовых и биотит-амфиболовых — к внутренним частям залежи. Несоответствие наблюдаемой горизонтальной зональности принимаемому (вероятно близкому к вертикальному) направлению движения растворов может быть объяснено влиянием структурно-текстурных особенностей пород. Последние связаны с проявлением стадийной зональности развития метасоматоза, проявленного в гнейсово-сланцевой толще неравномерно.

В начальный период метасоматоза, в участках наиболее интенсивного отслаивания на крыльях флексуры прошла интенсивная порфиробластовая микроклинизация, в результате которой образовались линзовидные тела метасоматитов, морфологически напоминающие залежи метасоматических гранитоидов в областях ультраметаморфизма (рис. 1). Порфиробластовые породы имеют массивную структуру и не содержат реликтов сланцев и гнейсов. В некоторых разновидностях этих пород отсутствуют порфиробласты — они содержат микроклин-пертит только в основной ткани породы. Тела порфиробластовых пород окаймляются

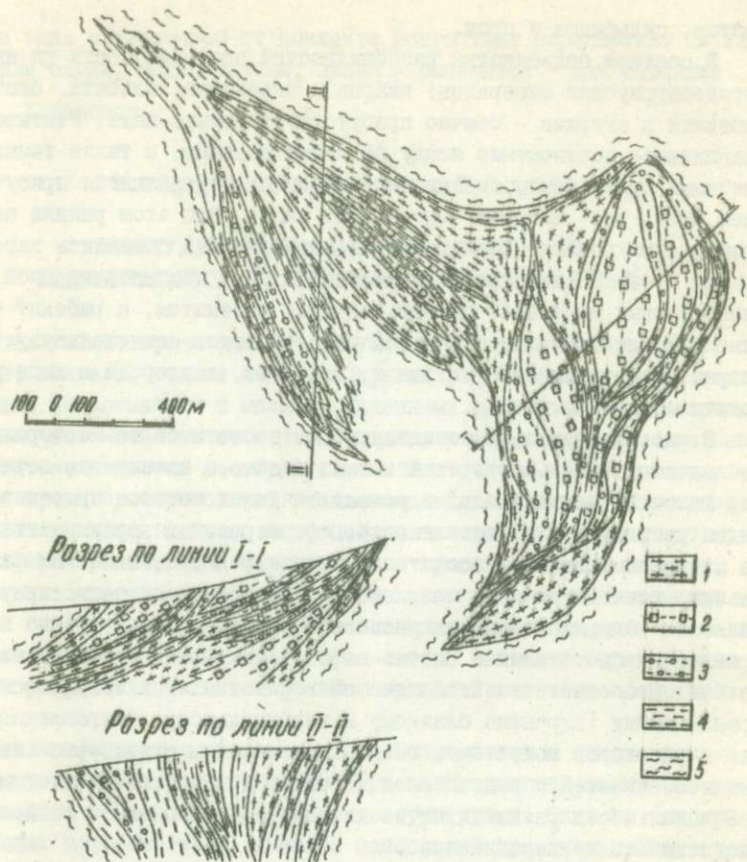


Рис. I. Принципиальная схема геологического строения месторождения.

Структурно-текстурные разновидности пород: 1 - линейно-гнейсовидные; 2 - эпидиобластовые; 3 - равномернoзернистые; 4 - метасоматически измененные гнейсы; 5 - гнейсы и кристаллические сланцы.

зонами метасоматитов с более поздним, беспертитовым микроклином, характеризующихся директивными структурами и текстурами (линейными, гнейсовидными). Они приурочены к краевым частям месторождения, а также промежуткам между линзами порфиробластовых и равномерно-зернистых пород. Среди них, в отличие от последних, часто встречаются реликтовые горизонты, согласные линзы, прослои неизмененных или слабо метасоматически измененных гнейсов.

Пространственное размещение главных фаций метасоматических пород обнаруживает зависимость от положения структурно-текстурных типов метасоматитов. Вероятно, это связано с определенной анизотропией не только состава, но и строения участка развития метасоматоза в связи с проявлением в его отдельных локальных зонах ранней порфиробластической микроклинизации: линзы более компетентных массивных порфиробластовых пород служили своеобразными жесткими упорами в более пластичной среде сланцев и парагнейсов, локально изменяя существующие общие тектонические напряжения в сопряженных с ними зонах в сторону возникновения здесь более интенсивных скользящих и вращательных дифференциальных движений.

Линейность при этом проявляется при развитии железонариевых силикатов по неизмененным парагнейсам и сланцам, а гнейсовидность (плоскостная ориентировка этих же минералов) — при интенсивном преобразовании равномернозернистых пород, менее компетентных, чем собственно порфиробластовые породы.

Со структурно-текстурными особенностями пород связано и различие их физических свойств. Так, интенсивная микроклинизация гнейсово-сланцевых пород, кроме придания им определенного структурно-текстурного облика, несомненно изменила физико-механические, теплофизические и другие свойства пород.

Особенности структурно-текстурных и физических свойств ранее сформировавшихся при ранней микроклинизации метасоматитов и прилегающих в них пачек гнейсов при дальнейшем развитии метасоматоза могли оказывать существенное влияние на развитие фациальной метасоматической зональности. Порфиробластовые и равномернозернистые породы отличаются незавершенностью метасоматических преобразований с более редким развитием в них поздних парагенезисов, а метасоматиты директивных структур и текстур претерпели максимальное прояв-

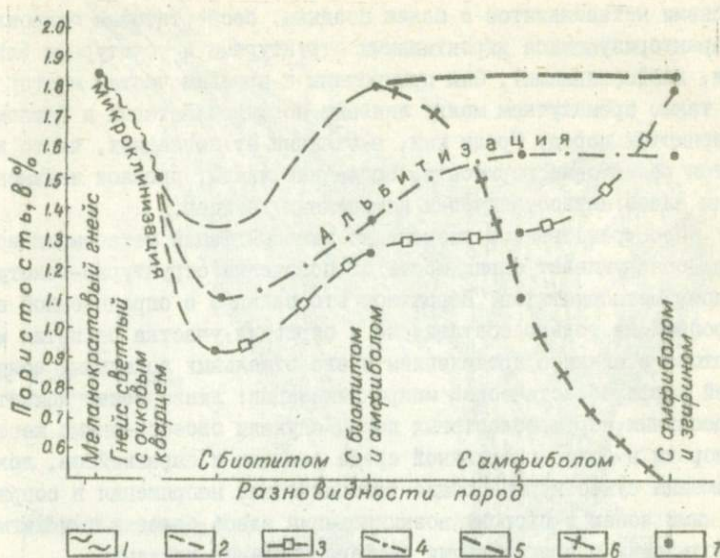


Рис. 2. Изменения значений общей пористости различных типов и разновидностей метасоматических пород.

1 - гнейс; 2 - метасоматически измененный гнейс, среднезернистый; типы пород: 3 - пофировластовые, 4 - гнейсовидные, 5 - линейные; 6 - окварцованные разности линейного типа пород; 7 - средние значения пористости для каждого типа пород определенной разновидности.

ление поздних процессов замещения, особенно эгиринизации. Последние характеризуются наиболее высокой и равномерной концентрацией тантало-ниобиевых минералов. Порфириобластовые же породы отличаются низкими содержаниями тантало-ниобатов. В определенной степени качественные отличия минерального состава этих пород указываются с изменением их физико-механических свойств и в частности с их пористостью (рис.2).

Различия фациальных физико-химических условий формирования продуктивных и слабоминерализованных метасоматитов проявились и в ассоциации второстепенных минералов. Типоморфными минералами слабо минерализованных тантало-ниобатами порфириобластовых метасоматитов являются иттро-флюорит, монацит. Для богатых пирохлором метасоматитов директивных структур и текстур типоморфен криолит, а также гагаринит.

Таким образом, неоднородность внутреннего строения метасоматической залежи в свете истории ее формирования можно рассматривать как сложную зональность, возникшую в итоге сочетания зональности стадий (образование линз порфириобластовых пород при ранней микроклинизации) и фациальной метасоматической зональности (приуроченность эгиринсодержащих разностей пород преимущественно к краевым, а биотитовых и биотит-амфиболовых - к внутренним частям залежи). Фациальная зональность связана с фациальными различиями физико-химических условий минералообразования, в определенной мере зависящих от физических свойств эдукта.

ВИМС

В.Д.Кузнецова

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГРЕЙЗЕНОВ КАЗАХСТАНА И ЛИПЫ РУД

Исследователями грейзенов Казахстана почти не делались попытки, или они были очень слабыми, в выяснении зависимости оруденения от минерального состава грейзенов, в то время как рассмотрение грейзеновых объектов Казахстана (в гранитоидах) обнаруживает такую зависимость. Все грейзены Казахстанских месторождений и рудо-

проявлений (346) были расчленены на несколько основных групп по преобладающему минералу в каждой из групп: мусковитосодержащие, апатитсодержащие, топазосодержащие, кварцевые, турмалиносодержащие грейзены.

Мусковитосодержащие грейзены — разновидность грейзена с преобладающим количеством кварца (60–80%); количество мусковита может колебаться от 10 до 30%, флюорита от 1 до 6%, пирита от 1 до 5%. В зональных грейзеновых телах эта минеральная фация наиболее развита и занимает промежуточное положение между внешней зоной грейзенизированного гранита и внутренней зоной кварцевого грейзена. Последняя может и отсутствовать. Изменение исходного гранита проходило путем замещения мусковитом биотита, плагиоклаза и альбитизированного калишпата. Переход мусковито-кварцевого грейзена к кварцевому происходил с постепенным уменьшением количества мусковита в породе, вследствие разведения и замещения его кварцем. Для данного типа грейзенов вольфрамовое или молибденово-вольфрамовое оруденение, иногда с бериллом. Судя по минеральному составу, эти грейзены можно считать продуктами воздействия растворов с участием фтора. Этот тип грейзена наиболее распространен в Казахстане (к примеру, грейзеновые объекты Дарат, Селтей, Белькойтас, Ортауские точки, Кууинские точки, Кызылтауские точки, Каркаралинские точки, Эдрей, Акчатау (частично), объекты Калбинского и Нарымского массивов, Коккульское, Чиндагатуйское и мн. др.).

Апатитосодержащие грейзены чрезвычайно сходны с предыдущим типом мусковито-кварцевых грейзенов, только в своем составе, помимо преобладающих кварца и мусковита, содержат повышенные количества апатита (несколько процентов). Характерно, что в этих грейзенах почти не отмечается ни флюорит, ни топаз, или они присутствуют в незначительных количествах. Фтор, участвовавший в процессе метасоматоза, связан в апатите и мусковите. Метасоматическая зональность грейзеновых тел весьма проста — грейзенизированный (мусковитизированный) гранит с апатитом и апатито-мусковито-кварцевый грейзен. Внутренней кварцевой фации не наблюдалось. Изменение породы выражено в мусковитизации полевошпатовой части породы и образовании апатита, видимо, за счет каль-

ция плагиоклаза и фосфора вмещающих сланцевых пород. Оруденение в грейзенах вольфрамовое, в знаках присутствует золото. Этот тип грейзена редок, встречен в Джунгарском Алатау (Кузнецова, 1969), в Лепсинском гранитном массиве (вольфрамовые месторождения агыны - катты и Шамантас).

Т о п а з о с о д е р ж а щ и е грейзены имеют полиминеральный состав и комплексную редкометальную ассоциацию. Поскольку грейзены - зональные тела, в них, помимо топазо-кварцевой фации, присутствуют еще другие (от внешних зон к внутренним): грейзены - зированный гранит, мусковито-кварцевый или флюорито-мусковито-кварцевый; топазо-мусковито-кварцевый, флюорито-топазо-кварцевый (топазо-кварцевый) и кварцевый грейзены. Содержание топаза колеблется в пределах 5-20%. Образование топаза идет после мусковитизации породы. Мусковит мусковито-кварцевой фации замещается топазом, а топаз при переходе в заключительную ступень процесса замещается кварцем. Для этого типа грейзенов характерно полиметальное оруденение. Обычными рудными минералами являются вольфрамит, молибденит, касситерит, монацит, шеелит, висмутин, пирит; в акцессорных количествах много редкоэлементных минералов (циркон, ксенотим, нигрин, давидит, торит и др.). Судя по минеральному составу, данные грейзены являются продуктами воздействия растворов, насыщенных фтором. Топазосодержащие грейзены, как известно, являются показателями промышленного оруденения. Распространение их небольшое, преимущественно в Центральном Казахстане (месторождения Айчатау, Караоба, Майтас, Байназар, Аксан, Западный Атасу и др.).

К в а р ц е в ы е грейзены почти полностью состоят из кварца, Соляно-кварцевой разновидности, характерной для подавляющего большинства грейзенов, здесь нет. Отсутствуют также топаз, флюорит. При переходе исходного гранита в кварцевый грейзен обнаруживается узкая оторочка грейзенизированного (окварцованного) гранита, в котором часть полевых шпатов замещена кварцем. Далее к центру тела, следует зона кварцевого грейзена с реликтами калишпатов, плагиоклаза и биотита и, наконец, кварцевый грейзен без каких-либо реликтов исходного гранита. Центральную часть грейзенового тела выполняет кварцевая жила с молибденитом. Молибденовая вкрапленность наблюдается и в массе грейзена. В Казахстане этот тип

грейзена развит слабо. Известны немногочисленные объекты: Узунбулак (в одноименном массиве), Бугу (в Калдырминском массиве), Зосточный Коунрад (частично), Сегизсала I-III (частично). Эти грейзены являлись продуктами воздействия безфтористых растворов. Щелочные и щелочноземельные элементы, а также глинозем вынесены. Основным переносимым компонентом являлся кремнезем. Факт молибденового оруденения в кварцевых грейзенах, где о фторном метасоматозе нет речи, подсказал мысль, что молибден фтором не переносится. Исходя из экспериментальных работ группы Н.И.Хитарова (Хитаров и Иванов, 1940; Хитаров и Рыженко, 1962) можно полагать, перенос молибдена в виде кремне-молибдатных растворов, а также хлорных соединений (Щербина, 1963).

Турмалиносодержащие грейзены по гранитоидам и осадочным породам экзоконтакта образуются при наложении турмалиновой минерализации на минеральные растворившиеся зональные грейзеновые тела чаще всего мусковитосодержащие. Такие смешанные грейзены содержат турмалин в варьирующих количествах, от нескольких процентов до нескольких десятков процентов. Турмалинизация в гранитоидах выражена развитием спутанноволокнистых агрегатов и массы отдельных иголок турмалина по кварцевому или мусковито-кварцевому грейзену. В песчано-сланцевых породах экзоконтакта турмалин вместе с топазом, флюоритом, пиритом в большом количестве содержится в мусковито-кварцевых и кварцевых растворившихся грейзеновых оторочках около рудоносных жил. Идиоморфизм кристаллов турмалина, развитие в стыках зерен, в порах и гнездах подчеркивает его наиболее позднее происхождение в грейзенах. Для турмалиновых образований характерно оловянное оруденение, но в совокупности с оруденением мусковитосодержащих грейзенов, оно чаще бывает оловянно-вольфрамовым или оловянно-молибдено-вольфрамовым, иногда с мышьяком. Здесь в процессе переноса веществ принимал участие фтор, бор и, возможно, хлор. Этот тип грейзена наиболее распространен в Калба-Нарымском районе (месторождения Палатцы, Ленинское, Буландинское, Теректинское, Бурабайское, Карасуйское, Мирольбовская группа и др.).

Другие фации грейзенов редки: гематито-кварцевые (Куу, Делеген, Кзылрай гематитовый), биотито-кварцевые (Жанет), плагиоклазо-графито-кварцевые (точки в Нарымском районе) и др.

Сопоставление минеральных составов грейзенов с типами оруденения показывает:

Минеральный тип грейзенов

Преобладающее оруденение

Мусковитосодержащий

Вольфрам или вольфрам и молибден, иногда бериллий

Апатитосодержащий

Вольфрам, золото

Топазосодержащий

Комплексное: вольфрам, молибден, бериллий, олово, висмут, редкие земли, торий, скандий, галлий и др.

Кварцевый

Молибден

Турмалиносодержащий

Олово, вольфрам

В соответствии с распространением грейзенов того или иного состава региона Казахстана отличаются следующими основными типами руд. Центральный Казахстан характеризуется преимущественно молибдено-вольфрамовым или комплексным типом руд соответственно мусковито- и топазосодержащим типом грейзенов. Калба-Нарымский регион несет оловянно-вольфрамовое оруденение, соответственно турмалиносодержащему типу грейзенов фтор-борного типа метасоматоза. Южный Казахстан и Горный Алтай характеризуются преимущественно молибдено-вольфрамовым типом руд соответственно мусковитсодержащим типом грейзеновых проявлений. Как видим, Калба-Нарымский регион отличается от других редкометальных регионов Казахстана. Молибден не характерен.

Явление обособленности молибдена от вольфрама и олова подмечалось (но не объяснялось) еще ранее рядом исследователей (Д.В. Рундквист, Л.Ф. Иванова, 1963, Кононов, 1967). Сопоставление редкометальных регионов Союза также показывает обособленность молибденово-рудных районов от оловорудных и вольфрамовых. Примерами этого служат Северо-Восток СССР (оловянная провинция), Восточное Забайкалье, где оловянно-вольфрамовый пояс отграничен от золото-молибденового. Центральный, Южный Казахстан, Горный Алтай со смешанным молибденово-вольфрамовым или комплексным висмута-оловянно-молибдено-вольфрамовым оруденением являются, видимо, не исключениями (Иванова, 1963), а регионами с широко проявленными явлениями телескопированности процессов.

Совместно присутствующие в грейзеновых объектах вольфрамовое и молибденовое оруденение нам представляется разобщенным в простран-

стве (что выражено в рудной вертикальной зональности) и времени (что выражено в последовательности образования молибденита, вольфрамит, берилл, касситерит, а именно, по нашему мнению, хлорного типа метасоматоза).

Сказанное еще раз свидетельствует в пользу того, что молибденит — продукт иного типа метасоматоза (не фторного), чем вольфрамит, берилл, касситерит, а именно, по нашему мнению, хлорного типа метасоматоза.

Основные положения, возникшие в процессе исследования грейзенов и анализа грейзеновых объектов, сводятся к следующему.

1) Зависимость типа оруденения от минерального состава грейзена и, следовательно, типа метасоматоза.

2) Роль минерализаторов в грейзеновом процессе, а именно хлора и бора, помимо общепризнанного фтора.

3) Роль вмещающей среды на формирование тех или иных типов грейзенов и оруденения в них. Новый тип грейзена — апатитосодержащий (с золотом) — свидетельствует о не последней роли вмещающей среды, элементы которой ассимилировались магмой (в частности, фосфор и золото) и определили состав постмагматических растворов. Образование турмалиносодержащих грейзенов с оловом также обязано влиянию вмещающей среды на состав воздействующих растворов. Наличие шеелита в грейзеновых телах нередко свидетельствует об этом же.

4) Геохимическая разобщенность молибденового и вольфрамового оруденения, хотя то и другое нередко обнаруживаются совместно на одном месторождении.

Накопленный к настоящему моменту большой описательный и аналитический материал по грейзеновым проявлениям всей территории Казахстана вызывает необходимость дальнейшего обобщения и анализа его: а) по структурно-формационным зонам; б) по интрузивным комплексам; в) анализ объектов в надинтрузивных зонах (штокверковых наиболее перспективных месторождений); г) сравнительный анализ собственно грейзеновой кварцевожильно-грейзеновой и кварцевожильной формаций в части редкометального оруденения.

Выводы по обобщенному систематизированному материалу дадут: 1) способ оценки редкометальных грейзеновых объектов: простой и доступный любому геологу; 2) прогнозы на перспективные площади и участки.

ИИИ, КазССР, Алма-Ата.

## МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЫ И КРИТЕРИИ ИХ РУДОНОСНОСТИ

Гранитоиды Кокчетавской глыбы разделяются на шесть комплексов: желандинский (кембрий) – граносиениты, сиениты; боксинский (нижний ордовик) – диориты, адамеллиты, гранодиориты; зерендинский (ордовик) – биотит-роговообманковые и биотитовые граниты; балкашинский (девон) – лейкократовые граниты, аляскиты; орлиногорский (девон) – лейкократовые граниты, аляскиты; еленовский (девон?) – граносиениты, альбитофиры, сиениты, граниты, гранит-порфиры. Более детально они были описаны нами ранее (Летников и др., 1968). Среди этих гранитоидов выделяются два девонских комплекса – орлиногорский и еленовский, породы которых претерпел наиболее существенное метасоматическое преобразование, в них зачастую локализованы рудопроявления редких металлов. Имеет место прямая связь между степенью метасоматического изменения гранитоидов и их потенциальной рудоносностью.

Нами ниже детально рассмотрены метасоматиты в гранитоидах орлиногорского и еленовского комплексов, а также критерии их рудоносности. Сравнивая гранитоиды указанных комплексов, мы фиксируем широкую гамму интенсивно проявленных метасоматических преобразований, что в общем в какой-то мере параллелизуется с накоплением рудных компонентов в этих метасоматитах (табл. I). В общем же все гранитоиды орлиногорского комплекса в той или иной мере подверглись метасоматическому преобразованию. Практически невозможно найти породу, не затронутую этими процессами. Целесообразно выделить два типа замещений: площадные и локальные, тем более, что потенциальная рудоносность последних выше по сравнению с площадными. В целом для гранитоидов Кокчетавской глыбы характерно площадное изменение, происходящее с сохранением гипидиоморфнозернистой структуры и массивной текстуры. Локальные изменения, как установлено при микроскопическом изучении метасоматитов (апограни-

гов, грейзенов) сопровождаются развитием структур перекристаллизации и замещения, резко отличающиеся от гипсидоморфнозернистых структур гранитов, измененных площадными процессами (табл.2).

Площадная калишпатизация в пределах изученных массивов гранитоидов развита неравномерно с различной степенью интенсивности. В общем виде более широко и интенсивно она проявлена в некоторых породах Еленовского комплекса, где в их составе наблюдается довольно резкое преобладание калиевого полевого шпата. В породах других комплексов более интенсивный характер калишпатизации отмечен в эндоконтактах массивов, слабый, неравномерный — по всей площади, что, по-видимому, объясняется также составом исходного субстрата. По времени образования наиболее ранними метасоматическими минералами являются калиевые полевые шпаты, в которых нередко содержатся включения сильно координированных замещаемых зерен плагиоклаза ранней генерации (основность 10-17, реже 25-33). Оптическая ориентировка замещаемого плагиоклаза и замещающего калиевого полевого шпата при этом чаще различна. Структурно-оптический тип замещающего калиевого полевого шпата нередко приближается к промежуточному и максимуму микроклину. В последнем случае отчетливо наблюдается решетчатое микроклиновое двойникование. Калиевый полевой шпат прозрачен или почти прозрачен. В количественном отношении составляет 10-30% от площади зерен замещаемого плагиоклаза. Данный тип калишпатизации плагиоклаза отмечается в "измененных" породах. Замещение плагиоклаза другими структурно-оптическими типами калиевых полевых шпатов отмечается также довольно часто. Эти калиевые полевые шпаты отличаются от микроклинов меньшей прозрачностью. Кроме того, различия замещающих калиевых полевых шпатов подтверждаются разной степенью упорядоченности. Углы оптических осей колеблются в пределах 68-84°. Замещение калиевым полевым шпатом других минералов фиксируется несколько менее отчетливо. В частности, наблюдается замещение мирмекитового плагиоклаза калиевым полевым шпатом второй генерации. При интенсивном замещении от мирмекитового зерна остаются лишь небольшие сильно координированные реликты. Оптическая ориентировка замещающего и замещаемого минералов идентична. Кроме того, замещение калиевым полевым шпатом подвергаются ранние генерации кварца и биотита.



## ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ КОКЧЕТАВСКОЙ ГЛЫБЫ

Группа	Степень проявления процесса в гранитоидах	Формы проявления процессов изменения					
		Калишпатизация	Ведущие рудные и акцессорные минералы	Альбитизация	Ведущие рудные и акцессорные минералы	Грейзенизация	Ведущие акцессорные минералы
Площадные процессы	Неизменная порода	<u>Калишпатизация I.</u> Замещение калишпатом I плагиоклаза I генерации при различной, произвольной оптической ориентировке. Калишпат I составляет 10-30% площади зерен плагиоклаза I	Ильменит	Разнообразные пертиты распада - в виде тонких пластинчатых точечных одновременно угасающих вростков параллельных спайности. Содержание альбитовых вростков до 25% - 15%	Ильменит Сфен I	Гейзенизация отсутствует. Отмечается серицитизация, соспригизация плагиоклазов	Флюорит
	Слабо измененная	<u>Калишпатизация II</u> Замещение калишпатом II мirmekитового плагиоклаза (II генерации). Оптическая ориентировка замещающего и замещаемого минерала близкая. Калишпата II - 10-45% от плагиоклаза II генерации. Замещение калишпатом II ранних генераций кварца, биотита	Сфен I Апатит I Монацит I Циркон I	<u>Альбитизация I</u> Разнообразные пертиты замещения 1. Струйчатые, перелетающиеся, пятнистые. Содержание альбита в калишпате 25-40%. 2. Вростки альбита единичные, прожилковатые, часто тонко полиситетически двойникованы. Содержание альбита в калишпате 30-40%. 3. Каемчатый альбит составляет 5-10% площади зерен калишпата и 15-20% площади зерен плагиоклаза	Апатит I Монацит I Циркон I  Сфен II Циркон II	Увеличивается серицитизация плагиоклаза с выделением флюорита, кальцита. Биотит оставляется, по периферии чешуек-частичное замещение хлоритом, мусковитом, 10-30% площади чешуек биотита. Хлоритизация биотита иногда псевдоморфная	Топаз   Циркон III
	Измененная в средней и сильной степени порода	<u>Продолжение калишпатизации II</u> Псевдопертиты-новообразованный калишпат имеет 50-70% площади плагиоклаза I и II генерации. Реликты плагиоклазов испещрены серицитом, оптическая ориентировка замещающего минерала близкая	Фергхсонит Гирохлор	<u>Альбитизация II</u> 4. Шахматный альбит 5. Мелко таблитчатый альбит 6. Крупнотаблитчатый альбит 7. Друзовый альбит. Формы альбита 4, 5, 6, 7 замещают калишпат и развиваются между зернами различных минералов, замещая их. При интенсивной альбитизации наблюдаются все формы альбитов замещения с преобладанием одной из них. Процентное содержание альбита превышает 50% площади замещаемого калишпата	Торит Колумбит Стрелверит Ильменорутит Флюорит Бастнезит	Развитие мелкочешуйчатой мусковитовой слюды по полевым шпатам. Замещение биотита мусковитом почти нацело. Процесс мусковитизации сопровождается окварцеванием, флюоритизацией породы	Фенацит Берилл Вольфрамит Касситерит Топаз Турмалин Флюорит
Локальные процессы	Метасоматиты (апограниты, грейзены)	<u>Калишпатизация III</u> Псевдоморфная микроклиция по плагиоклазу I, II и III генерации. Развитие мелких зерен микроклина, замещающих лейстовидный альбит. Образование порфиробласт микроклина. Амфионитизация микроклина	Монацит III Микроклин Фергхсонит	<u>Альбитизация III</u> Псевдоморфная альбитизация по микроклину и плагиоклазу I и II генерации в крупных зернах. Развитие в основной массе апогранита мелкозернистого лейстовидного альбита. Замещение лейстовидным альбитом кварца, микроклина всех генераций, а также топаза и протолитионита	Циркон Танталит-колумбит Стрелверит	Интенсивное замещение всех минералов гранита мусковитом, кварцем с образованием различного состава грейзенов	Апатит II Вольфрамит Касситерит Флюорит Монацит II Магнетит II Топаз

Структурно-оптические типы этих калиевых шпатов отличаются некоторым разнообразием, приближаются к максимальному микроклину. В процентном отношении калиевый полевой шпат второй генерации занимает 10-15, иногда до 30-40% от площади замещаемого зерна. Калишпатизация мирмекитового плагиоклаза характерна для слабо измененных пород. Таким образом, процесс калишпатизации, очевидно, начинается в позднемагматический период и продолжается в послемагматическом, что особенно наглядно подтверждается калишпатизацией мирмекитового плагиоклаза. Это явление отмечалось ранее многими исследователями. Форма зерен замещающего калиевого полевого шпата во всех случаях не отличается разнообразием. Как правило, метасоматический калиевый полевой шпат образует зерна неправильной и таблитчатой формы, окаймляя замещаемые минералы. Нередки порфириобласты с реликтами минералов. В породах, калишпатизированных в более сильной степени, калиевый полевой шпат занимает 50-70% от замещаемой площади плагиоклаза первой и второй генераций. Реликтовые вроски плагиоклаза серицитизированы и замутнены. Они имеют удлиненную с ответвлениями и утолщениями форму с постепенным переходом к основному зерну плагиоклаза. Оптическая ориентировка замещающего калиевого полевого шпата и замещаемого плагиоклаза близка.

**П л о щ а д н а я а л ь б и т и з а ц и я.** По времени проявления площадная альбитизация следует за калишпатизацией. Калинаторвые полевые шпаты замещаются кислыми плагиоклазами. При этом очень часто минералы имеют одинаковую, реже различную ориентировку кристаллических решеток. Начальным этапом площадной альбитизации гранитоидов является замещение калиевого полевого шпата плагиоклазом с выделением мирмекитовых вросков кварца. Предполагается, что количество мирмекитовых вросков кварца зависит от основности замещающего плагиоклаза и от различия между ориентировками кристаллических решеток обоих полевых шпатов. В наших гранитах процесс мирмекитизации, за редким исключением, проявлен довольно слабо. Калиевый полевой шпат замещается альбит-олигоклазом с выделением мирмекитовых вросков кварца, что отчетливо наблюдается на стыках зерен этих двух минералов. Альбит-олигоклаз заливозобразно проникает в зерна калиевого полевого шпата, а также наб-

людается в оторочках плагиоклазов, заключенных в калиевый полевой шпат. Значительно реже мирмекитизация отмечается на стыках зерен плагиоклаза и кварца.

Собственно процесс альбитизации в гранитоидах Кокчетавской глыбы проявлен несколько шире и интенсивнее, чем процесс калишпатизации. Морфологически при альбитизации отмечаются следующие виды альбитов замещения:

1) струйчатые, жылковатые, переплетающиеся, пятнистые (альбит в них составляет 25-40% от площади замещаемого зерна калиевого полевого шпата);

2) вrostки альбита, единичные и расположенные в виде прожилков (при более интенсивной альбитизации обладают тонким полисинтетическим двойникованием, содержание такого альбита в калиевом полево м шпате 30-40%);

3) каемчатый альбит, развивается вокруг зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза (ширина каемки колеблется от 0,5 мм, альбит полисинтетически сдвойникован, основность 5-8, распространен на 5-10% от площади зерен калиевого полевого шпата и 15-20% от площади зерен плагиоклаза);

4) шахматный альбит, образуется, как по калиевому полево му шпату, так и между зернами различных минералов (основность альбита более низкая - 2-5, отмечается редко);

5) мелкотаблитчатый альбит, агрегаты (основность 2-5, распределяется обычно по трещинам катаклаза, на стыках зерен замещают все минералы ранних генераций);

6) крупнотаблитчатый альбит аналогичной основности (размер более 1 мм, чем он и отличается от предыдущей разновидности);

7) "друзовый" альбит (по характеру развития аналогичен мелко- и крупнотаблитчатому альбиту, отличается лишь "друзовой" формой);

8) псевдоморфная альбитизация плагиоклаза и калиевого полевого шпата. В гранитоидах Кокчетавской глыбы наблюдается повсеместно и широко. Подтверждением этому факту является лишь только малая основность (2-13) большинства плагиоклазов в гранитах.

Названные морфологические типы альбита описаны в порядке возрастания интенсивности процесса альбитизации. При этом подразумевается необходимость учета количественных соотношений замещаемого альбита и замещенных минералов, в первую очередь, калиевых полевых

шпатов. Кроме того, данные морфологические типы альбита в какой-то мере иллюстрируют выделенные выше генерации послемагматического альбита. В заключение необходимо отметить, что пертиты распада в виде одновременно угасающих тонких, пластинчатых, точечных вростков, расположенных параллельно спайности, наблюдаются в "неизмененных" породах. Содержание альбититовых вростков в калиевом полевом шпате 15-25%. В слабо измененных породах распространены струйчатый, вростковый, каемчатый альбит, реже - другие типы альбита. Содержание альбита 5-10 до 30-40% площади замещаемых зерен калишпата. В породах, измененных в средней и сильной степени отмечаются все типы альбитов замещения с преобладанием шахматных, таблитчатых, друзовых. Процентное содержание альбита замещения превышает 50% площади замещаемого зерна калиевого полевого шпата.

**П л о щ а д н а я г р е й з е н и з а ц и я** следует за альбитизацией. Наибольшая ее интенсивность отмечается в более альбитизированных разностях гранитоидов. К ряду образований, обязанных развитию процесса грейзенизации, относятся мусковитизация, окварцевание, флюоритизация, турмалинизация, хлоритизация, эпидотизация.

**М у с к о в и т и з а ц и я.** Обычно процесс мусковитизации начинается с осветления биотита, с развития оторочек светлой слюды по периферии чешуек и пластинок биотита. Некоторые выделения биотита нацело превращены в светлую слюду, среди которой по спайности сохранились включения акцессорных и рудных минералов. Мусковитовая слюда второго типа развивается по полевым шпатам. Она более мелкочешуйчатая, отмечается по трещинам спайности, участкам дробления полевых шпатов и кварца в виде скоплений. К участкам развития слюды этого типа примыкают мелкие зерна кварца, флюорита, нередко заметно корродирующие основные породообразующие минералы гранита-плагноклаза, калиевый полевой шпат, биотит.

**О к в а р ц е в а н и е** Окварцевание гранитов обнаруживается весьма часто. Иногда этот процесс сопровождается мусковитизацией, но нередко проявляется самостоятельно. Слабое развитие позднего кварца фиксируется практически повсеместно. Выражается оно в развитии мелких, резко ксеноморфных по отношению ко всем минералам зерен метасоматического кварца, который корродирует и замещает ра-

нее образованные минералы. При более интенсивном развитии процесса окварцевания наблюдается развитие структур замещения графиче-ского вида. Иногда метасоматический кварц образует в породе относительно крупные зерна и вкрапленники, содержащие включения мелких зерен полевых шпатов и биотита вторых генераций. Нередко по микротрещинкам отмечается развитие прожилковатых образований мелкозернистого кварца, обычно небольшой мощности (до 0,2 мм) и разнообразной, иногда субпараллельной ориентировки.

**Флюоритизация** в большинстве случаев проявлена слабо. Флюорит образует относительно мелкие зерна неправильной формы светло-фиолетового цвета, ассоциирует с метасоматическим кварцем, мусковитом, серицитом. Иногда вместе с этими минералами развивается в прожилках.

**Турмалинизация** чаще всего отмечается в переходных зонах от гнейсов через гнейсо-граниты к гранитам (Ольгинский массив, Заборовка). Распределяется турмалин обычно в промежутках зерен, замещает и корродирует все минералы, в том числе и метасоматический кварц, мусковит. Видимо турмалинизация следует за грейзенизацией.

**Хлоритизация и эпидотизация** развиты чаще в породах более основного состава (гранодиоритах, диоритах), реже в гранитах. Происходила хлоритизация и эпидотизация, вероятно, приблизительно одновременно с процессом грейзенизации, на что указывает тесная ассоциация хлорита, эпидота и мусковита.

**Биотитизация** отмечается редко. Поздний биотит в гранитах мелкочешуйчатый, развивается в промежутках зерен, по микротрещинкам, отличается более зеленой окраской. В кварцевых диоритах, гранодиоритах замещает роговую обманку.

**Локальная грейзенизация** характеризуется интенсивным замещением породы с образованием собственно грейзенов и существенно кварцевых метасоматических пород. Зоны грейзенов обычно располагаются среди грейзенизированных пород. Наряду с мусковитом, кварцем в составе грейзенов участками присутствует заметное количество топаза, флюорита.

Локальная турмалинизация отмечается в виде зон среди гранитов и гранито-гнейсов. Прожилки турмалина распределяются согласно гнейсовой текстуре породы.

Локальные процессы альбитизации, микроклинизации. В результате этих процессов образованы апограниты и альбититы, где мы видим интенсивную переработку гранитов послемагматическими растворами, обусловившую глубокое изменение минерального состава и структуры. В апогранитах наблюдается отчетливое наложение локальных процессов альбитизации, микроклинизации и амазонитизации на ранее проявленные площадные процессы.

Локальная альбитизация является конечным этапом процесса натриевого метасоматоза. Характеризуется псевдоморфной альбитизацией по микроклину и плагиоклазу первой и второй генераций и развитием в основной массе апогранита мелкозернистого, лейстовидного альбита. Лейстовидный альбит по количеству резко преобладает, замещает кварц, микроклин, топаз, протолитионит, замещается мелкозернистым микроклином.

Конечным этапом калишпатизации является псевдоморфная микроклинизация плагиоклаза первой, второй и третьей генераций. Микроклин образует порфиробласты, а в основной массе в виде мелких неправильной формы зерен, замещает лейстовидный мелкозернистый альбит. По времени образования является самым поздним минералом. Иногда микроклин, как в порфиробластах, так и в основной массе, амазонитизирован. В общем виде интенсивность процессов калишпатизации, альбитизации, грейзенизации представлена в табл. 2.

Характеристика проявления процессов в гранитоидах приведена в табл. I. Из нее следует, что процесс площадной калишпатизации наиболее интенсивно развит в породах первой и второй фаз Еленовского комплекса и в породах эндоконтактов массивов Орлиногорского. Площадная альбитизация I отмечается повсеместно, альбитизация - II участками среди пород третьей фазы Еленовского и первой и второй фаз Орлиногорского комплексов. Интенсивно площадная альбитизация развита в породах второй фазы Еленовского и третьей фазы Орлиногорского комплексов. Процесс грейзенизации, включающий мусковитизацию, окварцевание, флюоритизацию, наиболее широко проявлен среди

пород второй и третьей фаз Еленовского и особенно Орлиногорского комплексов.

Как следует из приведенных выше данных рудоносными метасоматитами становятся лишь при сильной или средней степени изменения гранитоидов при площадных процессах и при развитии локальных метасоматитов. При этом намечается определенная специализация метасоматитов. Так, для калиевого метасоматоза (калишпатизация) присущи сложные тантало-ниобаты типа фергюссонита, пирохлора, микролита; для натриевого (альбитизация) — танталит — колумбит, стронверит, фтор-карбонаты при развитии грейзенового процесса появляется своя группа рудных минералов; фенакит, берилл, вольфрамит, касситерит.

Наиболее благоприятными факторами для локализации в метасоматитах оруденения являются: реализация условий термостатирования при формировании метасоматитов (Летников и др., 1969); повышенное содержание летучих, фиксированных в минералах метасоматита; отсутствие мощных дренирующих структур. К отрицательным факторам следует отнести проявление магматической деятельности после формирования метасоматитов и локализации в них оруденения. Так, например, на Аиртавском массиве мощная зона грейзенов сечется телами мелкозернистых гранитов, в которых отмечаются брекчии грейзенов. Как правило, вблизи тех гранитов рудоносность грейзенов резко падает. Такая же картина наблюдается на Васильевском массиве, где грейзены секутся дайками фельзит-порфиров. В общем виде состав того или иного метасоматита вполне однозначно указывает на его потенциальную рудоносность, которая может быть снижена или повышена при сочетании вышеперечисленных положительных или отрицательных факторов.

ИЗК СО АН СССР, Иркутск, КазИМС, Алма-Ата.

## О РУДОНОСНОСТИ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ

Метасоматически измененные альбитизированные граниты очень часто содержат значительные концентрации редких элементов (тантал, ниобий, цирконий, бериллий, редкие земли). Однако следует подчеркнуть, что не всякая альбитизация сопровождается редкometальными оруденением. Это зависит в первую очередь от условий формирования той или иной группы альбитизированных гранитов (и альбититов), т.е. от их генезиса. Промышленные объекты формируются в зависимости от проявления, помимо альбитизации, последующих процессов метасоматоза, в частности грейзенизации. Поэтому необходимо обратить внимание на характерные, типичные отличительные особенности отдельных групп альбитизированных гранитов (и альбититов), с целью использования их в качестве основных критериев при поисках и разведке месторождений этой рудной формации.

Ранее нами (Масгутов, 1960) выделялись две основные группы альбитизированных гранитов (и альбититов), генетически связанные с принципиально различными процессами: автометасоматозом позднематематической стадии и наложенным метасоматозом — аллометасоматозом — послематематической стадии становления интрузий. Помимо этих двух разновидностей метасоматитов, выделялись также дианортитизированные граниты. Наличие этих разновидностей метасоматически измененных гранитов подтвердилось последующими нашими исследованиями в Казахстане. Из указанных выше разновидностей измененных гранитов наибольший интерес представляют альбитизированные граниты в связи с автометасоматозом позднематематической стадии становления интрузии, поскольку, они, как правило, сопровождаются повышенной концентрацией редких элементов. Вторичное перераспределение редких элементов в результате наложенных эндогенных (грейзенизация) или экзогенных (развитие коры выветривания) процессов в этих гранитах приводит к обогащению отдельных участков рудной минерализацией, достигающей в некоторых случаях промышленных концентраций. Автометасома-

тическая альбитизация обычно практически безрудна, но иногда сопровождается концентрациями редких элементов, хотя и не столь значительными по масштабам, как в первом случае. И здесь оруденение фиксируется лишь при проявлении, помимо альбитизации, наложенной грейзенизации. Что касается деаэртитизированных гранитов, то роль их в концентрации редкометального оруденения еще менее значительна.

Ниже остановимся более детально на характеристике первых групп метасоматически измененных гранитоидов.

1. Автометасоматические альбитизированные граниты или редкометальные альбитизированные граниты (апограниты по А.А.Беусу и др., 1962) по ряду специфических особенностей четко отличаются от нормальных гранитов. Важнейшими из них являются значительная роль в их составе лейстового альбита и повышенные концентрации редких элементов, что и предопределило, главным образом, интерес к ним, как объектам исследования. Редкометальные альбитизированные граниты Казахстана по ряду признаков могут быть отнесены к типично интрузивным образованиям с интенсивным развитием в них процессов щелочного (натрового) автометасоматоза на позднемагматической стадии их становления. Характерные признаки альбитизированных гранитов следующие.

а) Граниты встречаются в виде небольших пластообразных тел, штоков или фациальных разновидностей более крупных интрузивов (в апикальных частях).

б) Граниты несут четкие признаки интрузивных образований — резкие интрузивные контакты (с зонами закалки), наличие собственной жильной серии (аплиты, пегматиты).

в) Устанавливается приуроченность гранитов в каждом конкретном районе к наиболее поздним фазам внедрения гранитоидов. Некоторыми исследователями они выделяются в самостоятельный мезозойский комплекс (Шерба и др., 1962).

г) Для гранитов характерен необычный порядок кристаллизации плагиоклаза, представленного исключительно альбитом лейстовой формы. Другая генерация плагиоклаза более основного состава здесь отсутствует. В отличие от нормальных гранитов плагиоклаз (альбит) является наиболее поздним минералом, кор-

родуриющим минералы ранней кристаллизации - микроклин, кварц, биотит. Альбитизация является естественным продолжением кристаллизации микроклина, кварца, биотита на более поздней стадии становления гранитов, как результаты проявления щелочного метасоматоза (взаимодействие закристаллизованной части породы с остаточным расплавом, обогащенным натром и редкими элементами).

д) Отсутствие в гранитах реликтов раннего плагиоклаза и в целом первоначальных пород, т.е. двух резко разграниченных во времени замещаемой и замещающей минеральных ассоциаций, характерных для типично метасоматических образований, является показателем того, что формирование этих гранитов не связано с процессами наложенного метасоматоза.

е) Граниты характеризуются полиминеральным составом и отсутствием типичной метасоматической зональности с образованием мономинеральных фаций (по Д.С.Коржинскому). Слабо выраженная зональность в гранитах не соответствует метасоматической (наиболее проработаны верхние апикальные зоны гранитов, а не тыловые, что по видимому, является результатом проявления процессов дифференциации расплава (эманационной и кристаллизационной), а не наложения метасоматических процессов.

ж) Отсутствует контроль альбитизации зонами трещиноватости.

з) Существует некоторая аналогия между гранитами и пегматитами, выраженная в сходстве их состава, редкометальной специализации, характера проявления альбитизации, что может служить указанием генетической близости этих пород (Власов, 1961; Кузьменко, 1968).

и) Становление гранитов происходило при значительном участии щелочей (главным образом, натрия), редких элементов и летучих соединений, что характерно, обычно, для конечных продуктов дифференциации гранитоидных магм. Для гранитов характерно присутствие в повышенных содержаниях таких элементов-примесей, как тантал, ниобий, цирконий, бериллий, редкие земли, торий. В связи с наличием в гранитах радиоактивных минералов (малакон, торит) радиоактивность пород в несколько раз выше окружающего фона.

Редкометальные альбитизированные граниты, наряду с признаками типично интрузивных образований, несут черты сходства с пегматитами.

тами и метасоматитами, что значительно усложняет раслифровку их генезиса. В настоящее время наиболее распространены две гипотезы: 1) магматогенная (Левицкий, 1963; Кузьменко, 1968; Jacobson, 1958) и 2) метасоматическая (Беус и др., 1960, 1962; Костин, 1960; В.С. Кудрин, 1967). По мнению сторонников магматогенной гипотезы редкометалльные альбитизированные граниты являются продуктами глубинной магматической дифференциации гранитной магмы; близость состава гранитов с пегматитами позволила говорить о генетическом их родстве при несколько отличных условиях формирования. Сторонники метасоматической гипотезы связывают формирование редкометалльных альбитизированных гранитов с переработкой нормальных и субщелочных гранитов в результате проявления процессов наложенного послемагматического щелочного метасоматоза.

В отношении генезиса редкометалльных альбитизированных гранитов наше представление близко к магматогенной концепции. Однако, в отличие от последней, мы придаем решающее значение при формировании подобных гранитов позднемагматической альбитизации — автометасоматозу.

2. Аллометасоматические альбитизированные граниты характеризуются четкой приуроченностью к локальным трещинным зонам.

а) Альбитизация развивается вдоль тектонически нарушенных зон или контактов пород. Изменение гранитов носит ясно выраженный характер.

б) В альбитизированных гранитах отчетливо выражена метасоматическая зональность (по Д.С. Коржинскому): наиболее проработанные зоны (вплоть до мономинеральных альбититов) расположены в тыловой (внутренней) части измененных гранитов, а наименее — во внешней.

в) В отличие от лейстового альбита в автометасоматических альбитизированных гранитах альбитит здесь обычно шахматного строения, образование которого связывается с замещением калишпата альбитом без нарушения целостности форм замещаемых кристаллов (псевдоморфозы). Альбитизация не оказывает существенного влияния на изменение зернистости замещаемого комплекса — структура метасоматических гранитов в основном аналогична структуре неизмененных гранитов, за счет которых они образовались. Помимо

метасоматического шахматного альбита в измененных гранитах при -  
сутствует первично магматический плагиоклаз альбит-олигоклазового  
состава.

г) Химический состав альбитизированных гранитов отличается  
резким преобладанием количества  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ : содержание первого  
достигает 10-12%, тогда как  $\text{K}_2\text{O}$  отмечается нередко лишь в виде  
следов. В отношении редких металлов эта разновидность измененных  
гранитов практически безрудна, за исключением тех случаев, когда  
в них проявлена, помимо альбитизации, наложенная грейзенизация,  
которая сопровождается бериллиевой минерализацией. Оруденение  
приурочивается обычно к участкам грейзенизации альбитизированных  
гранитов и альбититов.

3. Деанортитизированные граниты  
существенно отличаются от первых двух типов альбитизированных  
гранитов. Если альбитизация в автометасоматических альбитизиро-  
ванных гранитах проявлена в основном, как корродирование лейсто-  
вым альбитом всех ранее выделенных минералов (калиевого полевого  
шпата, кварца, биотита), а в аллометасоматических - как псевдо-  
морфоза шахматного альбита по калиевому полевному шпату (реже  
кварц-альбитового замещающего комплекса вдоль интерстиций первич-  
ных минералов), то в деанортитизированных - она выражена как под-  
кисление более основного плагиоклаза за счет разложения его анорт-  
итовой составляющей. Здесь не осуществляется дополнительный прив-  
нос и вынос натрия, а происходит разложение анортитовой составля-  
ющей плагиоклаза в результате гидротермальной переработки гранитов,  
что приводит к образованию более кислой его разновидности, вплоть  
до альбита. Перспективные редкометалльные проявления с гранитами  
этой группы отсутствуют.

Резюмируя вышеприведенные данные следует подчеркнуть, что наи-  
более интересными и важными в практическом отношении являются ав-  
тометасоматические альбитизированные граниты (и альбититы), менее -  
аллометасоматические и еще менее - деанортитизированные. Учет от-  
личительных особенностей каждой из групп альбитизированных грани-  
тов позволит достаточно объективно оценить перспективы проявлений  
редких металлов этой рудной формации и на стадии поисковых работ.  
Весьма существенным моментом при этом является наличие или отсут-

стве, а также интенсивность проявления наложенной грейзенизации играющей важную роль при перераспределении и мобилизации рассеянного оруденения альбитизированных гранитов и формирования практически ценных месторождений.

При поисках следует иметь в виду, что размещение тел и участков альбитизированных гранитоидов и альбититов контролируется в основном зонами более молодой тектоно-магматической активизации. Это обычно трещинные интрузии, локализуемые вдоль глубинных подвижных зон.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата

Ал. Мусаев, Р. А. Магдиев, М. А. Шаисламова

#### ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (U, Th) В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ АВТОМЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД КАРАТЮБИНСКОГО ИНТРУЗИВА

Изучение геохимических особенностей распределения радиоактивных элементов в автометасоматически измененных породах может помочь в установлении поисковых критериев. В связи с этим в настоящей статье рассматривается характер распределения U и Th в изученных типах автометасоматически измененных биотитовых гранитов третьей фазы интрузии  $S_3-P_I$  интрузивного комплекса гор Каратюбе.

Горы Каратюбе представляют западное окончание Зеравшанского хребта. В геологическом строении принимают участие, главным образом, магматические породы  $S_3-P_I$  гранитоидного комплекса. Осадочно-метаморфическая толща (S, D, C) узкой полосой окаймляет выходы интрузивных пород и имеет развитие в предгорных участках. Каратюбинский интрузив — это крупное батолитообразное тело, расположенное в ядре Каратюбинского антиклинория. Площадь выхода интрузива более 1000 кв. км. Сложен он породами четырех фаз интрузий  $S_3-P_I$  гранитоидного комплекса (Хамрабаев, 1958). Наиболее широкое развитие имеют биотитовые граниты III фазы. Они занимают более половины всей обнаженной площади интрузива. Петрографическая характеристика всех типов интрузивных пород приведена в "Петрогра-

Изучение пространственного распространения автометасоматических изменений показывает, что в биотитовых гранитах, обнажающихся в центральной и южной частях Каратюбинского массива, автометасоматические изменения, представленные альбитизацией, мусковитизацией и турмалинизацией, имеют широкое развитие. Наиболее ранним процессом в гранитах является слабопроявленная в контактовых частях площадная альбитизация, часто вытесняемая слабой площадной мусковитизацией, обычно развитой в центральных частях выхода биотитовых гранитов.

На фоне слабоальбитизированных и слабомусковитизированных (двуслюдяных) гранитов выделяются четко очерченные, неправильной формы локальные зоны интенсивной альбитизации и мусковитизации, площади распространения которых измеряются часто квадратными метрами, изредка квадратными километрами. Такие интенсивные изменения биотитовых гранитов наблюдаются в трещиноватых, глубоко эродированных, тектонически ослабленных зонах интрузива. Наибольшее развитие зон интенсивно измененных пород отмечается в центральной части Каратюбинского массива (районы Кенгкутан, Сангтуда, Угурташ). В связи с зонами усиленной альбитизации наблюдается проявление турмалинизации. При отмеченных узколокальных интенсивных проявлениях процессов мусковитизации, альбитизации и турмалинизации происходит изменение структурных особенностей первичных пород, они становятся более крупнозернистыми, почти белыми в участках альбитизации и красновато-серыми, желтовато-серыми в участках мусковитизации. В противоположность интенсивной мусковитизации мощности зон альбитизации расширяются в глубинных, эродированных участках интрузива. В апикальных частях выхода биотитовых гранитов, где преимущественно развиваются мусковитизированные породы, интенсивно альбитизированные породы встречаются в виде маломощных зон вдоль кварцево-мусковитовых грейзеновых и кварцево-турмалиновых жил.

Наблюдения за естественной последовательностью зон метасоматитов позволили представить схему этапности процессов (табл. I).

В приведенной схеме границы отдельных этапов проведены соответственно с характером и последовательностью развития метасоматитов. При этом этапы разделяются по циклам смены активностей оснований.

Таблица 1

Схема этапности аутометасоматических процессов стадии кислотного выщелачивания гранитоидных интрузивов гор. Каратибе и Кульжуктау

Стадии по:		характер проявления	Типы аутометасоматических изменений	Различие метасоматоза по принесенным компонентам (по принципу в.м. Гольдшмида)	Различие метасоматоза по активности оснований в метасоматизирующих растворах (по принципу И.Н. Говорова и Г.Ю. Григорчука)	Выделяемые этапы
Д.С. Коржинскому	И.Х. Хамрабаеву					
Кислотного выщелачивания	Аутометасоматическая	Региональный	Слабая альбитизация Слабая мусковитизация	Натриевый Калиевый	Слабое Сильное	Первый
		Узкоплощадной	Интенсивная мусковитизация с сопутствующей турмалинизацией	Калиево-борный	Сильное	
			Интенсивная альбитизация с сопутствующей турмалинизацией	Натриево-борный	Слабое	
	Постмагматическая	Околожильный	Сильная альбитизация с сопутствующей турмалинизацией	Натриево-борный	Слабое	Третий
		Жильный	Грейзенизация с сопутствующей турмалинизацией	Калиево-борный	Сильное	
		Жильный	Кварцево-турмалиновое, затем преимущественно кварцевое замещение	Борно-кремнеземистый, затем кремнеземистый	Слабое	

Так, для первого этапа характерна смена слабого основания сильным (натрия калием), для второго, обратное явление: смена сильного основания слабым (калия натрием) и т.п.

Приведенные в таблице 2 результаты анализов показывают возможность разделения различных типов автометасоматически измененных пород Каратюбе по распределению урана и тория.

Таблица 2

Результаты распределения U и Th в различных типах автометасоматически измененных пород гор Каратюбе

№ № прос.	Типы пород	Содержание элементов в вес. %		
		U 10 <sup>-4</sup>	Th 10 <sup>-3</sup>	Th/U
1	2	3	4	5
417		3,9	0,8	2,05
496	Малоизмененные биотитовые граниты	3,8	0,6	1,6
430		3,2	1,1	3,4
	Среднее	3,6	0,8	2,3
525		4,0	0,4	1,0
419		4,1	1,5	3,65
494		4,4	1,0	2,3
431	Слабоальбитизированные	4,6	1,7	3,7
	слабомусковитизированные	4,6	1,1	2,4
468				
471	(двуслюдяные) граниты	4,3	1,1	2,6
472		4,1	1,2	2,9
473		4,5	0,4	0,9
532		4,5	0,9	2,0
533		4,8	0,5	1,0
534		4,0	0,8	2,0
	Среднее	4,3	0,9	2,2
353		2,9	0,5	1,7
345		3,1	1,5	4,8

1	2	3	4	5
525	Интенсивно мусковитизированные граниты, развитые на локальных участках	3,0	0,5	1,7
470		2,3	1,3	5,7
474		3,0	0,6	2,0
527		2,4	0,4	1,7
531		2,4	0,5	2,1
872		2,1	0,6	2,9
	Среднее	2,6	0,7	2,8
397		1,5	1,0	6,65
495		1,9	0,9	4,7
421	Интенсивно мусковитизированные и турмалинизированные граниты узкоплощадных зон	1,3	0,9	6,9
467		1,1	0,5	4,5
476		1,7	0,6	3,5
	Среднее	1,5	0,8	5,2
752	Интенсивно альбитизированная и турмалинизированная порода около кварцево-турмалиновых жил	5,7	2,4	4,2
475	Окварцованные приконтактные мусковитизированные граниты	7,3	1,7	2,3
423	Альбититы	6,3	1,6	2,54
	Среднее	6,4	1,9	3,0

Определение урана и тория в измененных породах выполнены в ИГи АН УзССР по методикам В.И.Баранова (1956), Л.Л.Леоновой (1956) и С.Б.Саввина и др. (1960).

Как видно из таблицы, малоизмененные разности биотитовых гранитов в среднем содержат уран в количестве, равном его кларку ( $3,6 \cdot 10^{-4}\%$ ) в аналогичных породах по А.П.Виноградову (1962), и в некоторой степени обеднены торием ( $0,8 \cdot 10^{-3}\%$ ). При увеличении степени альбитизации и мусковитизации гранитов отмечается увеличение содержания урана ( $4,3 \cdot 10^{-4}\%$ ) с незначительным увеличением содержа-

ния тория ( $0,9 \cdot 10^{-3}\%$ ). Содержания урана ниже кларка наблюдаются в участках развития интенсивно мусковитизированных (мусковитовых) гранитов. При этом содержание тория остается постоянным. Резкий вынос урана при постоянстве содержания тория наблюдается и в породах интенсивно альбитизированных, развитых в эродированных участках Каратыбинского интрузива. При этом содержание урана составляет менее половины кларка.

Содержания урана и тория в количествах, в два раза превышающих кларк, отмечены: в интенсивно альбитизированных турмалинизированных породах, развитых вдоль кварцево-турмалиновых жил; в приконтактных участках интрузива, где наблюдаются зоны окварцевания; в хлоритовых альбититах и альбититах, развитых в виде отдельных линзообразных тел, наблюдаемых почти повсеместно в Каратыбинском интрузиве.

Подобное явление обобщения фронтальных зон изменения альбитизированных гранитов за счет выщелачивания U, Th, Nb, Ta из щелочных зон было отмечено Карпенко В.И. и др. (1964). Аналогичные результаты были получены ранее при изучении альбитизированных зон в Тамдинском гранитоидном массиве (Магдиев и др., 1966).

Исходя из приведенного материала можно сделать вывод, что усиление аутометасоматических процессов в глубинных участках Каратыбинского интрузива привело к выщелачиванию урана и тория при процессе мусковитизации из зон сильно измененных пород и перестроению их в вышележащих горизонтах. Особое место при этом занимают приконтактные окварцованные породы. Поскольку процесс окварцевания захватывает помимо приконтактных участков интрузива и значительные зоны вмещающих пород, эти породы должны рассматриваться перспективными на содержание повышенных концентраций реактивных элементов.

Таким образом, наличие интенсивно мусковитизированных, альбитизированных и турмалинизированных гранитоидных пород может оказаться поисковым признаком, указывающим на участки с возможной концентрацией вблизи интенсивно измененных зон выщелоченных из них радиоактивных элементов.

ИГ и Г АН УзССР, Ташкент

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ  
УРАН-ТОРИЕВЫХ И УРАНОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В СВЯЗИ  
С СУБЩЕЛОЧНЫМИ И ЩЕЛОЧНЫМИ ГРАНИТОИДНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ  
И НЕКОТОРЫЕ КРИТЕРИИ ИХ РУДОНОСНОСТИ

Становление щелочных и субщелочных гранитоидных комплексов обычно сопровождается развитием редкометалльных метасоматитов. Последние легко выявляются методами радиометрической съёмки, благодаря повышенному содержанию радиоактивных элементов (урана и тория). Соотношение этих элементов в разных по времени формирования метасоматитов испытывает существенные колебания. Наиболее ранние из них преимущественно ториевые, а самые поздние — урановые. Промежуточные минеральные комплексы характеризуются повышенной концентрацией обоих элементов. Однако в природе далеко не всегда в связи с конкретными интрузиями или магматическими комплексами можно наблюдать все разнообразие метасоматически измененных пород с вариациями в соотношении урана и тория. Это нередко является определяющим и в самом подходе к их исследованию. Автор на примере двух регионов имел возможность проследить характер изменения состава и соотношения редких и радиоактивных элементов в разновременных минеральных комплексах метасоматического генезиса.

Регионы различаются по своему геологическому строению, но характеризуются близким составом и сходным порядком развития магматизма и минерализации примерно в одинаковой структурной обстановке. В том и другом случае гранитоидные интрузии повышенной щелочности калиевого ряда локализируются в глубинных разломах в области сопряжения разновозрастных структур. Изучение продуктов гидротермального метаморфизма (табл. I) показывает, что в развитии постмагматического процесса также имеется ряд общих черт. Формирование минерализации происходит в несколько этапов при ведущей роли метасоматоза, каждый из этапов отделен от другого отчетливым деформационным перерывом.

Наиболее ранним является этап щелочного метасоматоза, в процессе которого возникают различные по составу полевошпатовые породы: микроклиниты и альбититы, полевошпатовые жильобразные тела, реже нефелин-полевошпатовые и биотитовые метасоматиты (табл. I, тип I). Для них характерны повышенные концентрации тория, ниобия, циркония, редких земель и иттрия, которые входят в состав торита, ауэрлита, малакона, цирколита, приорита, фергусонита, ксенотима, широхлора, апатита и других минералов. Среди лантаноидов обычно резко преобладают цериевые земли, хотя в некоторых альбититах значительная роль принадлежит и элементам иттриевой группы. В индивидуальном составе редких земель максимумы падают на церий, неодим, диспрозий, иттрий. Породы отличаются очень низким уран-ториевым отношением. Вызвано это тем, что уран присутствует в весьма незначительном количестве, находясь в форме изоморфной примеси в других минералах. Концентрация тория повышена. Он образует самостоятельные минералы. Наблюдения над структурными взаимоотношениями минералов и их индивидуальными особенностями в разных по составу щелочных метасоматитах позволяет наметить следующую последовательность минералообразования: а) прогрев исходной (вмещающей) породы, сопровождающийся ее перекристаллизацией; б) калиевый метасоматоз - формирование калиевых и калинатровых полевых шпатов, биотита; в) образование микропертитовых структур, микроклинизация калишпата; г) натровый метасоматоз - альбитизация, замещение калишпата шахматным, а затем и лейстовым альбитом. В процессе натрового метасоматоза образована редкометаллическая минерализация, о чем свидетельствует одновременный парагенезис редкометаллических и ториевых минералов с альбитом.

Второй этап характеризуется формированием высокотемпературной флюоритовой или кварц-полевошпатовой минерализации, которая носит явно секущий характер по отношению к щелочным метасоматитам (табл. I, тип 2). Минеральные комплексы данного этапа отличаются повышенным содержанием тория, редких земель, иттрия, ниобия, бериллия, бария, стронция и иногда урана. Концентраторами этих элементов являются широхлор, малакон, приорит, торит, урановая смолка, а также флюориты. Так, например, содержание тория в наиболее раннем фиолетовом флюорите достигает 0,15%, редких земель - 1-2%, в зеленом

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ  
МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Таблица 1

346  
Р а й о н I

Тип минерализации	Главные минералы	Второстепенные минералы	Минералы редких элементов (рудные)	Характерные элементы - примеси	По соотношению тория и урана
1 Полевые шпатовые метасоматиты с Th, TR, Y, Nb.	Калишпат, альбит	Биотит, флюорит кварц, барит и др.	Торит, ауэрлит, цортолит, монацит, ксенотим, уран-пирохлор, апатит	Ba, Sr, Be, Sn, P	Ториевый
2 Флюоритовые жильобразные тела с Th, TR, Y, Nb реже с U	Флюорит, мусковит	Хлорит, альбит и др.	Торит, флюорит, урановая смола	Ba, Sr, Be, Pb, Li, P	Ториевый
3 Альбит-хлорит-серицитовые метасоматиты с TR, Y, U, Th	Хлорит, альбит, серицит	Карбонат и др.	Уранторит, ферриторит, ильменорутит, арсенипирит, пирит и др.	Pb, Zn, As, Be, Ag, P, Sn	Уран-ториевый
4 Окварцованные, серитизированные и др. (гидротермально-измененные) породы преимущественно с ураном	Кварц, серицит, гематит	Карбонат, альбит, хлорит и др.	Урановая смола, уранинит, пирит, галенит, сфалерит, арсенипирит	As, Bi, Ag, Mo, Pb, Zn, TR, Y, Th	Урановый

347  
Р а й о н II

1 Альбититы с Th, Nb, TR, Y, Zr	альбит	Калишпат, кварц, эгирин и др.	Пирохлор, малакон, приорит, фергусонит	Ta, Li, U, Hf, Be, Rb и др.	Ториевый
2 Кварц-полевые шпатовые метасоматиты с Nb, Th, TR, Y	Калишпат, Альбит, кварц	Амфибол, биотит, эгирин, барит и др.	Пирохлор, малакон, торит, приорит и др.	Be, Sn, Zr, Pb	Ториевый
3 Альбит-эпидотовые метасоматиты с Th, U, Nb, TR, Y	Альбит, эпидот	Ферригастингсит, карбонат	Уран-пирохлор, уранторит, галенит, торит и др.	Sn, Be, Zr, Pb, Zn, Ba, Sr	Уран-ториевый
4 Окварцованные, гематитизированные породы с As и U	Кварц, халцедоновидный гематит, серицит	Карбонат, флюорит, альбит и др.	Урановая смола, самородный мышьяк, галенит, сфалерит и др.	Pb, Zn, Mo, Sn, Be, Y, TR	Урановый

соответственно — 0,035% и 0,45% и в самом позднем бесцветном оно незначительное (0,01% и 0,2%). Важно подчеркнуть, что повышенная радиоактивность флюорита является хорошим поисковым признаком редкоземельного оруденения в районе. В составе редких земель в торите, флюорите, урановой смолке установлены отчетливые максимумы на церии и в особенности, на неодиме. Малаконы обычно обогащены иттриевыми землями и ураном. Преобладающим радиоактивным элементом здесь является торий, хотя в заметном количестве присутствует и уран. Уран-ториевое отношение достигает 0,01. Минерализация развивается обычно в две-три стадии. Например, в кварц-полевошпатовых породах в первую стадию выделяются полевые шпаты, амфибол пироклор, фергусонит, во вторую — кварц, малакон, в третью — барит, фосфорсодержащий торит и др. По сравнению с ранним, существенно щелочным этапом, процесс минералообразования данного этапа протекает в условиях повышенной кислотности растворов, что, очевидно, связано с распадом комплексных соединений при резком уменьшении давления (Беус и др., 1964; Коржинский 1964) и переходом кислотных компонентов в диссоциированное состояние. Во всяком случае такой процесс вполне вероятен при формировании флюоритовых киллообразных тел.

Метасоматические процессы следующего этапа обуславливают развитие альбит-эпидотовых, альбит-хлорит-эпидотовых, альбит-хлорит-серицитовых образований с редкоземельно-уран-ториевой и сульфидной минерализацией (табл. I, тип. 3). Кроме редких земель, иттрия, урана и тория, в них отмечаются повышенные содержания ниобия, тантала, бериллия, фосфора. Все эти элементы входят в состав уранторита, ферриторита, ильменорутила, уранпироклора. Формирование их происходит совместно с альбитом, хлоритом, эпидотом. Главная масса сульфидов выпадает несколько позже. Для них характерен парагенезис с анкеритом, серицитом, хлоритом. В группе лантаноидов заметная роль принадлежит иттриевым землям и иттрию, а индивидуальный состав редких земель характеризуется максимумами на церии, неодиме, диспрозии, тулии, иттрии. Отношение суммы тяжелых лантаноидов и иттрия к сумме легких в сравнении с ранними двумя типами минерализации здесь выше. Уран и торий присутствуют в повышенных концентрациях и, примерно, в близких соотношениях. Главными

концентраторами урана являются ураноторит, уранпирохлор и урансо-  
держажий мн.гезиально-железистый хлорит - прохлорит. Содержание  
урана в последнем достигает 0,2%, причем, микрорадиографические  
исследования показывают равномерно-рассеянный характер его рас-  
пределения. Опыты по выщелачиванию урана, проведенные по методике  
Д.В.Таусона (1961), приводят к выводу о достаточно прочной связи  
урана в хлорите. Формирование минерализации происходит в условиях  
щелочно-земельно-железистого метасоматоза. Об этом свидетельству-  
ют структуры замещения ранних минеральных комплексов железистым  
эпидотом, прохлоритом, ферриторитом, ферригастигситом, анкеритом  
и др. Минеральные парагенезисы данного этапа сближены во времени.  
Развиваясь они без заметного деформационного перерыва.

В завершающий этап широко проявляются процессы гидротермаль-  
ного метаморфизма различных по составу пород. Выражаются они в  
окварцевании, серицитизации, пиритизации, гематитизации, карбона-  
тизации и хлоритизации. Развитие тех или иных изменений обуслов-  
лено как составом и характером метаморфизующих растворов, так и в  
особенности составом исходных пород. Определенную роль в этом ока-  
зывают также и структурные факторы. В частности, окварцеванию ча-  
ще подвержены породы близ тектонических нарушений. Хлоритизирован-  
ными обычно являются основные породы или биотитовые сланцы и т.д.  
Рудная, преимущественно урановая минерализация, тяготеет к локаль-  
ным зонам гематитизированных и окварцованных пород, находящихся  
среди более широких ореолов серицитизации и пиритизации. Устано-  
влено, что урановая минерализация развивается несколько позже ука-  
занных изменений. Например, урановая смолка всегда замещает такие  
рудные минералы как гематит и пирит. В ассоциации с урановой смол-  
кой находятся галенит, сфалерит, самородный мышьяк и др. (табл. I).  
Наряду с ураном, метаморфизованные породы характеризуются несколь-  
ко повышенным содержанием тория и редких земель, обнаруживающих  
максимумы на церии, неодиме, диспрозии, тулии и иттрии, что уста-  
навливает черты сходства данного типа с предыдущими и указывает  
на общность постагматического процесса, связанного со становле-  
нием комплекса щелочных гранитоидных пород. Редкие земли и торий  
входят в состав урановых минералов, а также рассеяны в пороодооб-  
разующих минералах. В составе редких земель около 40-50% тяжелых

лантаноидов и иттрия. Отношение суммы иттриевых земель и иттрия к сумме цериевых земель составляет около 0,6–0,8. Существенно возрастает здесь и уран–ториевое отношение: содержание урана в 10–100 раз выше тория. Процессы гидротермального изменения пород и формирование рудной минерализации происходят в условиях повышенной щелочности растворов и при сравнительно низких температурах, на что указывает, в частности, присутствие здесь самородного мышьяка.

Парагенетическая связь выделенных типов минерализации устанавливается достаточно четко и в настоящее время не вызывает сомнений. Проявляется она в общем геолого–структурном их положении в пределах одних и тех же зон, в пространственном наложении одного типа минерализации на другой, в некоторых общих минералого–геохимических особенностях. Например, в одном районе во всех типах минерализации, за исключением последнего, присутствует торит или его разновидности. В другом районе таким характерным минералом является пирохлор. Почти для всех минеральных комплексов характерно повышенное содержание тория, урана, редких земель, а также бария, стронция, ниобия, циркония, бериллия, фосфора, олова. В составе редких земель обычно преобладают элементы цериевой группы. Характерно даже, что в урановой смолке гематитизированных пород цериевые земли содержатся в повышенном количестве, хотя в геохимическом отношении, как известно ("Осн. черты геохимии урана", 1963; Швей, 1962), уран более близок к тяжелым лантаноидам. Количественные соотношения тория и урана и индивидуальный состав редких земель изменяются вполне закономерно от первого к четвертому типу, что является отражением общей геохимической направленности процесса. В частности, достаточно четко устанавливается возрастание отношения урана к торию в направлении к последнему типу, соответствующему наиболее позднему типу минерализации. В составе редких земель в этом направлении отмечается сдвиг в сторону некоторого обогащения иттриевыми землями. Наконец, геохронологические исследования по определению абсолютного возраста минералов, выделенных из пород, отвечающим разным типам метасоматитов, а также щелочных магматических образований, показывают близкие цифры возраста.

Знание наиболее важных геолого–структурных и минералого–геохимических особенностей редкометальных уран–ториевых и урановых

метасоматитов позволяет более определенно говорить и о некоторых критериях их рудоносности. Формирование редкометальных метасоматитов, а также обширных зон гидротермально-измененных пород с рудной минерализацией предопределено появлением на заключительном этапе развития складчатой области или в зонах тектонической активизации многофазных щелочных гранитоидных интрузий. Пространственное размещение последних обычно контролируется глубинными разломами, которые зачастую приурочены к зонам сопряжения разновозрастных структур. Определенную помощь в прогнозировании характера рудоносности метасоматитов оказывает и выявлен характер зональности их размещения по отношению к главным структурным элементам района. В разобранных нами примерах рудоносные ранние минеральные комплексы развиты преимущественно в нижнем, а поздние — в верхнем структурном этаже. При это породы, участвующие в строении того или иного этажа, в пределах зоны глубинного разлома обнажаются в отдельных, часто разрозненных тектонических блоках. Следовательно, в современном эрозионном срезе мы наблюдаем такой характер распределения минерализации, который, по существу, является горизонтальным отражением первичной вертикальной зональности.

Наряду с региональными не меньшее значение в оценке рудоносности метасоматитов имеют локальные критерии и признаки, которые включают в себя развитие типоморфных минералов и элементов, определенный набор элементов — спутников, уран-ториевое отношение и отношение суммы иттриевых земель и иттрия к цериевым и др. В частности, щелочные метасоматиты первого типа рудоносными обычно являются в случае интенсивного развития лейстового альбита. Тюроритовые жилы рудоносны при развитии в них редкоземельно-ториевого фиолетового флюорита. Метасоматические образования третьего этапа чаще рудоносны при наличии в них железистого эпидота и, в особенности, урансодержащего хлорита. Наконец, гидротермально измененные горды ураносны в участках развития гематита, самородного мышьяка и т.д. Типоморфным элементом рудоносных зон первых трех этапов метасоматитов является торий, а четвертого — уран. В целом повышенная радиоактивность — важный показатель рудоносности. Характерные элементы-спутники рудоносных зон первых двух типов минерализации: фосфор, барий, стронций, бериллий; рудоносных

зон третьего типа - свинец, цинк, мышьяк, барий, стронций, бериллий, фосфор; рудных образований последнего типа - мышьяк, висмут, молибден, свинец, цинк, редкие земли, иттрий, торий. Низкое уран-ториевое отношение и низкое отношение суммы иттриевых редких земель к сумме цериевых - показатели редкометальной рудоносности метасоматитов. Напротив, повышенные значения этих отношений - свидетели потенциальной ураноносности гидротермально измененных пород.

При оценке конкретных тел или зон важным является знание характера фациальной зональности метасоматитов. Повышенные концентрации полезных компонентов обычно приурочены к более поздним, локально развитым внутренним метасоматическим зонам, например, альбит-эцидотовой и хлоритовой в метасоматитах третьего типа, гематит - кварцевой - в образованиях четвертого типа.

## В В О Д Ы

1. В связи с субщелочными и щелочными гранитоидными комплексами может формироваться не только редкометально-ториевая, но и собственно урановая минерализация.

2. Парагенетическая связь урановой минерализации с более ранней редкометальной надежно устанавливается лишь при выявлении переходных редкометальных уран-ториевых минеральных комплексов. Возможность же обнаружения подобных комплексов в значительной мере определяется благоприятностью структур и эрозионного среза.

Приведенные нами примеры в определенной мере дополняют первые сведения по этому вопросу (Билибина и др., 1963).

ИГ и Г СО АН СССР, Новосибирск

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ  
ГРАНИТОВ И РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ  
НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В редкометальных месторождениях Забайкалья, пространственно и генетически связанных с интрузивами биотитовых гранитов мезозойского возраста, наблюдаются следующие виды зональности окорудко-измененных пород: I) вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов в апикальных частях рудоносных массивов; II) зональность различных фаций грейзенов; III) зональность других окорудко-измененных метасоматитов.

В настоящей работе освещаются характерные черты и особенности проявления первого из них.

Вертикальная зональность метасоматически-измененных гранитов и связанного с ними редкометального оруденения впервые была отмечена Беусом (1960) для берилл-вольфрамитового месторождения, а позднее рядом исследователей — и для танталонного массива. Сходная и местами несколько иного типа вертикальная зональность установлена нами в пределах апикальных частей молибдено-вольфрамоносных и оловоносных гранитных массивов, вскрытых глубокими структурными скважинами. Поэтому представляет несомненный интерес сравнительный анализ вертикальной зональности метасоматически-измененных гранитов в апикальных частях различных рудоносных массивов. При анализе вертикальной зональности использованы результаты петрографического изучения различных фаций метасоматически-измененных гранитов, данные силикатных анализов пород и опробования выработок и буровых скважин. Дополнительно были проведены определения щелочных элементов (K, Na, Li, Rb, Cs), фтора и частично серы. Для некоторых рудоносных массивов использованы литературные данные, на которые имеются ссылки в тексте.

В зависимости от геохимической специализации гранитоидных интрузивов Забайкалья можно выделить четыре типа вертикальной зональности измененных гранитов по мере перехода от апикальных частей

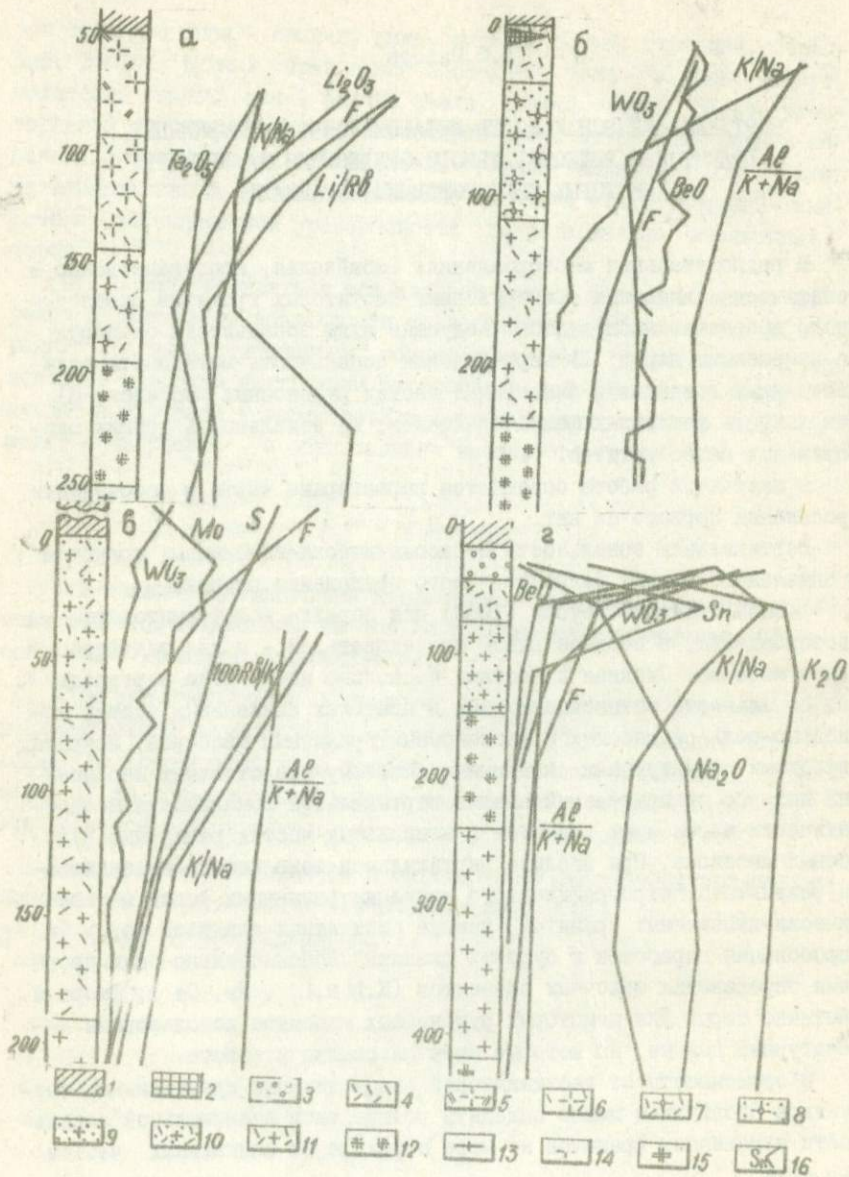


Рис. I. Схема вертикальной зональности метасоматически измененных гранитов и поведение элементов с глубиной в апикальных частях рудоносных массивов Забайкалья: а) тип I-в танталосных, б) тип II - в бериллий-вольфрамосных, в) тип III - в молибдено-вольфрамосных, г) тип IV - в оловоносных.

I - породы кровли (роговики и ороговикованные песчано-глинистые сланцы и песчаники); 2 - крупнокристаллический микроклин-кварцевый метасоматит; 3 - топаз-кварцевый и кварцевый грейзен; 4 - кварцево-мусковитовый и мусковитовый грейзен; 5 - лепидолит-амазонит-альбитовый апогранит; 6 - то же с мусковитом; 7 - мусковит-амазонит-альбитовый апогранит; 8 - грейзенизированный и альбитизированный гранит; 9 - грейзенизированный гранит; 10 - грейзенизированный и микроклинизированный гранит; 11 - мусковитизированный и микроклинизированный гранит; 12 - микроклинизированный гранит порфиробластовой структуры; 13 - двуслюдяной гранит; 14 - альбитизированный биотитовый гранит; 15 - неизменный биотитовый гранит; 16 - кривые содержания отдельных элементов (Mo, Sn), и окислов ( $Ta_2O_5$ ,  $BeO$ ,  $WO_3$ ,  $K_2O$  и  $Na_2O$ ), летучих (F, S) и парных отношений (K/Na, Li/Rb, Al/(K+Na), 100 Rb/K).

Таблица 4

Типы вертикальной зональности метасоматически-измененных гранитов в апикальных частях рудоносных массивов Забайкалья

Типы зональности	Тип 1		Тип 2		Тип 3		Тип 4	
	Тыталоносные	х)	Бериллий-вольфрамоносные	х)	молибдено-вольфрамоносные	х)	Оловоносные	х)
Рудоносные массивы	Тыталоносные	х)	Бериллий-вольфрамоносные	х)	молибдено-вольфрамоносные	х)	Оловоносные	х)
Фации измененных гранитов (сверху вниз)	а) Лепидолит-амазонит-альбитовый апогранит б) Мусковит-лепидолит-амазонит-альбитовый апогранит в) Мусковит-альбит-амазонитовый апогранит г) Мусковитизированный и микроклинизированный порфиробластовый гранит д) Микроклинизированный двуслюдяной гранит	Ta (Li)	а) Кварцито-мусковитовый грейзен б) Грейзенизированный гранит в) Мусковитизированный и альбитизированный гранит г) Микроклинизированный порфиробластовый гранит	W (Be) Be	а) Грейзенизированный и микроклинизированный гранит б) Мусковитизированный и микроклинизированный гранит в) Альбитизированный биотитовый гранит	Mo	а) Различные фации грейзенов б) Грейзенизированный гранит в) Мусковитизированный и микроклинизированный гранит с хлоритом	Sn (W, Be)

х) Основные рудные элементы, в скобках - сопутствующие металлы

рудоносных массивов к их глубинным горизонтам (табл. I).

Т и п I. В танталоносном массиве гранитов, по данным Гребеникова (1964), Беуса и Залашковой (1965), Залашковой (1969), Черник и Бабкина (1963) наблюдается вертикальная зональность измененных гранитов, выраженная в смене сверху вниз лепидолит-эмазонит-альбитовых апогранитов через мусковит-лепидолитовые разности к мусковит-амазонит-альбитовому апограниту, а последних - к микроклинизированному и мусковитизированному граниту порфиروبластовой структуры и затем к двуслюдяному граниту на глубоких горизонтах. Танталовое оруденение приурочено к самой верхней зоне - лепидолит-амазонит-альбитовым апогранитам. Более детально о характере изменения состава танталоносных минералов и соотношения Ta/Nb в минералах и рудах, а также петрогенных элементов освещены в работах упомянутых исследователей. Дополнительными исследованиями, проведенными нами по поведению щелочных металлов и фтора, выявлено, что по мере перехода снизу вверх закономерно уменьшается отношение K/Na (рис. 1а), что указывает на интенсивное проявление процессов альбитизации на верхних горизонтах. Параллельно с этим возрастает содержание тантала, фтора и особенно лития и отношения Li/Pb. Эти данные указывают на тесную геохимическую связь танталового и литиевого оруденения с процессами ранней и поздней альбитизации исходных гранитов.

Т и п 2. В апикальной части бериллий-вольфрамоносного массива, по данным Гуса (1960), Беуса и др. (1965), Свирица и Черник (1965), Свирица (1963, 1967), Дистлер и др. (1966) отмечается закономерная смена сверху вниз кварц-мусковитовых грейзенов грейзенизированными гранитами, далее мусковитизированными и альбитизированными гранитами и, наконец, на глубоких горизонтах вскрыты порфиروبластовые микроклинизированные и мусковитизированные граниты. Вольфрамовое оруденение приурочено к верхним зонам - грейзенам и грейзенизированным гранитам, а берилловое оруденение прослеживается значительно глубже среди альбитизированных и микроклинизированных гранитов (рис. 1б). Весьма характерно поведение величины K/Na: минимальное значение (0,58) она приобретает в зоне грейзенизированного и альбитизированного гранита и достигает максимума (2,17) в зоне кварц-мусковитовых грейзенов. Отношение A/(K+Na),

указывающее на степень грейзенизации гранитов, возрастает снизу вверх почти в два раза; содержание фтора в том же направлении увеличивается в 4 раза.

Т и п 3. В апикальной части молибдено-вольфрамового массива, на примере Джида, вертикальная зональность выражена в смене грейзенизированных и микроклинизированных гранитов верхних горизонтов мусковитизированными и микроклинизированными разностями, а последние — альбитизированными биотитовыми гранитами на глубине. В соответствии с этим отношение  $K/Na$  на глубине имеет минимальное значение (в противоположность танталоносным гранитам) и резко увеличивается на верхних горизонтах до 3,40 (рис. 1в); параллельно с ним возрастает и отношение  $100 Pb/K$ . Отмечается резкое синхронное увеличение снизу вверх содержаний фтора (от 0,02 до 0,50%) и серы (от следов до 0,090%). Молибденовое оруденение приурочено к верхней зоне грейзенизированных и микроклинизированных гранитов и с глубиной, так же как и в породах кровли массива, резко падает. Вольфрамовое оруденение в верхней зоне измененных гранитов проявлено крайне слабо (в среднем 0,02%  $WO_3$ ); однако содержание  $WO_3$ , а равно фтора и серы, отчетливо увеличивается в породах кровли массива (до 0,08–0,1%  $WO_3$ , до 1,5% F и 1,0–1,7% S). Здесь наблюдается заметное влияние литологического состава вмещающих пород на оруденение: молибден преимущественно локализуется в зоне грейзенизированных и микроклинизированных гранитов, а вольфрам — в породах кровли массива (метаморфические сланцы, диориты), богатых такими основаниями, как CaO, MO и FeO.

Т и п 4. Наконец, в пределах оловоносного гранитного массива отмечается смена (сверху вниз) кварцевых и топазо-кварцевых грейзенов кварц-мусковитовыми фациями, далее — грейзенизированными гранитами, переходящими в микроклинизированные и мусковитизированные разности порфиробластовой структуры; последние на глубине сменяются альбитизированными биотитовыми и двуслюдяными гранитами. В наиболее глубоких горизонтах вскрыты неизменные биотитовые граниты. Оловянное, частично вольфрамовое и бериллиевое оруденение локализовано в самой верхней зоне — зоне грейзенов, причем олово преимущественно приурочено к кварцево-мусковитовой и мусковитовой фации, а вольфрамовое и бериллиевое — к кварцево-

топазовой, топазовой и кварцевой фациям (рис. 1г). Параллельно с возрастанием снизу вверх олова и вольфрама увеличивается содержание фтора и отношения  $K/Na$  и  $Al/(K+Na)$ .

Общей чертой вертикальной зональности всех четырех типов является резкое ослабление с глубиной (до 300–500 м) степени метасоматической переработки исходных биотитовых гранитов, приуроченность соответствующего редкометалльного оруденения к различным фациям измененных пород и отчетливое падение с глубиной содержания редких металлов ( $Ta$ ,  $Be$ ,  $W$ ,  $Mo$ ,  $Sn$ ), а также фтора, серы, лития и отношений  $Li/Rb$  и  $Pb/K$ .

Вместе с тем отмечаются и принципиальные различия между выделенными типами вертикальной зональности.

1. Это прежде всего относится к различному поведению основных щелочных металлов  $K$  и  $Na$ , в частности, в проявлении процессов альбитизации и микроклинизации гранитов. Если в I и частично во II типе процессы альбитизации (как ранние, так и поздние, особенно в I типе) преимущественно развиты на верхних горизонтах, а микроклинизация – на нижних, то в III и IV типах процессы ранней альбитизации, наоборот, развиты на нижних горизонтах, а микроклинизации – на верхних; поздняя альбитизация отсутствует. Если в первом случае отмечается отчетливое выщелачивание натрия из нижних горизонтов в процессе ранней микроклинизации и переотложение его на верхних горизонтах (альбитизация), то во втором случае имеет место обратная картина: выщелачивание калия из нижних горизонтов в процессе ранней альбитизации и переотложение его в верхних (ранняя микроклинизация). Наиболее отчетливо это характерно для молибдено-вольфрамоносного массива.

2. Постмагматические растворы, обусловившие образование рассматриваемых типов зональности, оказываются существенно специализированными в отношении ведущих и сопутствующих рудных компонентов ( $Ta$ ,  $Nb$ ,  $Li$  – в I типе, и  $Be$  – во II типе,  $Mo$  и  $Be$  – в III типе,  $Sn$ , частично  $Be$  и  $W$  – в IV типе), некоторых летучих ( $S$ ,  $CO_2$ ,  $As$ ) и других элементов ( $Fe$ ,  $Mn$ ,  $Zn$ ,  $Pb$ ). Если высокая концентрация фтора вообще характерна для всех рассматриваемых месторождений, то значительная концентрация серы наблюдается для III и IV типа зональности не только в виде сульфидных минералов, но

и в составе газовой фазы включений. Так, анализы газовой фазы из включений в кварце молибдено-вольфрамового и оловянного месторождений показали, что сернистые газы ( $H_2S$ ,  $SO_2$ ) составляют 70-85% состава газовой фазы во включениях (Хетчиков, Онтоев и др., 1970). Наконец, для оловоносных грейзенов, представленных в IV типе, чрезвычайно характерна ассоциация существенно железистых минералов - лёллингита, арсенопирита, ферберита, марматита, сидерофиллита и железистого хлорита, что отражает обогащенность железом постмагматических растворов ранней высокотемпературной стадии минерализации. Известно, что в месторождениях, связанных с оловоносными гранитами, в поздние стадии возникают существенно железистые силикатно-сульфидно-оловянные руды (турмалин, хлорит, касситерит, пирит, пирротин, марматит и др.). Между тем для бериллий-вольфрамового и молибдено-вольфрамового месторождений железистые минералы (за исключением пирита) не типичны: минералы вольфрама представлены исключительно гюбнеритом, отсутствуют арсенопирит, пирротин, марматит, хлорит и т.д. Вместе с тем здесь характерна ассоциация существенно марганцовистых минералов - гюбнерит, триплит, родохрозит и др.

Касаясь природы рассматриваемых типов вертикальной зональности метасоматически измененных горизонтов и редкометального оруденения, необходимо отметить следующее. I-й тип зональности характерный для танталосного массива, по данным упомянутых выше исследователей, обусловлен эволюцией кислотно-основных свойств одного потока постмагматических растворов от ранней щелочной (ранняя микроклинизация и альбитизация) к кислотной (грейзенизация) стадии и далее к поздней щелочной (поздняя альбитизация). Образование II типа зональности (в бериллий-вольфрамовом массиве) связано с проявлением, по крайней мере, двух самостоятельных потоков постмагматических растворов, соответствующих двум стадиям минерализации. В раннюю стадию процессы альбитизации и микроклинизации, с которыми связано частично бериллиевое оруденение, завершились образованием на верхних горизонтах интенсивно микроклинизированных гранитов, мономинеральных микроклиновых и кварц-микроклиновых и существенно кварцевым метасоматитов. В более позднюю стадию преимущественно проявились процессы грейзенизации, с которыми связано

основное вольфрамовое оруденение, причем наиболее интенсивно оно развито на верхних горизонтах в результате замещения микроклинизированных гранитов, микроклиновых и кварц-микроклиновых метасоматитов с образованием местами типичных кварц-мусковитовых грейзенов. Среди последних часто удается наблюдать реликты ранних метасоматитов. Сходная природа зональности, видимо, характерна и для IV типа в оловяносном массиве. О самостоятельном проявлении здесь процессов грейзенизации, независимо от ранних процессов альбитизации и микроклинизации, свидетельствует наличие локальных зон грейзенизации на глубоких горизонтах массива среди слабоизмененных биотитовых гранитов. Максимальное кислотное выщелачивание в грейзеновую стадию характеризовалось частичной подвижностью глинозема с образованием топазовых и кварц-топазовых фаций грейзенов с бериллом. Отчетливая приуроченность вольфрамового и бериллиевого оруденения к указанным фациям, а оловянного — к кварц-мусковитовым разностям обусловлена, вероятно, некоторым уменьшением кислотности растворов по мере перехода от участков максимального кислотного выщелачивания к грейзенизированным гранитам. В этих условиях касситерит в ассоциации с сульфидными минералами (халькопирит, марматит и др.) образуется при более высокой pH среды, чем кварц, топаз, ферберит и берилл. Однако, наиболее сложной оказывается природа III типа зональности в молибденово-вольфрамовом массиве. Работами предыдущих исследователей (Кушнарев И.П., Повилайтис М.М., Игнатович В.И. и др.) и нашими данными (Онтоев, 1969) установлено многостадийное формирование руд и околорудно-измененных пород. Эндогенная минерализация здесь подразделяется на 4 стадии: дорудная, кварц-микроклиновая; молибденовая; редкометалльно-гюбнеритовая; кварцево-сульфидно-гюбнеритовая. Эти стадии выделяются не только по геолого-структурным признакам, особенностям минеральных ассоциаций и околорудным метасоматитам, но и по наличию внутриминерализационных даек гранитов, амфиболитов и сиенитов. Изучение газовой-жидких включений в рудоносных кварцах разных стадий (Хетчиков, Антоев, 1970) показало, что важным дополнительным критерием стадийности является периодическое или циклическое изменение температуры гомогенизации, плотности растворов и состава газовой-жидких включений каждой отдельно взятой

стадии: начало стадии характеризуется растворами малой плотности (до 50-60% газовой фазы), в составе газовой фазы преобладают кислые сернистые газы ( $H_2S$ ,  $SO_2$ ) и включения гомогенизируются при высоких температурах, а к концу стадии растворы приобретают большую плотность (до 15-20% газовой фазы), значительную роль играют основные газы ( $CO_2$ ,  $CO$ ,  $N_2$  и др.) в составе газовой фазы, и включения гомогенизируются при более низких температурах.

Таким образом, наблюдаемая вертикальная зональность III типа представляет собой сложное сочетание многостадийной минерализации с изменениями физико-химических параметров рудоотложения ( $t$ , pH и др.) в течение одного потока растворов или одной стадии минерализации.

Изучение вертикальной зональности метасоматически-измененных пород и связанного с ними редкосетального оруденения позволяют подойти к решению некоторых общих вопросов теории рудообразования. Так, оруденение в апикальных частях рудоносных массивов прослеживается на сравнительно небольшую глубину (100-200 м), а метасоматически измененные граниты - до 300-400 м. Параллельно с этим с глубиной резко падают содержания летучих компонентов, а в ряде случаев - количество и мощность внутриминерализационных даек гранитоидов (аплитов, гранит-порфиров и др.). Отсюда можно сделать вывод, что источник рудных компонентов ранних стадий минерализации располагался на небольшой глубине от кровли апикальных выступов гранитного массива.

Вместе с тем, в ближайшей и удаленной экзоконтактных зонах некоторых рудоносных массивов (молибдено-вольфрамового и оловоносного) оруденения поздних стадий минерализации прослеживается до глубины 700-800 м. Следовательно, источник рудных компонентов более поздних стадий располагался на значительно большей глубине, вероятно, в нижних или прикорневых частях тех же рудоносных массивов. Следовательно, можно говорить о разных глубинах внутринтрузивных "рудогенерирующих очагов", являющихся источником рудного вещества разных стадий минерализации.

Далее, в пределах изученного вертикального интервала метасоматически измененных гранитов под рудной зоной отмечаются зоны выщелачивания некоторых петрогенных элементов, в частности, калия или натрия. Вместе с тем наличие зоны выщелачивания рудных элементов,

как это предполагается гипотезой метасоматической мобилизации рудного вещества из вмещающих гранитов, не подтверждается на изученных объектах. Во всех четырех типах вертикальной зональности под рудными зонами, даже в местах интенсивной метасоматической переработки гранитов, имеет место не выщелачивание, а заметный привнос компонентов. Так, в I типе в подрудной зоне, а именно в мусковит-альбит-амазонитовом апограните и мусковитизированном и микроклинизированном порфиробластовом граните, содержание  $Ta_2O_5$  на порядок выше, чем в двуслюдяном, менее измененном граните (2,5 г/т). Во II типе, в зоне альбитизированных и микроклинизированных порфиробластовых гранитов, содержание  $BeO$  на 1,5 порядка выше, чем в слабоизмененном двуслюдяном граните (5 г/т).

В III типе зональности содержание молибдена в подрудной зоне - мусковитизированном и микроклинизированном граните - в 4 раза выше, чем в более глубокой зоне альбитизированного биотитового гранита (0,005% Mo). Наконец, в IV типе зональности под собственно рудоносной грейзеновой зоной содержание олова в грейзенизированных гранитах на порядок, а в мусковитизированных и микроклинизированных гранитах в 2,5-3 раза выше, чем в слабоизмененном альбитизированном биотитовом граните (20 г/т).

В целом гипотеза метасоматической мобилизации рудного вещества из вмещающих гранитов не в состоянии объяснить наблюдаемую вертикальную зональность в распределении рудных элементов, так же как и прерывистость процессов метасоматоза и связанного с ними оруденения. Рассматриваемые явления могут быть удовлетворительно объяснены исходя из представления о ювиальном происхождении рудоносных растворов, отщепляемых рудогенерирующими очагами в разное время на глубинах становления рудоносных интрузивов.

При оценке степени рудности метасоматически измененных гранитов в апикальных частях рудоносных интрузивов необходимо учитывать в ореолах измененных пород и в ореолах первичного рассеяния поведение не только рудных элементов ( $Ta, Nb, W, Mo, Be, Sn$  и др.), но и летучих компонентов, особенно фтора и серы. Повышенное содержание последних в околорудных метасоматитах, а также в составе газовой фазы жидких включений в минералах, является достаточно надежным критерием рудности того или иного гранитоидного массива. ИГЕМ. Москва.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАЗЛИЧИЯ ОКОЛОРУДНЫХ  
МЕТАСОМАТИТОВ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ ЖИЛЬНОЕ МОЛИБДЕНОВОЕ  
ОРУДЕНЕНИЕ В ГРАНИТОИДАХ

Процессы формирования околорудных метасоматитов находят свое отражение не только в глубоком преобразовании валового химического состава пород, но и в закономерном изменении содержаний и характере распределения большого спектра редких элементов. Анализ поведения этих элементов в процессе околорудных изменений пород на примере ряда молибденовых месторождений позволяет рассматривать их в качестве геохимических критериев оценки парагенетической связи определенных типов метасоматитов с молибденовым оруденением.

В предлагаемом сообщении рассматривается редкоэлементный состав околорудных метасоматитов, сопровождающих молибденовое оруденение в гранитоидах на примере Шахтаминского месторождения (Восточное Забайкалье). Химический состав и парагенетические ассоциации минералов околорудных метасоматитов позволяют выделить закономерный ряд сопряженных метасоматических зон с типичным строением ореола гидротермально измененных гранитоидов в направлении от флангов жильных тел (кварцевые жилы с молибденитом) к их центральным частям. К флангам жильных тел приурочены "зоны" адуляризации с гематитом, а к центральным частям — "зона" кварцеслюдистого замещения. Каждой из "зон" соответствует определенный тип метасоматических колоннок (Пампура, Гормашева, 1964).

Первая колонка. Переход от внутренней зоны адуляризации через зону кварц-мусковитового состава к неизменному гранитоиду.

Вторая колонка. Переход от внутренней зоны кварц-мусковит-гидрослюдистого (глоуконит Пампура, Афонина, 1964) состава через зону гидрослюдисто-хлорит-карбонатного состава к неизменному гранитоиду.

Около мощных (0,7-2 м) центральных частей кварц-молибденитовых жил развита внутренняя зона окварцевания с переходом к зоне

аргиллизации кварц-каолинитового состава и далее к зоне кварцево-слюдяного вмещения.

Промышленная концентрация молибдена в жильных телах пространственно ассоциирует с мощными зонами кварц-мусковит-гидрослюдистых метасоматитов. В то же время процессы околожильной адуляризации сопровождают фланги жил, непромышленные в отношении молибденового оруденения.

Кварц-карбонатно-полиметаллическая стадия, более поздняя по отношению к кварц-молибденитовой, сопровождается аналогичными околожильными изменениями вмещающих пород. При этом возникают метасоматиты гидрослюдисто-каолинитового и гидрослюдисто-карбонатного составов.

Выделенные нами типы гидротермально измененных пород обладают рядом специфических черт в отношении распределения редких элементов. Некоторые из этих черт, несомненно, могут служить генетическими признаками рудоносных метасоматитов, а также геохимическими критериями различия метасоматитов (табл. I).

Околожильные изменения гранитоидов, сопровождающие кварц-молибденитовые жилы характеризуются сопряженными метасоматическими колонками, минеральный состав и физико-химические условия формирования которых определяют различное поведение элементов-примесей в сопряженных участках жильных тел: фланги-центральная (промышленная) часть. Оба типа метасоматических колонок, а точнее их наиболее представительные зоны - кварцево-слюдяная и зона адуляризации - существенно отличаются по содержаниям редких щелочных элементов, бериллия и бария (табл. I). Характерными являются отношения  $\left(\frac{Li}{Rb}\right) \times 1000$ ,  $\left(\frac{Sr}{Ba}\right) \times 1000$ ,  $\left(\frac{Rb}{Ba}\right) \times 10$ , которые и выделены нами в качестве геохимических индикаторов.

Рассмотрим основные особенности распределения редких элементов в пределах различных типов околожильных метасоматических пород. Для метасоматических колонок I-го типа характерно накопление рубидия, бария и стронция.

Общей тенденцией в распределении рубидия является закономерное возрастание его содержания от зон кварц-каолинитового состава к зонам адуляризации на флангах жил. Отношение  $K/Rb$  колеблется довольно слабо от зоны аргиллизации к адуляризованным гранитоидам, хотя в сторону неизменных пород оно постепенно увеличивается

Таблица I

Геохимическая характеристика околосильных метасоматитов

366

Типы метасоматитов	Зоны	Содержания элементов, г/т <sup>x)</sup>						Отношения		
		K%	Rb	Li	Be	Ba	Sr	$\frac{Li}{Rb} \times 1000$	$\frac{Sr}{Ba} \times 100$	$\frac{Rb}{Ba} \times 10$
Кварцево-слюдяные метасоматиты около центральных частей промывленных кварц-молибденитовых жил	Кварцево-слюдяная с глаукозитом	5,2	390-400	15-35	4,5	350-370	230-350	65-80	66-95	10-11
	кварц-каолититовая	0,59	40-100	30-40	-	-	280	870	-	-

367

Адуляровые по роду на флангах кварц-молибденитовых жил	Адуляровая	10,95	500-700	7-10	0,8-1,2	1700	400	14-16	23	2,9-3,8
Кварцево-слюдяные метасоматиты около кварц-карбонатных жил с полиметаллической минерализацией	гидрослюдистый-карбонатный	3,8	210	35	-	500-800	450-215	170	26-89	2,6-4,0
	гидрослюдистый-каолититовый	2,5	195	50	-	360	450-550	260	140	5,4

x) Анализы выполнены в лабораториях Института геохимии СО АН СССР; на K, Rb, Li - методом фотометрии пламени, аналитиком Д.Я. Орловой; на Ba, Sr - спектрографическим методом под руководством Е.С. Костяковой. Чувствительность анализов для Rb, Li, Ba, Sr  $1 \cdot 10^{-4}\%$ . Относительная ошибка определения: K - 3-5%, Rb до 10%, Li до 8%, Ba, Sr 14-20%.

(от I40 в зонах адуляризации и кварц-каолинитового замещения до 219 в неизмененных породах).

Зоны интенсивной околорудной адуляризации характеризуются наиболее высокой концентрацией рубидия, в 4,2 раза превышающей его фоновое содержание (160 г/т), в 1,5-2 раза - максимальную концентрацию в зонах кварцево-слюдистого замещения и в 10 раз - концентрацию в зоне кварц-каолинитового состава (Пампура, 1965). Столь высокая концентрация рубидия обусловлена его накоплением в метасоматических адулярах. Первично-магматические калишпаты гранодиоритов содержат 185-195 г/т рубидия, а метасоматические гидротермальные адуляры - 650-700 г/т. При этом коэффициент концентрации рубидия в калиевом полевом шпате возрастает от 0,34 до 0,93.

Распределение бария и стронция в процессе околорудной адуляризации аналогично рубидию. Валовое содержание этих элементов в породе определяется их содержанием в калиевых полевых шпатах. Резко повышенные концентрации бария и стронция в новообразованных гидротермальных адулярах определяют их высокий уровень содержания в зонах даже относительно слабой адуляризации. Содержания бария в адулярах достигают 2500-5300 г/т, а стронция - 600-1000 г/т, в то время как в калиевых полевых шпатах неизмененных вмещающих гранодиоритов содержания этих элементов соответственно составляют 2000-2500 г/т для бария и 280-300 г/т - для стронция.

Литий и бериллий выносятся из гранитоидов в процессе их околорудной адуляризации. Это обусловлено замещением темноцветной части гранитоидов и плагиоклаза, вместе концентрирующих около 75% всего лития породы и значительную долю бериллия. Содержание лития в породе падает в 3-3,5 раза ниже фона, однако пределом служит уровень концентрации лития в новообразованных адулярах (5-10 г/т).

Колонки II типа характеризуются накоплением рубидия, бериллия, фтора и относительной концентрацией лития. Распределение рубидия в аргиллизированных гранитоидах тесно связано с изменением количества мусковита и гидрослюд от внешних зон колонки к внутренним. В результате полного замещения плагиоклазов, биотита и роговой обманки кварцево-слюдистым агрегатом общее содержание рубидия к контакту рудных тел возрастает. Содержание рубидия в слюдах колеблется в пределах 700-715 г/т, а коэффициент концентрации его слю-

дами составляет I,6-I,9. Расчеты показывают, что слюды-новообразования являются не только концентратами, но и носителями рубидия в процессах околожильной аргиллизации гранитоидов.

При усилении процесса околожильной аргиллизации до каолинового замещения происходит вынос рубидия в результате замещения мусковита, гидрослюд и калиевого полевого шпата каолинитом и кварц-каолиновым агрегатом.

Содержания бериллия и фтора в зоне аргиллизации увеличиваются по отношению к фоновому содержанию в 2 раза.

По сравнению с зонами адуляризации наблюдается вынос бария, при этом отношение содержаний бария в зонах адуляризации к содержаниям в аргиллизированных породах достигает 5-6. Понижение концентраций бария по отношению к неизменной породе происходит ступенеобразно. Уже в пределах слабой мусковитизации плагиоклаза и замещения роговой обманки снижается его содержание. Следующая ступень падения концентрации бария (до 100-150 г/т) соответствует полному замещению плагиоклаза, биотита и роговой обманки.

Объединению литием зон адуляризации сопутствует его относительная концентрация в кварцево-слюдистых метасоматитах, хотя в среднем по отношению к неизменным породам в пределах кварц-слудяных метасоматитов также наблюдается вынос лития. Уже во внешней зоне слабых гидротермальных изменений гранитоидов в связи с разложением биотита (основной минерал-концентратор) содержание лития часто не достигает фонового. Во внутренней зоне содержание лития уменьшается до 14 г/т, что примерно соответствует его содержанию в неизменных калиевых полевых шпатах гранодиоритов. Обогащение литием зон кварц-каолинового замещения обусловлено повышенной концентрацией лития в самих гидротермальных каолинитах до 40-50 г/т.

Из приведенных данных (таблица I) видно, что благодаря в общем сходному минеральному составу околожильных метасоматитов кварц-молибденитовых и кварцкарбонатно-полиметаллических жил для некоторых элементов сохраняются сходные тенденции поведения. Однако в связи с большей ролью карбонатов и каолинита в составе метасоматических пород у кварц-карбонатно-полиметаллических жил наблюдается определенная специфика в распределении редких элементов.

Во внутренних зонах колонки процессу замещения полевых шпатов карбонатами и каолинитом соответствует постепенное понижение содержания рубидия в направлении к зальбанду жилы. Однако в связи с накоплением этого элемента в слюдах снижение его содержания происходит медленнее, и, в результате, изменение  $K/Pb$  отношения в метасоматитах у различного состава жил сходно.

Поведение бария в общем у жил с разным составом почти не отличается.

Стронций ведет себя различно во внутренних зонах колонки. Если вблизи кварц-молибденовых жил внутренняя зона отличается пониженными содержаниями стронция, то близ карбонатно-полиметаллических жил наблюдается значительное увеличение содержания этого элемента, что связано с повышенной концентрацией стронция в метасоматических железистых доломитах (до 600 г/т) и отчасти с развитием тонкой вкрапленности сванбергита (отмеченного впервые Ю.В. Казицыным, 1965).

Распределение лития в метасоматитах гидрослюдисто-карбонатно-каолинитового состава отличается от метасоматитов кварц-молибденовой стадии тем, что в направлении к зальбанду жил происходит неуклонное нарастание содержания этого элемента. Это связано с увеличением роли каолинита — здесь основного минерала-носителя лития.

Таким образом, используя анализ парагенезисов минералов, закономерности распределения редких элементов, коэффициенты их концентрации и абсолютные содержания, представляется возможным выделить ряд геохимических критериев генетического различия околожильных метасоматитов.

Сиб.ГЕОХИ, Иркутск

## МЕТАСОМАТИТЫ ОЛОВОРУДНЫХ ПОЛЕЙ СИХОТЭ-АЛЬНИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

О том, что главным фактором региональной рудной зональности оловоносных районов Сихотэ-Альни является поля биотитовых роговиков-биотитизированных мезозойских терригенных осадочных пород стало известно сравнительно недавно (Размахнин и др., 1966; Толоч и др., 1966 и др.). При этом указывалось, что это не контактово-метасоматические, а скорее всего метасоматические образования, или постмагматической (раннечелочной) (Толоч и др., 1966; Василькова и др., 1960 и др.), или магматической догранитной (Размахнин и др., 1966, 1969<sub>1-2</sub>) стадий. При содержании от 10-15% до 70% биотита этим породам свойственен одно- или двухминеральный парагенезис (Толоч, Размахнин, 1966). Данные образования мы называем биотитовыми метасоматитами.

Из того, что в экзоконтактах верхнемеловых гранитов в биотитовых метасоматитах кордиерит является более поздним минералом, чем биотит, а сенон-датские кислые вулканы приморской свиты, комагматичные этим гранитам, несогласно перекрывают биотитовые метасоматиты, следует, что биотитизация является догранитной. В то же время на рудных полях биотитизации подвергнуты штоки и дайки среднеосновных пород, которые являются догранитными. Таким образом, метасоматическая биотитизация, опережающая фронт гранитного магмаобразования, является более поздней, чем среднеосновные изверженные породы рудных полей. Из этого мы заключили (Размахнин и др., 1966, 1969), что растворы, вызвавшие биотитизацию, в понимании Д.С.Коржинского, являются сквозьмагматическими.

Несмотря на догранитный возраст биотитовых метасоматитов, они тем не менее определяют зональное расположение, бесспорно послегранитных промьяленных месторождений олова. В целях выявления причин этого противоречивого явления нами в различном масштабе изучена метасоматическая зональность рудных полей выше 40 месторождений олова Верхне-Иманского Арму-Иманского, Кавалеровского и

Фурмановского рудных районов Приморья.

В результате установлено, что биотитовые метасоматиты—это лишь одно из характерных звеньев региональных метасоматитов Сихотэ-Алиня. При этом оловянное оруденение проявляется лишь там, где на региональные метасоматиты наложены локальные (гидротермальные) метасоматиты. Шлейфы региональных метасоматитов определяют пути движения и размещения гидротермальных продуктов. Наметилась относительно высокая потенциальная оловоносность биотитовых метасоматитов. Последние выступают как та среда в осадочных породах, предполагавшаяся В.Л.Барсуковым (1966), геохимическая подготовленность которой определила возможность экстрагирования из нее олова гидротермами.

Таким образом, необходимость изучения в непосредственной связи региональных и локальных метасоматитов, к чему призывают своими работами, например, В.Г.Боголепов (1969<sub>8</sub>) и А.Д.Каипов (1969), кажется очевидной и не вызывает сомнений.

Итак, нами установлены следующие основные черты метасоматической зональности оловорудных полей и районов Сихотэ-Алиня ( см. табл. I ).

Поля региональных биотитовых метасоматитов на окраинах переходят не в неизменные породы, а в породы испытавшие интенсивное (до 45-50%) кварц-гидрослюдистое замещение с заметной ролью хлорита, эпидота, серицита, кальцита, альбита и изредка микроклина и турмалина. Эта зона метасоматитов именуется нами зоной пропилитовидных изменений, а при картировании "зеленой" зоной. Обращает внимание, что наиболее сложный вариант минеральных ассоциаций данной зоны наблюдается у ее контактов с биотитовыми метасоматитами, т.е. в непосредственной близости от тех мест, где особенно интенсивно происходит локальное гидротермальное кремнекислотное замещение биотитовых метасоматитов. В этой связи есть основания предполагать, что эпидот, хлорит и, возможно, турмалин в упомянутой выше ассоциации, в понимании, например, Т.Ч. Чолпанкулова (1969) являются в значительной части, полигенными. Так, отмечается, например, заметное нарастание роли этих минералов в зоне в направлении к очагам гидротермального выщелачивания биотитовых метасоматитов.

За зоной пропилитовидных изменений следует самая внешняя зона

с кварц-пирит-серицит-альбит-карбонатным замещением, именуемая при картировании "бурой" зоной из-за обилия бурых гидрокислов железа, замещающих при окислении пирит. В ассоциации с серицитом в данной зоне отмечается светлая гидрослюда.

По площади и "зеленая" и "бурая" зоны соизмеримы с полями биотитовых метасоматитов.

Все три названные зоны, по нашему мнению, являются продуктами эволюции растворов, вызвавших биотитизацию, т.е. составными частями единой метасоматической колонки прогрессивной стадии метаморфизма.

Таблица I

СВОДНАЯ СХЕМА МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ  
ОЛОВОРУДНЫХ ПОЛЕЙ И РАЙОНОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Генетические группы метасоматитов				
Региональные метасоматиты		Локальные метасоматиты		
Стадии минералообразования				
Догранитная (стадия прогрессивного метаморфизма)		Термальный метаморфизм и приконтактовое выщелачивание биотитовых метасоматитов		
		Гидротермальное кислотное выщелачивание биотитовых метасоматитов		
Метасоматические зоны	Зона биотитовых метасоматитов	Зона узловатых биотитовых метасоматитов с кордиеритом	Метасоматиты метасоматического ядра	
	Зона пропилитовидных изменений (зеленая зона)	Зона приконтактового выщелачивания узловатых кордиеритосодержащих биотитовых метасоматитов		Зона дифференциального выщелачивания биотитовых метасоматитов (породы с пятнисто-полосчатой-теневой текстурой)
	Зона кварц-пирит-серицит-карбонатного замещения (бурая зона)			Зона полного выщелачивания биотитовых метасоматитов (белые аломосилициты и кварцито-гидротермалиты)

Параллельно границам этих зон, а иногда срезая их, в контактах с границами располагаются зоны термального "послебиотитового" метаморфизма шириной до 100-300 м. В них, в соответствии с пересечением той или иной зоны догранитной метасоматической колонки, меняется петрографический состав. При этом повсеместно, но в разных количествах развит кордиерит.

Непосредственно в контакте с гранитами в биотитовых метасоматитах развиваются зоны приконтактового выщелачивания шириной от первых метров до 100-500 м. Здесь, в ранее термально измененных породах, происходит сложный процесс их кислотного выщелачивания. Характер его бывает разным, но во всех случаях это в основном кремнекислотный процесс, иногда, с участием больших количеств фтора (месторождение Забитое, Тигриное и др.). Из сказанного видно, насколько был прав В.Н.Лодочников, В.М.Гольдшmidt, А.Н.Заварицкий и Д.С.Коржинский (Шцулин, 1960), когда предупреждали о том, что образования, именуемые роговиками, часто являются полихронными.

Наибольший интерес вызывает гидротермальное выщелачивание биотитовых метасоматитов, развивающееся вне видимой связи с гранитами на рудных полях касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных месторождений. По данным бурения граниты не обнаруживаются здесь до глубин 500-1000 и больше м.

Как уже отмечалось, максимум выщелачивания биотитовых метасоматитов в разрезе рудных районов ( и в плане) приходится на границу с "зеленой" зоной, где наблюдается резкий перепад в плотности и пористости пород ( см.ниже). С глубиной степень выщелачивания резко падает и обычно в 300-500 метрах от упомянутого контакта развиты биотитовые метасоматиты не выщелоченные. В плане поля выщелачивания биотитовых метасоматитов бесформенны и изометричны.

Несмотря на резко выраженный кремнекислотный характер выщелачивания, заметное развитие в выщелоченных биотитовых метасоматитах получают: хлорит, актинолит, эпидот, серицит, мусковит, карбонат, гидротермальный биотит, микроклин и альбит.

Повсеместно, а местами в значительных количествах, развиваются сульфиды: пирротит, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, встречается касситерит.

Выщелоченные биотитовые метасоматиты разделяются на зоны дифференциального и полного выщелачивания. Первые легко распознаются в поле по пятнисто-полосчато-теневому рисунку текстур замещения; во вторых метасоматитах, процесс замещения доходит до конца, и они превращаются в белые (светлые) породы из-за интенсивного развития светлых слюд (мусковита и серицита) и кварца — алмосилициты. Интенсивное выщелачивание иногда выходит за пределы полей биотитовых метасоматитов, распространяясь на породы "зеленой" и "бурой" зон. Как и в предыдущем случае, в этих зонах развиваются пятнистые текстуры в местах дифференциального выщелачивания и белые алмосилициты в участках полного выщелоченных пород.

Сравнение данных химических анализов биотитовых метасоматитов (104 анализа), развившихся по песчанистым и глинистым породам, показало следующее (табл. 2)<sup>х/</sup>:

1. Сравнение биотитовых метасоматитов с неизмененными или слабо измененными (кварц-серицит-пирит-карбонатная зона) породами показало, что при биотитизации имеет место вынос кремнезема и привнесение железа, титана, магния, алюминия, калия, натрия и, видимо, кальция. Это согласуется с результатами аналогичных детальных исследований по другим районам Озона.

2. Сравнение химизма биотитовых метасоматитов, приближающихся по составу к дацитам-диоритам, с химизмом их выщелоченных разновидностей, показывает, что при превращении биотитовых метасоматитов в белые метасоматиты — алмосилициты, количество кремнезема возрастает до 78-80%.

Изучение физико-механических свойств измененных пород (табл. 3) показало, что из всего перечня метасоматитов биотитовые метасоматиты являются наименее пористыми породами, обладающими наибольшими удельным и объемным весами.

Кремнекислотное выщелачивание этих пород ведет к увеличению пористости, достигающей максимума в белых алмосилицитах. Это согласуется с известным положением о том, что щелочные растворы "забивают" поры пород, а кремнекислотные их создают. Максимальной

---

х/ В таблице опущены потери при прокаливании и не систематически определявшиеся  $H_2O$  и  $F_2O_5$ .

Таблица 2

## Химические составы метасоматитов

№ п/п	Стапы мнне рапообра- зстанчя	Типы пород	Химические составы метасоматитов									
			SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	TiO <sub>2</sub>
1	Магматический догратитный	Неизмененные породы (синкли- норий)	75,67	11,52	2,58	1,62	0,74	1,35	3,15	-	0,15	0,40
2		Бiotитовые метасоматиты Главного синклинория	66,20	15,07	3,59	2,49	1,86	2,5	0,96	4,62	0,07	0,46
3		Бiotитовые метасоматиты Главного антиклинория	68,86	15,4	4,0	1,82	1,31	1,72	0,96	3,83	0,12	0,67
4		Бiotитовые метасоматиты Даубижинской зоны	67,68	15,88	3,46	2,82	1,31	1,36	0,86	4,22	0,05	0,71
5		Пропилитовидно-измененные породы	70,68	12,72	3,35	2,47	1,03	1,41	1,17	3,27	0,08	0,43
6	Гранит- ный	Желватые корднеритсо- держаные бiotитовые мета- соматиты	67,96	15,24	3,96	1,74	1,01	1,75	0,04	4,29	0,13	0,54
7	Постмагматический; высоложенные вне гра- нитной связи с грани- тами	Высоложенные бiotитовые метасоматиты в гелом	70,22	12,87	3,24	2,40	1,37	1,71	0,68	3,77	0,104	0,51
8		Слабо высоложенные бiotи- товые метасоматиты	68,47	14,25	3,15	2,74	1,93	2,0	0,98	4,12	0,13	0,54
9		Сильно высоложенные бiotи- товые метасоматиты	72,37	11,88	2,9	2,51	1,26	1,46	0,67	3,3	0,07	0,48
10		Кварцевые серпичиты	79,54	10,5	3,5	0,45	2,03	0,69	0,97	2,16	0,03	0,29
11		Хвартитовидные породы	78,72	10,2	3,01	1,50	0,32	0,75	1,06	2,73	0,04	0,37
12		Белые метасоматиты-алюмо- силиты	76,8	11,13	2,42	2,73	0,88	0,77	0,84	2,58	0,05	0,35

## Физико-механические свойства измененных пород

№ п.п.	Наименование зон	К-во проб	Объём вес г/см <sup>3</sup>	Удельный вес г/см <sup>3</sup>	Водопоглощение, %	Пористость, %
1	Слабо измененные породы	3	2,64	2,69	0,69	1,87
2	Биотитовые метасоматиты	15	2,69	2,72	0,29	0,85
3	Пропилитовидная зона (зеленая)	10	2,54	2,67	1,49	4,83
4	Зона серицит-пирит-карбонатная (бурая)	3	2,61	2,66	0,39	1,62
5	Зона дифференциального выщелачивания биотитовых метасоматитов	10	2,64	2,68	0,30	1,19
6	Белые метасоматиты-альмосилиты	17	2,56	2,66	1,09	3,20
7	Узловатые биотитовые метасоматиты	4	2,70	2,73	0,25	1,00

пористостью обладают породы и пропилитовидной зоны, в которых сосредотачивается максимум промышленной оловянной минерализации.

Обращает на себя внимание куполообразный характер зон биотитовых метасоматитов, которые концентрически опоясаны зонами пропилитовидных и кварц-серицит-пирит-карбонатных замещений (Размахнин, 1968).

Интересно распределение фтора, олова, свинца и цинка в метасоматитах рудных полей оловорудных месторождений<sup>х/</sup>.

Результаты изучения распределения перечисленных элементов в метасоматических зонах отражены в табл.4, проанализированной следующим образом.

х/ Химическое определение фтора проведено методом дистилляции с последующим фотоколориметрическим определением (методика ВИМСа). Всего произведено 270 определений фтора. Спектральным методом с камерным электродом произведено 766 определений олова, 783 определений свинца и 780 - цинка с чувствительностью  $1 \cdot 10^{-5}\%$  для олова и свинца и  $2 \cdot 10^{-4}\%$  для цинка.

Г. Ф т о р. Во всех рудных районах и месторождениях выявляется резкое снижение содержаний фтора при переходе из зоны биотитовых метасоматитов (0,293%) в зоны пропилитовидных изменений (0,08%) и кварц-серицит-пирит-карбонатную (0,05%). В зоне термального метаморфизма и приконтактового выщелачивания биотитовых метасоматитов концентрации фтора иногда превышают таковые в собственно биотитовых метасоматитах (Фурмановский рудный район), что можно объяснить поступлением сюда фтора в период постмагматического выщелачивания, часто перерастающего в типичную грейзенизацию. В зонах дифференциального и полного кремнекислотного выщелачивания биотитовых метасоматитов, проходящего вне видимой связи с гранитами, наблюдается общее последовательное снижение средних количеств фтора, но при наличии отдельных ураганных содержаний (0,5%).

Из табл. 4 видно, что содержание фтора в породах тем выше, чем больше в них биотита.

2. О л о в о. Характер распределения олова (табл. 4) в метасоматических зонах в подавляющем большинстве аналогичен поведению фтора. Как и для фтора, повышение степени биотитизации пород влечет за собой повышение концентрации олова. При этом отмечается, что для районов различной промышленной ценности средний уровень оловоносности биотитовых метасоматитов различен. Так, для Бергшланского и Кавалеровского районов этот уровень равен 29 г/т, а для Фурмановского района 16 г/т. Содержания олова резко снижаются (до 6-11 г/т) в зонах пропилитовидных изменений и пирит-серицит-карбонатных замещений и возрастают (до 31 г/т) в зонах приконтактового выщелачивания.

При выщелачивании биотитовых метасоматитов вне видимой связи с гранитами количество олова в общем уменьшается. Однако, с ростом степени выщелачивания (до белых алюмосилицитов) наблюдается иногда заметное нарастание концентраций олова и местами они несколько превышают таковые в биотитовых метасоматитах (табл. 4). Понижение содержаний олова при приконтактовом выщелачивании биотитовых метасоматитов и при выщелачивании вне видимой связи с гранитами позволяет считать возможным привнос олова выщелачивающими постмагматическими растворами. Таким образом, для олова на-

Распределение элементов в метасоматических зонах

Элементы	Типы пород	Слабо биотитизированные породы (биотита меньше 10-15%)	Биотитовые метасоматиты (биотита больше 10-15%)	Породы из зоны пропилитовидных изменений	Породы из зоны иридит-серцит-карбонатного замещения	Узловатые биотитовые метасоматиты	Слабо выщелоченные биотитовые метасоматиты	Сильно выщелоченные биотитовые метасоматиты	Белые метасоматиты-алюм-силициты	Примечание
Фурмановский рудный район										
Фтор		<u>0,084</u>	<u>0,100</u>	<u>0,053</u>	<u>0,048</u>	<u>0,143</u>		<u>0,04</u>	<u>0,05</u>	
		19	51	59	9	26		26	22	
Олово		<u>9</u>	<u>16</u>	<u>6</u>	<u>6</u>	<u>31</u>	<u>14</u>	<u>14</u>	<u>16</u>	
		42	78	61	59	25	45	38	37	
Свинец		<u>29</u>	<u>13</u>	<u>21</u>	<u>24</u>	<u>26</u>	<u>17</u>	<u>24</u>	<u>20</u>	
		42	78	61	63	25	45	38	46	
Цинк		<u>27</u>	<u>99</u>	<u>74</u>	<u>67</u>	<u>134</u>	<u>92</u>	<u>109</u>	<u>78</u>	
		42	78	61	63	25	45	38	45	
Кавалеровский и Верхне-Итаиский рудные районы										
Фтор		<u>0,156</u>	<u>0,082</u>	<u>0,044</u>	<u>0,109</u>		<u>0,145</u>		<u>0,076</u>	
		19	12	1	5		13		9	
Олово		<u>19</u>	<u>29</u>	<u>8,3</u>	<u>11</u>	-	<u>19</u>	<u>27</u>	<u>33</u>	
		29	113	6	49		8	46	71	
Свинец		<u>17</u>	<u>18,5</u>	<u>35,7</u>	<u>24</u>	-	<u>19</u>	<u>16</u>	<u>63</u>	
		11	111	76	49		16	46	76	
Цинк		<u>83</u>	<u>85</u>	<u>83,5</u>	<u>80</u>	-	<u>102</u>	<u>116</u>	<u>68</u>	
		11	112	76	49		16	46	73	

Содержание элементов указано в числителе. В знаменателе указано к-во проб. При этом для фтора содержание в весовых %, а для остальных элементов в г/т

мечается двухкратный привнос: первый в связи с догранитными биотитизирующими растворами; второй в связи с постгранитными растворами, выщелачивающими биотитовые метасоматиты, что согласуется с известной двойственностью геохимической природы олова. При этом количество олова, привнесенного в первую стадию, при содержании его в биотитовых метасоматитах 16-29 г/т выглядит огромным. При содержании биотита в породах от 10-15 до 60-70% приведенные выше средние содержания олова в биотитовых метасоматитах вполне согласуются с представлениями о том, что биотит является минералом - концентратором олова. Содержания последнего в нем колеблются до 100, 200 и даже 400 г/т (Барсуков и др., 1966; Лутъ, 1965 и др.).

Как отмечалось выше, при выщелачивания темноокрашенных биотитовых метасоматитов, приближающихся обычно по химизму к дацитам и диоритам, они превращаются в светлые кварцитовидные породы, содержащие до 80% кремнезема. Биотит в них полностью или частично дезинтегрируется. При этом образуются хлорит, кварц, эпидот, актинолит, серицит, альбит, микроклин, карбонат. Вряд ли при этом олово могло полностью перейти в кристаллическую решетку новообразованных минералов. Есть все основания считать, что при переходе в раствор значительное количество олова служило источником концентраций его в рудах. Это хорошо иллюстрируется данными таблицы 4, из которой видно, что с началом выщелачивания биотитовых метасоматитов концентрации олова в последних резко уменьшаются. Элементарный расчет показывает, что при среднем содержании олова в биотитовых метасоматитах 20 г/т, выщелачивание 1 км<sup>3</sup> этих образований при частичном (не больше 20-30%) переходе олова в руды, может привести к образованию месторождения с промышленными запасами металла в 10-15 тыс. т.

3. С в и н е ц и ц и н к в метасоматических зонах распределены достаточно сложно (см. табл. 4). Прежде всего отмечается отсутствие взаимной зависимости содержаний обоих металлов. Абсолютные содержания цинка выше, чем свинца. При этом содержания свинца колеблются реже, чем цинка. Примечательно, что наименее свинцеными зонами являются зоны биотитовых метасоматитов. Свинца в последних тем меньше, чем выше степень биотитизации пород.

В размещении оловоносной минерализации среди метасоматических зон выделяются следующие особенности.

1. Собственно биотитовые метасоматиты, не затронутые выщелачиванием, как правило, не содержат признаков оловянной минерализации и являются критерием отсутствия практически интересных руд.

2. Зоны приконтактового выщелачивания биотитовых метасоматитов вмещают руды редкометальной кварцевой формации (с оловом, вольфрамом, молибденом, бериллием), имеющие четкие признаки генетической связи с гранитами. Известные геологические факты этой связи пополняются нашими данными о повышении содержаний в приконтактовых метасоматитах олова и фтора по сравнению с биотитовыми метасоматитами. Практический интерес к оловоносности этих руд, как известно, чаще определяется комплексностью присутствующих в них металлов.

3. Поля выщелачивания биотитовых метасоматитов, формирующиеся вне видимой связи с гранитами и именуемые нами метасоматическими ядрами (Размахнин и др., 1969), обычно испещрены минерализованными зонами дробления, сетью тонких прожилков с кварцем, сульфидами, хлоритом, актинолитом, турмалином. Здесь же присутствует нередко различимый визуально, касситерит.

В целом зоны выщелачивания биотитовых метасоматитов характеризуются неравномерным распределением минерализации, среди которой, особенно вблизи контакта с зоной пропилитовидных изменений, встречаются морфологически сложные разрозненные, небольшой протяженности оловоносные рудные тела, иногда с высокими содержаниями олова, но с ограниченными запасами.

4. Наиболее продуктивной по промышленной оловоносности является пропилитовидная зона, в которой развиваются руды касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций и переходных к ним типов. Именно здесь создаются условия для образования хорошо проработанных трещин, служащих в дальнейшем полостями для рудных растворов.

5. Зона кварц-серпичит-пирит-карбонатных замещений обычно располагается за пределами рудных полей. Примеров развития в ней промышленной оловянной минерализации в исследованных нами районах пока не имеется.

6. Перечисленных особенностей размещения оловянных руд среди метасоматических зон еще недостаточно для оценки перспектив поисков месторождений без учета распределения в последних сульфидного и окисного олова. Как следует из наблюдений, станниновые руды проявляются (и иногда в значительной мере) в зонах пироконтактового выщелачивания (месторождения Тигриное, Забитое) и особенно широко развиваются в выщелоченных биотитовых метасоматитах вне видимой связи с гранитами (месторождения См.риновское, Дальнее, Юбилейное, Зимнее, Средне-Микулинское). В первом случае станнин вместе с касситеритом присутствует в высокотемпературных удах редкометальной кварцевой формации. Во второй случае станнин развивается в многосульфидных рудах. Весьма примечательно, что в зонах пропилитовидных изменений сульфидное олово исчезает, уступая место касситериту. Таким образом, там, где рудоотложение происходило на фоне интенсивного выщелачивания биотитовых метасоматитов, т.е. в кислой среде, имеет место отложение станнинсодержащих руд. На периферии же метасоматических ущер, в пропилитовидной зоне, т.е. в области высокопористых пород, где резко изменились условия в сторону повышения щелочности растворов, достигших этой зоны при выходе их из куполов биотитовых метасоматитов, отлагаются окисные оловянные руды. Подобная связь сульфидного олова с кислой средой рудообразования, а окисного олова — со щелочной средой — хорошо подтверждается экспериментальными данными Е.Н.Дилан и И.Я.Некрасова (1966).

В свете вышеизложенного на примере свыше 40 изученных нами месторождений и рудопроявлений имеется возможность определения оптимальных участков залегания практически интересных касситеритовых руд. В зонах дифференциального и полного выщелачивания биотитовых метасоматитов, развившихся вне видимой связи с гранитами, как правило, развиваются бедные непромышленные, касситеритосносные руды. Случаи повышенных концентраций олова в этих зонах нередко обусловлены развитием станнина.

В указанной ситуации обычно предпринимаются попытки поисков промышленных руд на глубине. Однако это не всегда оправдано, поскольку поиск руд, направляемый в этом случае вглубь уходит в направлении слабо выщелоченных или совсем не выщелоченных биотитовых

метасоматитов, которые являются совершенно не продуктивными для оловянного оруденения. Последнее установлено сотнями скважин на десятках оловянных месторождений.

Как уже подчеркивалось, главные касситеритоносные промышленные руды (рудные столбы) сосредотачиваются в пропилювидной зоне, уходя своими краями в выщелоченные биотитовые метасоматиты. При этом рудные столбы залегают здесь в диапазоне до 600-700 м от контакта с зоной не выщелоченных биотитовых метасоматитов. Эта закономерность выражена на изученных нами рудных полях как по горизонтали, так и по вертикали. Надо полагать, что в связи с этим она должна стать одной из основ поисков глубинного оруденения и оценки перспектив месторождений на глубину.

В заключение следует подчеркнуть, что из изложенного выше материала, основанного на изучении множества месторождений и рудопоявлений олова в Приморье, вытекает необходимость рекомендовать картирование метасоматических зон оловоносных рудных районов Сихотэ-Алиня, рудных узлов и рудных полей месторождений в масштабе 1:25000, 1:10000 и крупнее, что значительно усилит и повысит качество оценки и переоценки перспектив оловоносных площадей и месторождений.

Приморское ГУ, Владивосток

Б.П.Сапрыкин, И.Н.Говоров, Б.А.Хилик

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ  
РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН ОЛОВОРУДНЫХ ПОЛЕЙ  
СИХОТЭ-АЛИНЯ

Оловорудные месторождения Сихотэ-Алиня формировались на фоне широкого проявления контактового и контактово-регионального метаморфизма, связанного с интрузивным гранитоидным магматизмом позднемезозойского возраста. В современном эрозионном срезе металлогенических зон обнажаются породы эпидот-амфиболитовой и зеленоскаменной фаций: кварцево-биотитовые роговики и биотитизированные терригенные породы с андалузитом, ставролитом, кордиеритом, полевыми шпатами; серицитизированные и хлоритизированные

порядки с актинолитом, кальцитом, минералами группы эпидота.

Собственно околосредоточивающиеся ореолы, обрамляющие сравнительно мелкие выходы интрузивных гранитоидов, развиты в позднемезозойских структурно-фациальных зонах Сихотэ-Алиня (в Главном синклинории и др.), характеризующихся дискордантным гранитоидным магматизмом. В пределах более ранних структурно-фациальных зон (Прибрежный и Главный антиклинории) наряду с околосредоточивающимися ореолами развиты обширные поля биотитизации песчано-сланцевых пород, которые без видимой связи с конкретными интрузивами протягиваются на многие сотни квадратных километров, фиксируя по мнению Ю.Н. Размахнина (1966) скрытые на глубине плутоны. В последнее время существование таких "криптобатолитов" начинает подтверждаться геофизическими работами.

Оловорудные и оловянно-полиметаллические месторождения приурочены к участкам интенсивного гидротермального метасоматоза, причем по характеру взаимоотношений с собственно метаморфическими породами локально проявленные гидротермалиты, в том числе и рудосносные, отчетливо разделяются на две различные группы.

Гидротермалиты первой группы по совокупности признаков выступают как локальные, приуроченные к рудовмещающим структурам, проявления контактового или контактово-регионального метаморфизма. В общих чертах они характеризуются такой же прогрессивной последовательностью смены новообразованных минералов и расположением минеральных парагенезисов в пространстве (зональность).

В типичном случае, например, на Лифудзинском месторождении (рис. I) наблюдается следующая вертикальная метасоматическая колонка (Говоров, 1967):

1) нижняя зона, прослеженная горными выработками и скважинами в интервале 350-700 м от поверхности; представлена кварцево-биотитовыми метасоматическими породами (биотититами);

2) средняя, мощность около 200 м по вертикали характеризуется парагенезисом турмалина, хлорита и мусковита (серицита) с преобладанием турмалина внизу, а хлорита сверху разреза;

3) верхняя зона, постепенно сменяющая среднюю; турмалин почти полностью исчезает, а ассоциация хлорита и серицита часто присоединяется карбонат.

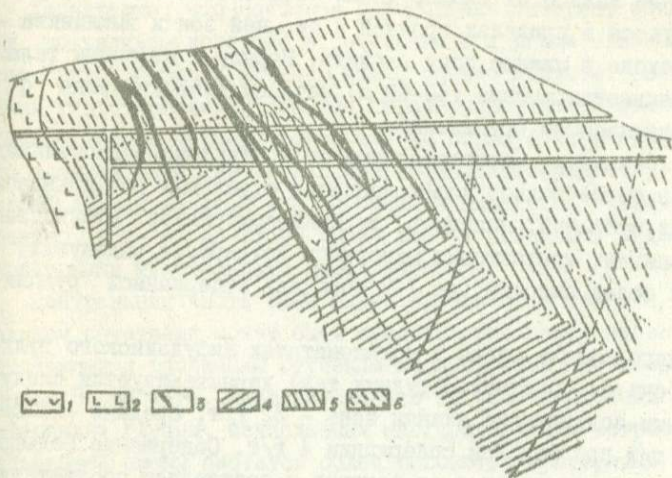


Рис. I. Поперечный разрез через Лифуджинское месторождение.

1 - фельзиты; 2 - дациты; 3 - рудные жилы; 4-6 - зоны метаморфизма-метасоматоза; 4 - биотитовая, 5 - турмалин-серицит-хлоритовая, 6 - серицит-кальцит хлоритовая

Оловосносные жилы с их околорудными метасоматическими оторочками локализуются в пределах средней и верхней зон и выклиниваются при переходе в нижнюю зону слюдита. Наряду с жильными телами здесь же развиваются мощные (40-60 м) метасоматические зоны с прожилково-вкрапленным оруденением.

Отличие локальных гидротермалитов от контактово-региональных заключается в более полной дифференциации отдельных зон, появлении специфических субфаций, например, турмалиносодержащей, отсутствии некоторых типичных контактовых минералов (ставролит, андалузит, кордиерит) и более высоким (на 1-2 порядка) содержанием рудных элементов.

Так, распределение олова в метасоматитах Лифудзинского рудного поля (не считая собственно рудных тел) характеризуется следующими пределами содержаний: нижняя зона - 22 г/т, средняя - 135 г/т, верхняя - 232 г/т при фоновом содержании 4 г/т. Содержание вольфрама и молибдена не отличается от фоновых и составляет соответственно 3 г/т и 2 г/т. На Нижнем оловорудном месторождении (Фурмановский рудный район) содержание олова, свинца, цинка и меди практически во всех разновидностях измененных пород на 1-2 порядка выше по сравнению с фоновым содержанием этих элементов. Таким образом, повышенное содержание олова в измененных породах в данных случаях может служить одним из геохимических признаков наличия перспективного оловянного оруденения. Эта геохимическая особенность наиболее характерна для тех объектов, где рудные тела представлены метасоматитами в сочетании с жильными телами. В типичных трещинножильных месторождениях содержание рудных элементов в измененных породах (исключая околожильные метасоматические оторочки) лишь немного (в 1,5-2 раза) превышает фоновые значения.

Связь гидротермалитов первой группы с метаморфизмом особенно отчетливо выражена в тех случаях, когда они располагаются по периферии крупных ореолов или полей метаморфизма. Оказывается, что они не просто приурочены к краевым частям ореолов, но отделены от них своеобразными "окнами" - кольцевыми или дугообразными зонами слабого метаморфизма и выступают как срединные компенсирующие структуры с интенсивной и более высокотемпературной переработкой вмещающих пород (рис.2). В пределах кольцевых зон метаморфизм обычно не превышает стадии серицит-хлоритовых изменений. В сред-

ней части иногда наблюдается карбонатизация.

Характерно, что наиболее типоморфный минерал, например, хлорит, по наличию которого в сочетании с другими признаками выявляется "окно" низкого метаморфизма, обычно получает развитие и в самих гидротермалитах, слагая периферийные части зон более высокотемпературного метасоматоза, или же образует самостоятельные зоны (по крайней мере, на уровне современной поверхности). За пределами "окон" данный минерал или ассоциация минералов встречаются, как правило, в виде реликтов, уцелевших от замещения более высокотемпературными минеральными парагенезисами.

Центральная часть зоны гидротермалитов в том или ином горизонтальном сочетании может быть представлена парагенезисами, соответствующими различным ступеням метаморфизма, но не выше биотитизации. Более того, выявляется, что на всех доступных наблюдению интервалах глубин, исчисляемых многими сотнями метров (рис. 1, 3), дальнейшей смены биотитов более высокотемпературными субфациями не происходит. При этом оруденение, независимо от морфологического типа рудных тел, всегда локализуется выше границы интенсивной биотитизации. С перемещением верхней границы развития биотитов соответственно перемещается, как это видно на продольном разрезе через Лифудзинское рудное поле (рис. 3), и нижняя граница распространения рудной минерализации. Эта закономерность хорошо выражается и в региональном плане, выражаясь в том, что все крупные оловорудные месторождения, представляющие собой гидротермалиты первой группы, обычно располагаются по периферии обширных ореолов (биотитизации Размахнин, 1966).

Таким образом выявляется двойственный характер связи прогрессивных гидротермалитов с интенсивно метаморфизованными породами, в частности с биотитами. С одной стороны, они, как в региональном плане, так и в отдельных рудных полях, тяготеют к периферии обширных ореолов или локальных "куполов" биотитизации, а с другой — выступают по отношению к ним как своеобразные запрещенные ассоциации. Можно полагать поэтому, что именно интероивная биотитизация является той критической ступенью метаморфизма-метасоматоза, начиная с которой благоприятных условий для образования рудовмещающих структур (трещин и т.д.) не возникает, вследствие сильного разогрева пород и приобретения ими пластичности.

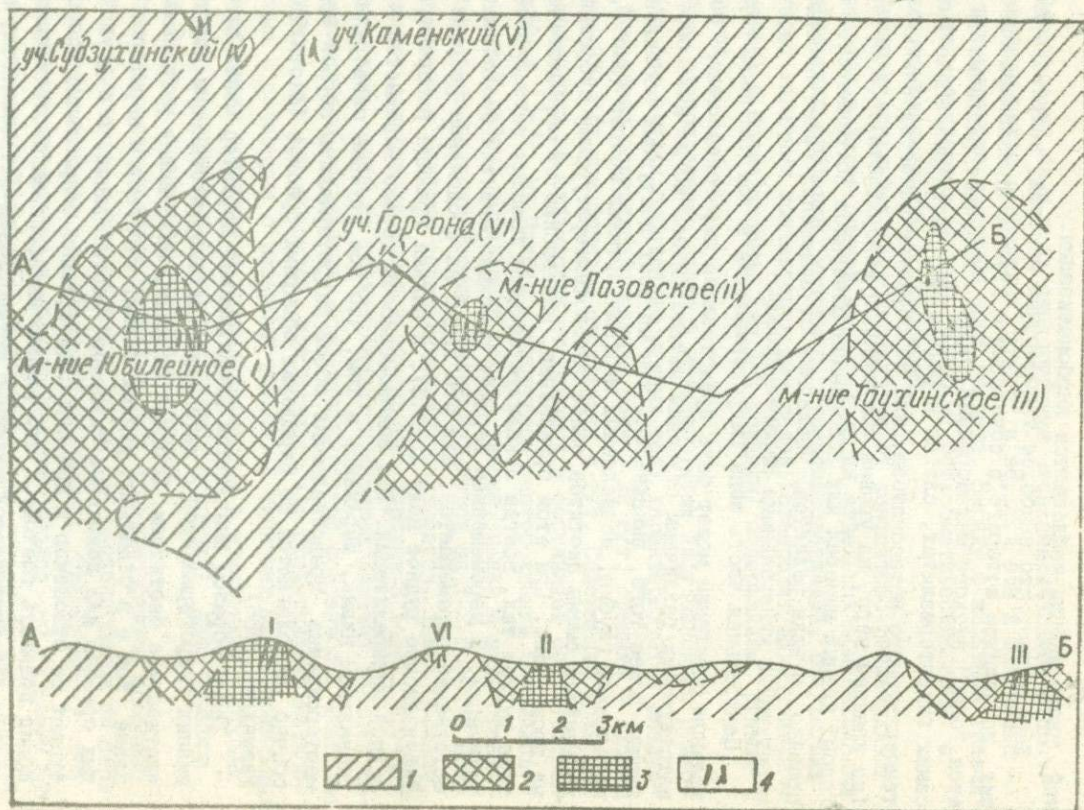


Рис.2. Схема метаморфической зональности по линии месторождений Юбилейного, Лазовского и Таухинского (Фурмановский рудный район).

I - биотитизированные и биотит-серицитизированные породы (контактово-региональный метаморфизм); 2 - слабо метаморфизованные (хлоритизированные и серицитизированные) породы; 3 - участки локального усиления метаморфизма в пределах рудных полей; 4 - рудные жилы или рудоносные метасоматические зоны. I, II, III - месторождения касситерито-силикатно-сульфидной формации (гидротермалиты первой группы); IV, V и VI - кварцево-касситеритовые рудопроявления и грейзены (гидротермалиты второй группы).

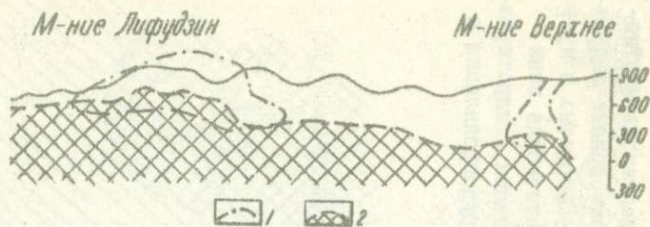


Рис.3. Продольный разрез через Лифудзинское рудное поле. 1 - участки развития рудной минерализации; 2 - интенсивно метаморфизованные породы (биотититы)

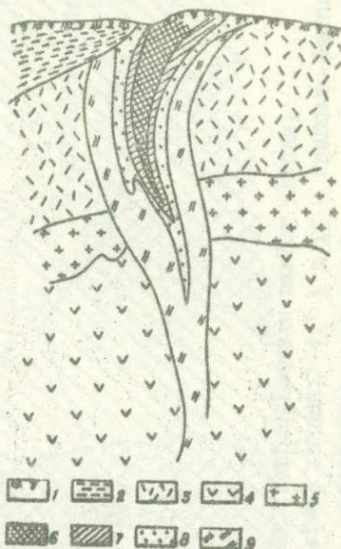


Рис.4. Разрез через рудную зону Карадубовского месторождения (Хинганский рудный район).

1 - растительный слой; 2 - пелитовые сланцы; 3 - кислые эффузивы; 4 - лавобрекчии порфиритов; 5 - интрузивные кварцевые порфиры; 6-9 - метасоматические зоны: 6- кварц-топазовая, 7 - кварц-топаз-турмалиновая, 8 - кварц-серицитовая; 9 - хлоритизированные породы (по Д.Г.Федчину, 1964).

Гидротермалиты второй группы являются продуктами более поздних (наложенных) процессов локального выщелачивания ранее метаморфизованных пород. Вследствие этого их минеральный состав, по сравнению с метаморфическими новообразованиями во вмещающих породах, в отличие от гидротермалитов первой группы, всегда представлен более низкотемпературными парагенезисами. Так, например, регрессивная турмалинизация может развиваться среди различно биотитизированных пород и роговиков, а также интрузивных пород, но никогда не встречается среди полей серцитизации, хлоритизации и т.д.

В общем случае такая односторонняя соподчиненность выражается в том, что локальная регрессивная минерализация в данной зоне может быть представлена парагенезисами все (или отдельных) внешних зон прогрессивного метаморфизма, но никогда не встречаются ассоциации, соответствующие внутренним зонам, т.е. более высоким ступеням метаморфизма. При этом, вероятность образования тех или иных минеральных ассоциаций в данной зоне метаморфизма тем меньше, чем дальше они отстоят друг от друга в сводной колонке прогрессивного метаморфизма. Например, наложенная карбонатизация в хлоритизированных породах — обычное явление, а в экзо- и эндоконтактовых зонах активных интрузий карбонатизация наблюдается значительно реже зато здесь широкое развитие получают грейзены и другие высокотемпературные образования.

Если формирование гидротермалитов первой группы в сравнительно высокометаморфизованных породах, как было отмечено выше, не происходит, то для регрессивных гидротермалитов таких ограничений не существует. Наоборот, они чаще всего развиваются именно в зонах высокого метаморфизма, включая магматические тела.

Гидротермалиты второй группы отличаются также иным типом метасоматической зональности. Главная особенность заключается в том, что принципиальная схема горизонтальной зональности у них однотипна с гидротермалитами первой группы, а взаиморасположение зон в вертикальном разрезе обратное: каждая внешняя (в плане) зона является не верхней, а более глубокой. Иными словами, зоны "замыкаются" не сверху, а снизу, причем, самая нижняя зона представлена наиболее слабыми и низкотемпературными изменениями вмещающих пород (рис.4). Судя по литературным данным, такого рода зональность рас-

пространена довольно широко, и в некоторых работах (Лисицина и др. 1961; Покалов, 1962; Федчин, 1964) приводится в качестве обычной схемы зональности для грейзенов и других высокотемпературных гидротермальных образований.

Весьма существенны отличия трещинно-жильных элементов, сопровождающих гидротермалиты выделенных групп. Жильные тела в гидротермалитах первой группы, представителями которых является большинство касситеритово-сульфидных месторождений, обычно немногочисленны, имеют небольшую (около 1 м) мощность, но значительную протяженность по простиранию и на глубину. Длина наиболее крупных из них достигает 1 км, иногда значительно больше; вертикальный размах составляет несколько сотен метров. Основные трещинно-жильные системы ориентированы преимущественно в каком-либо одном направлении и группируются в виде полос или вытянутых зон, подчеркивая линейные очертания рудовмещающих структур. По совокупности указанных и других морфологических признаков рудовмещающие трещины однозначно документируются как трещины скола, формирование которых происходит в обстановке сжатия. Наряду со сколовыми образуются сопряженные с ними мелкие трещины отрыва, но сколько-нибудь существенного значения в общей трещинной структуре они не имеют.

В противоположность этому, трещинно-жильные составляющие гидротермалитов второй группы несут все характерные черты трещин отрыва (растяжения). Они обычно представлены многочисленными сериями мелких безамплитудных трещин, ориентированных в разных направлениях и быстро выклинивающихся по простиранию и падению. В местах сгущения трещин образуются штокверкоподобные зоны или типичные штокверки.

Рассмотренные генетические особенности гидротермалитов хорошо согласуются с явлениями, сопровождающими эффект термовлагодифузии, экспериментально доказанной и теоретически обоснованной А.В. Диковым (1950) и использованной Ф.К. Шипулиным (1960) для объяснения процесса контактового метаморфизма. Суть этих явлений сводится к следующему. Если в какой-либо точке пространства, заполненного увлажненным пористым веществом, поместить источник тепла, то под действием градиента температуры возникает также градиент влажности. Ближайшие к источнику зоны обезвоживаются, а впереди возникает "волна" повышенной влажности, постепенно спадающая в удалении

от источника тепла. Такое динамическое равновесие сохраняется до тех пор пока прогрессивно функционирует источник тепла. С прекращением или ослаблением действия источника, т.е. с понижением градиента температуры, в сфере его влияния начинается процесс выравнивания влажности, стремящейся войти в равновесие с новыми условиями, и таким образом возникает обратный поток влаги (растворов), направленный уже в сторону источника тепла. Одновременно с перемещением влаги происходит дифференцированное перераспределение находящихся в растворе компонентов.

Все проявления метаморфизма — метасоматоза обусловлены по существу теми же одновременно действующими факторами, что и эффект термовлагодиффузии, и отличаются лишь своими масштабами. Так, нарастание градиента температуры, неравномерный разогрев пород, восходящий поток растворов, перераспределение компонентов являются необходимыми предпосылками для прогрессивного метаморфизма. Неравномерное перемещение восходящих растворов, крайним случаем которого является циркуляция по локальным ослабленным зонам, приводит к образованию гидротермалитов первой группы.

Точно также регрессивный метаморфизм по своей природе идентичен явлениям, возникающим при процессе термовлагодиффузии с окончанием или ослаблением действия источника тепла. Нисходящее движение растворов в сочетании с контракционной трещиноватостью обуславливает образование регрессивной гидротермальной минерализации, резко отличной по ряду описанных выше признаков от локальных гидротермалитов прогрессивного этапа метаморфизма.

Изложенные материалы позволяют одному из авторов (Сапрыкин, 1966, 1969) считать, что при формировании оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня существенная роль принадлежала процессам метаморфизма.

Морфогенетические различия гидротермалитов оказывают весьма существенное влияние на степень концентрации и особенно масштабы оловянного оруденения. С прогрессивными гидротермалитами связано формирование всех наиболее крупных оловорудных месторождений Сихотэ-Алине, большинство которых относится к касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формациям. Аналогичных месторождений в гидротермалитах второй группы не известно. С ними обычно связаны многочисленные мелкие кварцево-касситеритовые грейзеновые рудопроявления, иногда с богатыми рудами, но очень малыми запасами.

Петролого-геохимические признаки указанных типов метаморфических пород и их перспективная рудоносность могут быть установлены в начальный период поисково-разведочных работ и поэтому их использование позволит резко сузить фронт дорогостоящих геологоразведочных работ на бесперспективных объектах.

Дальневосточный ГИ ДВФ СО АН СССР,  
Хрустальнинский МЦМ СССР ГОК, Владивосток.

В.К.Финашин

### О ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОКОЛОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопросы прогнозирования оруденения на глубину и определения протяженности руд по вертикали являются одной из главных задач при оценке и разведке оловорудных месторождений. Вертикальный размах оруденения зависит от глубины эрозийного среза, расстояния от рудогенерирующих источников, характера рудовмещающих трещинных систем, типа минерализации и других факторов. Вертикальная протяженность оруденения в месторождениях касситерит-кварцевой формации обычно не превышает первых сотен метров, в то время как протяженность оловянной минерализации в месторождениях касситерит-сульфидной формации измеряется многими сотнями метров, превышая в некоторых случаях 1 км.

Одним из важнейших факторов, определяющих глубину и протяженность по вертикали оловорудной минерализации, является характер вертикальной метасоматической зональности. На некоторых месторождениях олова Якутии (Некрасов, 1963), Хабаровского края (Радкевич и др., 1967), Приморья установлена определенная последовательность пространственного размещения метасоматических образований в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Нашими исследованиями подтверждается и уточняется схема вертикальной метасоматической зональности для оловорудных месторождений Кавалеровского рудного района Приморья. Зональность выражается в

последовательной смене пропилитовых изменений в верхних частях оловорудных тел зоной хлоритовых и далее в них турмалиновых и биотитовых метасоматитов. Подобная смена зон отмечается в вертикальном диапазоне глубин до 700-800 м, вполне доступном для разведочных работ. Сохранность верхних зон пределяется, видимо, уровнем эрозионного среза и положением кровли скрытых магматических рудогенерирующих очагов. В участках выхода на поверхность рудоносных гранитов, т.е. в условиях околоинтрузивного прогрева, располагаются ореолы биотитизации с наложенными грейзеновыми изменениями (Дадандинское и Темногорское месторождения); в участках погружения кровли рудогенерирующих очагов развита более или менее полная метасоматическая колонка (месторождения Хрустальное и Верхнее). Наиболее важная в промышленном отношении оловянная минерализация в участках погружения кровли рудогенерирующего очага. В районах же выхода на поверхность дериватов этого очага и ореолов биотитизации над нескрытыми интрузивами развиты непромышленные рудопроявления олова.

Полный вертикальный разрез метасоматических образований оловорудных месторождения (снизу от околоинтрузивной области к поверхности) представляется в следующем виде: биотитовая зона, местами с наложенной грейзенизацией и жильными оловяносными телами; турмалиновая зона на Хрустальненском месторождении она прослеживается более, чем на 400 м); хлоритовая зона с вертикальной протяженностью 300-400 м (месторождения Хрустальное, Верхнее Кавалеровского района); пропилитовая зона вертикальной протяженностью до 50 м (месторождение Верхнее).

Подобный тип зональности характерен для наиболее важных в промышленном отношении оловорудных месторождений типа Корнуолла, Мло-Чана, Кавалеровского района, относящихся к турмалин-сульфидному и хлорит-сульфидному типам касситерит-силикатной формации, по Е.А.Радкевич (1956).

Возможны и другие варианты вертикального зонального размещения метасоматических пород, сопровождающих оловянную минерализацию, например, переход хлоритовой зоны в надинтрузивную биотитовую, описанный Н.Н.Васильковой и А.Б.Павловским (1960). Месторождения с редуцированной зональностью (без турмалиновой зоны) являются, как правило, менее выдержанными на глубину по сравнению с

месторождениями полного ряда.

На Верхнем оловорудном месторождении удалось детально изучить характер перехода от хлоритовой зоны к пропилитовой и выяснить причины смены зоны хлоритизации пропилитовыми изменениями. Рудное поле месторождения слагают песчано-глинистые породы зрелого и молодого и покровы верхнемеловых порфиритов. Осадочные породы прорваны субвулканическими дайками порфиритов и фельзитов.

Рудная минерализация образует два яруса. Верхний ярус оруденения связан с трещинными зонами северо-западного простирания, в которых локализуются кварцево-карбонатные и карбонатные жилы, содержащие в отдельных участках вкрашенность и гнезда игольчатого касситерита. Нижний ярус оловянной минерализации представлен мощной зоной прожилково-вкрашенного штокверкового оруденения в хлоритизированных песчаниках.

Интенсивным гидротермальным изменениям подвержены как осадочные, так и вулканогенные породы. Анализ простречественного размещения метасоматических образований и их взаимоотношений с рудами позволяет выделить два типа метасоматических преобразований: ранний и поздний. В ранний этап происходило формирование биотитизированных пород; в поздний этап образовались серицитизированные, хлоритизированные и пропилитизированные породы.

Биотитизированные породы развиты на глубоких горизонтах месторождения в подрудном ярусе. Они представлены биотитовыми роговиками по песчано-сланцевым породам. Биотитизированные породы всегда в той или иной степени затронуты наложенными метасоматическими преобразованиями позднего этапа и в таких участках нередко сопровождаются рудной минерализацией. Эти изменения выражаются в широко распространенной серицитизации, образовании локальных зон хлоритизации, окварцевания и более редкой турмалинизации и высоко-температурной пропилитизации.

В пределах рудных ярусов наиболее распространенными изменениями являются хлоритизация и пропилитизация (рис. I). Хлоритизация особенно интенсивно проявлена в нижнем рудном ярусе, в зоне штокверкового оруденения. Развитые здесь аркозовые песчаники превращены в кварцево-хлоритовые породы, содержащие вкрашенность касситерита, а также прожилки кварца и кальцита с касситеритом и

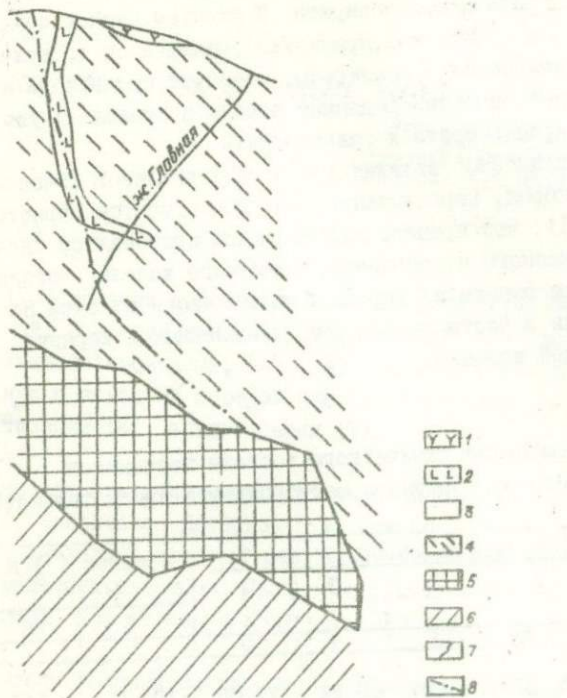


Рис. 1. Зональное размещение гидротермально измененных пород Верхнего оловянного месторождения (разрез).

1 - порфириды (покров); 2 - диациитовые порфиры; 3 - песчано-глинистые породы; 4 - пропилиты; 5 - хлоритизированные породы (зона оловянного штокверка); 6 - серицитизированные и биотитизированные породы; 7 - рудные жилы; 8 - тектонические нарушения.

флюоритом. Помимо касситеритовых прожилков, в штокверковых рудах распространены кварцево-пирротиновые прожилки с примесью халькопирита, сфалерита и арсенопирита. К флангам рудной зоны и вверх по восстанию в сульфидных прожилках уменьшается содержание пирротина и увеличивается — сфалерита; наоборот при выходе из штокверка в подрудные биотитизированные породы в прожилках увеличивается количество арсенопирита и халькопирита.

Результаты сопоставления химических анализов измененных и неизмененных пород, пересчитанных методом с учетом пористости, показали (табл. I), что процесс хлоритизации протекал со значительным привнесом окисного и, особенно, закисного железа (железа, марганца и воды при выносе из породы большей части щелочей Натрия и калия), кальция и части кремнезема. Во внешних и корневых зонах метасоматической колонки.

Таблица I

Изменение химического состава песчаников  
Верхнего оловорудного месторождения при метасоматозе

Оксиды	Результаты анализов, вес. %				Привнос (+) и вынос (-)		
	I	2	3	4	г/дм <sup>3</sup>		
I	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	75,32	75,27	68,12	71,08	+108,7	-167,3	-66,1
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,39	0,25	0,33	- 3,1	- 7,2	- 5,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,20	9,67	9,54	9,41	+ 0,2	- 14,3	-14,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,58	0,82	1,76	+ 2,1	+ 8,0	+33,0
FeO	2,57	5,93	10,35	5,58	+ 97,6	+208,8	+83,1
MnO	0,08	0,06	0,20	0,35	- 0,4	+ 3,2	+ 7,4
MgO	1,71	1,61	3,21	3,00	- 0,3	+ 40,8	+36,1
CaO	1,66	0, 5	1,10	4,27	- 28,7	- 14,5	+71,6
Na <sub>2</sub> O	3,24	0,20	1,42	0,20	- 80,0	- 47,6	-80,1
K <sub>2</sub> O	1,88	2,30	0,50	1,08	+14,3	- 36,3	-19,5
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,22	0,22	0,08	+ 1,4	+ 1,2	- 2,5
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,30	2,64	4,14	2,69	+ 39,9	+ 76,6	+38,4

	1	2	3	4	5	6	7	8
п.п.п.	0	42	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,62	99,42	99,87	99,83	+263,8	+338,6	+270,2	
					-112,5	-287,2	-187,9	
					+151,3	+ 51,4	+ 82,9	
Объёмный вес	2,63	2,77	2,67	2,70				

Примечание: 1 - песчаник аркозовый; 2 - песчаник серицитизированный; 3 - песчаник хлоритизированный; 4 - песчаник эпидотизированный; 5-7 - изменение состава по сравнению с исходной породой при серицитизации (5), хлоритизации (6), эпидотизации (7).

Химические анализы выполнены в химической лаборатории ДВИИ ДВФ СО АН СССР аналитиком Дятловой Г.А. При подсчете привноса-выноса вещества анализы приведены к 100%. Хлоритизированные породы сменяются серицитизированными. Процесс серицитизации протекает с привносом железа, кремнезема и воды при выносе из породы натрия и кальция.

Верхние части колонны метасоматически измененных пород на месторождении совпадают с ярусом жильного оруденения (второй рудный ярус). Этот ярус полностью располагается в зоне пропилитовых изменений, захватывающих как песчано-глинистые породы так и покровные порфириды. В песчаниках пропилитовые изменения выражаются в альбитизации обломочных зерен плагиоклаза и появлении новообразований эпидота, кальцита, адуляра, пренита, актинолита, хлорита и гидрослюд. Выделяются следующие минеральные фации пропилитово-измененных пород: эпидотовая, кальцит-эпидотовая, хлорит-эпидотовая, кальцитовая, пренитовая, адуляровая и эпидот-адуляровая, эпидот-актинолитовая, гидрослюдистая. Наиболее широким развитием пользуются эпидотсодержащие разновидности измененных пород; актинолит установлен только на глубоких горизонтах; гидрослюдистые изменения, наоборот, характерны для верхних частей месторождения (покровные порфириды).

Новообразованные минералы образуют вкрапленность, метасоматические прожилки, пятна, гнезда и линзы. Адуляр наблюдается преимущественно в прослоях глинистых пород — аргиллитах и алевропилитах, также в порфиритах, образуя метасоматические жилки мономинерального состава или прожилки с эпидотом и кварцем.

Подсчет баланса миграции вещества при пропилитовом изменении показывает, что процесс эпидотизации протекал при выносе окислов Fe и закисного железа, марганца, магния, кальция и воды при выносе калия и натрия. Часть щелочей, выносимых из нижележащих зон метасоматической колонки, задерживалось и осаждалось в пропилитовой зоне (адуляр, гидрослюда).

Метасоматические изменения хлоритовой и пропилитовой зон, очевидно, имеют сопряженный характер. Так, кальций, выносимый из зоны хлоритизации, накапливался в зоне пропилитовых изменений. Щелочи выносились из зоны хлоритовых изменений и частично осаждалось в локальных участках зоны пропилитизации. Взаимосвязанный характер этих изменений позволяет считать, что зоны хлоритизации и пропилитизации образовались из единого потока растворов, а минеральный состав зон отражает состав поступающих глубинных растворов и продуктов перемещения минерального вещества в направлении движения растворов, освобождающихся при реакциях в тыловой зоне метасоматической колонны.

Хотя рудная минерализация встречается в пределах всех зон (глубинной биотитовой\*, турмалиновой, хлоритовой и пропилитовой), однако максимальное осаждение касситерита имело место в турмалиновой и хлоритовой зонах. Практическим следствием выявленной зональности является возможность использования зоны слабо продуктивных пропилитовых изменений для прогноза оруденения на глубину. Широко развитые пропилитовые метасоматиты могут служить указанием на наличие слепых рудных тел в нижележащей зоне метасоматически измененных пород.

Дальневосточный ГИ ДВФ СО АН СССР,  
Владивосток

Предисловие .....	3
Ш.Е. Е с е н о в. Значение околорудных измененных пород и задачи симпозиума .....	4

## ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

В.Г. Б о г о л е п о в. Основные направления исследований при определении практической значимости тел гидротермально измененных пород .....	9
В.С. Г о л у б е в, В.Н. Ш а р а п о в. К теории динамики изотермического инфльтрационного метасоматоза .....	36
А.М. К у л а г а ш е в, М.С. Ш њ а й д е р, А.А. Ш н а й - д е р. Автометасоматоз в гипабиссальных порфириновых интрузивах субэкструзивного облика и связь с ним ору- денения .....	49
Э.А. Л а н д а. О связи процессов метасоматизма и перекри- сталлизации .....	59
А.Л. П а в л о в. Влияние окислительно-восстановительных реакций на характер изменения кислотности-щелочности рудообразующих растворов при формировании сульфидных тел и зон околорудных метасоматитов .....	68
Е.В. П ъ ч к о в. К механизму метасоматического замещения. ....	79
А.Е. Ш л ы г и н, Л.А. М и р о ш н и ч е н к о. Пневмато- гидротермальные формации Казахстана и некоторые воп- росы связи метасоматоза с оруденением .....	89
В.Г. Б о г о л е п о в. О некоторых ошибках, встречающихся при петрохимических исследованиях метаморфических по- род .....	101

Я.П. Баклаев, Ю.А. Полтавец, Г.А. Гревцов, В.Г. Максенов, З.И. Полтавец. О некоторых критериях отличия рудоносных метасоматов в контактово-метасоматических месторождениях Тургайская .....	119
А.Е. Бекмухаметов. Метасоматическая зональность в скарново-рудных зонах месторождений железа Тургайского прогиба .....	125
Н.М. Беляшов, И.П. Новохатский, Г.М. Тетерев. Об участии седиментогенного железа в образовании магнетитовых месторождений Тургай .....	133
П.С. Гарбузов. Особенности локализации оруднения в скарнах Тетюхинского рудного района (Приморье).....	144
А.Д. Канищев, А.Д. Сергеев. Приуроченность боносных скарнов Восточного Забайкалья к пачкам переслаивания протерозойских и раннепалеозойских доломитов с турмалинсодержащими сланцами и кварцитами. Содержание бора и фтора в породах .....	150
И.А. Кочергин. Зональность Сарбайского магнетитового месторождения .....	158
Л.А. Мирошниченко, А.П. Гуляев. Известковые скарны магматического этажа и связь их с оруденением (на примере скарново-гнейзенового месторождения)	165
С.П. Мурзаев. Миграция компонентов и изменение объемов при скарнообразовании .....	172
Г.Ш. Норштейн. Законом рности локализации рудовмещающих пироксеновых скарнов на месторождениях Турьинского рудного поля .....	178
В.И. Фомичев, Е.И. Кузнецова. Метасоматиты Саякского района и критерии их рудоносности .....	185

О.М. Чугуевская, И.П. Новосхатский.	
О роли метасоматоза в образовании магнетитовых руд Тургай (на примере Сарбайского рудного поля).....	193
Н.М. Чумаченко, Б.П. Санин, М.А. Свирский, В.В. Полетаев. Роль зональности в скарных образованиях Савинского № 5 свинцово-цинкового месторождения для оценки перспектив его глубоких горизонтов (Восточное Забайкалье) .....	198
Л.И. Плябинин, Н.Н. Пердев. Некоторые признаки месторождений магнезиально-скарновой фации .....	206

### ГРЕЙЗЕНЫ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ ГРАНИТЫ

В.В. Андрушин, О.Ф. Кроль. Метасоматиты, связанные со щелочными гранитами и положение фенактит-содержащих альбититов в метасоматической колонке (Центральный Казахстан).....	215
В.Г. Боголепов, В.Д. Кузнецова (Гукова), А.П. Гуляев. Грейзены Казахстана и критерии оценки их перспективности .....	220
Э.И. Иванова, Н.Г. Сиромятников. Особенности распределения U и Th в метасоматически измененных гранитах .....	255
Э.И. Иванова, Н.Г. Сиромятников, В.Г. Боголепов. К вопросу применения радиогеохимического метода при поисках скрытых рудных тел редкометальных месторождений .....	269
В.А. Карabanов, О.Ф. Кроль, В.В. Андрушин. Время проявления и роль метасоматических явлений в образовании аршалинских колумбитоносных гранитов.....	278
В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, Ф.А. Летников, С.Б. Брандт, В.А. Нарсеев, Ю.А. Садовский. Зональность редкометальных грани-	

тов в свете геологических и физико-химических данных и критерии их рудоносности .....	28
В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, Ц. Цеден, Ц. Гундсамбуу, Н.Б. Владкин, А.В. Горегляд. Зональность в редкометалльных месторождениях Монголии и место в ней оруденения (апограниты, цвиттеры, грейзены) .....	297
Н.С. Кравченко, А.Ф. Болотников. Критерии рудоносности кварцево-турмалиновых метасоматитов Баджалского района (Приамурье) .....	306
В.С. Кудрин, М.А. Кудрина, А.Е. Силаев. Структурно-метасоматическая зональность редкометалльного месторождения в гнейсовой толще .....	314
В.Д. Кузнецова. Минеральный состав грейзенов Казахстана и типы руд .....	319
Ф.А. Летников, Ю.А. Садовский, З.В. Шаманова, Н.И. Степаненко, А.В. Крайникова. Метасоматически измененные гранитоиды Кокчетавской глыбы и критерии их рудоносности..	325
Р.В. Масгутов. О рудоносности альбитизированных гранитов .....	333
А.Д. Мусаев, Р.А. Магдиев, М.А. Шаисламова. Характер распределения радиоактивных элементов (U, Th) в различных типах автometасоматически измененных пород Каратюбинского интрузива .....	338
А.Д. Ножкин. Минералого-геохимические особенности редкометалльных уран-ториевых и урановых метасоматитов в связи с субщелочными и щелочными гранитоидными интрузиями и некоторые критерии их рудоносности .....	344
Д.О. Онтоев. Вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и редкометалльного оруденения на примере некоторых месторождений Забайкалья .....	353

В.Д. Пампура, С.Г. Петровка я, Геохимические критерии различия околорудных метасоматитов, сопровождающих жильное молибденовое оруденение в гранитоидах	364
Ю.П. Размахин, Э.М. Размакина, Метасоматиты оловорудных полей Сихота-Алиня и их металлогеническое значение	371
Е.Ш. Саприкин, И.Н. Говоров, Б.А. Хилик, Петролого-геохимические признаки рудоносных метасоматических зон оловорудных полей Сихота-Алиня	383
В.К. Финашин, О вертикальной метасоматической зональности оловорудных месторождений	394

КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ

Труды симпозиума

Часть 1

Редактор В. Г. Боголепов

Технический редактор С. П. Геллер

Подписано к печати 29.У.72 г. УГ06988

Формат бумаги 80x84 1/16-25,3 п. л. Тираж 1000 экз.

Заказ 5838 Цена 1 руб. 80 коп.

Отпечатано на ротапринтере в типографии № 18 Госкомитета  
Совета Министров Каз.ССР по делам издательств,  
полиграфии и книжной торговли. Цех № 2

г. Алма-Ата, ул. Советская, 22.

739