

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 II

Алма-Ата — 1971

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 II

585

Алма-Ата-1971



В сборнике помещены статьи по проблеме критериев рудоносности метасоматитов. Рассматриваются признаки отличия рудоносных и безрудных метасоматитов, их зональность. Особое внимание уделено связи медного, золотого и другого оруденения со вторичными кварцитами, березитами и неклассифицированными метасоматитами.

Сборник рассчитан на геологов, занимающихся изучением рудных месторождений, а также петрографов, минералогов 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.И.Смирнов, В.А.Сokolov, 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-Ате 6-10 октября 1969г. Во второй части сборника приведена характеристика вторичных кварцитов, березитов, пропитов и родственных им метасоматитов. Большое внимание уделено гидротермально измененным 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.

КРИТЕРИИ РУДОСООБРАЗЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ
СРЕДНЕГО ПРИБАЙКАЛИЯ

Конечной задачей научного гидротермального изучения пород вулканических районов является разработка критериев их рудоспособности. Наибольшие перспективы в этом отношении будут иметь комплексные массивы, отражающие различные условия образования и концентрации руд средневулканического генезиса. Выявление таких условий можно лишь при изучении комплекса объектов геологической разведки района с применением формационного анализа. (Крейтер, 1956; Костин, 1960; Смирнов, 1965; Волынов, 1962). Этот формационный анализ был применен при изучении вторичных кварцитов и других гидротермальных месторождений Северного Прибайкалья.

Важнейшими объектами изучения являются вулканические породы Северного Прибайкалья, представляющие различные типы вулканических и рудных формаций, часто связанных друг с другом (таблица I). Выделяется две вулкано-ахтопетлические (двух-эпидиот-гранодиоритовая - S_1-S_2 и кварц-гранитовая - S_3-P_1) и одна собственно ахтопетлическая (гранулозная - B) формация. Их образование происходило на определенных этапах геосинклинального развития. Двух-эпидиот-гранодиоритовая вулкано-ахтопетлическая формация, состоящая из пород изверженной, калиево-кальциевой и титанокальциевой серии и конгломератных им гранодиоритов Байкальского и толарского комплексов, образовалась в начальном этапе среднего этапа развития Токре, после окончания фазы охладивасти. Становление вулкано-ахтопетлической кварц-гранитовой вулкано-ахтопетлической формации, представляющей вулканическую серию и гранитоиды калдернической и кальдезинской комплексов, происходило в завершающем этапе среднего этапа после самостоятельной фазы титанокальциевой, проявляемой в конце среднего периода. Составляет ахтопетлическая формация, представляющая кварцевые гранитоиды ахтопетлической серии, образовалась в завершающем этапе на фоне за-

Л.К.Алексеева

КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Конечной задачей изучения гидротермально измененных пород рудных районов является разработка критериев их рудоносности. Наибольший поисковый эффект будут иметь комплексные критерии, отражающие возможные условия образования и локализации руд определенного генетического типа. Выявить такие условия можно лишь при изучении наиболее общих закономерностей геологического развития района с применением формационного анализа (Крейтер, 1956; Кстляр, 1968; Смирнов, 1965; Вольфсон, 1962). Нами формационный анализ был применен при изучении вторичных кварцитов и других гидротермалитов Северного Прибалхашья.

Верхнепалеозойская вулканоплутоническая ассоциация пород Северного Прибалхашья включает ряд магматических, метасоматических и рудных формаций, тесно связанных друг с другом (таблица I). Выделяются две вулканоплутонические (дацит-андезит-гранодиоритовая - C_1-C_{2-3} и липарит-гранитовая - C_3-P_1) и одна собственно плутоническая (гранитовая - P_2) формации. Их образование происходило на определенных этапах геотектонического развития. Дациит-андезит-гранодиоритовая вулканоплутоническая формация, состоящая из пород каркаралинской, калмакэмельской и керегетасской свит и комагматичных им гранодиоритов балхашского и топарского комплексов, образовалась в начальные стадии орогенного этапа развития Токрауского синклинория после саурской фазы складчатости. Становление верхнекаменноугольной липарит-гранитовой вулканоплутонической формации, представленной вулканитами архаглинской свиты и гранитоидами кадырминского и жаксытагалинского комплексов, происходило в завершающие стадии орогенного этапа после самостоятельной фазы тектогенеза, проявившейся в конце среднего карбона. Собственно плутоническая формация, представленная пермскими гранитами акчетауского комплекса, образовалась в посторогенный этап на фоне зату-

жающей тектонической активности.

Становление каждой выделенной формации сопровождалось возникновением метасоматических и рудных образований. Особенности формирования вулканоплутонических и собственно плутонической формации предопределили своеобразие связанных с ними постмагматических процессов и рудообразования. Во вторичных кварцитах, аргиллизированных породах и пропилитах, связанных с дацит-андезит-гранодиоритовой формацией, локализуется медное и медно-голубенное оруденение (Коунрад, Карабас, Алтуайт и др.); в гидротермалитах, связанных с лапарит-гранитной вулканоплутонической формацией, — свинцово-цинковое, золотое и золото-полиметаллическое оруденение (Джусабай, Кузынадыр, Аюлы, Кудер и др.); граниты собственно плутонической формации подверглись грейзенизации и содержат редкметальное оруденение (Акчатау, Восточный Коунрад и др.).

На основе анализа общих закономерностей развития магматизма и связанных с ними процессов гидротермального метасоматоза и оруденения мы попытались систематизировать критерии рудоносности вторичных кварцитов на различные металлы для Северного Прибалхашья (табл.2). В схеме учтено около 40 критериев, разбитых по информативности на главные, существенные и второстепенные. На фоне общих формационных и фациальных критериев, являющихся главными, выступают дополняющие их частные критерии — магматические, литологические, структурно-тектонические, минералогические, геохимические, геоморфологические, геофизические, гидрогеологические и др., имеющие различную информативность.

Формационные критерии учитывают связь вторичных кварцитов и оруденения с определенными вулканоплутоническими формациями и их сочетаниями; фациальные критерии — конкретизируют формационные и отражают тектонические (глубинные) условия формирования вторичных кварцитов. Частные критерии представлены специфическими для района геологическими факторами, отражающими условия формирования и локализации руд определенного генетического типа. Каждый частный критерий приобретает максимальную информативность только в со-

Верхнепалеозойские магматические, метасоматические
и рудные формации Северного Прибалхашья

Таблица I

| | Формации | | | | | | | |
|--|---------------|-----------------|--------------------------------|--|---|---|---|--|
| | этапы | состав формаций | Магматические | | Метасоматические | Рудные | Примеры месторождений | |
| | | | эффузивные слиты | интрузивные комплексы | | | | |
| Верхнепалеозойская вулканоплутоническая ассоциация | Плутоническая | Органический | Дациит-эндезит-гранодиоритовая | Каркарелинская свита (С ₁ -пкг) дацит-липаритовая; калмакэмелльская (С ₂ к1) - андезитовая; кереге-гасская (С ₂ зк2) трахилипаритовая | Белхашский (С ₇) - диорит-гранодиоритоналитовый; толарский (С ₂ з) гранодибрит-граносиенитовый | Вторично-кварцитовая (вторичные кварциты, пропилиты, аргиллизиты), скариновая | Медно-молибденовая | Коунрад, Борлы, Карабас, Каратенге, Алтауыт и др. |
| | | Органический | Липарит-гранитовая | Колдарская (архарлянская) (С ₂ -Parch)-липаритовая | Калдырманский (С ₂) - гранитный; жаксытагалинский (С ₂ -P ₁) - дайковый; гранит-граносиенит-порфировый | Кварцево-жильная, кварцевотурмалиновая, кварцево-грейзеновая | Золоторудная, золотополиметаллическая, свинцовоцинковая | Джусебай, Караноба, Кузюк-адыр, Науразбай, Слушлык и др. |
| | Плутоническая | Посторонний | Гранитовая | " | Акчатауский (P) - гранитный | Грейзеновая (апогранитная) | Редкометальная | Акчатау, Восточный Коунрад, Майтас, Жаунбулак, Найзакара и др. |

АСА

ГОРНИ

КАУ

КАУ

КАУ

четании с общими. Чтобы выявить перспективы рудоносности вторичных кварцитов на тот или иной вид оруденения, необходимо установить в первую очередь: а) с какой конкретно вулканоплутонической формацией они связаны; б) в каких структурно-фациальных условиях они образовались; в) составить геологические карты и выделить на них благоприятные вулканоплутонические формации и массивы вторичных кварцитов. При этом важно также установить степень эрозионного среза, структурные, магматические, минералогические критерии, признаки рудного процесса и т.д.

Возможность практического использования выделенных критериев рассмотрим для одной из конкретно поставленных задач: выделить потенциально перспективные массивы вторичных кварцитов на медно-молибденовое оруденение.

Учитывая представления о генезисе медно-молибденового оруденения в месторождениях "коунрадского типа" и конкретные геологические условия, потенциально перспективными на медно-молибденовое оруденение следует считать только те массивы вторичных кварцитов, в которых: а) вторичные кварциты связаны с образованием дацит-андезит-гранодиоритовой формации (формационный критерий); в) сформированы в субвулканических условиях (фациальный критерий); сформированы по гранодиорит-порфирам топарского комплекса (магматический и литологический критерии). Возможность обнаружения в массивах руд этого типа значительно увеличивается, если присутствуют рудоконтролирующие разломы северо-западного и субширотного направлений, экраны в виде апоэффузивных вторичных кварцитов, свидетельствующие о небольшом эрозионном срезе массива, серицитовые кварциты и пропилитизированные гранодиориты, ореолы рассеяния меди и молибдена, железные шляпы, аномалии ВП и т.д.

Геологическая практика показывает, что на массивах вторичных кварцитов присутствуют далеко не все из выделенных критериев. Однако, информативность даже единичных критериев зачастую бывает исключительно велика при перспективной их оценке. Как частный пример, рассмотрим роль эрозионного среза при оценке массивов на медно-молибденовое оруденение различного минералогиче-

ского и морфологического типов на массивах Коунрад-Борлинской группы. Массивы Коунрад, Карабас, Борлы и Каратекке имеют сходное геологическое строение и образованы примерно в одинаковых условиях времени, глубин и температур. Судя по степени гидротермального изменения на массивах, можно предполагать одинаковую интенсивность рудного процесса. Рудная зональность на месторождениях этого типа определяется структурными факторами, положением и морфологией интрузивного массива, с которым связано и в котором локализовано оруденение. С этих позиций можно считать, что общие закономерности распределения и локализации руд на изучаемых массивах вторичных кварцитов такие же, как и на гидротермальных месторождениях прожилково-вкрапленного типа, связанных с субвулканическими интрузиями (Вольфсон, 1953; Крейтер, 1956; Лаверов и др., 1962).

Локализация медно-порфирового прожилково-вкрапленного (первичного и вторичного) оруденения происходила в апикальных частях субвулканических интрузий (Коунрад), в участках развития контракционных трещин. При формировании месторождений этого типа существовал определенный вертикальный размах оруденения (500-700 м). Общей закономерностью для подобных месторождений является переход с глубиной "порфировых" руд в руды "жильного типа". Поэтому наиболее благоприятны для прожилково-вкрапленного оруденения апикальные части интрузивов, в которых образуются рудные штокверки. Подтверждением тому служит месторождение Коунрад, эродированное в наиболее благоприятной части. Наличие на массивах апоэффузивных вторичных кварцитов может рассматриваться как косвенный признак благоприятного эрозионного среза. Необходимо учитывать также другие геологические признаки (характер и степень гидротермального изменения пород, структурные особенности, наличие ореолов рассеяния меди и молибдена и т.д.).

Рассматривая уровни современного эрозионного среза массивов вторичных кварцитов Карабас-Борлинской группы (рис. I), можно видеть, что массивы Коунрад, Каратекке и Юго-Западные Борлы эродированы в срезе, благоприятном для прожилково-вкрапленного орудене-

КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Таблица 2

КРИТЕРИИ

| | ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ | | | | | ПРИМЕРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВО ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТАХ | | | | |
|--|----------------------------------|----------------------------|-----------|----------------------|-----------------------|---|---|--|---|--|
| | МЕАНО- МОЛИБ- ДЕНО- ВОЕ | Долото- пачингосильност | Смешанное | Редко- металловое | Курчатов- Коробово | МЕАНО- МОЛИБДЕ- НОВОЕ | | | | |
| | | | | | | Богары Алтушта | Долото-пачингосильност линейное Алтушта-Алтушта | Долото-сравнительное Алтушта-Курчатов | Смешанное (Cu, Mo, Au, Pb, Zn, Be) Джелезин | |
| ПРОЖИЛОВА- ВЕРЖИЛИСНОЕ | ЖИЛИЩНОЕ | | | | | | | | | |
| <p>I ФОРМАЦИОННЫЕ</p> <p>Связь вторичных кварцитов с определенными вулкано-платоническими формациями</p> <p>1 с гранодиорит-андезит-диабазовой S_1-S_2</p> <p>2 с трахит-лапаритовой S_3-P</p> <p>3 с двумя первыми, пространственно смежными формациями</p> <p>4 с присутствием в пределах вторично-кварцитовых полей гранитов платонической формации</p> | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | |
| <p>II ФАЦИАЛЬНЫЕ</p> <p>5 вторичные кварциты, сформированные в приповерхностных условиях</p> <p>6 вторичные кварциты, сформированные в субвулканических (типобассальных) условиях</p> | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | |
| <p>III ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ</p> <p>7 вторичные кварциты, образованные по гранодиорит-порфиритам базальтового S_1 и лапаритового S_2 / комплекса</p> <p>8 вторичные кварциты, образованные по базальтам S_1-S_2</p> | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | |
| <p>IV МАГМАТИЧЕСКИЕ</p> <p>9 присутствие во вторично-кварцитовых полях гранодиоритов базальтового и лапаритового комплексов</p> <p>10 присутствие во вторично-кварцитовых полях гранитов кабардинского комплекса</p> <p>11 присутствие во вторично-кварцитовых полях гранитов пермского возраста</p> | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | |
| <p>V КРИТЕРИИ СТЕПЕНИ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА</p> <p>12 Поле раздроблено до приповерхностной фации пород и связанных с ними гидротермалитов</p> <p>13 Поле раздроблено до субвулканической/поздотермальной фации пород и связанных с ними гидротермалитов</p> <p>14 слабо раздроблено - до апицитовых частей интрузивного штока</p> <p>15 сильно раздроблено - апицитальная часть штока срезана</p> | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | ● | |

VI СТРУКТУРНЫЕ

И Рудно-металлогенные и рудно-термометаморфические разломы северо-западного субмеридионального и субширотного направления и их пересечения

II Зеркальчатые горизонты в биде аэрофотозонных кварцитов

III Тела известняковых брекчий

IV Конглобиты и радиальные структуры

V Вулканические жерла

VI Постдиоритно-кварцитовые разломы

VII МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ

VI Серпентиновые кварциты

VI Лузитановые кварциты

VI Монокварциты

VI Архалииты, переходная зона от кварцитов и пропилитов

VI Пропилиты, генетически связанные со кварцитами

VI Пропилиты, генетически несвязанные со кварцитами

VIII ГЕОХИМИЧЕСКИЕ

VI Средние руды основных рудных комплексов

VI Средние руды осредненных совокупностей комплексов

IX ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ

VI Зоны осреднения депрессивные комплексы и т.д.

X ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ

VI Метаморфические анамали, анамали "А, В"

VI Динки кристаллические

XI ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ

VI Минеральные содержания в крутилах водоемных и сопутствующих рудных комплексов

XII КРИТЕРИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

VI Постдиоритно-кварцитовые:

VI Кварцевые жилы

VI Кварц-турмалиновые жилы

VI Зоны фреатобразования с кварц-турмалин-гематитовым цементом

VI Фреатизация

XIII КРИТЕРИИ, СВИДЕТЕЛЬСТВУЮЩИЕ О РУДНОМ ПРОЦЕССЕ

VI Перекристаллизация

VI Пиритизация

VI Железные шаллы

КРИТЕРИИ ● — ГЛАВНЫЕ ○ — СУЩЕСТВЕННЫЕ ○ — ВТОРОСТЕПЕННЫЕ

● — ПРИСУТСТВУЮЩИЕ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

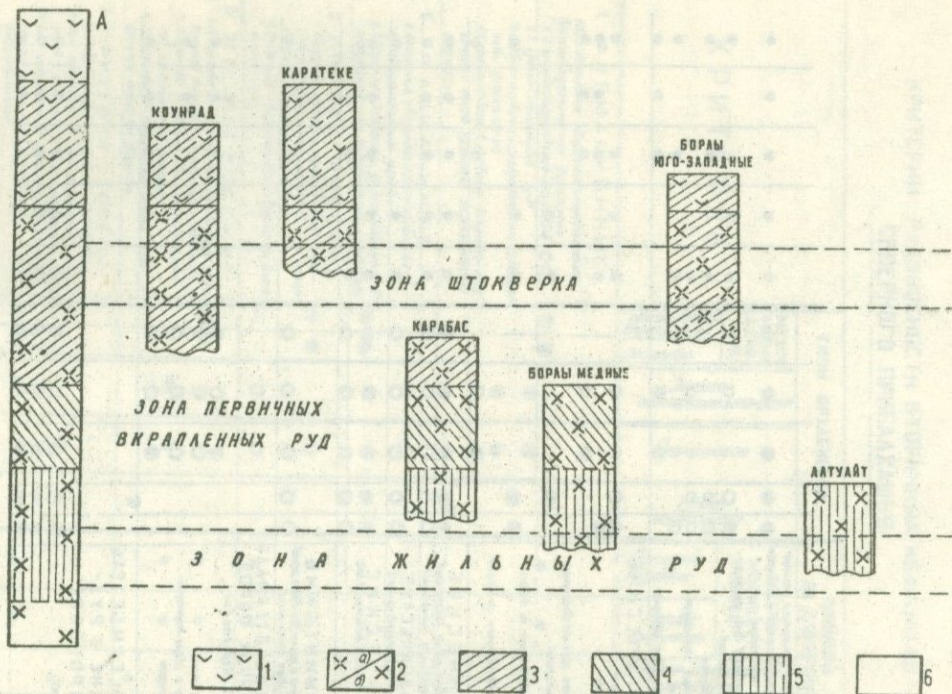


Схема положения массивов вторичных кварцитов в современном эрозионном срезе
 Рис. I. А - Сводная литологическая и метасоматическая колонка.

1 - вулканогенные образования карбона; 2 - а) гранодиорит-порфиры, б) гранодиориты; 3 - вторичные кварциты; 4 - переходная зона от кварцитов к пропилитам; 5 - пропилиты; 6 - неизмененные гранодиориты.

ния ("штокверкового"), а массив Борлы в разьеданной части содержит первичные руды, в пропилизированных гранодиоритах переходящие в жильные руды. Массив Карабас, занимая промежуточное положение между месторождением Коунрад и рудопоявлением Медное Борлы, является неперспективным, так как эрозией вскрыта зона бедных первичных руд. На месторождении Алтуайт работами последних лет обнаружены руды жильного типа. Таким образом, по оценке массивов на прожилково-вкрапленное оруденение в качестве весьма существенных критериев выступают сравнительно небольшой эрозионный срез (до апикальных частей штока гранодиоритов) и серицитовый тип вторичных кварцитов; для жильных первичных руд, наоборот, большой эрозионный срез (апикальная часть штока срезана) и пропилизиты по гранодиоритам.

Критерии рудоносности вторичных кварцитов на свинцово-цинковое и другие виды оруденения иные. В первую очередь это относится к формационным и фациальным критериям. В качестве весьма существенных выступают магматические и литологические критерии (присутствие во вторично-кварцитовых полях верхнекаменноугольных пермских гранитов) и критерии гидротермально измененных пород, учитывающие наличие в пределах полей связанных с этими интрузиями гидротермалитов (кварцевых жил, грейзенизации и т.д.).

Выбор оптимального количества критериев зависит от поставленной задачи. Для решения общих металлогенических задач, таких как перспективная оценка района на определенный металл, на первое место выступают формационный и фациальный критерии в сочетании с магматическими и литологическими. При оценке перспектив отдельных рудных полей они дополняются конкретными геохимическими, структурными, геофизическими и другими частными критериями. Оценка отдельного массива или месторождения заставляет учитывать, кроме того, сугубо специфические для данного генетического типа оруденения критерии (благоприятные эрозисные срезы, разломы определенных направлений, железные шляпы, наличие экранов и т.д.).

Перспективы рудоносности вторичных кварцитов, образованных

в несколько этапов, в связи с формированием и пространственным совмещением нескольких магматических формаций, возрастают. При этом увеличивается максимальное количество критериев. Важно, в этом случае учитывать физико-химические и структурно-тектонические факторы, благоприятствующие или неблагоприятствующие отложению руд. Например, внедрение пермских гранитов акчатауского комплекса сопровождалось редкометальным рудным процессом, о чем свидетельствует уникальное месторождение Акчатау. Однако, пространственно сопряженные с гранитами вторичные кварциты массива Аулиешоки промышленных скоплений редких металлов не содержат. Следовательно, здесь в пермское время не существовало условий для локализации оруденения во вторичных кварцитах, хотя рудный процесс проявился в полную меру.

Предложенная схема критериев рудоносности метасоматитов Северного Прибалхашья, представляющая первый опыт систематики критериев рудоносности, может, на наш взгляд, иметь прикладное значение при оценке перспектив вторичных кварцитов не только Северного Прибалхашья, но и других районов.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата.

Л.К.Алексеева, П.К.Жуков, В.В.Колесников,
А.М.Смирнов, В.В.Солодилова

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БАЛХАШСКО-ИЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА,
ИХ РУДОНОСНОСТЬ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ

Балхашско-Илийский вулканический пояс является областью широкого развития вторичных кварцитов, что связано с интенсивным верхнепалеозойским интрузивным и эффузивным магматизмом, в основном, кислого и среднего состава. Массивы вторичных кварцитов преимущественно сконцентрированы в Токрауском и Баканасском синклинориях, сформировавшихся на орогенном этапе развития герцинид Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

Геологическое строение пояса освещено в работах А.В.Авдеева, К.А.Абдрахманова, М.И.Александровой, Н.А.Афоничева, М.К.Бахтеева, В.Ф.Беспалова, О.М.Гаек, Б.С.Зейлика, В.С.Коптева-Дворникова, В.Я.Колкина, В.В.Кепежинская, Г.Ф.Ляпичева, Ю.И.Лямина, Т.В.Перекалиной, В.Д.Стеркина и др. Поэтому отметим только, что, кроме широкого проявления субсеквентного магматизма, район характеризуется одновременной консолидацией отдельных структурно-формационных зон (Перекалина, 1967; Афоничев, 1967; Гаек, 1968), что значительно повлияло на геологический и металлогенический облик, в частности на размещение и рудоносность вторичных кварцитов.

Особенностью описываемого региона является широкое развитие кольцевых вулкано-тектонических структур кальдерного и купольного типов, которые оказали существенное влияние на размещение как вторичных кварцитов, так и рудной минерализации.

Изучение вторичных кварцитов Балхашско-Илийского вулканического пояса позволило выделить два типа их, образовавшихся в условиях различной фации глубинности и температур, отличающихся минеральным составом, зональностью и рудной минерализацией.

Первый тип - объединяет вторичные кварциты, образованные в приповерхностных условиях (Джусабай-Уштоганская, Каргалинская, Итлай-Науразбайская группы, массивы Карашоки, Босага, Джусалы, Акирек и др.). Они распространены в Кызылдрайской, Кызылтасской, Каргалинской вулкано-тектонических структурах, где широко развит каменноугольный вулканизм, а интрузивный магматизм имеет подчиненное значение. Массивы пространственно четко связаны с вулканическими центрами, а по минеральному парагенезису и характеру метасоматической зональности аналогичны вторичным кварцитам Камчатки, Японии и других областей молодого вулканизма. Вторичные кварциты образованы, в основном, по вулканитам покровных, экструзивных и жерловых фаций. Среди них наиболее широко развиты серицитовые, серицито-каолининовые, кварцево-серицито-алунитовые разности и монокварциты. Диаспоровые, андалузитовые фации встречаются локально и ограничено развиты.



Горизонтальная зональность в общем виде выражена закономерной сменой (от периферии к центру) пропилитов серицитовыми, серицит-каолинитовыми и монокварцевыми фациями. В ряде случаев она усложняется элунитовыми, диаспоровыми и андалузитовыми разностями (Каракойтас, Акирек, Шоинды), которые в ореоле измененных пород занимают место между серицитовыми кварцитами и монокварцитами. Все минеральные разновидности вторичных кварцитов связаны между собой постепенными переходами. Исключение иногда составляет жильные монокварциты (Садыр, Жонды и др.) и элунитовые кварциты (Акирек, Каракойтас и др.), локализованные в зонах повышенной проницаемости растворов и имеющие довольно резкие границы с вмещающими серицитовыми кварцитами. Вертикальная зональность в целом сходна с горизонтальной. На отдельных массивах удалось проследить переход монокварцитов в серицитовые кварциты, а затем в пропилитизированные породы.

Второй тип включает вторичные кварциты субвулканической фации глубинности, развиты в более глубоко эродированных районах, где на поверхность выведены эпизональные плутоны, с которыми они связаны генетически (Бесшокинская группа, Хорга, Жаур, Ушкаин, Борлы, Карабас и др.). Исходными породами для них служили как вулканогенные, так и интрузивные образования. Минеральные фации кварцитов возникли в результате многократного послепостинтрузивного кислотного выщелачивания, протекавшего на фоне тектонической активизации и пульсирующей деятельности магматического очага в среднем-верхнем карбоне. Минералогический состав вторичных кварцитов и пространственное распределение зон в метасоматической колонке более сложные. Значительно шире представлены андалузитовые и диаспоровые разности. Этот тип вторичных кварцитов пространственно связан с гранитоидами топарского комплекса и характеризуется специфическим рядом зональности. В частности, для массивов Бесшокинской группы она такова: пропилиты, пропилитизированные гранитоиды - мусковит-серицитовые (мусковитовые) - мусковит-каолинит-андалузитовые (мусковит-андалузитовые) - андалузитовые (диаспоро-

вые) кварциты – грейзеноподобные монокварциты. Существенно андалузитовые, диаспоровые, мусковитовые и монокварцитовые фации приурочены к выходам гранитоидов, образованы по ним и содержат примеси топаза, флюорита, турмалина. Алунитовые, ярозитовые и гематитовые кварциты приурочены к зонам разрывных нарушений поздних этапов и наложены на остальние фации.

Изучение обнажений на участках сильно расчлененного рельефа и данные буровых работ (Бесплокинская группа) свидетельствуют о том, что с глубины 70–100 м или 200–300 м (в зависимости от уровня эрозионного среза) внутренние фации (монокварциты, андалузитовые и диаспоровые их разновидности) постепенно уступают место серицитовым фациям и пропилитам, т.е. вертикальная зональность в общих чертах повторяет горизонтальную.

Многочисленные исследования вторичных кварцитов (М.П.Русаков, Н.И.Наковник, К.А.Озеров, Т.Ч.Чолпанкулов, В.А.Соколов и др.) установили наличие в них разнообразных месторождений полезных ископаемых, как высокоглиноземистых (алунит, андалузит, диаспор, корунд), так и металлических (медь, молибден, золото, свинец, цинк и др.).

Подавляющее большинство массивов содержит повышенные концентрации меди, свинца, цинка, молибдена, золота и других элементов, но обычно это – рассеянная минерализация, не дающая промышленных скоплений. Не исключено, что источником их могли служить сами вмещающие породы, часто концентрирующие эти элементы.

Наиболее распространена и интересна медно-молибденовая минерализация. Для нее характерна жильная и прожилково-вкрапленная формы проявления и приуроченность к внешним серицитовым и пропилитовым фациям. Наиболее крупные проявления медно-молибденовых руд прожилково-вкрапленного типа отмечены в массивах Южное Бесплоки, Каиндышоки, Жекедуан, Карабас, Борлы и др. Минерализация в них контролируется кварцевыми штокверками в серицитовых вторичных кварцитах по грейзеноидитам топарского комплекса. Масштабы проявления медной минерализации на массивах Косе, Кургантас,

Каракойтас неясны. Однако, благоприятная геологическая обстановка, наличие гидротермально измененных гранодиоритов и целый ряд других признаков (гидрохимические, металлотметрические аномалии, наличие окисленных медных минералов) позволяют считать их перспективными.

Необходимо отметить, что медно-молибденовая минерализация отмечается только в тех массивах, в пределах которых обнажены гидротермально измененные гранодиориты, т.е. наиболее перспективны на открытие промышленных концентраций этого типа минерализации вторичные кварциты второго типа. В массивах, сложенных кварцитами первого типа, оруденение практически не отмечено.

Следующими по распространенности являются серноколчеданные руды, часто с сульфидами меди, цинка, свинца, мышьяка (Ушкаин, Жорга, Жаур, Едыгекызыл, Карешоки, Женишке и др.). Колчеданные руды локализируются обычно в самых молодых зонах дробления и брекчирования в серицитовых кварцитах или пропилитах, реже в моно-кварцитах. Формы рудных тел разнообразны — линзы, штоки, пластообразные залежи, жилы. Часто отмечаются линейные зоны, длиной до нескольких сот метров, реже 1 км (Ушкаин), мощностью 10–60 м. На поверхности они представлены типичными железными шляпами с редким малахитом, церусситом, каламином. Проведенные в зонах электроразведочные и, на отдельных массивах, буровые работы (Карашоки, Ушкаин) указывают на наличие колчеданов на глубине. Интересна, хотя не совсем изучена, золотоносность колчеданных руд (повышенные концентрации золота фиксируются в железных шляпах некоторых зон). Серноколчеданные руды развиты преимущественно во вторичных кварцитах первого типа.

Весьма характерна для вторичных кварцитов региона золото-серебряная минерализация, в ряде случаев с ртутью и сурьмой (Науразбай). В настоящее время установлено, что практически все массивы вторичных кварцитов в той или иной степени золотоносны. Часто вблизи них расположены жильные золоторудные проявления (Кудер, Аилы, Актай и др.), что позволило Б.С.Зейлику (1968) рассматривать их в качестве поискового признака. Золото-серебряная ми-

нерализация, как и медно-молибденовая, приурочена к кварцевым жилам и прожилкам, образующим штокверки, имеет явно наложенный характер и локализована в монокварцитах (Науразбай) с адуляром (Таскяр), в прожилках (Косе, Жекедуан).

Медно-молибденовая, золото-серебряная минерализация и вторичные кварциты в пространственном размещении подчиняются одному и тому же структурному контролю, но разобщены во времени. Отложение руд происходило после формирования вторичных кварцитов и определялось характером поствторичнокварцитового трещинной тектоники. Руды образуют обычно более или менее обособленные тела - ливы, штоки, штокверки, зоны, жилы, прожилки и гнезда.

Определенный интерес имеет и полиметаллическая с золотом (Жусабай, Кайнар-Булак) и свинцово-цинковая минерализация (Южно-Кызылрайское, Кузюк-Адыр и др.), которая пространственно тяготеет к вторичным кварцитам, а иногда залегает в них (Кайнар-Булак). Эти рудопроявления по времени образования резко оторваны от вторичных кварцитов и относятся к группе с наложенным оруденением. Пути проникновения и места локализации кварцитов и рудообразующих растворов были различны. Поэтому рудные тела в одних случаях пересекают тела вторичных кварцитов и вмещающие их породы (Кайнар-Булак), в других, более частых случаях, они расположены вне вторичных кварцитов (Жусабай, Южно-Кызылрайское, Кузюк-Адыр и др.).

Значительная часть массивов вторичных кварцитов приурочена к периферическим частям кольцевых вулкано-тектонических структур, фиксируя положение вулканических аппаратов более высоких порядков. Значительно реже отмечаются тела кварцитов, тяготеющих к разрывным нарушениям северо-западного и северо-восточного направлений (Косе, Жекедуан, Кишкене-Табаккалган, Улькен-Табаккалган и др.). Вулкано-тектонические структуры контролируют также размещение и рудной минерализации, пространственно разобщенной со вторичными кварцитами. В описываемом районе выделены (Зейлик, Авдеев, Скублов, Шарпенюк, Уколов и др.) - Кызылрайская, Кергалинская, Найзакаринская, Кызылтасская, Восточно-Кызылтасская и дру-

гие структуры.

К а р г а л и н с к а я к а л ь д е р а в плане имеет овальную форму и вытянута субшироко. Породы каменноугольного возраста, слагающие кальдеру, полого ($15-25^{\circ}$) падают к ее центру. Распределение массивов вторичных кварцитов в кальдере контролируется дугообразными разломами (Садыр, Жартас, Каргалы, Джусалы и др.), радиальными трещинами и местами пересечения радиальных и кольцевых трещин. Наиболее широко развиты массивы, локализующиеся в дугообразных разломах. Кварциты распространены по периферии кальдеры, слагая широкую прерывистую полосу кольцевой формы. Для массивов Каргалинской кальдеры характерна линейно вытянутая, реже штокообразная формы.

К и з ы л т а с к и й вулканопол приурочен к месту пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Для него характерно периклинальное падение вулканитов и уменьшение их мощности к периферии (Зейлик, 1968). В этой структуре изоблюдается большое количество массивов вторичных кварцитов (Бирлестык, Космоки, Акирек, Кира, Кудер, Соран, Малпак-каин и др.). По отношению к центральному эруптивному каналу выделены два пояса массивов. Во внутреннем поясе зафиксировано девять массивов, которые контролируются кольцевыми разломами, локализуясь как непосредственно в них, так и в местах их пересечения с радиальными расколами (Ойдай, Космоки, Бирлестык, Малпаккаин и др.). Во внешнем поясе расположены массивы Акирек, Кудер, Северный, Соран и др. Они приурочены к участкам пересечения кольцевых и радиальных трещин. Морфология массивов зависит от характера строения вмещающих трещин. Широко развиты массивы линзообразной формы, реже сложной, близкой к штокообразной (Бирлестык, Космоки).

К ы з ы л р а й с к а я к а л ь д е р а также приурочена к месту пересечения региональных разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Она вытянута в северо-западном направлении, размер ее по длинной оси достигает 70 км (Шарпенюк, 1967). В пределах кальдеры выделено три кольцевых разновозрастных структур - Сарыленская, Аялызекская и собственно Кызылрайская.

К Кызылрайской структуре приурочены массивы вторичных кварцитов Карашоки, Кызыл, Кошан, Босага, Каракойтас, Коскызыл, Кызылшоки, Южно-Кызылрайский, Кайнар-Булак и др. Большинство их расположено по периферии кальдеры, как бы окаймляя ее со всех сторон, и только небольшая часть локализована в непосредственной близости от центрального эруптивного канала, выполненного аляскитовыми гранитами акчатауского комплекса. Наиболее широко проявлены массивы вторичных кварцитов, расположенные в узлах пересечения кольцевых и радиальных расколов (Каракойтас, Кызылшоки, Южно-Кызылрайский, Кызыл, Кособай и др.). Форма их обычно изометричная, приближающаяся к штокообразной. Для них характерно концентрически зональное распределение минеральных фаций. Часть массивов приурочена к кальдерным дугообразным разломам (Карашоки, Сурат, Кызыл и др.), реже — к радиальным. Для последних двух типов обычно линейно-вытянутые тела, часто дугообразные.

Размещение массивов вторичных кварцитов аналогично и в других вулcano-тектонических структурах. В частности, меденосные массивы вторичных кварцитов Беспокинской группы приурочены к Коктасскому вулканокуполу. В пределах кольцевой структуры, осложняющей коктасский вулканокупол, расположены массивы Жаур, Жорга с медно-молибденовыми и серноколчеданными рудами, а в Восточно-Кызылтасской кальдере — массивы Западный Тышкан, Кызылтас, Шолкянбек и др.

В ы в о д ы

1. В северо-восточной части Балхашско-Илийского вулканического пояса выделяются по условиям образования два типа вторичных кварцитов, отличающихся минеральным составом, зональностью и рудной минерализацией — а) вторичные кварциты приповерхностной фации глубинности и б) вторичные кварциты субвулканической фации глубинности.

2. Для вторичных кварцитов первого типа характерна золото-серебряная и серноколчеданная минерализация, а для кварцитов второго типа — преимущественно медно-молибденовая, реже золото-серебряная.

ная и серникоколчеданная. Рудная минерализация наложена на вторичные кварциты, значительно оторвана от времени их образования и связана с ними парагенетически.

3. Пространственная связь метасоматитов и оруденения объясняется, прежде всего, приуроченностью этих разновозрастных образований к единым тектоно-магматическим структурам.

4. Размещение вторичных кварцитов в основном контролируется вулкано-тектоническими структурами кальдерного и купольного типов, реже региональными разрывными нарушениями.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата

Ю.А.Алехин

ВЛИЯНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ДРЕВНИХ ТОЛЩ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В последние годы в отечественной литературе появились работы, посвященные выявлению зависимости образования полезных ископаемых от метаморфических фаций (Буряк, 1964; Горжевский, Козеренко, 1965; Ефимов, 1961; Петров, 1962). Давно известно, что флогопитовые месторождения приурочены к гранулитовой метаморфической фации, графитовые месторождения могут формироваться лишь в термодинамических условиях эпидот-амфиболитовой фации и фаций высшего порядка, гранат пироп-альмандинового ряда также не встречается в фациях ниже эпидот-амфиболитовой и т.д.

Подобная фациальная зависимость, установленная для неметаллических полезных ископаемых, характерна и для металлов. Доказана неперспективность пород фации зеленых сланцев на титан (Ефимов, 1961), определена пространственная связь месторождений золота с отложениями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации (Буряк, 1964) и т.д.

Геолого-съемочные работы, проведенные в Северо-Западном Тянь-Шане, подтверждают эти выводы. На примере Киргизского хреб-

та и хр. Каратау выявлена связь метаморфической зональности и золотоносности. Эти районы входят в состав различных структурно-формационных зон - Киргизской и Каратау-Таласской, однако древние толщи этих зон сопоставимы как стратиграфически, так и по степени метаморфизма.

На северных склонах Киргизского хребта и, в частности, в Макбальском поднятии, где проводились геолого-съемочные работы, стратиграфическая схема представляется в следующем виде:

1. Нижний-средний протерозой (туккаринская, макбальская, нельдинская и каиндинская свиты, объединенные в киргизскую серию) представлен мраморами, кальцифирами, гранат-слюдяными и слюдяными сланцами. Суммарная мощность 7300-7400 м.

2. Средний рифей (кенкольская серия) разделена различными исследователями на несколько (от 2 до 4) свит, представленных конгломератами, доломитами, хлорито-серицитовыми сланцами и филлитами. Суммарная мощность 2000-2500 м.

Между киргизской и кенкольской сериями установлено несогласие. Ранее считали, что граница несогласия совпадает с границей резкого усиления степени метаморфизма, однако работами последних лет (В.Г. Королев, Ю.А. Алехин, Х.Д. Лем) доказано, что по минеральным ассоциациям каиндинская свита киргизской серии практически не отличается от нижних горизонтов кенкольской серии и степень метаморфизма их одинакова. Парагенетический анализ образований древних толщ Киргизского хребта позволил отделить метаморфизованные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации туккаринскую, макбальскую и нельдинскую свиты от вышележащих толщ, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. Парагенезисы минералов этих частей докембрийского разреза резко различны (I - альмандин, кордиерит, амфиболы, силлиманит, хлоритоид, фенгит; II - хлорит, серицит, доломит, эпидот, актинолит).

В Каратау, близ Главного Каратауского разлома, разрез каждой серии, сопоставимой с кенкольской, следующий (по сообщению Э.С. Кичмана и Г.Э. Сидневца):

1. Нижняя филлитовая пачка – тальковые и карбонатные филлиты мощностью около 100 м.

2. Песчано-сланцевая пачка с горизонтами гравелитов и туфов. Мощность 1000 м.

3. Известняково-сланцевая пачка, в кровле которой отдельные горизонты содержат примесь углистого вещества. Мощность 80–120 м.

4. Сланцево-песчаниковая пачка. Мощность более 300 м.

Общая мощность серии более 1500 м. Минеральные парагенезисы кокджотской серии – тальк, хлорит, биотит, доломит, актинолит – отвечают зеленосланцевой фации.

Известные проявления золота в Каратау обычно связаны с кварцевыми жилами протяженностью до 50, реже до 150 м и мощностью, обычно не превышающей 1 м, с раздувами до 50 м. Реже золото связано с зонами массового развития мелких кварцевых жил. Рудные минералы в таких жилах обычно представлены халькопиритом, пиритом, галенитом и церусситом. Э.С.Кичман и Г.З.Сиднеев отмечают приуроченность многих золотосодержащих кварцевых жил с максимальным содержанием золота к филлитовой пачке. В целом же, отдельные кварцевые жилы, несущие золоторудную минерализацию, встречены практически по всему разрезу кокджотской серии.

Иная картина наблюдается в Киргизском хребте. Здесь, по данным шлихового опробования и данным анализа протолок, в нижней глубокометаморфизованной части разреза золото практически отсутствует, шлихи крайне бедны и другими рудными минералами (кроме титановых). Ядро Макбальского антиклинория, совпадающее с районом развития пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, четко оконтуривается на карте пустыми шлихами. Появление сульфидной минерализации и золота совпадает с нижней границей зеленосланцевой фации (с площадями развития пород кайндинской свиты). Минерализация прослеживается по всему разрезу кенкольской серии. Как правило, содержание золота в шлихах не превышает знаковых количеств, а шлихи с золотом не дают четких ореолов, что объясняется, видимо, меньшим по количеству и размерам развитием кварцевых жил, чем это наблюдается в Каратау. Интересно отметить, что

в Киргизском хребте, как и в Каратау, отмечается повышенная (хотя и знаковая) золотоносность филлитов.

Таким образом, можно заключить, что в Киргизском хребте из высокометаморфизованных нижних пачек докембрийского разреза происходил интенсивный вынос золота, превративший ядро Макбальской антиклинали в район стерильный в отношении этого металла. Метаморфогенные растворы, образовавшиеся в зонах сильного регионального метаморфизма, способствовали полному выщелачиванию золота в этих зонах и транспортировали его в слабометаморфизованные осадки фации зеленых сланцев. Как отмечено В.А.Буряком (1964) для Ленского района, в Каратау и Киргизском хребте золота приурочено к метапелитам и, в частности, к филлитам, что возможно связано и с повышенной хемогенной зональностью этих осадков. Таким образом, можно предположить, что проявления золота в Киргизском хребте и Каратау формировались за счет рассеянного золота, мобилизованного из пород, претерпевших сильный региональный метаморфизм, и, кроме того, из филлитов, обладавших несколько повышенной первичной золотоносностью. Последний факт косвенно подтверждается идентичностью нерудных парагенезисов, отмечаемых как в кварцевых жилах Киргизского хребта, так и во вмещающих их филлитах.

Например, в кварцевых жилах, пространственно связанных с филлитами кварцево-хлорито-серицитового состава, налицо все перечисленные минералы.

В ы в о д ы

1. В Киргизском хребте и хр. Каратау золото-сульфидная минерализация четко пространственно связана с породами фации зеленых сланцев, что является хорошим поисковым критерием.

2. Наиболее благоприятные условия для образований повышенных концентраций золота связаны с глинистой средой (филлитами).

3. Золоторудные проявления имеют, видимо, метаморфогенную, а не магматогенно-гидротермальную природу, что подтверждается полным отсутствием золота в глубокометаморфизованных толщах. Зо-

лотоносность связывается с метаморфогенными растворами, выносившими первично хемогенное золото из песчано-глинистых пород.

ЮКГУ, Алма-Ата.

Б.Г.Башкиров

УГЛЕФИКАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД – ОКОЛОРУДНОЕ
ИЗМЕНЕНИЕ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
(на примере месторождения Текели)

характерной особенностью многих крупных колчеданных месторождений является их тесная ассоциация с толщами горных пород, содержащими углистое вещество (Текели – Джунгария, Николаевское месторождение – Рудный Алтай, Раммельсберг – ГДР и др.). В большинстве своем это полигенные месторождения, образование которых протекало в несколько этапов. Стратиграфические горизонты, содержащие углистое вещество, имеют большое геолого-геохимическое значение. Ряд авторов, основываясь на сорбционных свойствах углерода (Тащина М.В. и др.), придавала ему роль своеобразного экрана (губки), способного концентрировать разные элементы. Сорбция, по-видимому, проявляется в стадию первичной концентрации элементов. Поэтому большинство таких толщ обогащено свинцом, цинком, медью и золотом. Тем не менее эта стадия не приводит к образованию богатых руд и крупных месторождений. Чаще всего такие концентрации являются лишь областями повышенного геохимического фона для ряда элементов, редко бедными рудами. Образование промышленных руд, по нашему мнению, связывается с последующими этапами геологической истории формирования горных пород. Углистое вещество играет главную роль во многих геолого-геохимических процессах. Не разбирая всех аспектов этого вопроса, остановимся на главнейших процессах, происходящих в углеродсодержащих породах.

На примере месторождения Текели в Джунгарии был изучен ряд процессов. Рудные тела здесь располагаются в так называемом "рудном горизонте", представляющим собой переслаивание метаморфизо-

ванных мергелеподобных образований (пелитоморфные углисто-глинистые доломиты) с глинистыми филлитоподобными сланцами и линзами доломитизированных известняков. Интрузивные породы, представленные дайковой фацией близлежащего к югу от месторождения гранитного массива, образуют линейновытянутые, изометрические и неправильной формы тела кислых (гранит-порфиры, кварцевые порфиры), средних (диоритовые порфиры, кварцевые диоритовые порфиры, микродиориты) и основных (габбро-диориты и габбро-пироксениты) пород.

Отличительной особенностью вмещающих метаморфизованных толщ является насыщенность их углистым веществом, что придает им черный цвет. Углистое вещество присутствует в рудах и породах как тонкодисперсная примесь, хотя в наиболее обогащенных участках она образует обособленные линзочки и прослои. Рудные тела представлены прожилково-вкрапленными и колчеданными типами. Они описаны в целом ряде работ (Башкиров, 1962; Вейц, 1945; Гудалин, 1935).

Содержание углерода, заключенного в углистом веществе, в рудах и отдельных разновидностях горных пород различное, что отражено в таблице I.

Таблица I.

Содержание рудных элементов и органического углерода в различных рудах и горных породах месторождения Текели

| Разновидности руд | Содержание органического углерода (в %) |
|------------------------|---|
| В целом по рудной зоне | 3,53 |
| в том числе: | |
| в колчеданах | 0,82 |
| в кварцитах | 1,32 |
| в др. сортах руд | 5,05 |

Как показал рентгеноструктурный анализ, органическое вещество является аморфным. Химический состав его отражен в табл.2.

Таблица 2

Химический состав углистого вещества
месторождения Текели (по А.А.Куденко)

| Компоненты | Содержание в г/т | | |
|----------------------|------------------|--------------|---------|
| | минимальное | максимальное | среднее |
| Углерод органический | 206000 | 2200 | 35263 |
| Водород органический | 7300 | 200 | 2788 |
| Сера органическая | 5500 | - | II38 |
| Битумы | 820 | 30 | 3II |
| в том числе: | | | |
| асфальтенов | 78 | 2 | 26 |
| парафинов | 25 | I | 9 |
| масел | 210 | 8 | 83 |
| смола | 507 | 19 | 198 |

Исходя из такого состава наиболее вероятной формулой углистого вещества является $C_{37}H_{34}ONS_3$.

Изучая закономерности распределения углерода углистого вещества и его отношение к рудным телам методом геометризации устанавливается следующее:

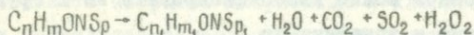
- 1) в удалении от рудных тел углистое вещество распределено относительно равномерно при среднем содержании его в горных породах в 3,5%;
- 2) при приближении к колчеданным рудам отмечается увеличение колебаний в содержании этого элемента;
- 3) максимальные колебания в содержании органического углерода имеют место на участках максимально приближенных к колчеданным рудам, где содержание его достигает до 27,14%, чередуясь с участками, где углерода мало. В колчеданных же линзах его содержание минимальное.

Считая углистое вещество первично осадочным и, исходя из закономерностей его распределения относительно рудных тел, процесс концентрации и рассеяния органического углерода следует связывать

с формированием руд, при взаимодействии рудных флюидов с боковыми породами. Химизм этих процессов в общем случае представляется в следующем виде (Григорьев, 1954):

а) особую группу химических реакций составляют процессы миграции углерода из горных пород, выражающиеся в их обесцвечивании. Это - реакции окислительной конденсации, при которых молекулы органического вещества реагируют с флюидами, с переходом углерода в газообразные продукты (CO , CO_2 и т.д.). При этом в породе по сравнению с первоначальным составом будет увеличиваться содержание водорода и уменьшаться соответственно содержание углерода;

б) вторая группа химических реакций характеризуется миграцией составляющих компонентов органического вещества, при относительной неподвижности углерода. При таком изменении химического состава твердое углеродное вещество обедняется водородом и кислородом и относительно обогащается углеродом. Этот процесс носит название углефикации. В общем виде эта реакция может быть записана:



В этом случае химические процессы приводят к образованию воды, высвобождению серы, появлению перекиси водорода и газообразных окислов углерода. Отрыв простейших молекул от углеродного вещества сопровождается выделением тепла ($\text{H}_2\text{O} + 14,4 \text{ ккал}$, $\text{CO}_2 + 7,6 \text{ ккал}$ и т.д.).

На месторождении Текели участки с продуктами процессов окислительной конденсации и углефикации мозаично чередуются в пространстве вблизи рудных и магматических тел. Следует указать на большое геохимическое значение обоих процессов при образовании колчеданных руд, так как благодаря им в рудные флюиды привносится дополнительное количество воды и серы, газообразных продуктов, что существенно может изменить pH, концентрацию и другие физико-химические показатели, способствующие или затрудняющие осаждение отдельных элементов. Возможно эти процессы и приводят к образованию серонасыщенных руд - колчеданов. Некоторое подтверждение это

не входит и в энергетической схеме, т.к. для образования сульфидов требуется большое количество энергии, которое и может пополняться процессами окислительной конденсации и углефикации в углеродсодержащих толщах.

Процессы углефикации и окислительной конденсации, являясь околорудными, формируют на колчеданных месторождениях своеобразную зональность, которая должна учитываться при поисках колчеданных руд.

Произведенные энергетические подсчеты показывают, что описанные процессы имеют большее геохимическое значение, чем физические взаимодействия, связанные с явлениями сорбции.

В ы в о д ы

1. Многие крупные колчеданные месторождения ассоциируют с толщами горных пород, содержащими углестое вещество. На примере месторождения Текели устанавливается, что являясь первично осадочным, углестое вещество затем участвует в целом ряде геологических процессов, которые в основном можно классифицировать на 2 группы - окислительную конденсацию и углефикацию.

2. Окислительная конденсация и углефикация имеют большое значение в рудоформировании, принося в рудные флюиды дополнительное количество летучих, вод., серы и тепловой энергии.

3. Окислительная конденсация и углефикация, являясь околорудным изменением, создают на колчеданных месторождениях своеобразную зональность, которая должна учитываться при поисках таких руд.
КазИМС, Алма-Ата

Г.М.Бенидзе

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В КАЧЕСТВЕ ПОИСКОВЫХ КРИТЕРИЕВ НА МЕДНОКОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ (Даутское месторождение, Северный Кавказ)

На Северном Кавказе в пределах тектонической зоны Передового хребта в последние годы выявлено и изучено несколько колчеданных месторождений и рудопроявлений. К их числу относится Даутское

месторождение, расположенное в верховьях р.Кубань среди средне-верхнедевонских вулканогенно-осадочных образований.

Колчеданное оруденение на Даутском месторождении пространственно приурочено к покрову кварцевых альбитофиров, на фоне которого развиты различные фации гидротермальных метасоматитов. Они относятся к двум разобщенным во времени стадиям.

В первую (синвулканическую) стадию сформировалась стратифицированная зона слабо пиритизированных кварцево-серицитовых метасоматитов. Внешней фацией этой зоны являются окварцованные и серицитизированные (с небольшим количеством хлорита) кварцевые альбитофиров. Кварцево-серицитовые метасоматиты имеют резкие контакты с перекрывающими туффитами, туфами плагиоклазовых порфиритов, причем их эксплозивные обломки встречаются в надрудной туфогенной толще. Следовательно, формирование кварцево-серицитовых с пиритом метасоматитов было синхронным с вулканизмом и происходило до образования пород кровли.

Вторая (субвулканическая) стадия метасоматоза ознаменовалась становлением кварцево-хлоритовых и хлорито-сульфидных метасоматитов и прожилково-вкрапленных халькопирит-пиритовых руд, а также формированием кварцево-серицито-хлоритовых и кварцево-серицито-хлорито-гематитовых минеральных ассоциаций. В эту же стадию образовались сплошные серно- и медноколчеданные руды. Минеральные образования второй стадии развивались на фоне серицитовых синвулканических метасоматитов и локализованы в структурах, эпигенетичных по отношению к вулканизму.

Метасоматиты обеих стадий имеют сравнительно простой минеральный состав. Главные минералы - кварц, серицит, хлорит, пирит, кальцит и гематит. Изучение наиболее характерных минералов - серицита и хлорита выявляет интересные минералогические особенности гидротермальных метасоматитов, которые могут быть использованы в качестве поисковых критериев на медно-колчеданное оруденение.

На месторождении наиболее широко развиты кварцево-серицитовые метасоматиты, нередко представленные существенно серицитовыми

Химические анализы серицитов Даутского месторождения
и результаты пересчета их на кристаллохимические формулы

Таблица I

| Компо- ненты | Весовые проценты | | | | | | Количество ионов | | | | |
|--------------------------------|------------------|-------|--------|-------|--------|------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| SiO ₂ | 46,69 | 46,96 | 46,16 | 46,07 | 45,65 | Si | 3,09 | 3,11 | 3,04 | 3,10 | 3,0 |
| Al ₂ O ₃ | 33,44 | 36,06 | 34,92 | 33,48 | 36,62 | Al | 0,91 ⁴ | 0,89 ⁴ | 0,96 ⁴ | 0,90 ⁴ | 1,0 ⁴ |
| Fe ₂ O ₃ | 0,32 | 0,24 | 0,75 | 1,56 | 0,76 | Al | 1,69 | 1,93 | 1,75 | 1,75 | 1,84 |
| FeO | 0,41 | - | 0,44 | 0,60 | 0,38 | Fe ³⁺ | 0,02 | 0,01 | 0,04 | 0,08 | 0,04 |
| TiO ₂ | 0,40 | 0,33 | 0,77 | 0,62 | 0,77 | Fe ²⁺ | 0,02 | - | 0,02 | 0,04 | 0,02 |
| MgO | 2,54 | 0,44 | 1,59 | 1,02 | 0,58 | Mg | 0,25 | 0,04 | 0,15 | 0,10 | 0,06 |
| MnO | 0,04 | - | - | 0,02 | - | Ti | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,04 |
| CaO | 0,15 | 0,26 | 0,16 | 0,30 | 0,22 | K | 0,70 | 0,55 | 0,68 | 0,79 | 0,56 |
| BaO | 0,56 | 0,22 | 0,40 | 1,21 | 0,51 | Na | 0,09 | 0,29 | 0,19 | 0,06 | 0,26 |
| Na ₂ O | 0,74 | 2,30 | 1,40 | 0,48 | 2,04 | Ca | 0,01 ¹ | 0,02 ¹ | 0,01 ¹ | 0,02 ¹ | 0,02 ¹ |
| K ₂ O | 8,24 | 6,46 | 8,13 | 9,22 | 6,60 | Ba | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| H ₂ O (англ) | 6,03 | 5,20 | 4,94 | 5,13 | 5,14 | H ₂ O | 0,19 | 0,13 | 0,11 | 0,10 | 0,15 |
| F | - | 0,07 | 0,08 | 0,13 | 0,09 | O | 9,86 | 10,12 | 9,99 | 10,04 | 9,99 |
| H ₂ O | 0,44 | 1,45 | 0,26 | 0,10 | 0,4 | OH | 2,14 ¹² | 1,86 ¹² | 1,99 ¹² | 1,89 ¹² | 1,99 ¹² |
| | | | | | | F | - | 0,02 | 0,02 | 0,07 | 0,02 |
| | | | | | | H ₂ O | 0,07 | 0,35 | - | 0,08 | 0,06 |
| Сумма | 100,00 | 99,99 | 100,00 | 99,99 | 100,00 | | | | | | |

Примечание: Результаты химического анализа пересчитаны на чистый серицит (на 100% вещества).

Количество формульной H₂O дается в молекулах. Пробы отобраны из:

1 - существенно серицитовой породы кварцево-серицитовой фации;

2 - кварцево-серицитового метасоматита;

3 - жильного серицитолита; 4 - участка серицитолита на фоне кварцево-серицитовой породы;

5 - "прожилка" существенно-серицитовой породы (серицитолита) в измененном кварцевом альбитоиде.

Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории КИМС.

Результаты химического анализа пересчитаны на кристаллохимические формулы по способу И.д. Борнemann-Старынкевич (1964).

разностями. Серицитизация, помимо синвулканической стадии, проявлялась также в заключительный период становления месторождения, хотя поздняя серицитизация выражена слабо. С ней связано образование жильных серицитолитов и серицитовых скоплений в ассоциации с сульфидами.

Микроскопические исследования показали, что измененные кварцевые альбитофиры, кварцево-серицитовые и кварцево-серицито-хлоритовые метасоматиты и родственные с ними породы содержат серициты, схожие морфологически и однотипные оптически. Они представлены тонкими (0,01-0,001 мм) волосовидными чешуйками, которые либо беспорядочно рассеяны в промежутках между зернами кварца, либо ориентируются по направлению сланцеватости. Жильные серицитолиты под микроскопом представлены сравнительно крупночешуйчатой (0,1-0,01 мм) войлокоподобной сланцеватой массой. В ассоциации с сульфидами в кварцево-пиритовых жилах или хлорит-сульфидных метасоматитах серицит крупночешуйчатый (0,1-0,5 мм), иногда пластинчатый, интенсивно замещает хлорит и стебельчатый кварц и окаймляет зерна пирита, замещая последний.

Для изучения химического состава, термических, структурных и оптических свойств отобраны и проанализированы серициты из различных метасоматических фаций (измененные кварцевые альбитофиры, кварцево-серицитовые метасоматиты, жильные серицитолиты). Результаты химического анализа серицитов пересчитаны из кристаллохимические формулы (табл. I).

Проведенные исследования (Бенидзе, 1969) установили, что серициты представлены слабо гидратизированными разностями мусковита-гидромусковитами. По соотношениям натрия и калия среди исследованных серицитов, наряду с разновидностями, соответствующими мусковиту чистой линии, отмечаются разновидности, значительно обогащенные натрием, которые могут быть отнесены к изоморфному ряду мусковит-парагонит. Крайние правые члены этого ряда (парагониты) не установлены. Не отмечается сколько-нибудь существенного различия между серицитами синвулканической (измененные кварцевые аль-

биогидры, кварцево-серицитовые метасоматиты) и субвулканической (жильные серицитолиты) стадии минерализации.

Процессы хлоритизации на разных стадиях проявляются различно. Если в синвулканической стадии хлоритизация была слабой, то во время субвулканической стадии этот процесс проявился интенсивно и сопровождался оруденением. Наиболее богаты хлоритсодержащими образованиями рудоносные хлорито-сульфидные метасоматиты, а наиболее бедны - кварцево-серицитовые породы. Микроскопическое изучение хлоритов из различных фаций указывает на некоторые их различия. Хлориты, присутствующие в хлорито-сульфидных метасоматитах, мелкочешуйчаты (0,01 мм и меньше) и представлены в агрегатном состоянии в виде однородной войлокоподобной ткани. В проходящем свете хлоритовая масса имеет бледно-зеленую окраску, в окрещенных николях обнаруживается очень низкое двупреломление (слабая анизотропия). На фоне мелкочешуйчатой массы хлорита иногда наблюдаются мономинеральные линзообразные крупночешуйчатые скопления этого минерала, а также его радиально-лучистые агрегаты и сферолиты. Часто хлорит нарастает на грани пирита в виде оторочек, венчиков или стеблевидных выделений. Измерения показателей преломления мелко- и крупночешуйчатых разновидностей хлорита указывают на полную их тождественность ($N_m' = 1,602 \pm 0,001$).

Хлориты из кварцев-хлоритовых метасоматитов представлены мелкими чешуйками (0,1-0,01 мм) и неправильными зернами, расположенными в интерстициях между зернами кварца, как бы цементируя последние. Наблюдаются крупночешуйчатые разновидности хлорита в ассоциации с рудным минералом. Цвет хлорита в проходящем свете бутылочно-зеленый, двупреломление низкое, для интерференционной окраски характерны голубовато-синие оттенки. Светопреломление сравнительно высокое ($N_m' = 1,611 \pm 0,001$), что указывает на его большую железистость по сравнению с хлоритами из хлорито-сульфидной фации.

Хлориты в кварцево-серицитовых метасоматитах и измененных кварцевых альбитофирах встречаются в виде единичных крупных чешуек, клочкообразных агрегатов и пластинчатых выделений. Они

Химические анализы хлоритов Дзугского месторождения в результате пересчета
их на кристаллохимические формулы

Таблица 2

| Компоненты | Весовые проценты | | | | | | | | | Количество атомов | | | | | | | |
|--------------------------------------|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 35,77 | 34,57 | 24,93 | 25,34 | 20,04 | 24,11 | 23,40 | 23,57 | Si | 3,48 | 3,40 | 2,72 | 2,75 | 2,05 | 2,46 | 2,35 | 2,41 |
| Al ₂ O ₃ | 18,62 | 31,83 | 26,92 | 22,39 | 26,03 | 27,74 | 30,08 | 24,61 | Al | 0,52 ⁴ | 0,60 ⁴ | 1,28 ⁴ | 1,25 ⁴ | 1,95 ⁴ | 1,54 ⁴ | 1,65 ⁴ | 1,59 ⁴ |
| Fe ₂ O ₃ | 0,75 | 1,36 | 3,25 | 4,34 | 4,55 | 7,06 | 3,18 | 5,77 | Al | 1,60 | 3,05 | 2,19 | 1,62 | 1,18 | 1,79 | 1,90 | 1,77 |
| FeO | 3,25 | 2,85 | 24,21 | 25,39 | 17,92 | 10,55 | 12,93 | 18,83 | Fe ³⁺ | 0,05 | 0,15 | 0,26 | 0,35 | 0,35 | 0,54 | 0,24 | 0,44 |
| TiO ₂ | - | - | 0,31 | 0,26 | 0,21 | 0,23 | 0,12 | 0,27 | Fe ²⁺ | 0,26 | 0,23 | 2,20 | 2,30 | 1,53 | 0,90 | 1,16 | 1,61 |
| MgO | 28,18 | 17,28 | 8,05 | 10,39 | 19,09 | 18,10 | 18,07 | 16,67 | Ti | - ⁶ | - ⁶ | 0,02 ⁶ | 0,02 ⁶ | 0,02 ⁶ | 0,02 ⁶ | 0,01 ⁶ | 0,02 ⁶ |
| MnO | 0,44 | 0,31 | 0,14 | 0,20 | 0,19 | - | - | 0,17 | Mg | 4,05 | 2,54 | 1,32 | 1,69 | 2,91 | 2,75 | 2,69 | 2,54 |
| H ₃ O ⁺ (на д) | 12,79 | 11,58 | 11,78 | 9,99 | 11,47 | 11,83 | 12,13 | 10,10 | Mn | 0,04 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | - | - | 0,01 |
| H ₂ O ⁻ | - | - | 0,41 | 1,71 | 0,50 | 0,38 | 0,08 | - | O | 11,13 | 12,60 | 11,20 | 10,75 | 9,62 | 10,83 | 10,51 | 10,27 |
| Сумма | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,01 | 100,00 | 100,00 | 99,99 | 99,99 | OH | 6,87 ¹⁸ | 5,40 ¹⁸ | 6,80 ¹⁸ | 7,25 ¹⁸ | 8,38 ¹⁸ | 7,17 ¹⁸ | 7,49 ¹⁸ | 7,73 ¹⁸ |
| | | | | | | | | | H ₂ O | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | недостаток | 0,68 | 1,10 | 0,85 | - | - | 0,43 | 0,30 | - |
| | | | | | | | | | недостаток | - | - | - | - | 0,28 | - | - | 0,42 |

Примечание: результаты химического анализа пересчитаны на чистый хлорит (на 100% вещества).

Количество H₂O (недостаток-избыток) дано в скобках.

Номенклатура в месте записи проб: 1 - вышки на хлоритизированного кварцевого экзотерфа;

2 - вышки на кварцево-серацитового метасомитизма с хлоритом;

3-4 - рудоломы на кварцево-хлоритовых метасомитизмах;

5-8 - порудифериты на хлорито-сульфидной метасомитизма рудной зоны.

Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИМС

Результаты химического анализа пересчитаны на кристаллохимические формулы по способу Я.Д.Борина-Старикевич (1964).

преимущественно бесцветны, со слабым зеленоватым оттенком. Для них характерно незначительное двупреломление и низкие цвета интерференции. Показатели преломления хлоритов из этих пород невысокие. ($N_m' = 1,576 \pm 0,001$ для хлорита из кварцево-серицитового метасоматита и $N_m' = 1,573 \pm 0,001$ для хлорита из кварцевого альбитофира), что очевидно указывает на их магнезиальность.

Хлориты Даутского месторождения были изучены также химическим, термическим и рентгеновским методами (Бенидзе, 1968). Особое внимание уделялось изучению химизма различных метасоматических фаций. Были исследованы хлориты из хлорито-сульфидных, кварцево-хлоритовых и кварцево-серицитовых метасоматитов, а также из измененных кварцевых альбитофиров всяческого бока рудной зоны. Результаты химического анализа пересчитаны на кристаллохимические формулы (табл. 2). По координатам, вычисленным согласно классификационных принципов М.Хея (1954), изученные хлориты определяются как корундофиллиты, рипидолиты и пеннины.

Установлена закономерность распределения различных по составу хлоритов по разным типам гидротермальных метасоматитов. Хлориты из кварцево-серицитовых метасоматитов и контактирующих с ними измененных кварцевых альбитофиров определяются как магнезиальные пеннины. По-видимому, гидротермальные растворы синвулканической стадии обладали ничтожной концентрацией железа и к тому же не могли заимствовать его из бедных железом вмещающих пород (кварцевые альбитофиры). Хлориты из хлорито-сульфидных метасоматитов, являющихся, по существу, медноколчеданными рудами, представлены корундофиллитами. Рудоносные гидротермальные растворы субвулканической стадии, циркулировавшие вдоль зон трещиноватости, отлагали сульфиды в ассоциации с хлоритом. При насыщенных серой растворах большая часть железа связывалась с ней в виде сульфидных соединений. Избыточное железо, которое шло на образование хлорита, обусловило появление сравнительно бедных железом железисто-магнезиальных корундофиллитов, которые в хлорито-сульфидных метасоматитах присутствуют как жильные минералы. Кварцево-хлоритовые метасоматиты формировались во внешних зонах рудных залежей, в

удалении от центров активной гидротермальной деятельности. Очевидно здесь при богатстве гидротермальных растворов железом резко уменьшалась концентрация серы, в связи с чем выделялись богатые железом магнезиально-железистые ринидолиты. Установленную зависимость химического состава хлоритов от степени рудоносности метасоматических фаций можно с успехом использовать при оценке перспективности на медное оруденение отдельных видов хлоритсодержащих гидротермально-измененных пород.

Не менее важным поисковым критерием является наблюдаемая на Даутском месторождении зональность в распределении минеральных новообразований. На участках выклинивания, по простиранию и по восставанию, рудоносные кварцево-хлоритовые метасоматиты постепенно переходят в кварцево-хлорито-серицитовые породы. Последние при полном отсутствии в их составе сульфидов содержат значительные скопления гематита. По-видимому, на периферии месторождения рафинированные от рудных компонентов гидротермальные растворы способны лишь на частичное замещение серицита хлоритом и в условиях возрастающего окислительного потенциала осаждали гематит вместо пирита и других сульфидных образований. Эта способность позволяет делать вывод, что при обнаружении гематитсодержащих гидротермальных метасоматитов, слагающих фланговые части (выклинки) метасоматической колонки, можно предполагать переход их в сторону внутренних частей в сульфидсодержащие метасоматиты.

КИМС, Тбилиси.

Н.И.Бородаевский

ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ЛИСТВЕНИТОВ И РОДСТВЕННЫХ ИМ ПОРОД

Листвениты и родственные им продукты гидротермального метаморфизма широко развиты во многих золотоносных регионах. В общем случае их распространение контролируется разломами и дайками или небольшими штокообразными массивами кислых гранитоидов. Распрост-

ранено убеждение, что собственно листвениты формируются в связи с явлениями кислотного выщелачивания в поздние стадии гидротермального метаморфизма; близкие к лиственитам породы также формируются в более ранние этапы (предшествующие отложению кварца и сульфидных минералов). Лиственитизацию подчас затруднительно отграничить от проявлений контактового метаморфизма, возникающих при прорывании кислыми интрузиями толщ, содержащих известняки. Широкое распространение такой ранней стадии лиственитизации может указывать на то, что месторождения золота предшествующих металогенических циклов, в особенности вкрапленного характера, должны подвергаться метаморфизму. В связи с этим очевидно, что часть золота, содержащегося в продуктах ранней стадии лиственитизации, может быть переотложенной. С другой стороны, постоянная ассоциация поздних лиственитов, образующих околожильные ореолы, с дайками кислых гранитоидов свидетельствуют об ювенильном характере большей части золота и рудных растворов. Связь последних с дайками имеет отчетливо парагенетический характер.

Геологические особенности распространения лиственитов. Листвениты свойственны складчатым геосинклинальным областям, в разрезах которых содержатся достаточно мощные толщи известняков и известковистых пород, прорываемых интрузиями гранитоидов. В большинстве известных примеров (Южный и Горный Алтай, Урал, Султан-Уиздаг, Восточный Казахстан, Калба и другие) листвениты имеют позднегерцинский возраст. По-видимому, они не характерны для более древних складчатых областей или же, в соответствии с особенностями магматизма, приобретают здесь несколько специфический характер (Лена, Маринская тайга и др.). Альпийские складчатые системы (Кавказ, Карпаты) отличаются известным распространением лиственитов, которые присутствуют и на золоторудных полях, например, на Зодском.

Иногда явления "лиственитизации", как указывалось, избирательно локализируются в ореолах даек и штокообразных интрузий (Вос-

красенское месторождение в Башкирии) и может создаться впечатление об их контактово-метасоматическом характере; но гораздо чаще лиственитизация охватывает широкие зоны трещиноватости и расслаивания вдоль направления разломов. При этом преобразованиям подвергаются разнообразные по составу исходные породы.

Тела типичных лиственитов залегают то в виде цепочек крутопадающих линз или полос, вытянутых вдоль разлома, то образуют более или менее изометричные залежи, то встречаются в виде относительно узких оторочек (зальбанды) около жильных трещин и кварцевых жил, секущих массивные серпентиниты, габбро, эффузивные и другие породы.

Отличительной чертой морфологии лиственитов является то, что они образуют линзы и залежи, залегающие в менее интенсивно измененных вмещающих породах, преимущественно среди серпентинитов и гипербазитов, а также по контактам последних с известняками в зонах разрывных нарушений, вмещающих дайки жильных гранитоидов. Такие условия свойственны Уральским месторождениям - Миндякскому, Ирмельскому и Воскресенскому.

Отношение лиственитов к рудообразовательным процессам. Во всех известных примерах листвениты предшествуют образованию кварцевых золотоносных, а также более поздних кварцево-антимонитовых и карбонатно-киноварных жил, т.е. являются дорудными или предрудными образованиями. Вместе с тем, будучи импреньированы золотосодержащими сульфидами в зальбандах золотосодержащих жил и прожилков, они представляют иногда относительно небогатые, но промышленные руды. В более редких случаях, например, на Миндякском и в районе Бакырчикского месторождений, листвениты и лиственитизированные породы золотоносны в относительно больших массах и вне связи с кварцевыми жилами, за счет вкрапленного в них золотосодержащего пирита.

В общем можно говорить, что процессы лиственитизации начинают проявляться задолго до отложения рудных ассоциаций, а частью близки к ним во времени. Некоторая незначительная часть золота связана с ранним пиритом и арсенопиритом, причем характерно, что

в пирите в этом случае содержится примесь мышьяка.

На Маралихинском рудном поле листвениты с вкрапленностью пирита и арсенопирита образуют оторочки около кварцевых малосульфидных жил нескольких пересекающихся друг с другом направлений, относящихся к различным стадиям рудного процесса. Те же соотношения характеризуют в менее отчетливой форме Миндякское рудное поле.

На Березовском месторождении листвениты развиты около жил, секущих все системы даек жильных гранитоидов, в том числе и наиболее поздние из них. Это говорит о том, что условия для появления типичных лиственитов создаются в заключительную стадию гидротермальных процессов, однако в зонах, вмещающих дайки более ранних систем, и на контактах таких даек с серпентинитами иногда развиты тальково-карбонатные и близкие к лиственитам (кварцево-карбонатные) породы, возрастные взаимоотношения которых не изучены.

Структурно-генетические группы и разновидности лиственитов. Собственно листвениты, т.е. породы с конечным парагенезисом — железистый или железисто-магнезиальный карбонат, кварц, слюда и пирит, формируются за счет разнообразных пород при их замещении углекислыми термами. На Березовском месторождении жилы пересекают жильные гранитоиды и лампрофиры, диабазы, серпентиниты и осадочно-туфогенные породы, причем ореолы околожилных изменений непрерывны, обнаруживают то более, то менее отчетливое зональное строение. По простиранию одной и той же жилы разновидности лиственитов развиваются по породам различного исходного состава. Выделяются апогипербазитовые, апогаббровые, аподиабазовые, аполпорфиритовые и другие листвениты. При этом, как правило, в каждой из зон ореолов сохраняются все детали текстуры и структуры исходных пород, в то время как минералогический состав промежуточных разновидностей различен. Аналогичные соотношения наблюдаются на Мечниковском месторождении золота (Миасский район Южного Урала), где листвениты

впервые описал под этим названием Г.Розе (1845 г.).

Листвениты массивного сложения с реликтовыми текстурами исходных пород встречаются реже, чем другие, несравненно более широко распространенная группа лиственитов сланцеватого или гнейсовидного облика. Это — обычно неоднородные по текстурам и составу породы, с множеством прожилков кварца и карбоната, пестрой окраски — зеленые, с темными или черными и красными участками.

В отношении этих именно разностей лиственитов в конце прошлого века возник спор по поводу их происхождения, не законченный еще и в наши дни, так как многие исследователи и, в том числе А.П.Карпинский (1896), основываясь на сохраняющихся в лиственитах реликтовых участках известняка с фауной, считали листвениты метаморфизованным известняком, а другие, в том числе Б.П.Кротов (1915), доказывали их происхождение за счет гипербазитов, указывая на присутствие хромита и реликтовые структуры и текстуры серпентинитов и тальково-карбонатных пород, с которыми листвениты иногда связаны постепенными переходами.

Гнейсовидные разности лиственитов нередко сосуществуют с массивными, по всей вероятности возникая в тектонически напряженных участках разломов. Иногда наблюдается их тяготение к периферическим краевым зонам тел, сложенных массивными лиственитами. Что касается разновидностей лиственитов, отвечающих различным стадиям гидротермального метаморфизма, то, не считая различных промежуточных продуктов слабого изменения, в околожильных ореолах кварцевых жил, секущих серпентиниты (например, в Березовке и Пышминске), всегда можно различить две подгруппы, выделенные еще Б.П.Кротовым (1915 г.): а) зеленые с фукситом и пиритом листвениты и б) серые кварцево-карбонатные листвениты. Последние во внешней зоне ореола сменяются существенно карбонатными с примесью талька, гематита, пирита и небольшим количеством слюды породами, от которых можно наблюдать переходы к тальково-карбонатным и тальковым породам, также входящим в состав околожильных ореолов. Аналогичные группы часто выделяются и для лиственитов аполлабрового или аполпорфирового происхождения, однако минералогический состав

их отличен, а количество вкрапленного пирита обычно больше. В телах сланцеватых лиственитов указанные разновидности нередко присутствуют совместно, но сменяются незакономерно.

Происхождение и типы лиственитов. Сланцеватые и гнейсовидные листвениты образуются как за счет однородных пород и продуктов их лиственитизации, так и, главным образом, за счет тектонических, осадочных и другого рода брекчий, с обломками ультраосновных и основных изверженных пород и известняков и часто с известковистым цементом. Механизм замещения исходных пород двойкий — биметасоматический (диффузионный) и инфильтрационный — прямого замещения карбонатами.

Листвениты биметасоматического типа формируются путем диффузионного обмена между веществом обломков и цемента в брекчиях и конгломератах с последующей перекристаллизацией тонкозернистых агрегатов в крупнокристаллические. В типичных формах они развиты на месторождениях Урала (Миנדяк, Березовая роща и др.) и Калбы (Васильевское, Белогорское и некоторые другие). Инфильтрационные листвениты характеризуются карбонатизацией, серицитизацией и пиритизацией однородных пород в стенках трещин, обычно массивны и тонкозернисты.

Биметасоматические листвениты там, где для их появления существуют благоприятные условия, образуются в ранние этапы, в общем предшествующие появлению жильных трещин; инфильтрационные листвениты более характерны для стадии жилообразования. На Миנדякском месторождении и на Благодатных рудниках (близ Березовска, на Урале) хорошо видно, как биметасоматический механизм в ходе процессов сменяется инфильтрационным. Несомненно также, что оба они могут сосуществовать, что хорошо иллюстрируют залебанды кварцевых жил, залегающих среди пироксен-плаггиоклазовых порфириров в всячем боку зоны биметасоматических лиственитов на Миנדякском месторождении.

Еще один тип представляют околорудные листвениты, подвергшиеся дислокациям в ходе рудных процессов, замещенные кварцем позд-

них стадий и нередко насыщенные сульфидами и золотом. На внутрирудный характер преобразований в данном случае указывает их распространение на участках рудных столбов и богатого промышленного оруденения в кварцевых жилах. Обычны ореолы с полным развитием метасоматической колонки. Например, в случае серпентинитов или перидотитов наблюдаются тальк-серпентинитовая, тальк-карбонатная, тальково-кварцево-карбонатная и кварцево-карбонатно-мусковитовая (фукситовая) зоны.

Самородное золото выделяется (в форме тонких пленок) не только в лиственитах, но и в измененных (рассланцованных) разностях пород из промежуточных зон ореолов. Вследствие этого возникают своеобразные мелкие рудопроявления с самородным золотом, которое в своем распространении не связано с сульфидами. Это — пленочные выделения самородного золота вдоль сланцеватости в серпентинитах, тальковых и тальк-серпентинитовых породах и в трещинах среди диабазов и порфиритов, слагающих висячий бок залежей пиритизированных лиственитов. В некоторых случаях содержание золота в таких породах на Урале достигает промышленного значения, а на месторождении Лысая гора в Миасском районе они разрабатывались в течение нескольких лет и на глубине 180 м были потеряны вследствие их смещения по разломам.

О золотоносности лиственитов. Данные по золотоносности описанных разновидностей лиственитов сведены в таблице I, из которой следует, что прямое поисковое значение для обнаружения собственно золоторудных месторождений кварцево-жильного типа имеют лишь внутрирудные листвениты, золотоносность же остальных групп зависит от характера укрепленного пирита и арсенопирита и секущих кварцевых прожилков.

Листвениты и лиственитизированные породы, встреченные вне связи с золотоносными кварцевыми жилами, особенно в больших массивах, сами по себе слабо золотоносны и являются лишь общим поисковым критерием, указывающим на распространение гидротермальных процессов определенного типа. При прочих равных условиях наиболее интересны их участки с повышенным содержанием вкрапленности

Золотосодержание в полевых условиях разведки и в типовых месторождениях

Таблица

| Группы месторождений | Структурно-генетическая типизация | Золотосодержание | Природа золотосодержания | Факторы, от которых зависит степень золотосодержания | Значение в качестве полевых индикаторов | Примеры Уральских месторождений |
|--|--|---|--|--|---|--|
| 1. "Серые" месторождения ранних стадий гидрометаллургического метаморфизма | А. Биметаморфические, включающие реликтовые телестур исходных пород | Слабо золотосодержательные | Слабая первичная золотосодержательность пород, перераспределение и принос за счет | Состав вмещающих, изверженных и осадочных пород | Указывает на первичную золотосодержательность конгломератов и наличие россыпей | Минимальный район (южная Ура), Бельмоновское (Средняя Ура) |
| | Б. Биметаморфические, не сохранившие реликтовых телестур (перекристаллизованные) | Слабо или умеренно золотосодержательные | Перераспределение первичного золота при перекристаллизации | Стенная дислоцированность | | |
| 2. "Белые" месторождения поздних стадий метаморфизма | А. Интеграционные, с сохранившимися участками реликтовых телестур исходных пород | Слабо или умеренно золотосодержательные | Ириновое раннего золота, которое обогатилось дополнительными и рессорсировано | Состав исходных пород | Указывает на общую золотосодержательность и наличие осадочных или метаморфических руд вкрапленного типа | Бичиново-Средняя Ура |
| | Б. То же, не сохранившие реликтовых телестур (перекристаллизованные) | Слабо или умеренно золотосодержательные | | Состав вмещающих (дисгенетизированных) пород и близость к залежам и лавам кварца | | Благородные рудники (Средняя Ура) |
| 3. Месторождения, подвергшиеся выщелачиванию дислокациями | А. С обильными впадинами и прожилками кварца | Уверенно и высокозолотосодержательные | С поздним золотом, значительным содержанием меди, цинка и свинца | Близость к залежам и лавам кварца | Указывает на наличие золотосодержательных стокварцев и кварцев | Средняя Ура |
| | Б. С зонами и полосами перекристаллизации и доломитизации замещающих кварцев | Высокозолотосодержательные | С поздним (примесью) золотом и диссоциирующими с ним телестурами и сульфосолями | Близость к залежам кварца | Указывает на возможность обнаружения высокозолотосодержательных кварцев | Средняя Ура |
| | В. С участками тонких трещин, выщелачиваниями и прожилками позднего карбоната | Умеренно слабо золотосодержательные | С поздним примесью золота, иногда ассоциирующимся с телестурами и сульфидными залежами | Близость к рудным телам и высокозолотосодержательным кварцевым залежам | Может значить индикаторов | Средняя Ура |

пирита и арсенопирита, причем благоприятными обстоятельствами могут считаться повышенная мышьяковистость пирита и форма выделений арсенопирита - игольчатая с двойниками сростания.

Инфильтрационные околотрецинные разности лиственитов, содержащие вкрапленность пирита и арсенопирита, являются показателем повышенной золотоносности и благоприятны в качестве индикатора промышленных месторождений. При этом степень насыщенности лиственитов вкрапленным пиритом зависит от состава исходных пород и, в частности, в брекчиях и конгломератах - от состава их обломков. Арсенопирит отмечается преимущественно в многослюдистых разностях лиственитов.

Высоким содержанием золота отличаются листвениты из околожильных ореолов, подвергшихся внутрирудным деформациям в трещинах и зонах дробления, а также по направлению сланцеватости. В таких разностях лиственитов отлагаются золотосодержащие сульфиды и теллуры, а также самородное золото. Они могут указывать на близость промышленных руд кварцево-жильного типа и золоторудных столбов в так называемых кустовых или выборочных месторождениях золота.

Значение индикаторов, указывающих на близость золотых руд вкрапленного типа и золотоносные кварцевые жилы, могут иметь проявления пленочного самородного золота в трещинах базитов и гипербазитов вблизи выходов лиственитизированных пород.

ЦНИГРИ, Москва.

Г.П.Воларович, А.И.Казаринов, М.С.Михайлова,
Ю.М.Щепотьев, Ф.А.Шохор, Ю.А.Эпштейн

КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ПРОПИЛИТОВ И МЕТАСОМАТИТОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПОРОДАХ АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

(на примере группы месторождений Востока СССР)

Ближеповерхностное золотое оруденение, локализованное в мезокэйнозойских вулканогенных поясах Востока СССР, наиболее близ-

ко стоящие к нему по времени образования породы вулканических и вулканоплутонических комплексов и их гидротермально измененные разности соотносятся друг с другом, как парагенетические образования. Это положение, опубликованное нами в свое время (Казаринов, Фомин, Жданко, 1967; Воларович, Казаринов, 1968; Михайлова, 1968), доказано на примерах детально изученных месторождений Нижнего Приамурья (Белая Гора, Многовершинное), Приморья (Гордеевское), Камчатки (Оганчинское), где были установлены факты постоянного значительного временного отрыва перечисленных образований друг от друга, наложенных, секущих соотношений рудных тел относительно зональности гидротермально измененных пород и последних относительно неизмененных их разностей (Михайлова, Щепотьев, Эпштейн, 1969).

Характерна пространственная сближенность образований всех трех групп, особенно гидротермально измененных пород и золоторудных тел, что объясняется приуроченностью их к одним и тем же долгоживущим разрывам. Последнее обстоятельство позволяет использовать гидротермально измененные породы как поисковые критерии и признаки близповерхностного золотого оруденения.

Гидротермально измененные породы рудных полей рассматриваемого типа оруденения относятся к формациям пропилитов, вторичных кварцитов и к кварцевым метасоматитам. Под последними мы понимаем группу монокварцевых и существенно кварцевых пород (кварцево-серицитовых, кварцево-мусковитовых, кварцево-карбонатных, кварцево-хлоритовых, кварцево-углистых), образовавшихся при околотрецинном метасоматозе при существенном привносе кремнезема, отчасти калия. Наличие в них тех или других второстепенных минералов или минералов-примесей определяется, в основном, составом породы, подвергшейся метасоматическому замещению. Процесс формирования гидротермально измененных пород и золоторудных тел имеет отчетливо выраженный стадийный характер с закономерной эволюцией кислотности растворов в пределах каждой стадии, что особенно хорошо показано М.С. Михайловой (1969) для месторождения Многовершинного. Наблюдаются случаи возобновления собственно магматической деятельности в

межстадийные этапы, когда образуются межстадийные эруптивные брекчи (Белая Гора) (Воларович, Казаринов, 1968). Поэтому в разрезе — в отношении гидротермально измененных пород в первую очередь проявляется стадийная, а не собственно метасоматическая зональность.

По отношению ко времени формирования золотого оруденения процесс гидротермальных изменений можно разбить на дорудную, предрудную и собственно рудную стадии. Интенсивность гидротермальных изменений собственно рудной стадии (рассеянное окварцевание, сульфидизация) очень незначительна, они проявляются в пределах узких оторочек рудных тел и имеют подчиненное поисковое значение.

Чтобы оттенить специфику гидротермально измененных пород дорудной и предрудной стадий, как поисковых критериев, необходимо отметить, что промышленная золотоносность на рассматриваемых месторождениях обусловлена выделением самородного золота в ассоциации с поздним кварцем, сульфидами полиметаллов, блеклыми рудами, сульфосолями серебра, теллуридами серебра и в меньшей степени золота, образующими главную, так называемую позднюю продуктивную ассоциацию. Имеется и ранняя золото-пиритовая продуктивная ассоциация этой же собственно рудной стадии, со свободным золотом, роль которой в формировании промышленных руд второстепенна.

В дорудную стадию в зависимости от более основного — андезитового или более кислого — дацитового, а иногда и щелочного — трахитового состава продуктов вулканизма и особенностей гидротермальных растворов образовались пропилитизированные породы или вторичные кварциты. На самых ранних стадиях послемагматических процессов, предшествующих пропилитизации и образованию вторичных кварцитов, проявился калиевый метасоматоз, обусловивший развитие калишпатовых метабластов в порфириновых породах. Однако калишпатовые метасоматиты на этих месторождениях не встречаются.

Для вторичных кварцитов пока не решен вопрос о критериях их золотоносности, поэтому мы рассмотрим здесь только пропилиты. Пропилитизированные породы, развивающиеся по продуктам андезитового вулканизма, представлены разностями эпидот-альбит-хлорит-пирито-

вой и хлорит-карбонат-пиритовой фации. Первые имеют сравнительно широкое площадное развитие и выходят за пределы рудных полей, вследствие чего в сочетании со структурными и магматическими их особенностями они могут служить одними из поисковых критериев рудных полей. Одной из характерных черт площадной пропилитизации на золоторудных полях является наличие аazonально развитых ксенотермальных пропилитовых пород роговообманково- (биотит)-эпидот-альбитовой фации, приуроченных к контактовым зонам субвулканических гранитоидных массивов и к трещинным зонам внутри них. Это явление, отмечавшееся ранее в литературе, по-видимому, связано с наличием повышенного локального термального градиента в сферах, прилежащих к интрузивным телам, не остывшим ко времени пропилитизации.

Породы хлорит-карбонат-пиритовой фации локализованы в пределах сравнительно узких зон, контролирующихся протяженными разломами. В границах этих же зон находятся и золоторудные тела. Признаком рудоносности этих пропилитов, как показали наши исследования на Многовершинном, является повышенная золотоносность и сереброносность пирита (граммы, до первого десятка г/т) и эпидота (до 2 г/т) и наличие в этих минералах элементов-спутников золота - висмута, меди, цинка, свинца, устанавливаемых спектральным анализом. Форма нахождения золота в этих минералах не выяснена, не исключено, что оно дисперсное. Напомним, что в рудах золото свободное и связано, в основном, с поздней продуктивной ассоциацией. Минералов этой ассоциации в пропилитах не встречено.

Исходя из особенностей рассматриваемых пропилитов, авторы предложили метод опробования со спектральным определением элементов электромагнитной фракции шлихов (содержащих пирит и эпидот) из протолок пропилитов или из шлихов делявия (Михайлова, Шохор, Казаринов, 1969), который пока еще не проверен практикой поисковых работ.

В предрудную стадию в связи с изменением состава гидротерм и условий метасоматоза на рассматриваемых месторождениях в пределах зон низкотемпературной пропилитизации или площадей развития вторичных кварцитов, а иногда и за их пределами, возникли различ-

ной мощности и протяженности, вплоть до очень крупных (десятики метров мощности и километры протяженности), крутопадающие жилоподобные тела кварцевых метасоматитов. Иногда они имеют зональное строение с монокварцевой центральной частью и кварцево-мусковитовой, кварцево-серицитовой, кварцево-гидрослюдистой внешней зоной. Преобладает в них тонкозернистый до халцедоновидного кварц, претерпевший на некоторых месторождениях эпигенетическую собирательную перекристаллизацию. В противоположность вторичным кварцитам, высокое содержание кварца в которых, согласно Н.И.Наковнику, связано с относительным обогащением породы кремнеземом в процессе выноса большинства остальных ее компонентов (Наковник, 1964), кварцевые метасоматиты образуются при интенсивном привносе кремнезема. При этом привносится также калий (табл. I). Таким образом, кварцевые метасоматиты в отличие от вторичных кварцитов могут развиваться и по бескварцевым породам, например, известнякам или доломитам, как это имеет место на золоторудных месторождениях Алдана.

Тела метасоматитов характеризуются слабой золотоносностью, связанной, главным образом, с наличием в них опять-таки пиритовой вкрапленности. Пирит является реликтовым минералом пропицитов, по которым развиваются метасоматиты, и наибольшая его концентрация наблюдается во внешних зонах метасоматитов. Содержания золота и серебра в пиритовых концентратах достигают таких же значений, как в пиритах из рудовмещающих пропицитов и даже больших, и эта особенность пиритов также может быть использована в поисковых целях.

Формирование кварцевых метасоматитов предшествует собственно рудной стадии гидротермального процесса и на некоторых месторождениях (Многовершинное) при наложении на них жильного и мелкопрожилкового штокверкового оруденения жилоподобные тела кварцевых метасоматитов в большей или меньшей части их объема становятся рудными телами. Поэтому признаком рудоносности метасоматитов является также рассеянная вкрапленность в них минералов золотоносных продуктивных ассоциаций рудной стадии — халькопирита, галле-

нита, сфалерита, блеклой руды. Такая вкрапленность проявляется редко и может рассматриваться как одно из проявлений собственно околорудных изменений.

Таким образом, важным моментом для правильной оценки поискового значения гидротермально измененных пород является выделение среди прочих, существенно кварцевых их разновидностей, кварцевых метасоматитов, образующихся не на ранних, как вторичные кварциты, а на поздних, непосредственно предрудных стадиях гидротермального процесса.

Интенсивность развития на том или ином рудном поле кварцевых метасоматитов может служить критерием оценки относительно масштаба оруденения. Это, очевидно, связано с тем, что интенсивно проявленной предрудной стадии гидротермального процесса будет соответствовать в какой-то пропорции и более интенсивная собственно рудная стадия.

Между масштабами дорудной и собственно рудной стадий, видимо, существует меньшая зависимость. Так, масштаб оруденения на рудопроявлении Бухтынка, месторождении Белая Гора, месторождении Многовершинном (Нижний Амур), в какой-то мере пропорционален масштабу проявления предрудной стадии гидротермального метасоматоза. Хотя гидротермальные изменения пород на Белой Горе и Бухтынке довольно значительны, они связаны с ранними дорудными стадиями гидротермальных изменений.

В порядке постановки вопроса как критерий оценки масштаба и интенсивности оруденения можно предложить сравнение масштабов и интенсивности дорудной и предрудной стадий гидротермального метаморфизма. Вероятно, можно подметить различные тенденции развития гидротермального процесса по его масштабу и интенсивности. Экстраполяция этой тенденции на собственно рудную стадию процесса по-зволит в какой-то мере судить о его масштабах.

Наконец, в качестве критерия рудоносности измененных пород можно использовать их физические свойства. В этом направлении сделано еще немного. Как показали геофизические исследования ЦНИГРИ (М.И. Назаров, Е.В. Кузьмичев), пропорционально степени

Таблица

Изменение содержания компонентов в процессе метасоматизма разных стадий

| Компоненты | I | | II | | III | IV | | V | VI | | VII | VIII | |
|--------------------------------|--------------|-------------------------|--------|-------------------------|--------|--------|-------------------------|--------|--------|-------------------------|--------|--------|--------|
| | вес. % | г в 100 см ³ | вес. % | г в 100 см ³ | | вес. % | г в 100 см ³ | | вес. % | г в 100 см ³ | | | вес. % |
| SiO ₂ | 59 | 165,2 | 64,96 | 170,20 | +5,0 | 71,8 | 186,8 | +16,6 | +21,6 | 91,10 | 238,68 | +51,68 | +73,48 |
| TiO ₂ | 0,74 | 2,07 | 0,40 | 1,05 | -1,02 | 0,60 | 1,56 | +0,51 | -0,51 | 0,30 | 0,79 | -0,77 | -1,28 |
| Al ₂ O ₃ | 17,0 | 47,6 | 14,51 | 37,49 | -10,11 | 16,60 | 43,10 | +5,61 | -4,50 | 4,77 | 12,50 | -30,60 | -35,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,40 | 9,54 | 1,71 | 4,49 | -5,05 | 0,8 | 2,08 | -2,41 | -7,46 | 0,56 | 1,47 | -0,61 | -8,07 |
| FeO | 3,20 | 8,96 | 2,15 | 5,63 | -3,53 | 0,31 | 0,81 | -4,82 | -8,15 | 1,01 | 2,65 | +1,84 | -6,31 |
| MnO | 0,13 | 0,36 | 0,07 | 0,19 | -0,17 | 0,02 | 0,06 | -0,13 | -0,30 | 0,004 | 0,010 | -0,05 | -0,35 |
| MgO | 2,7 | 7,57 | 0,61 | 1,60 | -5,97 | 0,8 | 2,08 | +0,48 | -5,49 | 0,10 | 0,26 | -1,82 | -7,31 |
| CaO | 5,9 | 16,51 | 3,64 | 9,54 | -6,97 | 0,08 | 0,21 | -9,33 | -16,30 | 0,56 | 1,47 | +1,26 | -15,04 |
| Na ₂ O | 2,40 | 6,72 | 0,40 | 1,05 | -5,67 | 0,17 | 0,44 | -0,61 | -6,28 | 0,15 | 0,39 | -0,05 | -6,53 |
| K ₂ O | 3,20 | 8,94 | 2,25 | 5,90 | -3,04 | 5,20 | 13,51 | +7,61 | +4,57 | 0,95 | 2,44 | -11,07 | -6,50 |
| H ₂ O | 0,6 | 1,68 | 1,39 | 3,64 | +1,96 | 1,70 | 4,42 | +0,78 | +2,74 | 0,30 | 0,79 | -3,63 | -0,89 |
| P ₂ O ₅ | 0,30 | 0,84 | 0,17 | 0,45 | -0,39 | 0,01 | 0,03 | -0,42 | -0,81 | 0,03 | 0,079 | +0,05 | -0,76 |
| Собщ | 0,7 | 1,96 | 1,1 | 2,88 | +0,92 | 0,06 | 0,16 | -2,72 | -1,80 | 0,4 | 0,13 | -0,3 | -1,83 |
| CO ₂ | | | 4,1 | 10,70 | +10,70 | - | - | -10,70 | - | - | - | - | - |
| Сумма | 99,27 | 277,95 | 97,26 | 254,80 | | 98,15 | 255,26 | | | 99,94 | 261,75 | | |
| d | 2,80 | | 2,62 | | | 2,60 | | | | 2,62 | | | |
| M | Привнесенных | | | | 18,58 | | | 31,59 | 28,91 | | | 55,03 | 73,48 |
| M | Вывосенных | | | | 41,72 | | | 31,14 | 51,60 | | | 48,63 | 89,77 |
| Коэффициенты: | | | | | 6,7 | | | 12,7 | 10,03 | | | 21,6 | 26,3 |
| привноса | | | | | 14,9 | | | 12,5 | 18,50 | | | 19,0 | 32,0 |

I - пропилитизированные андезиты (хлорит-эпидот-альбитовая ассоциация)

II - пропилитизированные андезиты (хлорит-карбонатная ассоциация)

III - кварцево-мусковитовые метасоматиты

IV - кварцевые метасоматиты

Анализ выполнены в химической лаборатории ЦНИГИ под руководством Н.В.Марковой

пропилитизации пород или степени превращения их во вторичные кварциты увеличивается их эффективная пористость и уменьшается плотность и магнитная восприимчивость. Те же изменения физических свойств сохраняются и у кварцево-серицитовых, кварцево-мусковитовых метасоматитов, но в кварцевых метасоматитах плотность начинает расти, эффективная пористость уменьшаться, что связано с преобладанием привноса вещества (в основном за счет премиезема) над выносом (таблица). Породы теряют магнитную восприимчивость, а хрупкость их продолжает нарастать. Плотность пород продолжает увеличиваться и при наложении на них продуктов собственно рудных стадий гидротермального процесса.

Можно полагать, что при дальнейшей разработке этого вопроса по характеру физических полей с учетом различных параметров пород можно будет отличать безрудные площади от рудных. Последнее по таким, например, показателям, как плотность, будут характеризоваться наличием локальных положительных аномалий в районе рудных тел, выделяющихся на фоне отрицательной площадной аномалии для всего поля измененных пород. Сопоставляя эти данные с картами изодинам, можно будет отбраковывать ложные "рудные" аномалии плотности. Они будут отличаться от истинных более высокой магнитностью.

Таким образом, общность структурного контроля в локализации определенных типов гидротермально измененных пород и золотого оруденения при наличии парагенетических связей между ними позволяет использовать измененные породы в поисковых целях. Критериями рудоносности измененных пород является наличие среди них предрудных кварцевых метасоматитов, слабая золотоносность низкотемпературных пропилитов и кварцевых метасоматитов, связанная с пиритизацией, и их физические свойства.

ЦНИГРИ, Москва.

МЕТАСОМАТИТЫ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ТОЛЩ КЫЗЫЛКУМОВ, КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В центральной части Кызылкумов обнажается древняя толща кварцитов, сланцев и песчаников. Она с несогласием перекрыта карбонатными породами силура и нижнего девона и, по косвенным признакам, относится к докембрию. В этой толще в последнее время открыты месторождения и рудопроявления золота, меди и редких металлов. Выявлена четкая стратификация месторождений: в нижней углеродисто-кремнистой кызылкумской свите размещены медные и редкометалльные месторождения, а в песчано-сланцевых пачках верхней (бесапанской) свиты — промышленная золоторудная минерализация.

Признаком руд в этих двух продуктивных горизонтах служат поля осветленных пород. Петрографическое исследование показало, что иногда осветление образуется в корах выветривания, не связанных с эндогенной минерализацией, но в большинстве случаев вызвано метасоматическими преобразованиями, с которыми и сопряжена рудная минерализация. По многим признакам (альбитизации, окварцеванию, концентрации сульфидов сурьмы, мышьяка и т.д.) околорудные изменения обычно отличаются от кор выветривания, сформировавшихся по безрудным породам, но для некоторых разновидностей строгих отличий от гипергенных образований найти не удалось. Выходы метасоматитов на поверхность в обнаженной части допалеозойского фундамента занимают площадь 250 км² (8%). Промышленные рудные концентрации возникли на локальных участках широких полей метасоматитов, что позволяет использовать их как легко обнаруживаемые признаки оруденения, но требует выделения более дробных разновидностей преобразованных пород, тесно сопряженных с рудой.

Метасоматиты описываемого района можно разделить на слюдисто-

алуитовые и слюдисто-полевошпато-кварцевые. Слюдисто-алуитовые метасоматиты составляют около 10% всех разновидностей. Для них обычны гидрослюды и серицит. Белый, розовый и темно-красный алуит образует желваки до 15-20 см в диаметре, часто приуроченные к контактам карбонатных пластов, залегающих среди сланцев. На некоторых участках в карбонатных породах развита тремолитизация. Кварциты в этих условиях обычно светлеют за счет выноса пигментирующих органических веществ, и в них наблюдается перераспределение кварца. Метасоматиты этого типа обычно сопровождаются сульфидами (пирит, халькопирит, молибденит и т.д.), которые нередко образуют промышленные концентрации. В зоне окисления за счет сульфидов возникли малахит, халькозин, бирюза, гидроокислы и сульфаты железа. Здесь же обычно наблюдается каолинит. Полагают, что и алуит является продуктом гипергенеза, так как он обычно встречается вместе с каолинитом. Однако большая глубина его развития (более 200 м) и прожилки в нем сульфидов (например, киновари) может служить доказательством его эндогенного происхождения. Возможно, что и некоторые разновидности каолинита - эндогенные, как это описано на месторождениях других районов (Русинова, 1968; Richard and Charles, 1964).

Слюдисто-полевошпато-кварцевые метасоматиты наиболее распространены, составляя около 85% всех разновидностей. Слюды в этих породах образуют мелкие агрегаты, которые обычно трудно выделить и точно определить. По имеющимся единичным рентгеноструктурным анализам, это - гидрослюды и серицит. Хлорит образует прожилки и рассеянные сгустки. Из полевых шпатов наиболее распространен альбит. На некоторых участках (Мурунтау) описан ("Рудные формации...", 1969) микроклин. В метасоматитах этого типа соотношение минералов изменчиво. Нередко они почти мономинеральные, кварцевые или альбитовые. По составу метасоматиты этого типа иногда почти не отличаются от первичной породы, но при микроскопических исследованиях всегда можно обнаружить перераспределение вещества с сегрегацией слюд, кварца и других минералов в жилах и участках неправильной

формы. Характерно изменение цвета пород: из первоначально зеленых, красноватых и черных они становятся светлыми, вследствие выноса или преобразования пигментирующих окислов железа и органики. Метасоматиты этого типа обогащены золотом, серебром и сульфидами железа, мышьяка, сурьмы, ртути и висмута. С ними связаны и промышленные концентрации золота. Интенсивность золотого оруденения возрастает от слюдисто-хлоритовых разностей к существенно кварцево-полевошпатовым.

Главная причина изменения состава метасоматитов рассматриваемого района и сопряженной с ними рудной минерализации заключается, по-видимому, в разнообразии вмещающих пород. Состав толщи, вмещающей рассматриваемые метасоматиты, разнообразен. Нижняя кызылкумская свита сложена кремнистыми породами, углисто-кварцевыми, слюдисто-кварцевыми, слюдисто-альбито-кварцевыми и другими сланцами, линзами и прослоями амфиболитов, эпидото-хлоритовых сланцев, известняков, доломитов, редко песчаников и алевролитов. Перекрывающая безапанская свита существенно песчано-сланцевая. В ней выделено несколько подсвит: 1) нижняя - слюдисто-кварцевых сланцев с подчиненным количеством песчаников и алевролитов, 2) средняя, наиболее продуктивная песчано-сланцевая (сланцево-кварцевые и слюдисто-альбито-кварцевые песчаники и сланцы, среди которых обособляется мурунтауская пачка углисто-кварцевых алевролитов), 3) верхняя слюдисто-кварцевых песчаников.

Метасоматиты и сопряженные с ними руды распределены по свитам и пачкам определенным образом. Слюдисто-алунитовые метасоматиты с месторождениями меди, редких металлов и бирюзы в зоне окисления приурочены, в основном, к кызылкумской свите и, реже, встречаются в линзах аналогичного состава в более верхних горизонтах. Метасоматиты второго типа приурочены к безапанской свите. Особенно насыщена ими песчано-сланцевая подсвита. В ней размещены все главные золоторудные месторождения района.

Тела метасоматически преобразованных пород - это, в основном, пластообразные залежи, связанные со складчатыми деформация-

ми. Четкий литологический контроль метасоматитов придает, в целом, стратиформный характер локализующимся в них месторождениям, хотя в пределах продуктивных пачек широко распространены секущие рудные тела. Характерно, что интенсивность метасоматических преобразований рассматриваемой группы резко понижается при переходе от докембрийского структурного этажа к палеозойскому. Если в нижнем этаже метасоматиты образуют весьма обширные согласные поля, то в палеозойском ярусе — довольно редкие зоны, связанные с тектоническими нарушениями. Соответственно уменьшается количество и размеры месторождений.

По вещественному составу метасоматиты Кызылкумов соответствуют гидротермальным образованиям. Однако источник гидротерм не ясен. Вероятно, они являются продуктом метаморфизма, мобилизовавшего воды и рудное вещество осадочных пород.

Выявленная сопряженность оруденения Кызылкумов с метасоматитами определенного типа применяется при поисково-разведочных работах. Как удачный пример использования этой закономерности, можно привести один из участков в горах Бельтау (Высоковольное). Региональными работами здесь было зафиксировано поле слюдисто-полевошпато-кварцевых метасоматитов, хорошо отличающихся светлой окраской с бурыми и желтыми пятнами гидроокислов и сульфатов железа. Метасоматиты развиты по благоприятной для золотого оруденения песчано-сланцевой пачке беспанской свиты и приурочены к ядру осложняющей меридиональной антиклинальной складки. На этом поле были поставлены более детальные геосъемочные работы с опробованием на золото, которые позволили оконтурить участки с высокими концентрациями этого металла, локализованного как в кварцевых жилах, так и в измененных песчаниках и сланцах.

В ы в о д ы

I. Древние толщи Кызылкумов отличаются широким распространением метасоматитов, с которыми связаны месторождения золота, меди и редких металлов.

2. Месторождения приурочены к определенным типам метасоматитов.

3. Состав метасоматитов и сопряженных с ним руд зависит от вмещающих пород. В кварцитах с прослоями сланцев и карбонатных пород развиты слюдясто-алунитовые метасоматиты и месторождения меди и редких металлов: в песчано-сланцевых толщах – слюдясто-полевошпато-кварцевые с месторождениями золота.

4. Метасоматиты тяготеют к докембрийским породам, где они образуют обширные пластообразные поля, в которых локализованы в целом стратиформные месторождения.

5. Сопряженность оруденения Кызылкумов с метасоматитами определенного типа и закономерное изменение их состава, связанное с вмещающими породами, могут быть использованы при поисках рудных месторождений.

Ташкентгеология, Ташкент.

И.М. Голованов, Т. Тулегенов, А.Т. Рахубенков

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СООТНОШЕНИЯ КВАРЦЕВО-СЕРИЦИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАЛЬНОГО (Алматы, УзССР)

Практика геологоразведочных работ в Алмалыкском районе показывает, что далеко не все выявленные участки метасоматических изменений пород заключают промышленное оруденение. Поэтому, вслед за изучением и выделением площадей гидротермально измененных пород встает вопрос о критериях их потенциальной рудоносности.

Существует несколько точек зрения на условия локализации руд медно-порфировой формации во вторичных кварцитах. Одни исследователи (Закиров, 1959; Королев, 1941; Мирходжаев, Шермухамедов, 1968; Мусин, 1959) считают, что медно-порфировые руды располагаются непосредственно во вторичных кварцитах и связаны с кварц-серицитовой, серицит-кварцевой и монокварцевой фациями. Другие (Башкиров

и др. 1969; Викторов, 1964; Викторов, 1969; Голованов, Алехина, 1969; Соколов и др., 1963; Тулегенов, 1969) полагают, что интенсивное изменение вмещающих пород неблагоприятно для промышленного медного оруденения и оно преимущественно наложено на средне- или слабо измененные породы. По мнению третьих, руды могут располагаться и в тех и в других породах (Башкиров, 1969; Боголепов, 1969; Чрлпанкулов, 1968).

Исследованиями околорудных измененных пород Алмалыкских медно-порфировых месторождений занимались А.В.Королев (1941), С.Т. Бадалов (1965), Т.З.Закиров (1959) Р.А.Мусин (1959), В.Ф.Викторов (1964, 1969), Т.Тулегенов (1969), И.М.Голованов (1969), Е.З. Мещанинов (1969), И.М.Мирходжаев и Т.З.Шермухамедов (1968) и др. Авторы в данной работе попытались количественно оценить влияние интенсивности кварцево-серицитовых изменений вмещающих пород на локализацию медно-порфировых руд, на примере прожилково-вкрапленного медно-золото-молибденового месторождения Дальнее. По особенностям метасоматических изменений и типу минерализации оно сходно с известными месторождениями Алмалыкского района - Кальмакыр и Сарычеку (Голованов, Алехина, 1969).

Площадь месторождения сложена кварцевыми сиенито-диоритами и диоритами Алмалыкского интрузива (C_{I-2}), прорываемыми эффузивные кварцевые порфиры (D_2^2), и известняково-доломитовую толщу (D_2-C_I) и, в свою очередь, прорванными штоками гранодиорит-порфиров (C_3-P_I). Участок рассечен двумя широтными зонами разломов, между которыми расположены основные рудные тела. Рудный штокверк вытянут в субширотном и северо-западном направлении, круто падает на север и не имеет четких границ. Основная масса руд приурочена к сиенито-диоритам вблизи контактов с штоками гранодиорит-порфиров, частично к апикальным и краевым частям штоков.

В соответствии с принципами, разработанными Д.С.Коржинским, В.А.Хариковым и др., схема метасоматических процессов, проявившихся на месторождении дальнем, выглядит следующим образом (Голованов, Алехина, 1969):

I. Метасоматоз магматической стадии: магматическое замещение известняково-доломитовой толщи D_2-C_1 гранитидами интрузивом, образование гибридных пород повышенной основности и щелочности (сиенито-диоритов), возникновение магниезильных скарнов.

II. Магниезильно-железистый метасоматоз ранней послемагматической стадии: амфиболитизация, биотитизация в диоритах и сиенито-диоритах, флогопитизация в магниезильных скарнах.

III. Метасоматоз стадии выщелачивания: I - пропилитизация, 2 - кварцево-серицитовый метасоматоз (вторичная кварцитизация).

IV. Метасоматоз стадии осаднения: образование медно-молибденово-золотого оруденения, частично сопряженного с метасоматозом, а в основном наложенного типа.

V. Заключительная стадия (стадия остаточных растворов): возникновение послерудных кварцевых, карбонатных, цеолитовых и ангидритовых жил и прожилков.

Формирование минерализации шло в несколько стадий: 1) кварцево-ортоклазовая, 2) кварцевая, 3) магнетитовая, 4) пиритовая, 5) молибденитовая, 6) кварцево-халькопиритовая, 7) кварцево-гематитохлоритовая, 8) кварцево-карбонатно-сфалерито-галенито-халькопиритовая с блеклой рудой, 9) карбонатно-цеолитовая, 10) ангидритовая.

На месторождении широко развиты метасоматически измененные породы, представленные серицитовыми кварцитами в сиенито-диоритах, гранодиорит-порфирах и кварцевых порфирах, которые возникли в результате кислотного выщелачивания. Кварцево-серицитовые породы отчетливо тяготеют к зонам повышенной трещиноватости и разрывным нарушениям. Отмечается и площадная серицитизация. Породы превращаются в мелкочешуйчатую агрегатную массу, состоящую из серицита и кварца с обильной вкрапленностью пирита. Часть серицитов может быть представлена гидрослюдами типа иллита. При интенсивных процессах выщелачивания происходит полное разложение серицита и замещение его кварцем, образуются зоны окварцевания - монокварциты, которые от кварцевых жил отличаются метасоматическим способом образования, нечеткими контурами, неправильной формой и мелкозер-

нистостью кварцевого агрегата. Кварцево-серицитовое изменение особенно активно затронуло сиенито-диориты и гранодиорит-порфиры.

Кольца вторичных кварцитов вокруг штоков гранодиорит-порфиров, подобные известным на Кальмакыре, на Дальнем не наблюдаются. Однако, в вертикальном разрезе измененных пород Дальнего центральная часть месторождения окварцована активнее. В целом вертикальная и горизонтальная зональность распределения кварцево-серицитовых метасоматитов и их фаций на месторождении отличается очень сложным строением.

На основе длительных исследований была разработана методика документации кернового каменного материала. Применено графическое изображение степени интенсивности метасоматических изменений и распределения меди, золота и молибдена по данным опробования керна колонковых скважин. Обработка данных выполнена с применением методов математической статистики.

Из комплекса метасоматических изменений на первом этапе работы были выбраны кварцево-серицитовые метасоматиты, как важнейшие и наиболее распространенные. Участки пропиловых изменений, биотитизации и амфиболитизации, наиболее характерных для диоритов и, частично, для сиенито-диоритов, были исключены из подсчетов. На втором этапе этой работы будут учтены и статистически опробованы все типы околорудных метасоматитов.

В качестве опорных были выбраны представительные разрезы П и Ш, а также глубокая скв. 207 (IV разрез). По специально разработанной методике было изучено около 10 погонных километров керна из 19 буровых скважин, глубина которых составляет от 600 до 1200 м. Выбрана 7-бальная шкала интенсивности кварцево-серицитовых изменений рудовмещающих пород, включая градации от слабо измененных до серицито-кварцевых и монокварцевых пород (табл. I). Кроме того, учитывалось количественное распространение прожилковых кварцево-серицитовых метасоматитов. Определение интенсивности изменений производилось визуально по проталонированным породам с контрольными подсчетами по шлифам и данным химических анализов. Для каждой из

19 скважин были составлены колонки измененных пород и построены графики интенсивности кварцево-серицитовых изменений и распределения медно-золото-молибденового оруденения. На них показана интенсивность изменений и содержания меди, золота и молибдена по данным опробования в виде кривых.

Соотношения кривых интенсивности изменений и содержаний металлов в этих породах оказались довольно сложными. Кондиционные содержания металлов приурочены как к слабо измененным, так и к средне- и сильно измененным породам. Количественная оценка распределения компонентов в зависимости от интенсивности кварцево-серицитовых изменений получена при подсчетах количества погонных метров керна, приходящегося на определенные классы содержаний меди, золота и молибдена в пределах каждого из 7-ми баллов изменения. Подсчеты были выполнены отдельно для сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров. Результаты подсчетов были сведены в специальные таблицы. Для каждой из 19 скважин составлены отдельные таблицы распределения содержаний меди, золота и молибдена.

данные по отдельным скважинам объединялись в сводные таблицы по II и III разрезам и, наконец, в общие сводные таблицы к графикам интенсивности кварцево-серицитовых изменений и распределения медного, золотого и молибденового оруденения (табл. I, 2).

В результате получены объективные данные распределения классов содержания по каждому из 7 баллов интенсивности кварцево-серицитовых изменений: меди с шагом 0,1% от нуля до 0,7% и выше; золота с шагом 0,2 г/т от нуля до 1,6 г/т и выше; молибдена с шагом 0,001% от нуля до 0,01% и выше. Кроме того, в сводных таблицах для меди были выделены итоговые данные для забалансовых руд в % (0,0-0,19% и 0,2-0,29%, т.е. приближающихся к балансовым) и для балансовых руд (0,3-0,49% и 0,5% и выше). Для каждого класса содержаний по баллам высчитана частота встречаемости как классов содержаний, так и баллов, в процентах к общему метражу задокументированного типа пород.

Таблица I

Оценки интенсивности кварцево-серицитовых изменений
сиенитодиоритов и гранодиорит-порфиров в Баллах

| Балл | Интенсивность изменения пород | Минеральная фация, измененной породы | Структура исходной породы | Изменения первичных минералов |
|------|---|---|---|---|
| 1 | От неизмененных до слабо изме- ненных | - | Полностью сохраняется | Частичное замещение плагиоклазов серицитом и темноватных минералов хлоритом |
| 2 | Слабо измененные | Серицит- хлоритовая | Сохраняется | Полное замещение плагиоклазов серицитом, темно- цветных минералов хлоритом, пелитизация калиш- патов |
| 3 | От слабо до средне измененных | Кварцево-серицит- хлоритовая | Слабо изменена | Частичное замещение калишпатов и хлорита серицитом |
| 4 | Среднеизмененные | Кварцево- серицитовая | Различима | Замещение плагиоклазов кварцево-серицитовым агрегатом. Хлорит полностью замещается серицитом. Частично сохраняется калишпат |
| 5 | От средне- до сильно измененных | Кварцево- серицитовая | Слабо заметны реликты струк- туры | Интенсивное замещение породы кварцем и серицитом. Сохраняется первичный кварц, заметны реликты первичных минералов |
| 6 | Сильно измененные | Серицито- кварцевая | Не сохраняется | Полное замещение породы. Кварц составляет 60-70%, серицит - более 20% |
| 7 | Сильно измененные | Монокварцевая | Не сохраняется | Полное замещение породы. Кварц составляет более 80%. |

Таблица 2

Соотношение интенсивности кварц-серпичитовых изменений пород (в баллах) и распределения медно-молибденового оруднения (в метрах и процентах) на месторождении Дальнее

| Порода | Балл | Медь (%) | | | | | Золото (г/т) | | | | | Молибден (%) | | | | |
|----------------------|------|----------|-------|-----------|------------|-------|--------------|-------|-----------|------------|-------|--------------|-------|-----------|------------|---------------------|
| | | м | % | \bar{x} | \bar{x}' | Д | м | % | \bar{x} | \bar{x}' | Д | м | % | \bar{x} | \bar{x}' | Д |
| Сиебито-диориты | 1 | 5039 | 56,95 | 0,28 | 16,1 | 0,031 | 3009 | 56,3 | 0,49 | 27,5 | 0,124 | 3220 | 57,3 | 0,0014 | 0,080 | $6 \cdot 10^{-6}$ |
| | 2 | 960 | 10,83 | 0,29 | 3,3 | 0,024 | 632 | 11,8 | 0,42 | 5,0 | 0,146 | 619 | 10,9 | 0,0014 | 0,016 | $6 \cdot 10^{-6}$ |
| | 3 | 1153 | 13,03 | 0,31 | 3,9 | 0,028 | 810 | 15,1 | 0,42 | 6,4 | 0,068 | 854 | 15,5 | 0,0006 | 0,009 | $7 \cdot 10^{-7}$ |
| | 4 | 411 | 4,89 | 0,18 | 0,9 | 0,015 | 103 | 1,9 | 0,32 | 0,6 | 0,043 | 173 | 3,0 | 0,0003 | 0,001 | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| | 5 | 688 | 7,77 | 0,29 | 2,6 | 0,041 | 444 | 7,7 | 0,56 | 4,5 | 0,076 | 430 | 7,8 | 0,0009 | 0,007 | $2,4 \cdot 10^{-6}$ |
| | 6 | 433 | 4,89 | 0,22 | 1,1 | 0,041 | 318 | 5,7 | 0,43 | 2,6 | 0,090 | 249 | 4,5 | 0,0009 | 0,004 | $1,7 \cdot 10^{-6}$ |
| | 7 | 124 | 1,64 | 0,20 | 0,04 | 0,001 | 76 | 1,5 | 0,13 | 0,2 | 0,006 | 60 | 1,0 | 0,0037 | 0,004 | $3 \cdot 10^{-7}$ |
| Всего | | 8808 | 100,0 | | | | 5392 | 100,0 | | | | 5605 | 100,0 | | | |
| Грано-диорит-порфиры | 1 | 404 | 41,97 | 0,35 | 13,6 | 0,023 | 331 | 43,3 | 0,51 | 21,2 | 0,161 | 369 | 46,1 | 0,0006 | 0,028 | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| | 2 | 39 | 4,06 | 0,33 | 1,9 | 0,046 | 31 | 4,0 | 0,47 | 2,1 | 0,025 | 30 | 3,6 | 0,0009 | 0,003 | $7 \cdot 10^{-7}$ |
| | 3 | 270 | 28,07 | 0,26 | 7,8 | 0,018 | 248 | 32,0 | 0,37 | 13,4 | 0,044 | 260 | 32,6 | 0,0016 | 0,052 | $3,2 \cdot 10^{-6}$ |
| | 4 | 162 | 16,85 | 0,19 | 3,1 | 0,031 | 85 | 11,3 | 0,30 | 2,5 | 0,039 | 82 | 10,3 | 0,0009 | 0,009 | $3 \cdot 10^{-6}$ |
| | 5 | 39 | 4,06 | 0,22 | 1,0 | 0,021 | 30 | 4,0 | 0,43 | 1,6 | 0,069 | 26 | 3,0 | 0,0006 | 0,002 | $4 \cdot 10^{-7}$ |
| | 6 | 48 | 4,99 | 0,26 | 1,5 | 0,015 | 41 | 5,4 | 0,30 | 1,7 | 0,047 | 37 | 4,4 | 0,0015 | 0,002 | $3 \cdot 10^{-6}$ |
| | 7 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Всего | | 962 | 100,0 | | | | 766 | 100,0 | | | | 804 | 100,0 | | | |

Примечание: м - число погонных метров керна колонковой скважины, приходящееся на каждый балл изменения породы; % - процент встречаемости от общего метража; \bar{x} - среднее арифметическое содержание металла в % или г/т; \bar{x}' - среднее арифметическое, взвешенное на процент встречаемости; Д - дисперсия распределения содержания.

В математической партии РТЭ треста "Ташкентгеология" была проведена обработка сводных таблиц методами математической статистики с вычислением \bar{X} - среднего арифметического содержания металла по каждому баллу изменения породы; \bar{X}' - среднего содержания металла, взвешенного на процент встречаемости балла, интенсивности изменений породы и D - дисперсии, т.е. степени неравномерности распределения содержаний металлов в руде или математического ожидания квадрата отклонения случайной величины содержания металла от среднего содержания. Фактический материал, сведенный в таблицах, и статистическая обработка данных позволяют получить объективную количественную оценку соотношения серицитовых кварцитов и медно-порфириновых руд месторождения Дальнего.

Если рассматривать частоту встречаемости классов содержаний меди в процентах по баллам изменения сиенитодиоритов, то на слабо до среднеизмененные породы (1-3 балл) приходится 80,82% оруденелых пород. На интенсивно измененные породы приходится всего 18,71%. Объективным показателем является \bar{X}' - среднее содержание меди, взвешенное на процент встречаемости балла интенсивности изменения пород. Наибольшее значение этого коэффициента - 16,1 приходится на сиенитодиориты 1 балла изменения, затем 3 - 3,9; 2 - 3,3; 5 - 2,6; 6 - 1,1; 4 - 0,9 и, наконец, 7 - 0,04. Сумма коэффициентов 1,2,3 баллов, т.е. от слабо до среднеизмененных пород (16,1+3,3+3,9 = 23,3), относится к сумме с 4 по 7 балл, т.е. интенсивно измененных пород (0,9+2,6+1,1+0,04 = 4,64), как 23,3:4,64 = 5:1.

В распределении меди в кварцево-серицитовых метасоматитах по гранодиорит-порфирам проявляется в целом такая же тенденция. Сумма коэффициентов \bar{X}' 1-3 балла относится к таковой 4-7 баллов как 23,3:5,6 = 4:1. Однако, в отличие от сиенитодиоритов, это отношение меньше и, кроме того, заметная часть руд - 28,07% ($\bar{X}' = 7,8$) приходится на гранодиорит-порфиры 3 балла степени изменения.

Для золота таблица иллюстрирует те же закономерности распределения, что и для меди. Отношение суммы \bar{X}' 1-3 баллов к сумме \bar{X}' 4-7 баллов, т.е. 38,9:7,9 = 5,1 для сиенитодиоритов и 6:1 для

гранодиорит-порфиров. Рассматриваемое отношение для молибденовых руд в сиенитодиоритах равно 6:1 и для гранодиорит-порфиров также близко к этой величине. Однако следует заметить, что максимальное количество молибденовых руд - 32,6% ($\bar{x}' = 5,2 \cdot 10^{-2}$) приурочено к гранодиорит-порфирам со средней степенью изменения пород, в отличие от меди и золота.

Таким образом, в слабо- и среднеизмененных кварцево-серицитовых метасоматозом породах, представленных в основном серицито-хлоритовой и кварцево-серицито-хлоритовой фациями, локализовано на месторождении дальнем в 5-6 раз больше медно-золото-молибденовых руд, чем в интенсивно измененных породах кварцево-серицитовой и монокварцевой фации.

Были вычислены также коэффициенты парной корреляции содержания металлов (медь, золото, серебро, молибден) и интенсивности кварцево-серицитовых изменений в баггах. Всего было использовано 185 рядовых керновых проб разреза II месторождения Дальнее. Рассмотрение полученных коэффициентов парной корреляции металлов и интенсивности кварцево-серицитового метасоматоза позволяет сделать определенные выводы.

Все металлы (медь, золото, серебро, молибден) имеют низкий коэффициент корреляции, т.е. слабую связь с интенсивностью кварцево-серицитовых изменений. Так, для меди коэффициент корреляции составляет всего 0,18. Золото характеризуется отрицательной связью (коэффициент корреляции = - 0,015). Для серебра он составляет 0,21. И лишь молибден отличается от всех перечисленных металлов несколько повышенным относительно, но все же низким абсолютно коэффициентом корреляции - 0,32.

Таким образом, вычисление коэффициента парной корреляции между содержанием меди, золота, молибдена и серебра, с одной стороны, и интенсивностью кварцево-серицитового изменения вмещающих пород, с другой, позволяет сделать однозначный вывод: интенсивно измененных вмещающие породы неблагоприятны для локализации прожилково-вкрапленных медно-золото-молибденовых руд медно-порфировой формации на рассматриваемом участке.

Анализ документации керна скважин Дальнего и особенностей кривых интенсивности изменения позволяет увидеть сложное чередование интенсивно измененных, среднеизмененных и неизмененных зон, а также сложный способ распределения серицито-кварцевых прожилков и жил.

Слабо оруденелые зоны вторичных кварцитов могут располагаться как в непосредственной близости от промышленных рудных тел, перемежаясь с ними, так и быть удалены от них на расстояние от первых десятков до нескольких сотен метров. Здесь, по-видимому, сказывается благоприятность для оруденения неоднородной контрастной среды. Однако, вопрос этот требует дальнейшего изучения.

Безрудность зон серицитовых кварцитов и монокварцитов может быть объяснена тем, что в период их образования в стадию кислотного выщелачивания происходит вынос всех оснований, в том числе и металлов. Выпадение этих металлов в виде сульфидов происходит в стадию сопряженного отложения по Д.С.Коржинскому. По мнению И.М.Голованова не исключена возможность, что часть меди, рассеянной в сиенито-диоритовом массиве в количестве 50-100 г/т, а также и других металлов, могла быть вынесена сквозьмагматическими кислотными растворами из нижележащих активно проработанных зон и затем отложена в вышележащих слабо измененных породах. Таким образом, частичным источником металлов для руд Дальнего могли служить сами вмещающие оруденения породы - сиенито-диориты, особенно их глубинные зоны.

Если сравнить Дальнее с известным Кальмакырским месторождением в Алмакском районе, то в Кальмакыре кварцево-серицитовое наменение, а также рудоотложение протекали активнее. Там наблюдаются обширные зоны кварцево-серицитовых пород и монокварцитов. По данным В.Ф.Викторова, Е.З.Мещанинова и др. (1969), максимальная интенсивность оруденения приурочена на Кальмакыре к среднеизмененным породам. Предположительно можно высказать мнение о "скольжении" максимума отложения руды от слабо измененных пород Дальнего к среднеизмененным породам Кальмакыре в зависимости от

объема и интенсивности процессов.

Количественная оценка интенсивности серицито-кварцевого из-
менения и медно-порфирового оруденения Дальнего может иметь зна-
чение при постановке обычных и глубинных поисков медно-порфировых
руд и перспективной оценке аналогичных зон в Алмалыкском и в дру-
гих рудных районах. Медно-порфировые руды можно ожидать в благо-
приятной обстановке - вблизи (десятки и первые сотни метров) ак-
тивно проработанных зон кварцево-серицитовых пород, в слабо- и
среднеизмененных породах (сиенито-диоритах, диоритах, кварцевых
порфирах и гранодиорит-порфирах).

ИГиГ АН УзССР, Алмалыкская ГРЭ, Ташкент.

В.Н.Долженко

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ МЕТАСОМАТИТЫ СУЛТАНСАРЫ (Северный Тянь-Шань) И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В результате многолетних исследований на золоторудном поле
Султансары нами впервые для данного региона установлены своеобраз-
ные метасоматические процессы, с каждым из которых связаны
сложные по составу и взаимоотношениям породы и рудная минерали-
зация.

Метасоматиты и золотое оруденение Султансары развиты в вул-
каногенной толще, относящейся к капкатасской серии нижнего и сред-
него кембрия (Кривошуккая, Королев, 1960). В состав этой широко
ориентированной моноклиальной толщи, круто падающей, входят, в
основном, вулканы андезито-диабазового ряда, туфогенные и из-
вестняково-кремнистые образования. Среди вулкаников развиты мало-
мощные пластовые и трещинные интрузии габброидов, а также силлы,
реже дайки альбитофиров, порфиритов, диабазов и габбро-диабазов,
петрохимически родственные с эффузивами вмещающей толщи. Поздне-
каледонские гранитоидные интрузии локализованы в основном за пре-
делами рудного поля.

Золотое оруденение связано главным образом с кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами, имеющими широкое, но крайне неравномерное распространение. Степень и особенности рудоносности этих жил, а также их окраска и строение находятся в определенной зависимости от вмещающей среды. Так, невыдержанные по размерам жилы, сложенные стекловатым молочно-белым и буроватым кварцем встречаются среди пропилизитизированных вулканогенных пород, превращенных местами в альбито-хлоритовые, альбито-кварцево-эпидотовые или серицито-кварцево-хлоритовые сланцы. Жилы залегают согласно с вмещающими породами, нередко повторяя гофрировку слоев, реже приурочены к мелким нарушениям. Они имеют площадное развитие. В них отмечается только редкая вкрапленность гематита и пирита. Содержание золота составляет десятые доли г/т.

Оруденение с промышленными концентрациями золота на площади рудного поля тяготеет к двум зонам метасоматической переработки пород вулканогенной толщи - Южной и Северной. Зоны контролируются системой неоднократно омоложенных разломов древнего заложения, ориентированных в общем согласно с общим простираем вмещающих осадочных и жильных пород.

Наиболее протяженная (до 20 км) и мощная зона метасоматитов (Южная) тяготеет к переходной части разреза туфогенных и известково-кремнистых отложений среднего кембрия. Она имеет неоднородное, но простое строение. Интенсивной переработке породы подверглись вблизи крупных разломов и опоярющих их трещин, а также зон рассланцевания и дробления. Конечным продуктом изменения являются листвениты, состоящие из кварца, анкерита, мусковита и редкой вкрапленности пирита и халькопирита. Из следов развита хромсодержащая разновидность (фуксит), придающая породе зеленоватый оттенок. Метасоматиты с фукситом чаще всего возникали по габброидам, реже порфиритам и их туфам. Широко распространены лиственитизированные и лиственитоподобные образования, возникшие на месте известняковых, известняковокремнистых сланцев, туфопесчаников и порфиритов. В Южной зоне неравномерно распространены кварцевые, кварцево-анкерито-

вые, реже анкеритовые жилы, несущие редкую вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание золота в них достигает иногда нескольких г/т. Чаще всего золотосодержащие жилы тяготеют к участкам интенсивной гидротермальной переработки и дробления пород, образуя сложные прожилковые тела широтной ориентировки. В слабо измененных породах обычно развиты маломощные линзовидные жилы — прожилки, как правило, невыходящие за пределы ореола изменения.

Вблизи рудной зоны развиты также серицито-кварцево-альбитовые метасоматиты, отличающиеся от описанных образований желтоватым цветом и массивным сложением. Эти метасоматиты возникли по силлам и дайкам альбитофиров, реже вмещающим их туфогенно-кремнистым породам. В отличие от продуктов лиственитизации, в них вместо анкерита присутствует кальцит, а кварц нередко образует псевдоморфозы по полевым шпатам. Данные породы содержат редкую, но крупную вкрапленность пирита и халькопирита, линзы, редко жилы халцедоновидного желтовато-белого кварца, обычно лишенного сульфидов. Содержание золота не превышает 0,2 г/т.

Сложность метасоматических и рудных процессов хорошо видна в Северной зоне (месторождение Султанасары), расположенной в 1,5 км от Южной. Северная зона тяготеет к верхней части разреза нижнего кембрия, представленного туфами и туфитами порфириров и альбитофиров, песчаниками, кремнисто-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Они вмещают силлы, реже дайки альбитофиров, диабазов, габбро-диабазов и порфириров. Осадочные и магматические породы интенсивно переработаны оторванными друг от друга во времени метасоматическими процессами. Зона имеет протяженность более 8 км и мощность до 400 м. В ранний этап изменений возникли калишпатовые, альбито-калишпатовые, калишпато-биотитовые и биотитовые метасоматиты, которым изредка сопутствуют карбонатно-биотитовые и турмалиновые породы. Чаще всего они слоятся пластовые, реже дайкообразные, линзовидные тела, имеющие резкие и постепенные контакты между собой и вмещающими исходными породами. Установлено преимущественное развитие полевошпатовых разновидно-

стей метасоматитов во внутренних и наиболее глубоко эродированных частях зоны, а существенно биотитовых пород - в верхних горизонтах и ее внешних частях. Формирование метасоматитов происходило под воздействием щелочных, преимущественно калиевых, растворов и сопровождалось мобилизацией вещества исходных пород.

К продуктам калиевого метасоматоза приурочена определенная жильная и рудная минерализация. Среди метасоматитов полевошпатового состава преимущественно распространены кварцевые, кварцево-доломитовые, кварцево-полевошпатовые жилы, содержащие иногда редкую вкрапленность пирита и гематита. Содержание золота, обычно дисперсного, составляет, как правило, 1 г/т, редко 10 г/т. Жилы кварцевого, кварцево-кальцитового, эпидото-кварцевого состава, отличающиеся от отмеченных выше цветом и строением, тяготеют к существенно биотитовым метасоматитам. В жилах данного типа обычно встречается гематит, редко халькопирит, а содержание золота не превышает 1 г/т.

Промышленное оруденение на месторождении Султансары приурочено к метасоматитам, образовавшимся на месте продуктов предыдущего этапа гидротермальных изменений и исходных пород. Их формирование происходило в условиях углекисло-сернистого метасоматоза, имеющего черты сходства с лиственизацией, березитизацией и "гидротермальной аргиллизацией". На это указывают новообразованные минералы, включающие в основном кварц, анкерит, серицит, мусковит, каолинит и пирит. Их содержание колеблется в широких пределах, поэтому наряду с метасоматитами серицито-карбонато-кварцевого, кварцево-серицито-карбонатного, кварцево-карбонато-сланцевого и кварцево-каолинито-карбонатного состава, на месторождении локально проявлены серицитовые, карбонатные и каолиновые разности. Перечисленные породы образуют обычно обособленные тела, зоны и линзы мощностью до 20 м, контролируемые разломами и трещинами, а также слагают ореолы вблизи рудных тел.

Крайне неравномерно, но широко распространены в метасоматитах данного этапа кварцевые, кварцево-анкеритовые и анкеритовые

жилы, находящиеся в сложных взаимоотношениях как между собой, так и с вмещающими породами. Рудные минералы представлены в основном пиритом, халькопиритом, блеклой рудой, галенитом, сфалеритом, молибденитом и золотом, образующими вкрапленность и прожилки в рудных телах и метасоматитах. Золото, как правило, ассоциирует с сульфидами, имея свободную форму выделения.

Содержание его в кварцевых жилах колеблется от 0,10 до 100 г/т, но иногда достигая 1 кг/т. Отмечается также густая вкрапленность золота в интенсивно пиритизированных карбонатно-сланцевых метасоматитах. Более низкими содержаниями золота отличаются анкеритовые жилы, хотя некоторые из них содержат его до 67 г/т.

Наличие тесной пространственной связи оруденения с вмещающими метасоматитами района Султансары обусловлено повышенными кларковыми содержаниями золота в породах вулканогенной толщи (Долженко, 1968). На различных этапах метаморфических преобразований этих пород, происходила в той или иной степени мобилизация рудного вещества. Площадное проявление пропитизации вулканогенных пород, сопровождаемой небольшим по масштабу перераспределением исходного вещества, способствовало, вероятно, образованию почти безрудных кварцевых жил. Высокая золотоносность кварцевых и карбонатных жил, а также многостадийный и сложный характер оруденения на месторождении Султансары, скорее всего, обусловлены не только наличием двух этапов метасоматоза и большим масштабом мобилизации вещества исходных пород, но и локальностью их проявления.

Установленные закономерности развития оруденения в описанном районе помогают сконцентрировать поисковые работы в пределах вулканогенной толщи нижнего палеозоя и детально исследовать локальные их участки с многостадийными проявлениями метасоматоза. Кроме того, приуроченность к каждому из выделенных типов метасоматических пород района Султансары определенной жильной и рудной минерализации, может быть использована при проведении поисковых работ на золото и в других районах Северного Тянь-Шаня, особенно в пределах Киргизского хребта. Основное внимание должно быть обра-

щено на выявление метасоматических пород, относящихся к формации березитов. Не исключено, что аргиллизация может иметь самостоятельное развитие, так как на месторождении Султансары этот процесс слабо проявлен. Значительного внимания заслуживают также калишпатизация и биотитизация, которые, как и предыдущий тип изменений, на золоторудных проявлениях Северного Тянь-Шаня установлены впервые; они могут быть использованы в качестве дополнительных поисковых признаков на золото.

Таким образом, в районе Султансары золоторудная минерализация связана с различными метасоматическими преобразованиями вулканогенной толщи. Вероятно, процессы рудной минерализации и метасоматоза вызваны одними и теми же эволюционировавшими растворами, испытывавшими изменения режима кислотности-щелочности (Коржинский, 1953), в тектонически спокойных условиях, приведших к разобщению рудных зон или к телескопированию процессов.

ГИ АН КиргССР, Фрунзе.

Н.М.Жуков

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ "50 ЛЕТ ОКТЯБРЯ"

Медно-колчеданное месторождение "50 лет Октября" приурочено к основным эффузивам силура-среднего девона Западной зеленокаменной зоны Мугоджар и располагается в экзоконтакте верхнедевонской интрузии граодиоритов. Колчеданное оруденение и сопутствующие ему измененные породы возникли в результате единого метасоматического процесса, относящегося к стадии кислотного выщелачивания, обусловившего перемещение металлических компонентов основных эффузивов по направлению потока и концентрацию некоторых из них вдоль фронта нейтрализации. В зоне выщелачивания образовались кварцево-серицитовые и кварцево-альбитовые метасоматиты, в зоне отложения - серные колчеданы, биотит-хлоритовые и кордиерит-

Результаты химических анализов пород

Таблица I

| Породы | Зоны | Содержание элементов в вес. % окислов в атомах на 1000 атомов Si | | | | | | | | | | | | | П.п.п. ² | сумм |
|--|-------|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------|---------------------|--------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁻ | P ₂ O ₅ | S | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Амфиболитовый основой асфидит | 0 | 50,34 | 1,00 | 17,82 | 5,05 | 6,12 | 0,11 | 5,29 | 8,70 | 5,00 | 0,10 | - | 0,24 | - | 0,68 | |
| | | 1000 | 15 | 421 | 75 | 102 | 1 | 156 | 184 | 192 | 2 | 90 | 4 | - | | 100,72 |
| Амфиболитовый основой асфидит | 0 | 51,01 | 1,00 | 17,58 | 6,25 | 5,04 | 0,09 | 4,15 | 9,40 | 4,85 | 0,25 | - | 0,26 | - | 0,51 | |
| | | 1000 | 15 | 407 | 92 | 83 | 1 | 121 | 196 | 164 | 6 | 67 | 4 | - | | 100,36 |
| Кларитизированный асфидит (X) | II | 42,75 | 1,34 | 20,15 | 13,12 | - | 0,10 | 7,71 | 2,79 | 3,25 | 0,65 | 0,30 | 0,29 | 4,82 | 3,85 | 101,11 |
| | | 1000 | 24 | 555 | 231 | - | 1 | 268 | 70 | 148 | 17 | 648 | 6 | 212 | | |
| Кордиеритизированный асфидит | III | 32,31 | 1,92 | 16,26 | 14,90 | 5,32 | 0,01 | 4,19 | 1,12 | 2,28 | 1,00 | 0,12 | 0,26 | 13,16 | - | 99,85 |
| | | 1000 | 37 | 488 | 285 | 113 | - | 159 | 31 | 112 | 34 | 21 | 5 | 627 | | |
| Кордиерит-ацрофанитовая порода (X) | III | 37,22 | 1,38 | 20,42 | 23,00 | - | 0,11 | 11,68 | 1,28 | 0,25 | 0,10 | 0,10 | 0,29 | 2,32 | 1,54 | 102,26 |
| | | 1000 | 27 | 647 | 486 | - | 2 | 468 | 37 | 13 | 3 | 291 | 6 | 168 | | |
| Кварц-кордиеритовая порода | IV-VI | 54,84 | 0,64 | 13,44 | 8,65 | 8,78 | 0,01 | 6,93 | 0,69 | 0,50 | 0,25 | 0,12 | 0,06 | 3,18 | 0,70 | 100,20 |
| | | 1000 | 11 | 310 | 119 | 134 | - | 188 | 18 | 17 | 5 | 99 | 1 | 108 | | |
| Кварц-альдитовая порода | V | 76,37 | 0,25 | 12,35 | 0,97 | 0,86 | 0,01 | 2,25 | 1,57 | 4,00 | 0,79 | 0,13 | 0,01 | - | 1,22 | 100,70 |
| | | 1000 | 3 | 191 | 9 | 10 | - | 44 | 22 | 102 | 11 | 113 | - | | | |
| Кварцевая порода с альбитом | V | 74,81 | 0,25 | 11,61 | 1,45 | 1,87 | 0,01 | 2,42 | 1,12 | 2,00 | 1,50 | 0,26 | 0,01 | 0,36 | 2,43 | 100,11 |
| | | 1000 | 3 | 183 | 14 | 21 | - | 46 | 16 | 51 | 26 | 240 | - | 9 | | |
| Асфидит-серицит- кварцевая порода | VI | 75,32 | 0,21 | 12,04 | 1,61 | 1,58 | 0,01 | 2,88 | 0,78 | 0,75 | 1,71 | 0,22 | 0,01 | 0,40 | 3,13 | 100,65 |
| | | 1000 | 2 | 186 | 16 | 18 | - | 57 | 11 | 19 | 29 | 227 | - | 10 | | |
| Альдузито-серицит- кварцевая порода | VI | 80,72 | 0,11 | 9,09 | 5,12 | - | 0,02 | 0,34 | 0,81 | 0,37 | 1,37 | 0,05 | 0,02 | 3,48 | 0,17 | 101,67 |
| | | 1000 | 1 | 132 | 48 | - | - | 6 | 10 | 6 | 22 | 18 | - | 80 | | |

1) При расчетах ИИП отнесены к воде

2) В данных пробах определялись суммарные железо.

Анализ выполнен аналитиками В.И.Семте, Е.И.Гордиков

антофиллитовые породы (Жуков, 1970).

Изучение пространственного положения метасоматитов и их минералогического и химического состава позволяет выделить в метасоматической колонке восемь зон (О-УП), отличающихся химическим составом. Кроме того, выделяются зоны Ia, Pa, Ша, являющиеся результатом воздействия на породы зон I, II и III тепла, выделившегося, по-видимому, при формировании колчеданных тел, и характеризующиеся более высокотемпературными минералами, чем соответствующие им по химическому составу основные зоны (рис. I).

В таблице I приведены химические анализы метасоматитов, позволяющие в общих чертах проследить изменения химического состава от зоны к зоне. При пересчете химических анализов мы исходили из того, что выщелачивание больших объемов пород, происходящее на некоторой глубине, вряд ли может совершаться без изменения объема, особенно при воздействии на метасоматиты одностороннего давления (в момент их образования), на которое указывает широкое развитие в метасоматитах ориентированных структур. При таких условиях наиболее выщелоченные породы будут, по-видимому, обладать меньшей пористостью, чем слабо измененные разности, поскольку в последних сохраняется жесткий каркас, воспринимающий на себя давление. Это подтверждается замерами пористости пород (таблица 2).

Таблица 2

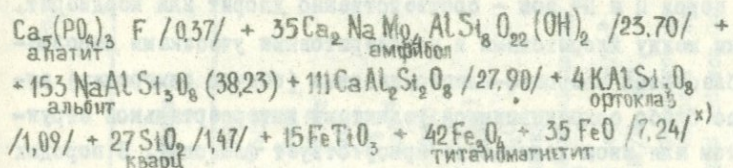
Пористость пород месторождения "50 лет Октября"

| Породы | Зоны | Пористость в % |
|--|------|----------------|
| Слабо измененный основной афирит | 0 | 4,24 |
| Антофиллитизированный и хлоритизированный афирит | I | 4,15 |
| Хлоритизированный, кордиеритизированный афирит | Pa | 4,81 |
| Узловато-пойкилитовая кварцево-эльбитовая порода | У | 5,50 |
| Гравобластовая хлорито-серицито-кварцевая порода | UI | 3,62 |
| Андалузито-серицито-кварцевая порода | УП | 3,24 |

По данным И.П.Аверьянова (1963), существенно кварцевые породы, образовавшиеся в процессе кислотного выщелачивания основных эффузивов в поверхностных условиях, имеют удельный вес 1,65-1,70 г/см³. Удельный вес кварцево-серицитовых пород месторождения "50 лет Октября", возникших при выщелачивании, равен 2,52-2,59 г/см³. Это дает основание говорить, что давление нагрузки выщелачивающих пород и стресс вызвали уплотнение выщелоченных пород в 1,5 раза. Увеличение в 1,45 раза содержания кремнезема в элементарном объеме кварцево-серицитовых пород по сравнению с таким же объемом исходных эффузивов вызвано, по-видимому, этим уплотнением, "механическим привнесом".

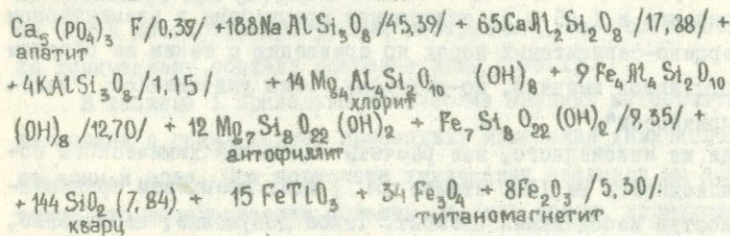
Исходя из изложенного, все расчеты изменения химического состава производились на 1000 атомов Si, т.е. кремнезем принимался за полностью неподвижный элемент. Такое допущение, несомненно, обуславливает некоторую условность, поскольку изучение современных кислых гидротерм и образующихся под их воздействием пород (Мархинин, 1961; Набоко, 1968) позволяет говорить лишь о минимальной подвижности кремнезема в условиях кислотного выщелачивания по сравнению с другими элементами. Определенный на 1000 атомов Si химический состав пересчитывался на минеральный в соответствии с петрографическими особенностями пород, что позволило определить изменения объема пород при метасоматозе (табл.3).

Исходные основные эффузивы, амфиболитизированные в процессе контактового метаморфизма (Нарвайт, 1968), относятся к 0 зоне. Они состоят из среднего плагиоклаза и зеленой роговой обманки. В значительном количестве присутствует титаномегнетит, редко встречается кварц. Пересчет химических анализов дает формулу:



x) В скобках после формулы минерала здесь и далее указаны объемные проценты этого минерала в породе.

I зона развилась по исходным породам при выносе из них кальция. Она представлена антофиллитизированными или хлоритизированными эффузивами. Лейсты плагиоклаза в них замещены псевдоморфозами гранобластового кварцево-олигоклазового агрегата, а роговая обманка обесцвечена и замещена антофиллитом и хлоритом. При более глубоком изменении амфибол полностью замещается хлоритом. Формула антофиллитизированных эффузивов такова:



Объем антофиллитизированного африта по отношению к объему исходной породы увеличивается в 1,04 раза.

Если породы I зоны попадают в поле прогревания, возникшее при образовании рудного тела (Жуков, 1970), то вместо хлорита образуется кордиерит. Такие кордиеритизированные эффузивы (зона I^а) распространена на месторождении сравнительно слабо.

Метасоматиты II и II^а зон развиваются по породам I зоны или по неизмененным эффузивам при привносе в них алюминия, железа и магния. Обычно в них по сравнению с породами вмещаемых зон увеличено содержание калия и фосфора и уменьшено — кальция и натрия. Поскольку породы рассматриваемых зон обычно более или менее пиритизированы, то в них всегда содержится сульфидная сера. Главные минералы пород II и II^а зон — соответственно хлорит или кордиерит. Промежутки между хлоритовыми и кордиеритовыми участками выполнены гранобластовым кварцево-плагиоклазовым (обычно олигоклаз) агрегатом со слабо сохранившимися реликтами интерсертальной структуры. В том или ином количестве присутствует флогопит. В породах II зоны он частично гидратизирован. Вместо титаномагнетита присутствуют лейкоксен или сфен. Иногда присутствует тонкочешуйчатый

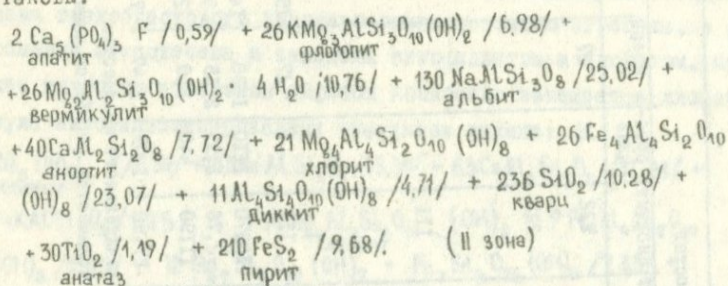
Расчет минерального состава амфиболизированного африта (зона 0)

Таблица 3

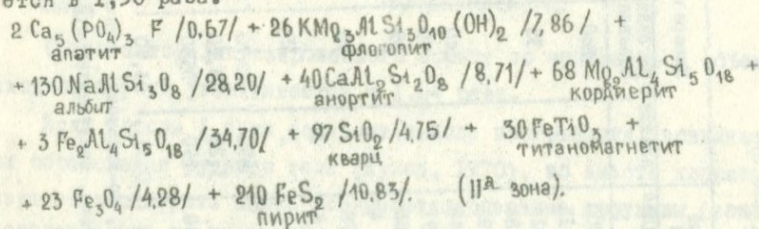
| Оксиды | Содержание элементов в атомах на 1000 ат | | | Минеральный состав | | | | | | |
|--|--|---------|---------|--------------------|-----------------|--------|---------|-----------|-------|-----------------|
| | проба 1 | проба 2 | среднее | эпатит | роговая обманка | альбит | анортит | орто-клас | кварц | титано-магнетит |
| SiO ₂ | 1000 | 1000 | 1000 | | 260 | 459 | 222 | 12 | 27 | |
| TiO ₂ | 15 | 15 | 15 | | | | | | | 15 |
| Al ₂ O ₃ | 421 | 407 | 414 | | 35 | 153 | 222 | 4 | | |
| Fe ₂ O ₃ | 75 | 92 | 84 | | | | | | | 84 |
| FeO | 102 | 83 | 92 | | | | | | | 92 |
| MgO | 158 | 121 | 140 | | 140 | | | | | |
| CaO ^{x)} | 184 | 198 | 191 | 5 | 70 | - | III | | | |
| Na ₂ O | 192 | 184 | 188 | - | 35 | 153 | | | | |
| K ₂ O | 2 | 6 | 4 | | | | | 4 | | |
| H ₂ O ^{x)} | 90 | 67 | 78 | | 70 | | | | | |
| P ₂ O ₅ | 4 | 4 | 4 | 3 | | | | | | |
| Число молекул | | | | I | 35 | 153 | III | 4 | 27 | 15+42+35 |
| Суммарный молекулярный вес ΣM г | | | | 490 | 30470 | 40090 | 30870 | 1110 | 1620 | 14540 |
| Удельный вес г/см ³ | | | | 3,20 | 3,20 | 2,61 | 2,76 | 2,55 | 2,65 | 5,00 |
| Объем, ≤M/d см ³ | | | 40190 | 150 | 9530 | 15360 | 11190 | 440 | 610 | 2910 |
| Объемное процентное содержание минерала в породе | | | | 0,37 | 23,70 | 38,23 | 27,90 | 1,09 | 1,47 | 7,24 |

x) Некоторый избыток CaO и H₂O (III) объясняется, по-видимому, наличием незначительного количества карбоната, который накладывается на метасоматиты. Ввиду незначительного количества (0,5%) он нами не учитывается.

низкодвупреломляющий минерал глинистого облика, предположительно диккит. Химические составы пород, пересчитанные на минеральные, таковы:

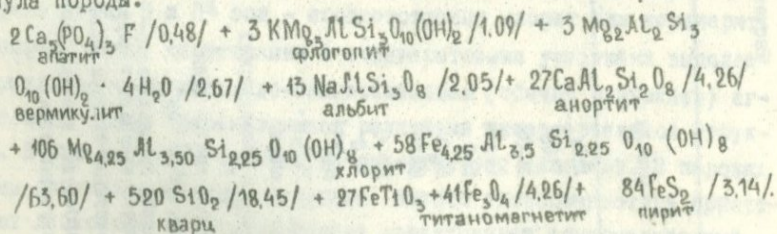


Объем пород II зоны по отношению к объему исходных увеличивается в 1,30 раза.



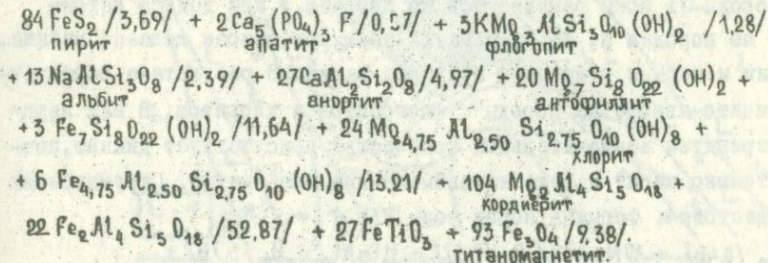
Объем пород составляет 1,15 объема исходных эффузивов.

Породы III зоны развивались по породам II и отличаются от них почти полным отсутствием натрия и кальция при увеличении содержания алюминия, железа и магния. Они сложены хлоритом, смесью флогопита и вермикулита, иногда в заметном количестве присутствуют кварц, титаномagnetит и пирит. Нередко встречается шпинель. Формула породы:



Относительный объем составляет I,59.

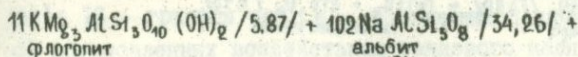
Породы III^a зоны, непосредственно примыкающей к рудному телу, в отличие от пород III зоны состоит из более высокотемпературных минералов: кордиерита и антофиллита. Постоянно присутствуют титаномагнетит, пирит и хлорит, реже - кварц и шпинель. Формула такова:

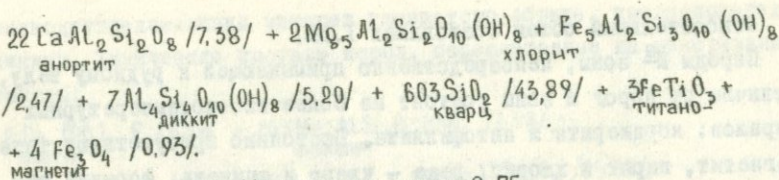


Объем пород составляет I,36 объема исходных эффузивов и 0,85 объема метасоматитов III зоны.

Колчеданные руды образуют IV зону. В них почти постоянно присутствуют хлорит, кордиерит, а в нижних частях - и кварц.

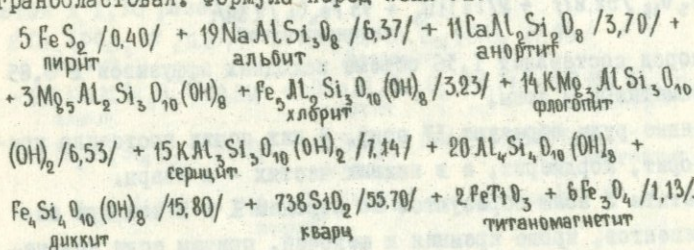
Метасоматиты V зоны образуются по породам I и II зон при выносе всех элементов, кроме кремния и щелочей, причем если количество натрия в породе несколько уменьшается, то количество калия остается неизменным или даже слегка увеличивается. В результате образуются кварцево-альбитовые породы с хлоритом, флогопитом, серицитом и глинистым минералом (диккитом). Количество двух последних незначительно и в общем случае меняется обратно пропорционально содержанию альбита. Во внешних частях зоны кварцево-альбитовые породы обладают узловато-пойкилитовой структурой, часто с реликтами лейст плагиоклазе или миндалекаменной текстуры. Во внутренних частях реликтов структур исходных пород нет; породы приобретают линейные текстуры благодаря субпараллельной ориентировке вытянутых зерен альбита и слюдяных минералов. Формула кварцево-альбитовых пород:





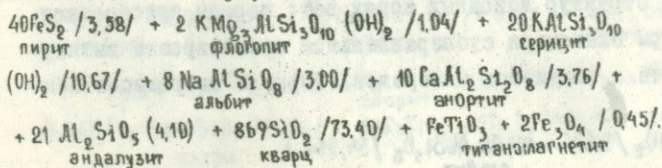
Относительный объем пород равен 0,75.

Породы VI зоны развиваются по породам V при выносе натрия или же по породам III, III^A и даже IV зоны при выносе железа, магния, алюминия и серы и некотором привносе калия. В результате образуются серицито-кварцевые породы с флогопитом и хлоритом. В них наряду с серицитом в значительном количестве присутствует диккит, почти постоянно пирит и реже титаномagnetит или анатаз. Структура их гранобластовая. Формула пород зоны VI:



Объем пород составляет около 75% от объема амфиболизированных эффузивов.

Внутренняя VII зона выделена несколько условно. Ее породы отличаются от пород VI зоны весьма малыми содержаниями всех элементов, кроме кремния, алюминия, калия и кислорода и представляют кварцевые агрегаты с примесью серицита и андалузита. Вблизи рудного тела в них присутствует пирит. Очень редко отмечаются анатаз или лейкоксен. Формула пород VII зоны:



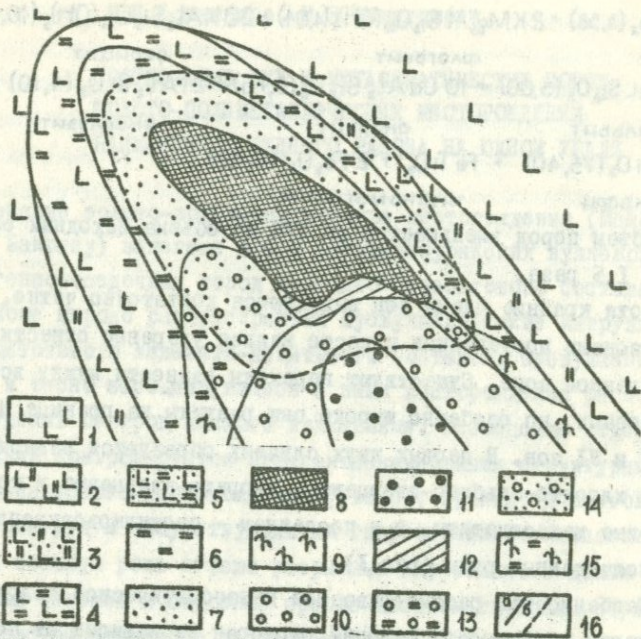
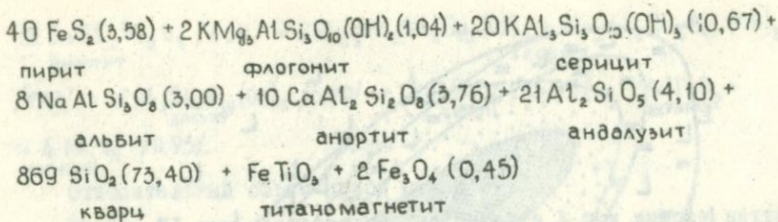


Рис. I. Схема метасоматической зональности месторождения "50 лет Октября".

I - амфиболитизированные основные эффузивы (0 зона); 2 - "бластированные" эффузивы с антофиллитом и хлоритом (I зона); 3 - "бластированные" эффузивы с кордиеритом (Ia зона); 4 - хлоритизированные эффузивы (II зона); 5 - кордиеритизированные эффузивы (IIa зона); 6 - биотит-хлоритовые породы (III зона); 7 - антофиллит-кордиеритовые породы (IIIa зона); 8 - агрегативные колчеданные руды (IV зона); 9 - кварц-альбитовые породы (V зона); 10 - серицито-кварцевые породы (VI зона); 11 - кварцевые с андалузитом породы (VII зона); 12 - прожилково-вкрапленные кварцито-колчеданные руды (породы, переходные от IV к VI зоне); 13 - биотито-хлорит-кварцевые породы (переходные от III к VI зоне); 14 - Кордиерит-кварцевые породы (переходные от IIIa к VI зоне); 15 - кварц-альбит-хлоритовые породы (переходные от II к V зоне); 16 - границы зон: а - отличающихся химическим составом, б) обусловленных воздействием теплового поля.



Объем пород уменьшается до 67% от объема исходных эффузивов, т.е. в 1,5 раза.

Хотя крайние члены зон выделяются достаточно четко, переходы между зонами постепенные и часто нельзя уверенно отнести породу к определенной зоне. Существуют переходы разности между всеми соседними зонами, но особенно широко они развиты на границе II и У, III и VI, IV и VI зон. В первых двух случаях образуются равномернопятнистые хлорито-альбито-кварцевые, хлорито-кварцевые и кордиерито-кварцевые метасоматиты, а в последнем - прожилковокрапленые кварцито-колчеданные руды (рис. I).

Особенностью рассматриваемой метасоматической колонки является малая подвижность щелочей, которая не зависит от положения фронта нейтрализации растворов. Выщелачивание натрия происходит лишь в наиболее измененных породах, а содержание калия в них даже несколько увеличивается. Ряд подвижности элементов в целом аналогичен таковому для метасоматитов стадии кислотного приконтактового выщелачивания. Другой особенностью метасоматических процессов является изменение объема пород. По-видимому, увеличение объема пород в зонах отложения обеспечивается соответствующим уменьшением его в зонах выщелачивания, т.е. возникает поток массы всего вещества навстречу потоку отдельных элементов, подобно тому, что имеет место при процессах диффузии. Возможность такого потока могла обеспечиваться синметасоматическими тектоническими подвижками, широко проявленными на месторождении.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата.

СООТНОШЕНИЕ РУД И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
БАЙМАКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Баймакские золото-полиметаллические месторождения (Майское, Балтатау, Бакуртау) залегают среди верхнесибурийских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород андезито-базальтового состава. В рудном районе широко распространены субвулканические интрузивы липарито-дацитового и андезито-дацитового составов. Субвулканические интрузивы и тесно ассоциирующиеся с ними месторождения располагаются в пределах центров кислого вулканизма. Размещение отдельных месторождений контролируется брахиантиклинальными структурами первично-вулканического происхождения (Иванов, Прокин, Долматов, 1962). В локализации руд и сопутствующих им гидротермально-метасоматических пород большую роль играют разрывные нарушения. В целом морфология рудных залежей и строение ореола метасоматических пород зависит от пространственного взаиморасположения поверхностей напластования эффузивно-туфовых толщ, контактов субвулканических тел и рудоконтролирующих зон разрывов и расщелачивания.

Породы рудовмещающих вулканогенных толщ, претерпевшие дорудное зеленокаменное переорождение, обладают устойчивым парагенезисом минералов зеленосланцевой и пумпеллит-пренитовой фаций метаморфизма (Нечухин, 1969). Околорудные гидротермально-метасоматические изменения накладывались на вулканогенные породы уже измененные региональным зеленокаменным четяморфизмом. В то же время, по данным В.М.Нечухина (1969) и В.А.Прокина (1967), между региональными зеленокаменными изменениями и околорудным гидротермальным метасоматозом имеется определенная зависимость и генетическая связь.

Среди метасоматических пород выделяются серицито-кварцевые, серицито-хлорито-кварцевые, карбонато-серицито-кварцевые, карбонато-серицито-хлорито-кварцевые, барито-серицито-кварцевые, хлорито-

вые и карбонат-хлоритовые породы. Среди метасоматических пород различаются разности, содержащие сульфиды (в основном, пирит). Среди образований, претерпевших частичные гидротермальные изменения, выделяются породы, подвергшиеся бариевой минерализации, карбонатизации, серицитизации, гематитизации и окварцеванию. Расположение минеральных зон в ореоле метасоматических изменений на месторождениях Баймакского рудного района примерно одинаково. Условно их можно разделить на внутренние, средние и внешние (табл. I).

Таблица I

Зоны околорудных изменений на месторождениях
Баймакского рудного района

| Группы зон | Названия зон | Ассоциации главных минералов |
|------------|---|---|
| Внешние | Окварцевания | Альбит, кварц, |
| | Серицитизации | серицит, кальцит, |
| | Гематитизации | барит, гематит |
| | Карбонатизации | хлорит, известковый и |
| | Баритизации и известково-бариевой цеолитизации | известково-бариевый цеолиты, пумпеллит, клиноцоизит |
| Средние | Карбонат-серицито-кварцевая, карбонат-хлорито-серицито-кварцевая. | Кварц, серицит, кальцит, хлорит, барит, сульфиды |
| | Карбонат-хлоритовая, хлоритовая. | меди, цинка и железа, цеолиты |
| | Барито-цеолито-карбонат-серицито-кварцевая. | |
| | | |
| Внутренние | Серицито-кварцевая монокварцитовая. | Кварц, серицит, пиррофиллит, |
| | Хлорито-серицито-кварцевая | хлорит, пирит |
| | | |

Метасоматические зоны расположены асимметрично, последовательно сменяя друг друга по направлению движения гидротермальных

растворов. Породы, образующие внутренние части ореола метасоматитов, состоят из сравнительно малого количества основных минералов. Преобладают серицито-кварцевые породы, развитые преимущественно по кислым вулканогенным породам. Лишь на Балтатауском месторождении эти породы присутствуют в подчиненном количестве. Обычны также монокварцевые породы с незначительной примесью серицита, пиррофиллита и сульфидов. Монокварцевые породы, встреченные нами в основном на Бакртауском месторождении, располагаются непосредственно под рудными телами. Они обладают штокверковой, брекчиевой и прожилковой текстурами. Состав монокварцевых пород прост - кварц (70-95%), серицит и пиррофиллит (10-15%), пирит (5-7%), в незначительном количестве присутствуют хлорит, халькопирит, сфалерит, молибденит и апатит. По данным В.А.Прокина и др. (1961), аналогичные породы широко развиты на месторождении Кульжуртау, находящемся в этом же рудном районе.

На Бакртауском месторождении серицито-кварцевые породы обычно сменяют монокварциты на глубину. На Майском месторождении вместо монокварцитов непосредственно под рудой локализованы серицито-кварцевые породы с прожилками сульфидов. Содержание в них кварца - 70%, серицита - 25%, сульфидов до 3%.

Хлорито-серицито-кварцевые породы внутренних зон ореола метасоматических изменений возникли по основным вулканитам и их место определяется положением исходных пород в геологическом разрезе месторождения. Так, на Бакртауском месторождении хлорито-серицито-кварцевые (серицито-хлорито-кварцевые) породы залегают в височном боку, а на Майском - в лежачем боку зоны серицито-кварцевых пород, где граница между этими зонами проходит по плоскости до-рудного разрывного нарушения. На Балтатауском месторождении внутренние зоны сложены, в основном, породами хлорито-серицито-кварцевого состава, возникшими по андезитовым, андезито-дацитовым порфиритам. В составе этих пород содержание кварца составляет 45-70%, серицита - 10-25%, хлорита - 5-50%. В незначительном количестве присутствуют пирит, карбонаты и халькопирит.

Метасоматические породы средних зон отличаются от описанных

метасоматитов внутренних зон присутствием карбонатов, барита, известковых и известково-бариевых цеолитов, гидротермального пумпеллиита и клиноцоизита. С метасоматическими породами средних зон пространственно тесно связаны залежи сульфидов и барита.

Непосредственно к рудным телам примыкают барито-серицитокварцевые породы, содержащие также известково-бариевые цеолиты. На Майском месторождении среди барийсодержащих метасоматитов, слагающих в основном фланги рудных зон, различаются барит-серициткварцевая подзона с известково-бариевыми цеолитами и подзона без барита, но содержащая названные цеолиты. Вторая подзона окаймляет рудные тела и первую подзону с внешней стороны. На Балтатауском месторождении в рулах и метасоматитах барит отсутствует и встречается подзона с известково-бариевыми цеолитами в хлоритосерицитокварцевых породах. В целом, метасоматические породы с бариевыми минералами на месторождениях Баймакского рудного района, за исключением Майского, имеют сравнительно небольшие масштабы развития.

Еще меньшее распространение имеют хлоритовые и карбонатохлоритовые породы. Последние примыкают непосредственно к рудным телам и локализованы в основном вдоль разрывных нарушений и по контакту карбонатохлоритосерицитокварцевых пород с породами монокварцевого состава. В составе хлоритовых и карбонатохлоритовых пород присутствуют магнезиальный пенин и кальцит. Более широко распространены метасоматиты карбонатохлоритосерицитокварцевого состава, которые развиты на участках, переходных от зон полного метасоматоза к породам с частичными гидротермальными изменениями.

Таким образом, рудные тела золото-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района располагаются на фронте затухания метасоматических процессов вдоль зон интенсивного выпадения минералов двухвалентных оснований — бария, кальция, магния и железа.

Во внешней части ореола к зонам метасоматитов с бариевыми

минералами примыкает зона баритизации и бариевой цеолитизации. С зоной баритизации с внешней стороны граничит зона карбонатизации вмещающих вулканогенных пород. Последняя на Бакртауском месторождении развита шире, чем на Майском, где она расположена на флангах рудных тел. В всячем боку и над рудными телами карбонатизированные дацитовые порфиры образуют такую невыдержанную зону. На Бакртауском месторождении зона карбонатизации встречается в породах, слагающих лежащий бок главного разрывного нарушения, в котором также находятся рудные линзы. Зона серицитизации обычно сменяет зону карбонатизации. Наиболее четко эта зона прослеживается между зоной гематитизации и баритизации, сменяя зону карбонатизации по простиранию или восстанию. Зоны карбонатизации и серицитизации окаймляет зона гематитизации. Ввиду дисперсного состояния окиси железа порода приобретает обычно кирпично-красную окраску. Наиболее удаленной является зона окварцевания.

Для выяснения масштаба и условий миграции вещества при формировании золото-полиметаллических месторождений был произведен подсчет привноса и выноса компонентов (Исмагилов, Прокин и Захаров, 1968) по атомно-объемному методу В.А.Рудника (1962). Расчеты показали, что из внутренних зон ореола околорудных гидротермальных изменений частично или полностью вынесены натрий, кальций, титан, алюминий, марганец, магний и привнесены кремний, железо, сера, калий. В породах средних зон ореола околорудных метасоматических изменений отмечается вынос кремния, алюминия, натрия, а также привнос титана, магния, частично кальция, бария, халькофильных элементов, железа и серы. Во внешних зонах отмечается концентрация кальция, магния. Вычисления подтвердили, что при формировании метасоматических пород, сопровождающем рудообразование, магний, железо, алюминий, кремний, кальций выносятся из одних зон и привносятся в другие.

Таким образом, химические элементы в гидротермальном процессе мигрируют в различных направлениях. При этом, дифференциация литофильных элементов - кремния, алюминия, магния, натрия, ка-

лия - создает полуконцентрические зоны по отношению к некоему центру максимальной кислотности. Метасоматиты средних частей ореола и рудные залежи приурочены к зонам максимальных градиентов кислотности-щелочности растворов и местам резкого падения давления. С другой стороны, последовательное изменение состава метасоматических пород в направлении от внутренних зон к внешним зонам свидетельствует о том, что разнообразные по минеральному составу парагенезисы образуются в результате эволюции беспрерывно поступающих растворов в пределах полуавтономных гидротермальных систем. В этих системах длительное время происходит дифференциация вещества путем растворения минералов в одних местах, миграция и переотложение растворенных компонентов в других. В процессе дифференциации вещества вдоль зон нейтрализации кислотных растворов и привноса некоторых компонентов извне происходит накопление больших количеств сульфидных руд. Процесс дифференциации вещества и возникновение зон метасоматитов в полуавтономной гидротермальной системе возможны, видимо, при условии, если в каждой колонке метасоматоза будут поддерживаться постоянные термодинамические параметры. Гидротермальные системы, отвечающие этим условиям, Ф.А.Летниковым и В.А.Нарсеевым (1969) названы термостатированными. Эти исследователи считают, что основными условиями длительного существования гидротермальной системы являются минимально необходимый объем и стационарность теплового потока.

Таким образом, закономерное положение рудных залежей в ореоле гидротермально-метасоматических изменений и постепенные переходы метасоматических пород в рудные тела через зону прожилково-вкрапленной сульфидной и баритовой минерализации на рассмотренных месторождениях указывают на единство процессов оруденения и окорудных изменений.

Горно-геол. ин-т БФАН СССР, Уфа.

ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ
ХР.АЛТЫН-ЭМЕЛЬ (Южная Джунгария)

Хребет Алтын-Эмель расположен в центральной части Илийской структурно-формационной подзоны Илийско-Балхашской структурно-формационной зоны и характеризуется широким развитием континентальных образований ранне- и позднегерцинских структурных этажей, представленных вулканогенными и вулканогенно-терригенными формациями. Каледонский структурный этаж (известково-сланцево-песчаниковая формация) пользуется ограниченным распространением.

Описываемая территория в результате каледонской складчатости испытала значительную, хотя и неполную консолидацию. В дальнейшем произошло заложение, возможно, обновление, серии глубинных разломов северо-восточного ($50-60^{\circ}$) и северо-западного ($290-300^{\circ}$) направлений, разбивших территорию на ряд блоков ромбической формы. Эти блоки испытали дифференцированные погружения, компенсирующиеся накоплением мощных вулканогенных и вулканогенно-моцассовых толщ ранне- и позднегерцинского структурных этажей.

Мощные толщи лав и туфов преимущественно кислого состава, известные в девоне и особенно в карбоне, свидетельствуют о том, что уже к этому времени в зонах глубинных нарушений возникли вулканические центры. Вулканическая деятельность протекала затем почти непрерывно на протяжении всего верхнего палеозоя и, возможно, мезозоя в наземных условиях и, по-видимому, нередко в условиях мелких эпиконтинентальных морей и заливов.

В связи с фумарольно-сульфатарной деятельностью вулканических центров, а также циркулирующей гидротермальных флюидов в зонах повышенной проницаемости глубинных долгоживущих разломов, происходили процессы гидротермальной переработки средне- и верхнепалеозойских вулканогенных пород и превращения их во вторичные кварциты и ассоциирующие с ними прожилиты. Локализация и масштабы про-

явления вторичных кварцитов находится в прямой зависимости от степени активизации и площадей развития систем разрывных нарушений в пределах того или иного участка. Глубинные долгоживущие разрывные нарушения не только обусловили отчетливо линейный характер массивов и зон вторичных кварцитов, но и контролировали каналы магматических очагов.

Вторичные кварциты распространены весьма неравномерно, встречаясь, главным образом, в районах преимущественного развития пермо-триасовых вулканогенных формаций. В более древних вулканогенно-осадочных образованиях они встречаются в пределах отдельных тектонических нарушений.

Формацию вторичных кварцитов хребта Алтын-Эмель следует рассматривать как низкотемпературные гидротермальные образования приповерхностного типа, которые по отношению к вмещающим их породам являются наложенными по времени. Различаются апоэффузивные и аполитрузивные формации, первые из которых развиты на сравнительном удалении от интрузивов, вторые — приурочены к гранитоидам или их непосредственному контакту. В их составе ведущая роль принадлежит таким минералам как кварц, адунит, каолинит, серицит (мусковит), ярозит и гематит. Присутствуя в тех или иных соотношениях, они образуют ряд смешанных типов кварцитов — кварцево-каолинито-прозитовый, кварцево-каолинито-серицитовый и т.п. Значительно чаще мы имеем дело со смешанными фациями, что объясняется многостадийностью минералообразования, происходившего на фоне неоднократного проявления трещиноватости. Это подтверждается хорошо проявленными реликтовыми структурами брекчирования и дробления, прожилковыми образованиями разных генераций, телескопированием минеральных фаций и т.д.

Гидротермально измененные породы типа вторичных кварцитов представляют значительный практический интерес в связи с отчетливо проявленной в них полиметаллической, золото-серебряной и золотой минерализацией. Результаты исследований, проведенных нами в 1962-1969 гг. показали, что рудный этап отделен во времени от формирования основной массы вторичных кварцитов новой серией тек-

тонических подвижек и проявлялся неоднократно и одновременно даже в пределах одного и того же массива. При этом отмечается наложение рудной минерализации на различные комплексы фаций вторичных кварцитов. Рудная минерализация связана со сложными по составу жилами и брекчированными зонами как в пределах самих массивов вторичных кварцитов, так и по их периферии.

Полиметаллическая рудная формация объединяет ряд рудопроявлений (Аюлы и др.) и точек минерализации, известных в г. Тулькуди, Дигрес-Каракаска, Талды, Коралы, Актас и др., которые достоверно можно отнести к герцинской металлогенической эпохе. Они объединяют массивы вторичных кварцитов, располагающихся вдоль крупных разрывных нарушений и тесно связанных с вулканическими и субвулканическими проявлениями. Рудная минерализация встречается в кварцевых, кварц-кальцитовых и кальцитовых прожилках и жилах, а также в окварцованных зонах дробления. Из рудных минералов наиболее часто встречаются галенит, сфалерит, халькопирит и пирит; нерудные представлены, в основном, кварцем и кальцитом.

Одним из представителей этого типа оруденения является рудопроявление Аюлы, расположенное вдоль Алтын-Эмельского глубинного разлома в вулканогенных породах нижнего карбона. Рудная минерализация, представленная вкрапленностью и скоплениями галенита, сфалерита и халькопирита, приурочена к брекчированной зоне в контакте со среднекаменноольными гранитами. Околорудные изменения выразились в осветлении, окварцевании и ороговиковании. Протяженность зоны 180 м, мощность до 15 м. Среднее содержание свинца 0,5%, цинка от следов до 1,39%, меди 0,01%. С.Г. Лабазин указывает на наличие серебра (в одной пробе 8,4%) и следы золота.

Золото-серебряная рудная формация объединяет рудопроявления и точки минерализации Аяк, Восточная и Западная зоны в г. Тулькуди и Чулак, Иглик I, П, Ш, IV, Актас I, Каракаска I и др. в горах Дигрес. Они приурочены к эффузивно-пирокластическим и экструзивным нижне-верхнекарбовым и пермским образованиям.

В г. Тулькуди гидротермальной переработке с образованием вто-

ричных кварцитов подверглись дайкоподобные кварцевые порфиры и вмещающие их сильно рассланцованные кварцевые порфиры и порфири-ты. В той или иной мере эти породы пиритизированы, пронизаны густой сетью кварцевых, кварц-карбонатных и карбонатных прожилков, что свидетельствует об активной роли гидротерм в тех изменениях, которым подвергались как интрузивные дайки (вероятно, отщепления среднекаменноугольного интрузива), так и вмещающие их осадочно-вулканогенные образования нижнего карбона. На участках, где сланцеватое строение исчезает, гидротермально измененные породы определяются как серицитовые кварциты и микрокварциты. Некоторые кварцитовые породы каолинизированы. Пиритизация и возникновение золото-серебряного оруденения увязывается с гидротермами герцинского периода. Наиболее интенсивна вкрапленность пирита в серицитовых кварцитах. К пиритизированным зонам приурочено золото-серебряное оруденение. Одним из представителей этого типа оруденения является рудопоявление Аяк, сложенное серицитовыми кварцитами, перемежающимися с порфирами. Среди серицитовых кварцитов канавами прослежены пиритизированные зоны протяженностью до 100 м при мощности около 15 м. В бороздовых пробах пробирным анализом установлены следы золота и серебра от 3,6 до 36 г/т. Спектральным анализом обнаружены: свинец от 0,02% до 0,1%, следы меди и бора, титан - 0,2-0,5%.

Другим представителем этой рудной формации является рудопоявление в массиве вторичных кварцитов Джан-Тогай в горах Чулак, образовавшихся по нижнекаменноугольным порфиридам и порфиритовым туфоловам. Тела вторичных кварцитов приурочены к разлому северо-восточного направления, где они размещаются в экзоконтакте среднекаменноугольных субвулканических диоритов и диорит-порфиритов. Во вторичных кварцитах отмечается мелкая рассеянная вкрапленность пирита. Размер основного тела 5x2 км. Спектральным анализом бороздовых проб во вторичных кварцитах (Завильская ПСН, 1958) установлены следы золота, серебра, молибдена и свинца. Нами в штучных пробах установлены содержания золота от 0,08 до 0,16 г/т. В кварцитах во-

сточнее этого массива обнаружено 0,4 г/т золота.

Вторичные кварциты Дигресской группы образсвались по пирокластическим породам среднекаменноугольного возраста в экзоконтакте пермского субвулканического штока липаритов, прорывающего более ранние андезито-диориты в зоне тектонического разлома. Другие образованы по пермским дацито-липаритовым игнимбритам в экзоконтакте верхнепермского гранит-порфирового субвулкана в зоне тектонического разлома. Протяженность зоны вторичных кварцитов до 2 км, ширина от 0,2 до 1 км. Кварциты секутся жилами молочно-белого кварца протяженностью 50-60 м и мощностью до нескольких метров. В кварцевых жилах (Каракаска и др.) и брекчированных кварцитах отмечается густая вкрапленность пирита (массив Коралы). Спектральным анализом установлены: свинец - 0,01-0,3%, цинк - до 0,04%, медь - до 0,07%, серебро - от следов до 0,002%, молибден - от следов до 0,005% и 0,01%, галлий - 0,001%, цирконий - от 0,05 до 0,1%, при этом повышенные содержания серебра отмечаются в кварцевых жилах.

Золоторудная формация во вторичных кварцитах и других гидротермально измененных породах (по эффузивам) известны в хр. Алтын-Эмель (горы Тулькили, Матай, Дигрес и Чулак). Наиболее изученное месторождение этого типа - Иглик, сложено верхнепермскими дацито-липаритовыми игнимбритами, андезитами и их лавобрекчиями. Породы секутся двумя тектоническими нарушениями северо-восточного и субмеридионального направления. Мощность зон дробления в пределах тектонических нарушений достигает 200 и более метров. В зонах дробления породы превращены во вторичные кварциты и пропилиты. Протяженность гидротермально измененных пород по каждому из тектонических нарушений более 3-4 км. Среди гидротермально измененных пород размещаются сложные кварцевые жилы с вкрапленностью гематита, галенита и халькопирита с золотом и гематит-халькопиритовые прожилки с золотом. Такие прожилки встречаются среди раздробленных и ороговикованных пород в юго-восточной части месторождения. Мощность прожилков от 1-5 см до 20 см, их протяженность от

5-10 до 50 метров. Сложные кварцевые жилы выделяются обычно на участках затухания тектонических нарушений. Они сопровождаются интенсивными обелением и ожелезнением вмещающих пород. Самыми крупными являются три жилы, сложенные полупрозрачным средне- и крупнозернистым кварцем. В кварце содержится вкрапленность гематита, халькопирита и галенита. По трещинам в кварце и во вмещающих породах развиты малахит и азурит. Эти зоны состоят из нескольких сближенных кварцевых жил и прослежены на 300-1000 м, при мощности от 0,5 до 10 м. В жилах установлены 0,09-18,26 г/т золота. Химическим анализом обнаружены: медь - от 0,4 до 3%, свинец - от 0,07 до 1,5%, цинк - 0,04-0,6%, серебро - следы - 0,002%, кобальт - 0,01%, молибден - следы - 0,005%. Таким образом, анализ имеющегося материала позволяет сделать вывод о перспективности на полиметаллы и золото зон вторичных кварцитов и других гидротермально измененных пород в хребте Алтын-Эмель.

Для постановки поисковых работ могут быть рекомендованы следующие перспективные участки: Восточная и Западная зоны с прилегающими площадями пиритизированных эффузивов в горах Тулькули; участки вторичных кварцитов, зоны гидротермально измененных пород и район месторождения Иглик в горах Дигрес и Чулак.

КазИМС, Алма-Ата.

А.Ф.Коробейников, В.И.Баженов,
И.В.Кучеренко, Л.Г.Осипов

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ
САЯНО-АЛТАЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Авторами изучены руды и гидротермально измененные породы Беркульского, Центрального, Саралинского, Знаменитинского, Коммунарковского, Балахчинского и Тарданского золоторудных полей. Не останавливаясь на характеристике геологических особенностей отдельных рудных полей, которые описаны во многих работах, отметим лишь

некоторые общие их черты. Рудные поля пространственно и, по-видимому, генетически связаны с гранитоидными интрузивами салаирского цикла, располагаясь в их экзоконтактах (Сарала, Бериккуль, Коммунар, Тардан) среди кембрийских или верхнепротерозойских эффузивно-осадочных толщ или в эндоконтакте и центральных частях гранитоидных массивов (Центральный, Балахчино, Тардан П). Интрузивы относятся к формации "пестрых батолитов" по классификации Ю.А. Кузнецова. Большинство золоторудных полей имеют глыбовое строение и приурочено к узлам наиболее усложненных складчатых и разрывных структур.

Становление гранитоидов сопровождалось формированием контактовых роговиков, мраморов, магнезиальных и известковых скарнов, альбитовых, скаполитовых метасоматитов, магнетитовых, золото-кварцевых жильных, штокверковых и золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд и околорудно измененных пород. Гидротермально измененные породы региона можно объединить в две основные группы: контактовые и околожильные метасоматиты. В отдельных рудных полях масштабы проявления их различны.

Наиболее распространенными типами золотого оруденения являются кварцевые жилы, штокверковые золото-кварцевые и прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды в габбро-диоритах, порфиритах, сланцах, гранодиоритах и скарново-магнетитовых линзах (табл. I). В Центральном, Бериккульском, Саралинском и Балахчинском рудных полях руды представлены жилами с бедным или умеренным содержанием сульфидов полиметаллической ассоциации (пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, халькопирит, блеклые руды, сфалерит, галенит, золото и др.). В некоторых месторождениях типичной является золото-висмутовая минерализация (Коммунар, Знаменитый). Различные типы оруденения установлены в рудном поле Коммунар: 1) высокотемпературное вкрапленное золото-кварцевое в альбититах, 2) высокотемпературное штокверковое золото-кварцевое в габбро-диоритах и скарново-магнетитовых линзах, 3) среднетемпературное жильное кварцево-золото-швелитовое и 4) кварцево-золото-сульфидное, 5) низкотемпера-

Таблица 1
 Типы руд и гидротермально измененных пород золоторудных полей Саяно-Алтайской складчатой области

Таблица 1

| Типы руд | Земельные породы | Типы гидротермально измененных пород | Продуктивные минеральные ассоциации | Месторождения |
|--|--|--|---|---|
| 1. Высокотемпературные промывочно-эквипланые (460-270°C) | Диориты, дайки диорит-порфириты, габбро-диориты, порфириты | Кварцево-альбитовые метасоматики с амфиболовыми гнездами и талками | 1. Золото-кварцевая (с редкими пиритом, халькопиритом) | Альбитизированные золоторудные диориты, диорит-порфириты Поддунного, Кадзотроинского, Солгоевского, Эвмелтинского месторождений Коммунары и Сарлы (Араратские влканы) |
| 2. Средне- и средне-температурные стоквасковые и кварцево-проходковые месторождения в скларках и магнетитовых линзах (260-240°C) | Карбонатные, эффузивно-туфовые | Магнезиальные скарны в доломитовых контактах с гранитоидными интрузивами. Известковые скарны в известняковых и эффузивных контактах гранитоидных интрузивов. Магнетитовые линзы сред. размеров. Актонолитизация и лиственитизация скарнов на контакте с кварцево-рудными хиллами и кварцевыми сульфидами | 1. Золото-кварцевая в скарнах магнетитовых линзах (с пиритом, халькопиритом, пирротинсом до 1-2%) 2. Золото-кварцевая в скларках (с пиритом, халькопиритом, борнитом, пирротинсом, сложными рудами, висмутином, галенимом до 3-8%) | Квацествовочное (Коммунарское-го рудного поля) кварцево-магнетитовое и м-ше в кварцевой золото-кварцевой м-ше скарнов. Золоторудные скарны Сарлынского, Натановского, Саяно-Синьского, Манского месторождения |
| 3. Высокотемпературные золото-кварцевые иди стокваски в габбро-диоритах и порфиритах (390-250°C) | Габбро-диориты, урглитизированные порфириты | Актонолитизированные, эффузивно-зирконовые (доказано), пирротинизированные габбро-диориты, порфириты | 1. Золото-кварцевая (с редкими пиритом, халькопиритом, пирротинсом) 2. Золото-кварцевая-золото-пирротинсовая (с пиритом, халькопиритом, пирротинсом до 3-5%) | Поддунный стокваск, Северная зона, Исодское м-ше Коммунары, Кедровская, Октябрьская, Сентябарская зоны Коммунары |
| 4. Среднетемпературные кварцево-арсенидные (220-240°C) и кварцево-золото-сульфидные иди (220-200°C) в магнетитовых порфиритах, сложилках, габбро-диоритах, габбро-диоритах | Диабазовые порфириты, габбро-диориты, дайки | Березитизированные, лиственитизированные породы | 1. Кварцево-золото-арсенидная (с редкими пиритом, халькопиритом, сложными рудами, арсенимом до 0,5-2%) 2. Кварцево-золото-сульфидно-арсенидная (с пиритом, пирротинсом, арсенимом, халькопиритом, сложной рудой, теллуридо-висмутином, висмутином, зинкитом) 3. Кварцево-пирротинно-золото-халькопиритовая 4. Кварцево-золото-арсенидно-галениновая (с пиритом, арсенимом, сложными рудами, пирротинсом, халькопиритом, арсенимом, галенимом) 5. Кварцево-пиритно-золото-арсенидно-хлоритовая | Спаское месторождение Коммунарского рудного поля Заварская иди и Звончининское месторождение Коммунарского района Кутайбинское м-ше Коммунарского района Сарлыское, Балхачинское, Центральное, Беркуловское рудные поля Иди в Сарлыском, Звончининском, Спасском рудных полях |
| 5. Низкотемпературные хлоритно-золото-хлоритовые зоны в габбро-диоритах и порфиритах (240-120°C) | Габбро-диориты порфириты, туфы | Карбонатизированные и хлоритизированные (доказано), пирротинизированные и превитализированные (последние) | 1. Хлоритно-золото-хлоритовая | Дендровское месторождение Коммунары |

турное золото-кальцито-хлоритовое в габбро-диоритах. Все они, кроме четвертого типа, относятся к золотым рудам с убогим и бедным содержанием сульфидов, а четвертый тип характеризуется умеренным содержанием сульфидов. В Тарданском рудном поле Тувы распространены 1) золото-медносульфидное прожилково-вкрапленное оруденение в скалах и 2) золото-кварцевое жильное в гранодиоритах.

Распространенным типом околорудных изменений боковых пород является березитизация (или листовенитизация). Она сопровождается среднетемпературные золото-кварцевые жилы с умеренным содержанием сульфидов. Березитизации подвергались гранодиориты, диориты, аплиты, габбро-диориты, диабазы, габбро-диабазы, порфириты. Несмотря на различия в составе исходных пород, конечные продукты гидротермального метаморфизма характеризуются поразительным однообразием и состоят, в основном, из кварца, серицита, карбонатов с примесью сульфидов, хлорита и отвечают типичным березитам или листовенитам. Признаков вертикальной зональности состава березитов, даже в наиболее вскрытых рудных полях (Центральный, Сарала, Берикюль, более 600 м), не обнаружено. Лишь на ранних ступенях развития березитизации состав промежуточных продуктов более разнообразен и зависит от состава исходной породы. Размеры зон гидротермально измененных пород обычно не превышают параметры рудных тел и только на участках интенсивного дробления и трещиноватости они превосходят последние в 5-10 раз. Расчет баланса вещества при околорудном метасоматозе (с учетом пористости пород) показывает, что березитизация заключается в привносе K, S и CO₂, выносе и перераспределении Si, Fe, Mg, Na, Al. Как показывают термометрические исследования и термодинамические расчеты реакций минералообразования, процесс протекал при температурах 320-200°С.

Альбитизация боковых пород установлена в зонах трещиноватости порфиритов, даек диоритов и лампрофиров рудного поля Коммунар. Она сопровождается вкрапленное золото-кварцевое оруденение, связана с инфильтрационным щелочным метасоматозом и обусловлена привносом Na и Si высокотемпературными (480-300°) растворами и выносом и перераспределением других петрогенных элементов.

Актинолизация отмечена также лишь в штокверковых рудах Коммунара. Она проявлена среди уралитизованных габбро-диоритов, порфи-

ритов, даек лампрофиров, авгитовых диоритов и скарно-магнетитовых линз, вмещающих штокерковые золото-кварцевые убогосульфидные руды. Мощность актинолитизированных зон обычно не превышает мощно-сти кварцевых прожилков и возрастает в узлах пересечения трещин. Формирование актинолитизированных пород происходило в результате привноса высокотемпературными ($380-250^{\circ}$) растворами в породы Mg , Ca и Fe и выноса и перераспределения Al , K и Na . Актинолитизация иногда завершалась локальной альбитизацией габбро-диоритов, которая непосредственно сопровождала жлообразование. Зоны актиноли-тизированных пород рассечены и замещены продуктами березитизации и карбонатизации.

Среди гидротермальных изменений, менее распространены карбо-натизация, пренитизация и цеолитизация, сопровождающие послеруд-ные кварцево-карбонатные жилы и реже прожилково-вкрапленные золо-то-кальцито-хлоритовые руды в габбро-диоритах и скарнах (Коммунар, Тардан). Эти процессы являются наиболее низкотемпературными и про-текали, видимо, при температурах $220-90^{\circ}$. Изучение химического состава исходных и измененных пород показывает значительный прив-нос растворами в зоны метасоматоза K , Ca и CO_2 , вынос и перерас-пределение остальных петрогенных элементов. В большинстве случаев образование околорудно измененных пород предшествует периоду ру-доотложения.

Для выяснения состава и свойств минералообразующих растворов изучены газово-жидкие включения в минералах разных стадий путем водных вытежек (табл.2) замеров pH, температур гомогенизации и декрепитации. Полученные результаты позволили выявить следующие особенности минералообразующих растворов.

Магнезиальные и известковые скарны являются высокотемпера-турными послемагматическими образованиями и имеют температуры го-могенизации и декрепитации включений от 830 до $360^{\circ}C$. Магнезиаль-ные скарны образовали контактово-инфильтрационным путем сущест-венно натрово-магнезиально-хлоридные, а известковые - известково-щелочно-хлоридно-гидрокарбонатные растворы. Отношение Na^+/K^+ во включениях магнезиальных скарнов от $1:1$ до $1,3:1$, а в известковых от $1:1$ до $3:1$,

Золотоносные альбититы в составе газово-жидких включений со-

Химический состав и температуры гомогенизации газво-жидких включений
в минералах золоторудных полей Саяно-Алтайской складчатой области

| Тип месторождения | Влажные породы | Лог гидротермально измененных пород | Число анализов | Температура, °C | Отношение Na/K ⁺ | Отношение Cl ⁻ :SO ₄ ²⁻ :HCO ₃ ⁻ | Соотношение между катионами и катионный состав растворов включений | Соотношение между анионами и анионный состав растворов включений |
|--|---|--|----------------|-----------------|-----------------------------|---|---|---|
| I. Высокотемпературные промывково-закрепленные угольно-сульфидные руды в альбитах | Диориты, дайковые диорит-порфириты, габбро-диориты | Кварц-альбитовые метасоматы с амфиболовыми галечками и жилками | 5 | 480-250 | 2,5:1 4:1 3:1 | 1:0:0 2:1:4 1:0:1 | Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , Si ⁴⁺ , Na ⁺ > Ca ²⁺ > K ⁺ Натриево-кальциево-магнеси | Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻ > CO ₃ ²⁻ Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻ > SO ₄ ²⁻ |
| II. Высоко- и среднетемпературные эффузивно-экзокерновые и окисные и магнетитовые лавы | Карбонатные, эффузивно-турфевые | Угнетенные смарны в доломитовых контактах гранитоидных интрузивов | | | 1:1-1,3:1 | 1:0:0-100:1:1 | Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , Si ⁴⁺ Na ⁺ > Ca ²⁺ > K ⁺ Натриево-магнеси | Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , SO ₄ ²⁻ , CO ₃ ²⁻ , NO ₃ ⁻ Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻ > SO ₄ ²⁻ |
| | | Известковые смарны, магнетитовые линзы, эпитаксиальные и листчатые окислы кварца на контактах кварцево-рудных прожилков и окисленности | 21 | 420-240 | 1:1-17:1 1:1-3:1 | 2:1-2-130:1:40 1:2,5-10:1 1:270:40 | Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , Si ⁴⁺ Ca ²⁺ > Mg ²⁺ > Na ⁺ > K ⁺ Известково-магнеси и кварцевит-дигидрохлоридно-сероводородные, гидрокарбонатно-магнеси-сульфидные в послесварных минералах | Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , SO ₄ ²⁻ , CO ₃ ²⁻ , NO ₃ ⁻ Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻ > SO ₄ ²⁻ |
| III. Высокотемпературные золото-кварцевые жилы и атоларды в габбро | Габбро-диориты, трапизидиориты, порфириты | Ангидридокарбонатные, ангидридокарбонатные (локально), амидотриазольные | 7 | 390-250 | 2:1-3:1 | 1:1:0 1:2:0 1:1:0 | Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , NH ₄ ⁺ Ca ²⁺ > Mg ²⁺ > Na ⁺ > K ⁺ Известково-магнеси-натриево-натриево-известковые | Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , SO ₄ ²⁻ , CO ₃ ²⁻ , NO ₃ ⁻ Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻ > SO ₄ ²⁻ |
| IV. Среднетемпературные кварцево-золото-медные и кварцево-золото-сульфидные жилы в гранодиоритах, габбро-диоритах, порфиритах, сланцах | Гранодиориты, порфириты, габбро-диориты, сланцы | Бережливый кварцевый и листчатый кварцевый породы | >8 | 320-240 | 1:1-1:1 1:1-1:4 1:2 | 0:13:1 1:17:16 1:17:1 2:24:1 2:73:5 | Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , NH ₄ ⁺ Mg ²⁺ > Ca ²⁺ > Na ⁺ > K ⁺ Ca ²⁺ > K ⁺ > Na ⁺ > Mg ²⁺ Калиево-кальциево-магнеси-магнеси-известковые | HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻ (HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻ , CO ₃ ²⁻ , NO ₃ ⁻) Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻ > SO ₄ ²⁻ |
| | | Калиево-кальциево-магнеси-магнеси-известковые | | | | | | Магнеси-кальциево-магнеси-магнеси-сероводородно-хлоридные, магнеси-кальциево-сероводородно-хлоридные |
| V. Низкотемпературные кварцево-золото-хлоридные зоны в габбро-диоритах и порфиритах | Габбро-диориты, порфириты, сланцы | Карбонатизированные и хлоритизированные породы | 6 | 240-120 | 1:1 1,3:1 | 1:19:0 | Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , NH ₄ ⁺ Ca ²⁺ > Mg ²⁺ > Na ⁺ > K ⁺ Известковые, известково-целочные | HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻ , CO ₃ ²⁻ , SO ₄ ²⁻ HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻ |
| | | Известковые и известково-целочные | | | | | Гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные | |
| VI. Низкотемпературные послерудные кварц-карбонатные, кварц-прелитовые и кварцито-целочные жилы и прожилки | Гранодиориты, габбро-диориты, порфириты, сланцы, кварцы | Карбонатизированные, прелитизированные и целолитизированные породы | 4 | 220-80 | 2:1 1:2 | 1:3:0,01 1:20:0 | Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺ , Si ⁴⁺ Ca ²⁺ > Mg ²⁺ > Na ⁺ > K ⁺ Известковые и известково-целочные | HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻ , CO ₃ ²⁻ HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻ |
| | | Известковые и известково-целочные | | | | | Гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные | |

держат Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Cl^- , частично HCO_3^- ; растворы включений относятся к щелочно-известково-хлоридным термам с отношением Na^+/K^+ от 2:1 до 3:1.

Околожильно измененные породы имеют иной состав газовой-жидких включений, в которых преобладают уже гидрокарбонатные ионы над хлоридными (табл.2). При этом включения более высокотемпературных образований (актинолитизированных, элидотизированных и альбитизированных пород) обладают известково-магнезиально-натрово-хлоридно-гидрокарбонатным составом и отношением Na^+/K^+ от 2:1 до 3:1, а включения среднетемпературных березито-лиственитовых пород известково-щелочно-гидрокарбонатно-сернистым типом растворов и отношением Na^+/K^+ от 1:1,1 до 1:2. Послерудные карбонатизированные и пренитизированные породы имеют преимущественно известково-гидрокарбонатный состав включений и отношение Na^+/K^+ - 1:1.

Приведенные данные, наряду с результатами изучения баланса вещества при метасоматозе и парагенетического анализа минеральных комплексов, позволяют сделать некоторые общие выводы.

Метаморфирующие растворы ранних высокотемпературных стадий (магнезиальное и известковое скарнирование) имели преимущественно щелочно-магнезиально-хлоридный состав, а среднетемпературные (послескарнивый метасоматоз) - известково-щелочно-гидрокарбонатный состав. В высокотемпературных растворах Na^+ преобладал над K^+ , а в среднетемпературных - K^+ над Na^+ (табл.2). Отсюда можно сделать вывод о том, что при формировании определенного типа измененных пород, кроме литологического состава исходной породы, термодинамических параметров минералообразующей системы, основное значение имели и составы метаморфизирующих растворов. Например, существенно калиево-гидрокарбонатные растворы в гранитоидах приводили к возникновению березитов, в ультраосновных породах - лиственитов, в основных - березито-лиственитов, а существенно кальциево-гидрокарбонатные гидротермы в тех же породах приводили в карбонатизации.

Состав растворов газовой-жидких включений в рудоносных кварцах заметно отличается от таковых измененных боковых пород, в них уже преобладают ионы Na^+ , Cl^- , HCO_3^- , что подтверждает стадийный характер гидротермального минералообразования.

По-видимому, следует говорить о двух типах жил: одни являются продуктом гидротермального метаморфизма пород (в частности березитизации), а другие образуются из растворов путем отложения вещества в трещинных полостях, без существенного участия компонентов боковых пород. В первом случае газово-жидкие включения по составу приближаются к таковым гидротермально измененных пород, а во-вторых - резко отличаются. При этом у жил первого типа ореолы гидротермального преобразования боковых пород в несколько раз превышают размеры жил, а у второго типа они незначительны.

На основании изучения вещественного состава руд, гидротермально измененных пород и физико-химических параметров минералообразования авторами в рудных полях Саяно-Алтайской области выделено пять типов руд (табл. I). Формирование руд и гидротермально измененных пород протекало стадийно-пульсационно, что привело к возникновению разнотемпературных минеральных ассоциаций и к явлениям наложения. Появление тех или иных типов метасоматических пород определялось изменением состава и свойств (в первую очередь кислотности - щелочности) гидротерм и их эволюционным развитием на отдельных стадиях и этапах послемагматического минералообразования. Как правило, околорудный метасоматоз предшествовал жиллообразованию. Отложение сульфидов и золота из растворов происходило в заключительные периоды гидротермального процесса при температурах 270-130°C.

Таким образом, минеральный состав и степень проработки боковых пород гидротермами на контактах рудных тел могут использоваться для оценки промышленной ценности руд (для "неперемещенных" метасоматитов) и для поисков новых рудных тел (для "перемещенных" метасоматитов по Ф.Н. Шахову). В частности, альбитизированные и актинолитизированные породы могут служить поисковым признаком для высокотемпературных золото-кварцевых вкрапленных и штокверковых руд, березитизированные (лиственитизированные) породы с богатой сульфидной минерализацией, обычно совпадающей с участками повышенной золотоносности жил, могут указывать на наличие рудных столбов и гнезд, и наоборот, бедные золотом жилы, сопровождающиеся незначительно сульфидизированными березитами, могут иметь отрицательное поисковое значение. Околожилные изменения типа карбонатизации и особенно прениитизации и цеолитизации чаще указывают на от-

существовании в рудных телах промышленных концентраций золота. Гидротермально измененные породы, сопровождающие промышленные золотые руды, имеют повышенные содержания Au, Ag и элементов-спутников-As, Sb, Pb, Zn, Bi, Mo, Ba, Si по сравнению с исходными. Тем самым, описываемые типы гидротермально измененных пород могут использоваться при поисках определенного типа золотого оруденения и для типизации золоторудных месторождений.

Томский ПТИ, Красноярское ГУ, Томск.

А.Ф.Коробейников, Г.В.Щубин

О ЗОЛОТОНОСНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ

При изучении месторождений Коммунар в Кузнецком Алатау и Дыбыкса в Центральном Забайкалье авторы обратили внимание на золотоносные кварцево-альбитовые метасоматиты, возникшие при гидротермальном кремнево-щелочном метасоматозе в связи со становлением гранодиоритовой и диоритовой интрузий нижнепалеозойского и верхнеюрского возраста соответственно.

Металлоносность щелочных метасоматитов наиболее полно изучена в отношении редкометального оруденения, тогда как золотоносность подобных образований не нашла ясного освещения. Специфичность золоторудной минерализации в кварцево-альбитовых породах многих регионов различного возраста и послужило основанием для постановки вопроса о выделении самостоятельного генетического типа золотого оруденения, связанного с гидротермальным кремнево-щелочным метасоматизмом.

Золотоносные кварцево-альбитовые метасоматиты рудного поля Коммунар в Кузнецком Алатау. Геологическое строение рудного поля подробно освещено в литературе. Формирование контактово-метасоматических и гидротермальных образований - щелочных (кварцево-альбитовых и скаполитовых), скарновых и послескарновых

вых (магнетит-актинолит-эпидот-хлоритовых) метасоматитов и золото-кварцевых руд связано со становлением гранодиоритового комплекса салаирского возраста. По структурно-морфологическим признакам, характеру минерализации и типу околорудных изменений можно выделить четыре типа руд: высокотемпературный золото-кварцевый прожилково-вкрапленный в альбититах, высокотемпературный золото-кварцевый штокверковый в габбро-диоритах и скарново-магнетитовых линзах с околорудной актинолитизацией, среднетемпературный кварцево-золото-шеелитовый, кварцево-золото-сульфидный жильный в порфиритах, диоритах с сопровождающей березитизацией, низкотемпературный кальцит-золото-хлоритовый с карбонатизацией габбро-диоритов.

Из золотоносных метасоматитов наиболее интересными оказались кварцево-альбитовые метасоматиты с амфиболовыми жилками в кварцево-золоторудных штокверках Калиостровского, Солгонского и Подлунного участков. В двух первых альбитизация развита по зонам интенсивной трещиноватости среди ороговикованных порфиритов экзоконтакта гранодиоритовой интрузии в форме кварцево-альбитовых метасоматических прожилков и линзочек с сопровождающей вкрапленностью альбита в зальбандах их. Они образуют линейные тела мощностью от 10-40 см до 12-20 м и протяженностью от нескольких метров до 40-80 м. Минеральный состав метасоматической породы представлен альбитом № 1-5 (50-80%), кварцем (10-20%), зеленой роговой обманкой, переходной к ферроактинолиту (3-5%) (табл. I) и редкими эпидотом, апатитом и титанитом.

Наиболее полно альбитизация проявилась в дайках диоритлампрофирового состава, производных гранодиоритовой интрузии, на участке Подлунного штокверка. Здесь фронт метасоматического замещения распространялся вдоль контактов дайковых тел, залегающих в уральтизированных габбро-диоритах, проникая по диагональным и поперечным сколовым трещинам внутрь дайковых тел. В результате возникли метасоматические зоны в эндоконтактных частях даек, вплоть до полного замещения их кварцево-альбитовым агрегатом с линзочками и жилками актинолита толщиной до 2 см. Амфиболовые жилки обычно прямолинейны, с четкими контактами. Отдельные кристаллы темно-зеленого актинолита расположены поперек или диагонально к контактам жилок, в других случаях возникают волокнистые или веерообразные агрегаты. Иногда амфибол образует линзочки или неправильной формы

Таблица I

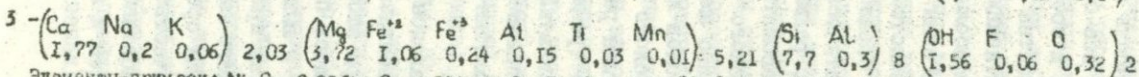
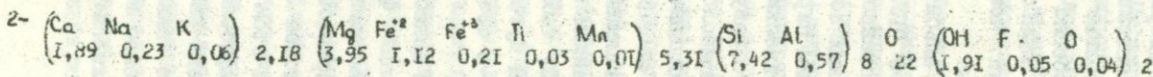
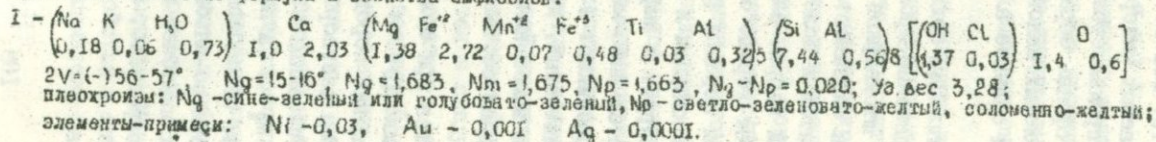
Изменение состава и баланса вещества при кремнево-щелочном метасоматозе, состав водных вытяжек, pH суспензий и водных вытяжек альбитизированных пород, температуры декристаллизации минералов и химический состав амфиболов метасоматитов

| Название горной породы и минерала | Баланс вещества при метасоматозе, г/100 см ³ (вес %) | | | | | | | | | | | | | Σ | Объемный вес |
|---|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------|--------------|--------------|---------------|-------------------|------------------|-------------------------------|---------------------------|--------------------------|------|--------------|
| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | п.п.п. | | | |
| Орговикованный порфирит из Калиостровского участка | 54,37 | 0,67 | 14,85 | 0,31 | 13,0 | 0,17 | 4,83 | 2,39 | 3,90 | 0,30 | 0,08 | 5,16 | 99,80 | 2,80 | |
| Альбитизированный порфирит | 68,12 +31,2 | 0,52 -0,5 | 15,04 -1,0 | 0,48 +0,5 | 2,04 -30,9 | 0,10 -0,2 | 2,60 -6,5 | 2,40 -0,2 | 8,14 +10,8 | 0,22 -0,2 | 0,30 +0,7 | 0,36 -12,6 | 100,42 +43,2 -52,1 | 2,70 | |
| Дайковый диорит из Подлунного участка | 52,37 | 0,88 | 16,13 | 2,63 | 6,0 | 0,14 | 7,15 | 6,05 | 3,45 | 0,46 | 0,19 | 4,99 | 100,46 | 2,80 | |
| Альбитизированный диорит | 62,43 +23,2 | 0,37 -1,5 | 19,38 +7,3 | сл. -7,4 | 3,20 -8,0 | сл. -0,4 | 3,74 -9,8 | 0,38 -15,9 | 2,50 +10,8 | 0,60 +0,4 | 0,52 +1,0 | 1,76 -9,0 | 99,88 +42,7 -52,0 | 2,71 | |
| Актинолит из килок альбитизированных порфиритов | 46,76 | 0,26 | 4,72 | 3,99 | 20,48 | 0,53 | 5,84 | 11,95 | 0,60 | 0,30 | сл. | H ₂ O+ 2,14 | 100,53 | | |
| Актинолит из зон альбитизации Дыбсинского месторождения | 52,18 | 0,26 | 2,66 | 1,95 | 8,46 | 0,09 | 11,71 | 17,57 | 0,77 | 0,33 | 0,14 | 1,90 | 99,79 | | |
| | 53,28 | 0,24 | 2,66 | 2,19 | 8,76 | 0,09 | 11,52 | 17,32 | 0,72 | 0,32 | 0,16 | 1,64 | 99,10 | | |

Продолжение табл. I

| Название горной породы и минерала | рН суспен- зии | тН вод- ной дис- пер- зии | Химический состав водных вытяжек, мг/100 г ве-ва | | | | | | | | | | Температу- ра декре- питации °С |
|--------------------------------------|----------------------|--|--|----------------|------------------|------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|--|
| | | | К а т и о н ы | | | | | А н и о н ы | | | | | |
| | | | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Fe ²⁺ | Fe ³⁺ | Cl ⁻ | CO ₂ | HCO ₃ ⁻ | SO ₃ ⁻² | |
| Альбитизированный порфирит | 8,7 | 7,2 | 15,4 | 4,0 | 20,0 | 12,2 | н.о. | н.о. | 53,5 | н.о. | 55,0 | н.о. | |
| Альбитизированный диорит | 8,8 | 7,4 | 25,5 | 7,5 | 10,0 | 6,1 | н.о. | н.о. | 35,6 | 10,0 | 46,0 | 12,0 | |
| | 8,9 | 7,2 | 3,2 | 1,2 | 3,8 | 1,0 | н.о. | н.о. | 6,9 | 1,5 | н.о. | н.о. | |
| Альбит метасоматический | 8,9 | 7,1 | | | 1,0 | н.о. | н.о. | н.о. | 6,4 | 1,8 | н.о. | н.о. | 630-320 |
| Уварит жильный | | | | | 6,2 | н.о. | н.о. | н.о. | 4,5 | 1,6 | н.о. | н.о. | 420-260 |

Кристаллохимические формулы и свойства амфиболов:



Элементы-примеси: Ni, Cu - 0,03%; Co - 0,001; V, Cr, Zn, Zr - 0,1; Pb, Be - 0,0001; Mn, Sn - сл.
 Химанализы пород и минералов выполнены в лабораториях Красноярского геологического управления и ИРИФЕДЖЕТ (ан. 2 и 3). Замеры рН суспензий пород минералов, химанализы водных вытяжек газовой-жидких включений в минералах и породах выполнены в гидрогеохимической лаборатории ТНИИ, рН биодистиллята при опытах составляла 6,5 - 6,7; в скобках приведено количество вещества в %, знак "+" соответствует привнесу, "минус" - выносу вещества при метасоматозе.

1 - амфибол из альбитов Коммунара, 2 и 3 - амфиболы из альбититов Дыбыксы.

гнезда, но всегда сопровождается оторочками альбита, образующего в этом случае овоиды в диорите. Все это со своей стороны указывает на сингенетичность описываемых минералов. Ближе к периферии зон альбитизации все больше проявляется мелких рассеянных зерен эпидота, апатита и особенно сфена. Обращает внимание закономерное увеличение количества амфиболовых жилок и линзочек в зависимости от степени альбитизации: чем сильнее альбитизированы породы, тем более развиты амфиболы.

В дальнейшем зоны альбитизации подверглись гидротермальному окварцеванию и золотому оруденению прожилково-вкрапленного типа, предшествующему образованию штокверков и жил. Обычно центральные участки метасоматических зон оказываются наиболее обогащенными жильным кварцем, редким пиритом и золотом. Жильный кварц корродирует ранний метасоматический кварц, альбит, амфибол и в отличие от метасоматического образует хорошо образованные кристаллы. На контактах кварца с амфиболом нередко развит кальцит. К участкам замещения амфиболов жильным кварцем и приурочено главное количество золотин. Золото ассоциирует с амфиболом, жильным кварцем, альбитом. Золотины размещаются либо между кристаллами амфибола и кварца, либо по трещинкам проникают в альбит и кварц. Облик золотин чаще пластинчатый, таблитчатый, дендрито-листоватый; реже столбчатый, возникший путем замещения золотом зерен ферроактинолита. Размер золотин в среднем составляет 0,8 мм и колеблется от 0,08 до 3-6 мм.

Изучение баланса вещества при щелочном метасоматозе показало, что в зонах альбитизации фиксируется высокая подвижность Si, Na, Ca, Mg, Fe. При этом замещение пород кварцево-альбитовым агрегатом обеспечивалось привнесением растворами кремния и натрия и перераспределением и выносом остальных петрогенных элементов (табл. I). Высвобождающиеся при этом Mg и Ca вероятно пошли на построение метасоматического амфибола, обособившегося в отдельные линзочки, жилочки и узелки среди кварцево-альбитового метасоматического агрегата. Количество таких линзочек по мере развития щелочного метасоматоза постепенно возрастало, и они сливались в отдельные полоски, а затем и жилки.

Золотоносные щелочные метасоматиты Дыбиксинского месторождения Центрального Забайкалья. Месторождение размещается в пределах Илинской зоны глубинного заложения, рассекающей гранитоиды кыринского комплекса. В зоне проявился верхнеюрский магматизм, давший самостоятельные малые интрузивы и дайки диоритоидного состава, с которым генетически связаны описываемые щелочные метасоматиты (Щубин, 1963).

В пределах месторождения развиты две группы метасоматических пород — кварцево-серицит-турмалиновые, имеющие площадное развитие и кварцево-альбит-актинолит-флогопит-апатитовые с локально распространенными молибденитом, арсенопиритом, халькопиритом, висмутином и золотом. Метасоматиты размещены внутри диоритового штока, причем первые слагают зоны сложной конфигурации северо-восточного простирания, а вторые — секущие линейные зоны субмеридионального направления. Распределение метасоматических ассоциаций контролировалось трещиноватостью. По-видимому, можно говорить о двух этапах гидротермально-метасоматического преобразования диоритов. В I этап возникли продукты площадного метасоматоза, во второй — локального щелочного метасоматоза, завершившегося формированием золотого оруденения. Они явились результатом эволюционного развития послемагматических растворов диоритовой интрузии. Описываемые минеральные комплексы можно отнести к различным фациям единой метасоматической колонки, которая представляется в следующем виде: 1) кварц + серицит + турмалин; 2) альбит + апатит + актинолит; 3) кварц + флогопит + хлорит; 4) сульфиды + золото; 5) кварц + кальцит.

Первая парагенетическая ассоциация характерна не только для рассматриваемого месторождения, но и для всего Забайкалья в целом, где локализована в хорошо известном кварцево-турмалиновом поясе, и может рассматриваться продуктом кислотного выщелачивания.

Формирование последующих минеральных ассоциаций началось после повторных тектонических подвижек и обусловлено новым этапом гидротермальной деятельности и выразилось в наложении их на ранние продукты послемагматических процессов. Минералообразующие растворы в этот период изменили свои свойства в сторону повышения их щелочности. Продукты щелочного метасоматоза (альбитизации) приурочены к

наиболее дислоцированным участкам и слагают линейные зоны различных размеров и очертаний. Метасоматические породы состоят из альбита (40-70%), кварца (10-25%), апатита и актинолита (до 10%). Альбит образует гнезда и зоны мощностью до 0,5 м среди ранее метаморфизованных диоритов, замещая иногда апатит, актинолит и турмалин, возникшие в начальный период щелочного метасоматоза, или развивается в виде оторочек вокруг гнезд актинолита и турмалина. С удалением от гнезд актинолита и турмалина альбитизация постепенно затухает. Метасоматоз начинается с альбитизации плагиоклазов диорита и в итоге возникают кварцево-альбитовые породы, частично сохранившие диоритовую структуру исходных пород (альбитизированные диориты). Актинолит образует гнезда, жилки и "примазки" размером до 1-15 см в поперечнике и развивается по трещинкам среди измененных диоритов. Иногда скопления актинолита слагают хорошо выраженные зоны различных размеров и очертаний. По химическому составу и оптическим свойствам он относится к мало железистой разновидности (табл. I). В кварцево-альбитовых породах постоянно присутствуют фторапатит, сфен, ильменит. Апатит проявился почти исключительно в форме хорошо образованных призматических кристаллов, образующих мелкие гнезда.

Кварцево-золото-сульфидная ассоциация является продуктом следующей стадии минералообразования и представлена кварцем, флогопитом, хлоритом, кальцитом, флюоритом, молибденитом, арсенопиритом, халькопиритом, висмутином и золотом. Кварц образует метасоматические поля и мелкие жилки среди альбито-амфиболовых агрегатов. Сульфиды и золото образуют тонкие линзочки, просечки и мелкую вкрапленность среди альбитизированных, окварцованных пород и кварцевых жилок. Наибольшие концентрации золота наблюдаются на участках развития альбита, актинолита и апатита, подвергшихся метасоматическому окварцеванию, хлоритизации и флогопитизации. Флогопит и хлорит обычно развивались по актинолиту. Золото находится в сростании с кварцем, альбитом, актинолитом, апатитом и флогопитом. В альбите оно проявляется в виде обильной тонкорассеянной вкрапленности. Формы золотинок чаще пластинчатые, игольчатые, мелкочешуйчатые, губчатые и тонколистчатые, размеры их от 0,01 до 1 мм. Распределение золота в рудных телах крайне неравномерное, но общие контуры орудене-

лых зон в целом подчинены контурам зон альбитизации и актинолитизации.

В размещении существенно альбитовых и кварцевых метасоматитов отмечается зональность: за пределами диоритового штока в зоне вмещающих его гранитов альбито-актинолитовые породы сменяются зонами окварцевания с редкими проявлениями амфибола.

Сходные существенно альбитовые метасоматические породы с прожилковой и рассеянной золоторудной минерализацией отмечены и в других регионах страны. Кроме того, золотоносные альбитовые породы описаны для многих зарубежных месторождений Галлагером (Galagher, 1940).

А.Я.Бульников (1948) установил присутствие золота в кварцево-альбито-эпидотовых автометаморфических образованиях диоритов Спасского гольца Кузнецкого Алатау и Салаира, а также в кварцево-полевошпатовых породах среди диоритов Кийского участка Кузнецкого Алатау. Эти золоторудные проявления он отнес к магматическим образованиям.

С.С.Ильенок (1950) в Знаменитинском рудном поле Хакасии описал золотоносные альбитизированные диориты, расположенные в экзоконтакте плутона кварцево-монцититового состава нижнепалеозойского возраста. Альбитовые тела приурочены к зонам смития. В краевых частях альбититов распространены оторочки горблендитов. Автор рассматривает появление золото-кварцевых жил как один из конечных этапов эволюции щелочного натрового раствора, обусловившего формирование метасоматических альбититов.

В.И.Зимнухова и О.И.Шохина (1968) описали золотоносные плагиограниты метасоматического генезиса в Араратском массиве Кузнецкого Алатау, которые по существу являются кварцево-альбитовыми метасоматитами. Эти породы возникли в результате преобразования габбро-диабазов в тектонически ослабленных зонах под воздействием гидротермальных растворов, обогащенных натрием и кремнием. В краевых частях метасоматических пород появляются оторочки актинолита, который окружает альбит в виде кайм или дает неправильной формы скопления. Кварцево-альбитовые породы содержат сульфиды и золото. Кроме того, в северной и южной частях Кузнецкого Алатау Т.М.Дембо (1952) и А.И.Забияка (1962) отметили своеобразные кварцево-поле-

вошпатовые породы, содержащие золото.

В Средней Азии Х.М.Абдуллаевым (1963) и другими исследователями встречены альбитовые и альбитизированные породы, содержащие золото-сульфидную минерализацию. Эти породы возникли в результате альбитизации гранитоидов, каледонского и герцинского возрастов, реже вмещающих порфиритов, под воздействием растворов, обогащенных натрием. Для зон послемагматической альбитизации характерна довольно выдержанная околотрещинная метасоматическая зональность, при которой от периферии к центру зон закономерно убывает число минеральных фаз и возрастает в этом направлении величина пористости пород. Во всех случаях оруденение является наложенным и представляет результат следующего этапа минерализации, отделенного от собственно альбитизации трещинообразованием и дроблением.

Приведенные примеры показывают, что золотоносные альбитовые метасоматиты занимают определенное положение среди гидротермально-метасоматических пород и возникают, вероятно, в щелочную стадию послемагматического минералообразования. Особенности метасоматоза и относительная стабильность химического состава минералов переменного состава (альбита, амфибола) во всех изученных зонах альбитизации и амфиболитизации позволяют отнести щелочной метасоматоз к инфильтрационному типу (по Д.С.Коржинскому).

Согласно замерам pH суспензий и водных вытяжек кварцево-альбитового агрегата из изученных месторождений (табл. I) и данным других исследователей (Иванов, 1962; Беус и Соболев, 1962; Семенов, 1963; Щербина, 1963) можно предполагать начальный слабо щелочной-нейтральный режим метаморфизующих растворов. Растворы имели существенно галоидно-натриево-кремниевый состав. Метасоматоз осуществлялся при температуре 630-300°C, а рудообразование происходило скорее всего в интервале 360-250°C. По характеру гомогенизации газово-жидких включений в минералах можно заключить, что минералообразующие растворы были существенно жидкими.

Кварцево-альбитовые метасоматиты в описываемых районах повсеместно несут золоторудные проявления жильного, штокверкового или вкрапленного типа, нередко промышленного значения. Появление в них гидротермального кварца, сульфидов и золота, по-видимому, яви-

лось следствием эволюционного развития щелочных растворов, ранние порции которых обеспечили формирование существенно альбитовых пород, т.е. рудообразование можно рассматривать завершающим этапом единого процесса инфильтрационного метасоматизма. На это указывают прежде всего особенности проявления и пространственная приуроченность золотого оруденения к зонам альбитизации.

Золотоносные альбититы установлены в различных геотектонических провинциях и связаны с развитием магматизма салаирского (Кузнецкий Алатау), каледонского, герцинского (Средняя Азия) и киммерийского (Забайкалье) циклов, т.е. как в древних, так и активизированных складчатых структурах. Появление золотоносных альбитовых метасоматитов обычно связано со становлением гранитоидных и диоритоидных (малые интрузии, дайки) интрузивных комплексов, характеризующихся натривой и золотой геохимической специализацией. Поэтому зоны альбитизированных пород в металлогенически благоприятных регионах могут оказаться перспективными на промышленную золоторудную минерализацию. Данную минерализацию в кварцево-альбитовых метасоматитах следует относить к наложенному типу, подобно рудам скарновых месторождений. Очевидно выделяемый тип золотого оруденения следует включать в группу месторождений альбитовой формации (по Беусу). Что касается положения золотоносных альбититов в рамках существующих классификаций золоторудных месторождений, то их вероятно следует относить к группе полигенных послемагматических месторождений последней классификации И.С.Рожкова (1969). Согласно геохимической классификации золоторудных месторождений А.Е.Ферсмана (1931) этот тип золотого оруденения можно отнести к первой группе "стоящих на границе флюидальных и гидротермальных систем (Q и H , $400^{\circ}C$)", для которых характерно накопление ряда "сильно дисперсных минералов - альбита, мусковита, шерла и т.п."

В золотоносных районах кварцево-альбитовые метасоматиты (альбититы) могут оказаться золотосодержащими и поэтому при металлогенических исследованиях на них необходимо обращать более пристальное внимание.

Томский ПТИ, Томск.

СООТНОШЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА, МЕТАСОМАТИЗМА
И КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАШКИРСКОГО УРАЛА

Соотношения метаморфических и гидротермально-метасоматических преобразований вулкаников раннегеосинклинальных стадий развития эвгеосинклинальных зон с процессами колчеданного оруденения представляют значительный интерес, поскольку данная проблема находится в непосредственной связи с выяснением ряда аспектов генезиса медноколчеданных месторождений и выявлением новых поисковых критериев.

Вопросам метаморфизма и метасоматизма вулкаников колчеданно-осных регионов посвящены работы М.Б.Бородаевской (1965, 1966), М.Б. Бородаевской и А.Д.Ракчеева (1968), М.Б.Бородаевской и А.И. Кривцова (1966, 1968), М.М.Василевского (1966), С.Н.Иванова и В.М. Не-чеухина (1969), В.А.Прокина (1966) и др. М.Б.Бородаевская и автор данной работы в ряде публикаций (1966, 1967, 1968) показали, что изучение продуктов метаморфизма и метасоматизма целесообразно вести на детальной геолого-структурной основе с фациально-формационным расчленением вулканогенных образований путем анализа пространственного размещения отдельных минеральных ассоциаций. Некоторые результаты исследований, выполненных автором в юго-восточной части Башкирского Урала по этим методическим принципам и являются основой данной работы.

Проявления метаморфизма и метасоматизма в подвижных поясах находятся в тесной связи с их тектоно-магматическим развитием и каждой стадии тектоно-магматического цикла отвечают определенные типы преобразования, которые, как показано в работах М.Б.Бородаевской и А.Д.Ракчеева (1968) и Г.Ф.Яковлева и др. (1968), группируются в раннегеосинклинальный, позднегеосинклинальный и орогенный этапы метаморфизма.

Основную часть площади юго-востока Башкирского Урала составляют силурийско-нижнедевонские (доживетские) вулканиды, принадлежащие

к трем формациям раннегеосинклинального базальтоидного магматизма: контрастно-дифференцированной базальт-диоритовой, последовательно дифференцированной андезитово-базальтовой. Меньшим распространением пользуются отложения позднегеосинклинальной стадии, представленные живецкими терригенно-вулканогенными и верхнедевонско-нижнекаменноугольными граувакковыми образованиями. Продукты раннеорогенной стадии на рассматриваемой площади отсутствуют.

Для раннегеосинклинального этапа метаморфизма, как это установлено специализированным картированием и соответствующими петрохимическими пересчетами, характерны преобразования, сопровождавшиеся в том или ином масштабе миграцией вещества и являющиеся преимущественно гидротермально-метасоматическими. К ним относятся диа- и эпигенетические изменения диафорического характера, син- или поствулканические преобразования, связанные с сульфатно-фумарольной деятельностью; процессы среднетемпературной пропилитизации; проявления гипогенного выщелачивания; изменения, связанные с отложением колчеданных руд. Раннегеосинклинальный этап метаморфизма включает также региональные изменения пренит-пумпеллитовой фации и локально проявленные преобразования в экзоконтактовых зонах интрузий габбро-диоритовой формации, завершающих позднегеосинклинальную стадию развития региона.

Наиболее ранними изменениями в раннегеосинклинальном этапе метаморфизма являются преобразования диафорического характера, которые устанавливаются в вулканитах основного состава, принадлежащих к продуктам трещинных излияний начальных стадий развития эвгеосинклинального трога. Преобразования выразились в деанортитизации плагиоклазов, уралитизации пироксена и хлоритизации вулканических стекол. Породы характеризуются хорошей сохранностью титаномagnetита, а по химическому составу весьма близки к мировым стандартам.

Несколько более поздние, синвулканические, изменения пород связаны с периодом распада первично единого трога на вулканогенные поднятия и гряды вулканов центрального типа. В характерных для данного времени вулканитах среднего и кислого состава широко проявлены процессы гидратации кислых стекол, целитизации и окремнения, связанных, видимо, с сольватарно-фумарольной деятельностью этого же периода вулканизма.

Поздние гидротермально-метасоматические изменения приурочены к завершающим периодам эксплозивного вулканизма, ко времени внедрения интрузий субвулканической, гиповулканической и гипабиссальной фаций глубинности. Они выражены в среднетемпературной пропилитизации, контролируемой крупными разрывными нарушениями и сводовыми частями вулканогенных поднятий, нередко насыщенных мелкими интрузивными телами. По составу минеральных ассоциаций, расположенных зонально относительно крупных разрывов, пропилитизированные породы отвечают эпидот-хлоритовой, кальцит-альбитовой, хлорит-альбитовой и кальцит-серпичитовой ступеням. В этих породах отсутствуют реликты пироксена, роговой обманки, основного плагиоклаза, наблюдается замещение титано-магнетита лейкоксеном, а также перегруппировка продуктов сосюритизации. Присутствующая здесь рассеянная вкрапленность сульфидов может рассматриваться как проявление "сопряженного оруденения" в понимании В.Л.Русинова (1968).

Процессы гипогенного выщелачивания, обусловившие возникновение зональных метасоматитов типа вторичных кварцитов, также как и колчеданное рудоотложение, являются завершающими звеньями пропилитизации и связаны с внедрением поздних интрузий субвулканического, гиповулканического и гипабиссального уровней глубинности в условиях возрастания консолидации подвижного пояса, предшествующей наступлению геосинклинали обстановки.

Строение метасоматических колонок гипогенного выщелачивания на колчеданных месторождениях Южного Урала рассмотрено в работах ряда исследователей (Прокин и др., 1963; Перижник и др., 1966). В связи с этим отметим лишь, что минеральный состав отдельных зон колонок, их мощности, а также степень переработки вулканитов зависят от химического состава исходных пород (табл. I).

По таблице прежде всего видно отсутствие зависимости между масштабами месторождений и проявленных на них гидротермально-метасоматических изменений. Это обстоятельство в какой-то мере подтверждает высказываемое в последние годы рядом авторов (Василевской, 1966; Бородаевская и Кривцов, 1968 и др.) положение о том, что процессы гипогенного выщелачивания следует рассматривать не как околорудные, а как предрудные, предшествующие формированию промышленных руд.

Минеральный состав метасоматических зон и их мощности в породах различного исходного состава

Таблица I

| №: Сибайское место- зон: рождение Липари- то-дацитовые пор- фириты. По В.А. Прокину (1963) | | | Гайское м-ние. Вулка- ниты андезито-дацито- вого состава. (Периж- няк, 1966) | | | Бурибайское место- рождение. Основные эффузивы (Кривцов, 1966) | | |
|--|---|--|---|--|--|---|--------------------------|--|
| 0 | Породы, метаморфи- зованные в услови- ях хлорит-эпидото- вой ступени, гема- титизированы в зоне мощностью 10-100 м | Породы, незатронутые околорудными измене- ниями. | | Породы, метаморфизо- ванные в условиях хлорит-эпидотовой ступени. | | | | |
| I | | | | | | | Кв. к. хл. аб.-(до 300м) | |
| 2 | Кв. к. сер. хл. аб. (50 м и более) | Кв. -к. сер. -хл. -аб (до 200 м) | | | | | Кв. хл. аб. (50-300 м) | |
| 3 | - | Кв. к. сер. хл. (20-50 м) | | | | | Кв. хл. сер. аб. (5-20м) | |
| 4 | Кв. сер. хл. (50 м) | Кв. сер. хл. (до 100 м) | | | | | Кв. сер. хл. (до 20 м) | |
| 5 | Кв. сер. (30-60) | Кв. сер. (до 100 м) | | | | | Кв. сер. (5-10 м) | |
| 6 | - | Кв. (до 1,0 м) | | | | | Кв. (до 0,5 м) | |

Внутренние зоны колонок в основных породах обладают меньшими мощностями, чем в кислых вулканитах и не содержат кальцита, который развит на значительном удалении от осей колонок. В то же время серицит в породах кислого состава развит почти во всех зонах, тогда как в основных вулканитах он присутствует лишь в самых внутренних зонах.

Расчет баланса вещества показывает, что содержание K_2O в кислых вулканитах не испытывает существенных колебаний от зоны к зоне и незначительно отличается от исходного. В то же время в основ-

ных лавах концентрация этого компонента повышается до тех же уровней лишь во внутренних зонах. Очевидно, что первичные концентрации K_2O в кислых вулканитах достаточны для образования во всех зонах, тогда как для основных лав следует предполагать привнос калия извне. В то же время, хотя первичное содержание CaO в кислых вулканитах существенно ниже, чем в основных, во внутренних зонах в кислых породах концентрации кальция существенно выше, чем в метасоматитах, развившихся по основным лавам. Эти различия трудно объяснить особенностями преобразующих растворов, поскольку рассматриваемые метасоматиты характеризуются общностью условий образования. Не исключено, что различный характер распределения кальция обусловлен особенностями физико-механических свойств исходных пород. Отметим, что по данным В.И. Старостина (1966) основные эффузивы обладают большей эффективной пористостью (4,86%), чем кислые вулканиты (2,6%).

Влияние исходного состава пород на интенсивность их изменений и масштабы гипогенного выщелачивания может быть рассмотрено на основе сопоставления значений коэффициентов привноса, выноса и сохранения состава (табл.2), рассчитанных нами для некоторых объектов по методике, предложенной Ф.В. Чухровым и Л.Б. Шлайном (1964).

Таблица 2

Привнос и вынос компонентов при метасоматозе

| Коэффициенты, в % | Состав исходных пород | | | |
|--|-----------------------|-------|--------|------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 |
| Привноса | 31,3 | 14,6 | 8,2 | 9,4 |
| Выноса | 26,4 | 18,3 | 7,4 | 8,2 |
| Сохранения состава | 70,4 | 79,5 | 91,9 | 90,7 |
| Мощность зон серицито-кварцевого состава (м) | 5,10 | 50-60 | 80-100 | нет данных |

1 - основные лавы Бурибайского месторождения; 2 - туфы андезито-дацитового состава (Мамбетовское месторождение); 3 - лавы даци-

товых порфиритов (Мақанское месторождение); 4 - липарито-дацитовые порфиры (Блява, по данным В.И. Старостина).

По таблице 2 видно, что значения коэффициентов сохранения состава, отражающих долю исходных пород в метасоматитах, в целом уменьшаются с повышением первичного содержания кремнезема в породах при одновременном возрастании мощностей зон серицито-кварцевого состава. Эта обратная зависимость отражает влияние исходного состава пород на интенсивность и масштаб гидротермально-метасоматических изменений. В целом же "благоприятность" пород к замещению при гипогенном выщелачивании при прочих равных условиях определяется степенью близости исходного состава пород к составу возникающих метасоматитов.

Медноколчеданные залежи рудного района, в силу унаследованного развития подводящих каналов, нередко тяготеют к внутренним частям метасоматических колонок, хотя и не занимают строго определенного места в метасоматической зональности. На ряде месторождений установлено, что в процессе отложения колчеданных руд происходит перегруппировка ранее возникших минералов с изменением состава и степени кристалличности. Распространение новообразованных минералов нередко подчинено структурным элементам, занимающим секущее положение относительно ориентировки границ зон колонок гипогенного выщелачивания, хотя и отмечаются случаи согласного структурного размещения, но с нарушением строения колонок предшествующего выщелачивания. В целом, преобразования, сопровождающие отложение колчеданных руд, характеризуются относительно небольшими масштабами проявления.

Детальное изучение зон гипогенного выщелачивания показывает, что при поисках скрытых медноколчеданных месторождений могут быть использованы данные о изменениях пород. Общеизвестно, что зоны серицито-кварцевых метасоматитов со стороны висячего бока сопровождаются зонами "сопряженной" гематитизации, которые следует рассматривать как отражение пиритизации, обусловленное возрастанием кислородного потенциала за счет разрушения силикатов в условиях привноса серы (Куллеруд и Иодер, 1963). В связи с этим значительный поисковый интерес имеют зоны гематитизации, развитие со стороны висячего бока зон метасоматитов серицито-кварцевого и серицито-хлорито-кварцевого состава. В основных лавах зоны гипогенного вы-

щелачивания, зачастую являющиеся рудовмещающими, сопровождаются широкими ореолами развития безкальциевых ассоциаций, которые также могут быть использованы в качестве признака открытого оруденения.

Рассматривая раннегесинклинальный этап метаморфизма в целом, следует отметить, что характерные для него преобразования были гидротермально-метасоматическими и постепенно затухали к концу данного этапа развития подвижного пояса в соответствии с затуханием магматизма. Иными словами, локализация магматической деятельности в конце раннегесинклинальной стадии сопровождается уменьшением масштабов проявления гидротермально-метасоматических процессов.

К позднегесинклинальному этапу метаморфизма нами отнесены изменения в условиях пренит-пумпеллитовой фации. Последние были региональными и накладывались на продукты почти всех рассмотренных преобразований. По времени проявления метаморфизм пренит-пумпеллитовой фации отвечает концу среднего - началу верхнего девона, т.е. тектоническим перестройкам в середине позднегесинклинального этапа развития региона. Аналогичные выводы о природе преобразований пренит-пумпеллитовой фации получены В.П.Логиновым (1966) для ряда районов Среднего Урала.

Наиболее поздние проявления метаморфизма в районе связаны с внедрением интрузий габбро-диоритовой формации конца позднегесинклинальной стадии развития региона. Эти тела сопровождаются сравнительно маломощными (0,5-5 м) зонами ороговикования, наложенными на продукты преобразований рассмотренных выше типов.

Таким образом, преобразования пород региона были полигенными и находятся в неразрывной связи с его тектоно-магматическим развитием.

Значительный интерес для рассматриваемой проблемы представляет анализ распределения некоторых элементов-примесей в одних и тех же породах, испытавших различные по природе и времени проявления преобразования. Проанализированы данные, полученные при изучении Юбилейного медноколчеданного месторождения. Приведенные в табл. 3 оптимальные концентрации элементов определены с помощью думулятивных кривых: концентрация - частота встречаемости.

Содержания элементов в породах Юбилейного месторождения

| № № : П.П : | Число : анализов : | Оптимальные содержания (п. 10 ⁻³) | | | | | |
|----------------|-----------------------|---|-----|----|------|-----|-------|
| | | Cu | Pb | Zn | Mo | Ni | Co |
| I | 33 | 10 | I | 3 | 0,1 | 4 | 0,5 |
| 2 | 53 | 10 | I | 4 | 0,1 | 4 | I |
| 3 | 293 | 10 | I | 5 | 0,1 | 2 | I |
| 4 | 383 | 8 | I | 4 | 0,1 | 1,5 | I |
| 5 | 284 | 10 | I | 5 | 0,1 | 1,5 | I |
| 6 | 40 | 8 | I | 4 | 0,05 | I | 0,5 |
| 7 | 51 | 6 | I | 5 | 0,05 | I | 0,5-I |
| 8 | 150 | 10 | I | 4 | 0,1 | I | 0,5 |
| 9 | 60 | 10 | I | 8 | 0,15 | I | 0,5-I |
| 10 | 49 | 18 | 0,5 | 5 | 0,1 | I | 0,5 |

I-7 - основные лавы: I - диагенетически измененные (эпидот - актинолитовая ступень с реликтовым пироксеном); 2 - частично пропилитизированные (с реликтами уралита и соскрята); 3 - полностью пропилитизированные; 4 - преобразованные в метасоматиты серицит-хлорит-кварцевого состава; 5-6 - метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллитовой фации: 5 - ранне пропилитизированные; 6 - с эпидотом и реликтовым пироксеном; 7 - ороговикованные в контакте с габбро-диабазами; 8 - туфы андезито-базальтового состава, метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллитовой фации; 9 - витро - кластические туфы андезито-дацитового состава, преобразованные в серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 10 - туфы и лавы дацитового и липарито-дацитового состава, испытавшие синвулканические изменения.

Как видно на примере основных лав Юбилейного месторождения при пропилитизации содержания Си, Рв, Мо не изменяются; концентрации Со и Zn увеличиваются, а Ni - уменьшаются. При гипогенном

выщелачивании породы обедняются медью и никелем при относительном обогащении цинком. Наложение метаморфизма пренит-пумпелдитовой фации не сопровождается существенным изменением концентраций элементов-примесей в ранее пропилитизированных породах, но вызывает снижение содержаний Си и Мо в ранее диагенетически измененных эффузивах. Точно также контактовое воздействие интрузий габбро-диабазов вызывает снижение первичных содержаний Си, Ni, Мо, Со при некотором повышении Zn. При сопоставлении продуктов преобразования пород основного состава с другими вулканитами также устанавливается зависимость концентраций элементов-примесей от особенностей и интенсивности изменений.

Рассмотренные изменения сопровождаются перемещением элементов-примесей, тем большим, чем ниже степень сохранности исходного состава породы, что подтверждает значительную роль гидротермально-метасоматических процессов в ранне- и позднегеосинклинальных этапах метаморфизма.

В заключение, необходимо отметить, что для повышения эффективности поисковых работ на скрытые колчеданные месторождения следует рекомендовать составление специализированных карт метаморфизма на детальном геолого-структурных основах, совмещенных с картами геохимических и физических полей.

ЦНИГРИ, Москва.

Л.М.Лурье

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКОЛУРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И РУДНЫХ ТЕЛ ТРЕЩИННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАРАМАЗАРА (НА ПРИМЕРЕ ЗАМБАРАК-ТАРЫЭКАНСКОГО И КАРАТАШКОТАН-КАНИМАНСУРСКОГО РУДНЫХ ПОЛЕЙ)

Изучение околорудных изменений вмещающих пород и процессов оруденения полиметаллических месторождений Восточного Кармазара, залегающих в эффузивных породах, позволило установить определенные закономерности пространственного размещения минеральных комплексов. Околорудные изменения для них выражены в березитизация. Метасома -

тический ореол измененных пород обладает как горизонтальной, так и вертикальной зональностью. Горизонтальная зональность, получившая повсеместно широкое развитие выражена в смене минеральных парагенезисов внутренней, промежуточной и внешней зон. Конечными продуктами метасоматитов, возникающих по кислым эффузивным породам, являются кварцево-серпичитовые метасоматиты с пиритом; в метасоматитах, образующихся по средним эффузивным породам, увеличена роль карбоната и хлорита (Лурье, 1963).

Вертикальная зональность носит локальный характер и зависит от литологического фактора: смены в геологическом разрезе вулканитов более основного состава кислыми, что приводит к развитию различных по составу метасоматических колоннок. Рудные тела всех изученных месторождений состоят из зон прожилкового, прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения и представлены 4-мя ведущими минеральными ассоциациями: 1) кварцево-гематитовой; 2) сульфовисмутид-халькопиритовой; 3) сфалерит-галенитовой и 4) сульфосоли серебра-галенитовой. Метасоматическая колонка околорудноизмененных пород оказывается одной и той же для всех типов рудных минеральных ассоциаций (если они находятся в одних и тех же по составу породах). Однако, необходимо отметить, что внутренняя зона метасоматической колонки несет также зону "сопряженного отложения" (Лурье, 1964; Жариков и Омеляненко, 1965), которая представляет прожилки и метасоматические образования, сопутствующие отложениям руды. Состав зоны сопряженного отложения изменчив. В кварц-гематитовой минерализации в составе зоны сопряженного отложения преобладает кварц, в сульфовисмутид-халькопиритовой - железистый хлорит и железисто-марганцевый карбонат или флюорит, в сфалерит-галенитовой - гидрослюда, реже барит, в сульфосоли серебра-галенитовой - преимущественно барит. Смена состава зоны сопряженного отложения происходит путём постепенного возрастания роли ведущего жильного минерала (его количественного преобладания) и обусловлена в основном возрастанием щелочности процесса в период отложения руд (Лурье, 1964).

В рудных телах изученных месторождений (Канимансур, Тари-Экан, Замбарак и др.) отчетливо проявлена вертикальная зональность. Она обусловлена сменой минеральных парагенетических ассоциаций в диа-

пазоне до 1000 м и выражена в существовании нескольких зон: 1) существенно-баритовой (самая верхняя) с незначительным количеством сульфидов; 2) сульфосоли серебра-галенитовой с незначительным количеством сфалерита в низах интервала; 3) сфалерит-галенитовой с блеклой рудой и незначительным количеством халькопирита и очень редкими сульфосолями висмута; 4) сульфовисмутид-халькопиритовой со сфалеритом; 5) кварцево-гематитовой с малым количеством халькопирита и редкими спорадическими выделениями сфалерита. Рудные тела изученных месторождений (Канимансура, Тары-Экана, Замбарака и др.) контролируются зонами разломов, а в их пределах — зонами дробления, повышенной трещиноватости, участками приоткрывания трещин.

Примерами структур с зональным расположением минеральных ассоциаций в вертикальном разрезе является Рудная зона Тары-Экана и Главный Канимансурский разлом. Остановимся более подробно на строении Главного Канимансурского разлома. В интервалах глубин с обс. отметками 1586–790 м, т.е. в диапазоне 800 м, минерализация распределяется следующим образом: с 1586 м и до 1120 м развита сфалерит-галенитовая ассоциация, в верхней части резко обогащенная сульфоантимонитами серебра. В нижней части отмеченного интервала появляются халькопирит и блеклая руда. В интервале 1120–790 м развита халькопирит-сульфовисмутидовая ассоциация, в которой, наряду с халькопиритом, широко развиты сульфосоли висмута и отмечены сфалерит, блеклая руда и незначительное количество галенита. Примечательно появление вольфрама, чаще в сотых долях процента, реже 0,1% в виде единичных выделений гюбнерита и присутствие молибдена в сотых долях процента в форме чрезвычайно редких чешуек молибденита. Для нижних частей интервала характерно появление значительных количеств гематита, свидетельствующего о постоянном переходе халькопирит-сульфовисмутидовой ассоциации в кварцево-гематитовую. Такое распределение минеральных ассоциаций в пространстве является типичным в рудных телах Канимансура.

Рассматривая закономерности проявления отмеченной зональности, остановимся на некоторых особенностях висмутовой минерализации. В кварцево-гематитовой ассоциации (глубина 900–700 м), в которой ведущими рудными минералами являются гематит, арсенопирит и пирит, висмутовые минералы представлены чрезвычайно редкими выделениями

бонатно-сульфидной (350-200 м), барито-сульфидной в верхних частях рудных тел. Постепенные фациальные переходы одной ассоциации в другую, выражающиеся в постоянном изменении количественного и качественного состава жильных и рудных минералов, обуславливает фациальную зональность или зональность отложения рудных тел, сложенных полиметаллической минерализацией (Журье, 1964).

Зональное строение как околорудных метасоматитов, так и рудных тел, находит отражение в геохимической зональности. Для метасоматически измененных пород характерны ореолы рассеяния Pb, Zn, Cu, Ag и др. и ореолы выщелачивания K, Na, Ca, Ba, Sr и др. Вертикальная зональность рудных тел по ведущим рудным элементам и элементам-примесям может быть представлена следующим рядом:

Cu (Fe, W, Mo, Zn, Bi, Pb) → Zn (Fe, Jn, Cd, Cu, As, Bi, Pb) —

Pb (Ag, Au, Te, Se, Bi)

Соответственно ряд ведущих петрогенных элементов: Si → Fe, Mn → Ca, Ba, Sr.

Однотипность околорудных изменений, локализация всех отмеченных типов минерализации в одних и тех же структурах, идентичная направленность рудного процесса позволяет с большой долей вероятности относить зональность рудных тел к типу зональности отложения. Пространственная приуроченность рудных тел к березитам, ореолы рассеяния (Pb и Zn) и ореолы выщелачивания (Ba и Sr) могут быть использованы для поисков слепых рудных тел, а зональность отложения в рудах дает основание судить о глубине эрозионного среза рудных тел.

ЦНИГРИ, Москва

В.А.Нарсеев

О СООТНОШЕНИИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РУД И МЕТАСОМАТИТОВ НА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТА

Вопрос о соотношении вертикальной зональности руд и метасоматитов имеет, прежде всего, важное значение для оценки перспектив месторождений на глубину. Как показывает практика разведки и эксп-

луатации золоторудных месторождений, эти соотношения могут быть различными и обусловлены особенностями процесса (время формирования руд и метасоматитов, характер развития структур и т.п.) рудоотложения. Наиболее контрастно зональность проявлена на золотых и золото-серебряных месторождениях близповерхностного генезиса.

Месторождения близповерхностного класса можно разделить по признаку глубинности на две группы. Первая из них – наиболее близповерхностных с глубиной становления верхней кромки 0–500 м, характеризуется специфическим типом метасоматитов. В классическом виде вертикальная зональность метасоматитов такого типа представлена на месторождении Балеи (Петровская и др., 1963; Хомич, Чеглоков, 1966; Елеева, Русинова, 1967; Русинова, 1968; Хомич, 1968, 1969 и др.). По данным этих авторов сверху вниз выделяются зоны:

1. Пористых кварцитов с массами землистого мельниковит-ширита;
2. Кремневидных кварцев;
3. Выщелачивания с подзонами реликтового кварца и каолинита;
4. Аргиллитового изменения с закономерными меняющимися на глубину составом глинистых минералов. Подзона каолинитов сменяется на глубину подзоной смешано-слоистых минералов с уменьшением роли монтмориллонитовой и увеличением – вермикулит-хлоритовой составляющих сверху вниз.

Соответственно с этим меняется интенсивность оруденения, наиболее значительная в верхней части зоны 4.

В. Секу-Фукс (1966) приводит аналогичную схему вертикальной зональности для месторождения Теликбанья (Венгрия).

1. Зона каолинизации (0–100 м) сопровождается жилами с низкими содержаниями золота.

2. Зона монтмориллонита (100–200, 300 м, по разломам до 400 – 500 м) характеризуется максимальными содержаниями серебра и золота. Через зону смешано-слоистого монтмориллонит-хлорита переходит в хлоритовую.

3. Зона клинохлорсодержащих пропилитов по андезитам (300–500 м–1200–1400 м). В верхней части развит адуляр и отмечены высокие концентрации золота.

4. Зона эпидотовых пропилитов, сопровождающих полиметаллическое и медное оруденение (1400–1500 м и глубже). Содержания золота низкие.

Принципиально сходные схемы описаны Т.А.Югаем (1967) для Белой Горы; Ф.В.Щекун (1966) для месторождений Токая; В.Д. и М.В. Мельниковыми (1969) для месторождений Н.Амура; П.Ибботсоном (1966) для Тауа; С.Е.Апрелковым и Ю.И.Харченко (1968) для рудопроявлений Камчатки П.Гарвеем и Ч.Витальяно (1964) для Голдфилда; А.Бетманом (1949) для месторождений Колорадо; К.Нагасавой (1963) для месторождения Микава и др.

На месторождениях торой группы, формировавшихся на большей глубине (500-800 м, возможно до 1 км), характер зональности иной. Она выражается в смене сверху вниз кварцевых и кварц-серицитовых (иногда с карбонатом, каолинитом, баритом) метасоматитов прожилитами с подзонами карбонатов, адуляра, альбита, хлорита, эпидота и метасоматического кварца. Максимум золотого оруденения приходится на адуляровую зону, для которой характерен полисульфидный состав, колломорфные текстуры руд, развитие сложных сульфо-солей серебра, сурьмы. Ниже адуляровой зоны развивается полиметаллическое и медное оруденение. Примеры такой зональности описаны Т.Наланом (1935) для Тонопы, Ю.А.Авериним (1969) для Кочбулака и Чадака, М.Ю.Фишкиным (1966-1969) для Береговского месторождения и др.

Весьма интересную общую схему вертикальной зональности Каракинского рудного поля (Алмалыкский район) дает Ю.С.Глинский (1970). Снизу вверх им выделяются.

1. Зона метасоматических кварц-серицитовых тел с низкими содержаниями золота и серебра.
2. Зона "фельdspатизации" отвечает зоне развития адуляра и альбита. Наиболее продуктивна на золото и серебро.
3. Зона "бурых измененных пород" с редкими кварц-кальцитовыми и кварц-баритовыми прожилками, несущими серебряную минерализацию.
4. Зона прожилитов без жил и оруденения.
5. Зона сернокислого выщелачивания (в субаэральной обстановке) без оруденения.

Нетрудно видеть, что в приведенной схеме сочетается зональность месторождений второй группы с элементами первой.

Изучение близповерхностных месторождений Казахстана (Архарлы, Таскара, Долабай, Науразбай, Айлы, Ушкоки и др.) показывает, что на них также развита зональность гидротермально измененных пород и

оруденения. Для месторождений первой группы характерны зоны (снизу вверх): пропилитов, кварц-серицитовая, каолинитовая, иногда адулнитовая (Сокуркой) и затем монокварцевая (Науразбай, Долобай, Айлы, Ушюкы и др.). Максимум оруденения отвечает монокварцевой и каолинитовой зонам. При этом минеральная зональность руд такова, что нижняя непродуктивная кварц-пиритовая (пирротиновая) зона совпадает с зоной эпидотовых пропилитов. Как правило, на этих месторождениях тесная связь зональности руд и метасоматитов отмечается повсеместно. Случаи, когда зональность руд на глубину не сопровождается сменой зон околорудных измененных пород редки (например, Кемп Берд, Колорадо, А.Бетман, 1949). На месторождениях более глубинного облика (вторая группа) соотношение рудной и околорудной зональности изменяется. Общая схема зональности метасоматитов на месторождении Архарлы такова (снизу вверх): альбит-эпидотовые пропилиты, хлорит-альбитовые пропилиты с адуляром, кварц-серицитовые, каолининовые кварциты и монокварциты. Максимум золотого оруденения отмечается в зоне пропилитов с адуляром.

Наиболее детально зональность метасоматитов изучена на северо-восточном участке месторождения. Здесь сверху вниз выделены следующие зоны метасоматитов:

- а) пропилиты хлоритовые по андезитам,
- б) кварц-серицит-хлоритовые породы,
- в) кварц-адуляр-хлоритовые и серицитовые породы,
- г) хлоритовые пропилиты,
- д) эпидотовые пропилиты.

Общий вертикальный диапазон развития метасоматитов достигает, вероятно, 800-1000 м при соотношении зон 2:1:0,5:3:3. Промышленное оруденение локализуется в пределах нижней зоны б, зоне в и г. Наиболее продуктивная часть оруденения (зона сульфосолей и сульфидов серебра с золотом, адуляром, аметистом) отвечает зоне в. Далее смена минеральных зон по падению не сопровождается изменением характера метасоматитов. Аналогичная картина наблюдается на месторождении Таскара.

Таким образом, можно представить себе ряд месторождений (по глубинности формирования) для которых будет характерна смена тесноты связи зональности руд и метасоматитов от сильной до слабой. Очевидно

этот разрыв будет возрастать для месторождений гилабиссального уровня. Соответственно для глубинного класса месторождений роль метасоматитов при поисках и оценке будет менее значительна, чем для близповерхностных.

КазНМС, Алма-Ата,

Е.Д.Петраченко

РУДОНОСНОСТЬ ПОЛЕЙ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Гидротермально измененные породы формации вторичных кварцитов занимают одно из ведущих мест среди метасоматитов. На их долю приходится около половины всех измененных пород, а если учесть опализированные и аргиллизированные породы на термальных площадях действующих вулканов, то это соотношение еще более увеличится. Изучение продуктов современной газовой-гидротермальной деятельности показывает, что такие преобразования сопровождаются и рудоотложением, иногда в значительных масштабах (Неверов и др., 1966, Набоко, 1969, Озерова и др., 1969). Поэтому понятен интерес к относительно "древним" вторичным кварцитам неогенового и плейстоценового возраста, где газово-гидротермальная деятельность уже прекратилась, и мы часто имеем дело с метасоматитами, перекрытыми толщами молодых вулканогенных пород.

Общей чертой для кварцитов Курильских островов является их принадлежность к серноокислотному семейству, в связи с чем для них характерно широкое развитие сульфидных и сульфатных минералов, вплоть до самородной серы. Однако исключать полностью участие в процессах галоидов нельзя, так как в серноокислотных кварцитах нередко встречаются диаспор, турмалин, зунит, а химические анализы обнаруживают фтор, бор, отчасти хлор. Из этого ряда несколько выделяются кварциты о.Кунашир, тесно связанные с эффузивами и экструзивами кислого состава и стоящие ближе к галогенно-кислотному ряду. Как показали Г.М.Власов и М.М.Василевский (1961), различный состав реагентов, участвующих в реакциях "раствор - порода", заметно сказывается на поведении петрогенных компонентов, в особен-

ности As_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 . С некоторыми из них галоиды образуют летучие и подвижные соединения, тем самым способствуя их миграции.

Изучение соотношения фаций сернокислотного и галогеннокислотного выщелачивания позволяет сделать вывод, что галоидные преобразования различной интенсивности предшествуют сернокислотному минералообразованию. Нам известны пока единичные примеры обратной картины, очень незначительные по своим масштабам.

Другой, не менее важной особенностью следует считать близповерхностные условия формирования кварцитов и сопутствующего им оруденения. Вскипание и дегазация гидротермальных растворов, приводящие к отделению кислой газовой фазы и их ощелачиванию на глубине первых сотен метров, способствует концентрации рудных компонентов в нижних частях колонок метасоматитов (Власов, 1963). Это же подтверждают экспериментальные работы Ф.А.Летникова и Т.В.Кашеевой (1969), в которых показано, что растворяющая способность воды, образовавшейся из газовой фазы значительно меньше, чем в первичных растворах.

На Курльских островах ощелачивание растворов развито крайне слабо или совсем не проявлено, что указывает на низкие температуры гидротермальных растворов, вызывавших метаморфизм вулканогенных пород. Здесь отсутствуют такие фации, как цеолитовая, адуляровая. Вторичные изменения вулканитов, вмещающих кварциты, часто ограничены пропилитоподобными изменениями. Для них обычна следующая последовательная смена фаций с глубиной: монокварциты и моноопалиты, серные кварциты, алунитовые кварциты, каолинитовые кварциты, гидрослюдасто-монтмориллонитовые породы, слабо хлоритизированные породы, неизмененные эффузивы. Иногда из общего ряда выпадает каолинитовая фация, а вместо нее появляются кварцево-гипсовые метасоматиты.

Общий металлогенический фонд таких полей характеризуется резкими колебаниями в содержаниях рудных компонентов (свинца, меди, молибдена, кобальта и других), нередко превышающих кларковые в несколько раз. Особенно заметное обогащение наблюдается такими компонентами, как ванадий и барий - до 0,5%. Ванадий входит в состав алунита, а барий образует сульфат. На Южном и Заозерном проявлениях (о.Парамушир) заметные концентрации образует медь и молибден. Минерализация приурочена к галлуазито-серицитовым и

алуитовым кварцитом, которые развились на поздних стадиях метасоматоза по гидрослюдистым фациям и связаны с экструзивными и субвулканическими телами среднего состава. Содержания меди и молибдена по анализам достигают 1%. С ними связаны также повышенные количества галлия. Молибден постоянно накапливается в алуитовой фации и, наоборот, выносится из большинства других. Отложение меди и молибдена сопровождается значительным привнесом в экзоконтактную зону фтора и бора и образованием пиррофиллита, серицита, диаспора, галлузита и турмалина, а также гематита вместо обычного для кварцитов пирита и мельниковита. Судя по минеральным ассоциациям, рудные компоненты отлагались в кислой среде и в окислительной обстановке при недостатке в растворах двухвалентного иона серы, так как даже незначительное присутствие галоидов подавляет диссоциацию слабой сероводородной кислоты.

Близко к описанному по условиям образования и набору минеральных фаций крупное поле вторичных кварцитов в хр. Буревестник на о. Итуруп. Помимо серной минерализации, тяготеющей к верхней части разреза гидротермально измененных пород, среди кварцево-гидрослюдистых с монтмориллонитом метасоматитов нами обнаружены жилы кварца с мелкочешуйчатым молибденитом, формирование которых связано, очевидно, с длительно развивавшимся экструзивным куполом оливинсодержавших андезитов-дацитов. На первых стадиях здесь существовало субвулканическое тело диоритовых порфиритов, которые последующими процессами были переработаны в кварцево-серицитовые и мусковитовые пиритизированные породы. Они значительно обогащены молибденом (в сотни раз по сравнению с кларком). В то же время химические анализы показывают, что в различных фациях всего поля кварцитов количество молибдена не превышает 0,0007%. Учитывая текущий характер рудных тел и пространственную связь их с экструзивным куполом, естественно предположить и генетическую связь между ними. По отношению к серному оруденению молибденит является более поздним. Отложение его протекало в слабо кислых условиях среды, что подтверждается составом жильного материала.

При сравнении полей вторичных кварцитов удаленных друг от друга островов обнаруживается качественное различие в их рудной специализации. Это относится в первую очередь к олову. Если в метасоматитах о. Парамушир содержание его не превышает кларковых, то в

аналогичных породах о.Итуруп среднее содержание составляет уже около 0,001%, а на ряде участков в кварцево-гипсовых породах оно поднимается до 0,01% при содержании его в неизменных породах 0,0005%. О том, что такое явление не является случайным, говорит и необычно высокая концентрация олова в пластинчатых кристаллах гематита, установленного в непосредственной близости в шлаках основного состава. Олово, как правило, концентрируется в наиболее "кислых" фациях вторичных кварцитов - алунитовой и монокварцевой.

Такие элементы, как свинец и цинк, широко распространены среди различных минеральных фаций и общий фон их составляет 0,01-0,02%. Несмотря на это, сколько-нибудь значительных концентраций указанные элементы не дают, за исключением редкой вкрапленности галенита в гидрослюдистых породах. Была проверена возможность локализации рудных тел на большой глубине от поверхности. С этой целью проводилось гидрохимическое опробование источников и водотоков, дренирующих площадь гидротермально измененных пород. По составу среди них выделяются кислые (рН 2-6) и слабо щелочные (рН 6,6-8,2) источники. Окислительно-восстановительный потенциал в водах колеблется в широком диапазоне от -200-225mv до +30-500 mv. Содержание суммы металлов (Pb, Zn, Cu) не превышает 10мкг/л, т.е. они не могут рассматриваться как гидрогеологические поисковые признаки на полиметаллическое эндогенное оруденение (Колотов и др., 1969).

Следовательно, описанные поля кварцитов отличаются несколько повышенными содержаниями свинца и цинка, но не дают их заметных скоплений. Наоборот, молибден и медь при выносе из большинства минеральных фаций гидротермально измененных пород образуют прожилки и вкрапленность, связанные с формированием на заключительных стадиях развития вулканогенно-тектонических структур экструзивных тел среднего состава. Оруденение сопровождается набором вторичных минералов, указывающим на слабо кислую среду рудоотложения. Такие поля вторичных кварцитов могут рассматриваться как благоприятные на обнаружение медно-молибденовой минерализации.

Вторичные кварциты, при образовании которых большую роль играли галогенные соединения, характеризуются иным комплексом рудных элементов и их поведением при метасоматозе. К числу особенностей этого типа вторичных кварцитов относятся преимущественное разви-

тие их по кисл.м эффузивам, появление алунит-диаспоровых фаций, небольшое содержание самородной серы и другие. Метасоматиты, которые размещаются в вертикальном разрезе выше гидрослюдисто-монтмориллонитовой зоны (каолинитовые, серные, монокварциты), обедненные рудными элементами, за исключением олова, содержание которого повышается до 0,001% в алунитовой фации. Количество свинца, цинка и меди возрастает в эпидото-хлоритовых и хлорито-карбонатных пропилитах, достигая максимума в широких и протяженных зонах окварцевания гидромусковитовых пород. Рудные тела с халькопиритом и галенитом известны и на Ильинском поле вторичных кварцитов на о.Куншар.

Более детально изучено рудопроявление Прибрежное, приуроченное к туфам и риолитам кунаширской свиты. Изменения вмещающих пород выразились в окварцевании и пиритизации, местами - в образовании вторичных кварцитов серицитовой, алунитовой и монокварцевой фаций. Оруденение прожилково-вкрапленного типа, прожилки мощно - стью до 20 см сложены сфалеритом, халькопиритом и галенитом. Содержание полезных компонентов невысокое: меди - 0,05-0,24%, свинца - 0,14-0,4%, цинка - 0,7-4,3%. Близкие к ним по условиям образования поля вторичных кварцитов известны в бухте Золотой на о.Итуруп. Таким образом, для вторичных кварцитов с высокоглинозелистыми фациями и ассоциирующих с ними среднетемпературным пропилитам присуща медно-полиметаллическая минерализация.

Интересно сравнить эти кварциты и их рудную нагрузку с камчатскими, где отчетливо выражены процессы дегазации и вскипания гидротермальных растворов. Примером могут служить измененные породы р.Половинной, которые подстилаются пропилитами эпидото-хлоритового ряда, а в переходной зоне отмечаются гидрослюдистые и цеолитизированные породы. Рудная минерализация в пределах отдельных минеральных фаций распределяется неравномерно. Сквозным элементом, создающим характерный геохимический фон кварцитов, является медь. Содержание ее в среднем 0,03%, а в монокварцитах достигает 0,5%. Медьсодержащие минералы установлены только среди сульфидов из пропилитов, в то время как в монокварцитах она концентрируется в колломорфных агрегатах гематита, которые в виде полусфер развились на гранях одновременно кристаллизовавшихся зерен кварца. Свинец и цинк не типичны, лишь в единичных случаях в моно -

кварцитах содержания достигают 0,02% и 0,2% соответственно. Примерно такие же взаимоотношения наблюдаются для этих элементов на одном из полей вторичных кварцитов Северной Камчатки, где на глубине около 160 м среди гидрослюдистых пород вскрыты вкрапленные медные руды. Намечается, пока еще не совсем отчетливо, медная специализация вторичных кварцитов Камчатки.

Несколько обособленно стоят рудопроявления, связанные с низкотемпературными кварцитами на о.Уруп. По данным Ю.Л.Неверова и др., 1962, здесь развито прожилково-вкрапленное оруденение, жилы и массивные залежи с халькопиритом, иногда сфалеритом. Рудные минералы обнаруживаются в многочисленных тонких прожилках низкотемпературного кварца, а также непосредственно в монокварцитах. Наблюдения над текстурно-структурными особенностями показывают, что первоначально они формировались в мелкокристаллические существенно кварцевые породы. Прожилково-вкрапленное оруденение отличается присутствием во вмещающих породах тонких прожилков кварца с халькопиритом, баритом и гипсом. Обилие сульфатов, особенности вмещающих метасоматитов, близповерхностные условия рудоотложения сближают эти проявления с японскими месторождениями типа "куроко". Метасоматические пирит-мельниковитовые залежи в опализированных породах развиты преимущественно по туфам и брекчиям. Мощность рудоносных горизонтов достигает 30-40 м. По простиранию они прослеживаются на первые сотни метров. Руды сложены мельниковит-пиритом, пиритом, опалом, гипсом, кварцем, баритом, алунином, глинистыми минералами. В верхнем горизонте отмечены сера и реальгар.

Аналогичные по составу и морфологии метасоматические рудные тела известны во вторичных кварцитах хр.Каменистого на о.Парамушир. Здесь серноколчеданные залежи сформировались при замещении псефитовых туфов под потоками слабо измененных эффузивов, служившими для растворов своеобразными экранами. На вулкане Менделеева и в настоящее время образуются серноколчеданные руды. Таким образом, низкотемпературные кварциты связанные с недавними поствулканическими процессами, сопровождаются колчеданно-полиметаллическим оруденением с большим количеством сульфатов. Формирование руд протекало при воздействии на вулканыт слабокислых растворов и высоком потенциале кислорода.

Подводя итог, можно указать, что рудная минерализация на Курильских островах во многих случаях тесно связана пространственно и нередко генетически с гидротермально измененными породами, относящимися к формации вторичных кварцитов. Выделяется несколько типов оруденения; каждому из них отвечает определенный комплекс измененных пород: 1) молибденовая и медно-молибденовая минерализация в гидрослюдистых фациях кварцитов, непосредственно связанная с формированием экструзивных и субвулканических тел; 2) медное и медно-полиметаллическое оруденение на полях вторичных кварцитов, где получили развитие высокоглиноземистые фации и устанавливаются признаки вскипания и дегазации гидротермальных растворов; 3) колчеданные руды, ассоциирующие с низкотемпературными кварцитами сернокислотного семейства. Рудоотложение протекало в условиях слабо кислой среды. В направлении с севера на юг вдоль Курильской дуги наблюдается обогащение одновитых метасоматитов оловом.

Дальневосточный ГИ ДВФ АН СССР, Владивосток.

Л. Н. Пляшкевич

ПРОФИЛТЫ И ВТОРИЧНЫЕ КВАРИТЫ
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА,
ИХ СВЯЗЬ С ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ
И ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ФАЦИЙ МЕТАСОМАТОЗА

В различных районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса имеются проявления близповерхностного золото-серебряного и золотого оруденения и перспективные золото-серебряные месторождения. Большая часть их располагается непосредственно в вулканогенных породах ранне- и позднемелового возраста. Меловой вулканизм развивался в континентальных условиях и сопровождался излияниями и выбросами лав и пирокластов различного состава.

Особенности геологического строения вулканогенного пояса, закономерности эволюции мелового вулканизма в различных его районах, характер метаморфизма, условия локализации рудных полей в последнее время привлекают большое внимание. Решение этих вопросов тесно

связано с проблемой познания металлогении пояса, оценкой его перспектив в отношении полезных ископаемых, выработкой поисковых критериев. Е.К.Устиев, Н.П.Аникеев, И.Е.Драбкин, В.А.Титов и др. неоднократно подчеркивали своеобразие структурно-тектонической природы Охотско-Чукотского пояса. Однако, несмотря на ряд особенностей, отличающих его от других крупных вулканических структур земного шара, в пределах Охотско-Чукотского пояса мы сталкиваемся с геологическими чертами, типичными и для других областей континентального вулканизма. Одной из них является широкое распространение гидротермально измененных пород ряда "пропилиты-вторичные кварциты", постоянно сопровождающих золото-серебряное оруденение.

В геологической литературе имеется много публикаций, излагающих различные представления о закономерностях пространственного и временного распределения в пределах Охотско-Чукотского пояса различных вулканитов (В.Ф.Белый, И.М.Сперанская), структурах и геологическом строении пояса (Н.П.Аникеев, И.Е.Драбкин, В.А.Титов, В.Ф.Белый, С.М.Тильман), некоторых закономерностях размещения золотого и золото-серебряного оруденения (Л.Н.Ильяшкевич, А.А.Сидоров). Относительно малая изученность пояса, его большая протяженность (более 3 тыс. км), сложность изучения вулканогенных структур и корреляции толщ вулканитов определяют противоречивость взглядов исследователей. В частности, нет единого представления об общем ходе развития мелового и палеогенового вулканизма, о возрасте золотого оруденения и о соотношении гидротермального метаморфизма и оруденения.

По нашим представлениям, эволюция поздне мелового вулканизма происходила в пределах вулканогенного пояса повсеместно (?) в три или четыре этапа со сменой во времени продуктов извержений по схеме: андезиты^{х)} — дациты, липарито-дациты, липариты — андезиты, андезито-базальты — липариты; перерыв и образование палеогеновых покровов дацитов, базальтов, андезито-базальтов. В строении поздне меловых вулканических толщ участвуют лавы, брекчие -

х) Эта, нижняя андезитовая толща, возможно, полностью или частично является раннемеловой и отделена от поздне меловых толщ, залегающих выше, этапом внедрения гранитоидных интрузий.

вые лавы и кластолавы, туфы, реже — маломощные слои туфогенных песчаников, конгломератов с остатками флоры. И.М.Сперанская на примере некоторых районов южной части вулканогенного пояса доказала широкую распространенность игнимбритов, составляющих основной объём кислых толщ. С вулканитами стратифицированных толщ ассоциируют субвулканические интрузии и дайки среднего и кислого состава, экструзивные куполы липаритов и липарито-дацитов.

Широко распространены интрузивы полнокристаллических пород. Большинство они объединяются в два меловых и один палеогеновый комплексы и, вероятно, комагматичны толщам вулканитов соответствующего состава и возраста. Отношение рудоносных гидротерм к плутонам остается не ясным. Геологи, выделяющие вулканоплутонические ассоциации в поздне меловых вулканогенных структурах, считают, что гидротермальная деятельность, обусловившая метасоматические изменения пород и формирование золотоносных руд, связана с теми же длительно остывавшими интрузиями гранитоидов, которые служили периферическими магматическими очагами в течение активного поздне мелового вулканизма. Подобная концепция кажется стройной и убедительной. Однако, имеющийся фактический материал не исключает иных решений вопроса. В частности, вполне вероятно, что одни плутоны предполагаемых вулканоплутонических ассоциаций на самом деле формировались раньше, чем нижняя толща кислых пород и резко оторваны во времени от рудообразования; в других случаях они ассоциируют с толщами пострудных вулканитов. Считая правомерной и эту точку зрения, приходится признать, что сложный вопрос прослеживания связей золотоносной гидротермальной деятельности с глубинными интрузиями в пределах Охотско-Чукотского пояса определенного решения пока не находит.

Большая часть рудных полей представляет реликты палеовулкана — нов центрального или линейного типов; в них сконцентрированы субвулканические интрузии среднего и кислого состава, экструзивные купола субщелочных флюидалных и флюидално-сферолитовых липаритов и липарито-дацитов. Во многих случаях рудоносные жилы и участки наиболее интенсивной гидротермальной переработки приурочены к тем же зонам разломов, которые на определенных стадиях верхнемелового вулканизма служили магмовыводящими каналами. При этом,

как правило, рудоносные жилы находятся в зонах изменений прошилитового ряда, в массивы вторичных кварцитов часто занимают несколько обособленное положение и не содержат рудоносных жил.

Рудоносные жилы имеют простую и сложную форму, нередко объединяются в мощные жильные зоны, сопровождаются брекчиями с кварцевым цементом, системами прожилков и метасоматическими кварцевыми телами. На различных уровнях эрозионного среза они обладают различными текстурно-структурными особенностями. В частности, в их верхних частях (а на более глубоких уровнях обычно, хотя и не всегда, жильные ассоциации обладают более крупнокристаллическим сложением) преобладают метаколлоидные текстуры. Минералогический состав руд разнообразен. В зависимости от отношения количеств серебра и золота различаются золото-серебряные руды, где оно в среднем близко к 10 или более, и собственно золотые, с отношением серебра и золота, близким к единице. Жилы первой группы имеют кварцевый и адуляр-кварцевый состав; среди их главных компонентов иногда отмечаются также флюорит и небольшие количества карбонатов (кальцита, реже доломита, родохрозита). Руды принадлежат к типу малосульфидных. Обычные сульфиды и различные минералы серебра в ассоциации с низкопробным золотом встречаются преимущественно в виде редкой тонкой вкрапленности. Главными минералами руд второго типа являются кварц и карбонаты (кальцит, доломит, железистый доломит, сидерит, их марганцовые разности, а также родохрозит), реже кварц в ассоциации с хлоритом. Состав руд этого типа, их рудных минералов в верхних частях жил почти не изучен. На относительно глубоких уровнях среза в них довольно много галенита, сфалерита, халькопирита; иногда пирита, марказита, арсенопирита. Общее количество сульфидов достигает нескольких процентов. Минералы серебра редки, золото преимущественно низкопробное. Высокопробное золото, иногда встречающееся в россыпях, связанных с близповерхностными коренными источниками, возможно принадлежит рудам этой, второй группы. Несомненно некоторое влияние состава вмещающих пород на минералогический состав руд (заметная роль карбоната, железистость карбоната, иногда — существенная роль хлорита в рудах, секущих породы среднего состава). Однако, принадлежность руд к той или иной из выделенных групп не обнаруживает строгой зависимости от состава вмещающих пород, а по-видимому, отражает различные генетические осо-

бенности оруденения.

Среди пропилитовых изменений, которым подверглись вулканогенные породы, непосредственно в рудных полях выделяются региональные и локальные. Первые развиты широко и захватывают всю толщу пород раннемелового возраста и самую нижнюю из позднемеловых толщ. Эти породы - (андезиты, их туфы, кластолавы, брекчиевые, агломератовые лавы и прочие) имеют палеотипный облик, чем резко отличаются от пород верхних структурных этажей, с их гораздо более локальными изменениями. Изменения этого рода распространены в породах нижних толщ неравномерно. В кластолавах часто удается наблюдать находящиеся рядом обломки андезитов, измененных с разной интенсивностью, с различными новообразованиями пропилитового ряда (преимущественно - низкотемпературной, реже среднетемпературной пропилитизации). При этом изменения связующей массы бывает менее интенсивными, чем изменения в обломках^х). Главный из новообразованных минералов - хлорит; почти постоянно с ним ассоциирует карбонат, довольно обычен кварц. Характерны также продукты деаэризации плагиоклаза - олигоклаз и альбит, гидромусковит, реже встречаются серицит, лейкоксен, апатит. Очевидно, наиболее ранние пропилитовые изменения в структурах вулканогенного пояса, так же как и в более молодых породах, развивались (по крайней мере отчасти) локально и неоднократно. Элементом региональной пропилитизации, распространенной в отдельных вулканоструктурах, в зонах влияния гранитоидных интрузий является эпидотизация (Гельман, Сперанская, Филиппов, 1964). Она распространена иногда довольно равномерно в различных верхнемеловых породах среднего и кислого состава, на ограниченных площадях, и сочетается с локальной околотрепчинной эпидотизацией.

Локальные пропилитовые изменения в породах верхнего мела и палеогена развиты в линейных зонах, протяженностью в несколько километров и на изометричных участках поперечником 1-4 км, приуро-

х) В палеотипных кластолавах андезитов встречаются рядом обломки, нацело карбонатизированные, хлоритизированные, обломки с серицитом и гидрослюдой, развитыми по альбитизированному плагиоклазу, обломки, сильно окварцованные. При этом следов избирательного метасоматоза не обнаруживается.

ченных к сопряжению зон разломов различных направлений. Наибольшая концентрация разломов, способствовавшая интенсивным изменениям, особенно характерна для тех участков вулканоструктур, где имелись эруптивные центры двух последовательных этапов верхнемелового вулканизма. Пропилитизация пород нижней кислой толщи проявилась шире, чем в породах лежащей выше существенно андезитовой толщи. Вверх по разрезу в породах самой верхней кислой толщи верхнего мела и в плато-базальтах палеогена зоны разломов, контролировавших пропилитизацию становятся менее многочисленными; уменьшаются и размеры самих зон и участков изменений. Среди локальных метасоматических изменений, в зависимости от их отношения к рудному процессу мы выделяем: а) дорудные и рудосопровождающие (сопряженные с оруденением) и б) пострудные. К первым относятся не только пропилитизация, но также образование вторичных кварцитов и околожильные изменения.

Дорудные и рудосопровождающие пропилитовые изменения представлены новообразованиями средне- и низкотемпературных фаций. Среднетемпературные пропилиты эпидот-хлоритовой и альбит-хлоритовой фаций характерны для относительно глубоко эродированных площадей (до 600-800 м от предполагаемой верхнемеловой поверхности). Эпидотизация наиболее интенсивна в зонах разломов, где сопровождается притрещинным окварцеванием и пиритизацией. Типоморфными минералами эпидот-хлоритовой фации являются эпидот, хлорит, альбит, обычно пирит, сфен, апатит, часто присутствуют карбонат, кварц, иногда отмечается цеолит, редко пренит. Количество эпидота колеблется от I до 10%, редко достигая 20-25%. Иногда на высоких гипсометрических уровнях^{х)} среди низкотемпературных пропилитов встречаются небольшие (десятки - первые сотни метров в поперечнике) изометричные участки эпидотизации с новообразованиями эпидот+пренит+кварц+хлорит, в ассоциации с альбитом.

Горизонтальная метасоматическая зональность, установленная в зонах развития эпидот-хлоритовой фации вкrest их простираения, отра-

х) Положение этих метасоматитов по отношению к оруденению не всегда ясно. Часть их может быть и пострудной или внутрирудной (среди метасоматитов встречаются брекчии с обломками раннего жильного кварца и эпидотовым цементом. Подобные факты установлены на месторождении Валунистом).

жают общую для всех метасоматитов пропилитового ряда тенденцию к обогащению кремнеземом и, отчасти, калием внутренних частей зон изменений, при выносе прочих компонентов. Для периферии зон характерно обратное явление: вынос кремнезема со значительным привнесением железа, магния и кальция, с чем связана хлоритизация пород внешней части зон. Иллюстрацией могут служить приводящиеся в табл. I анализы андезитов из зоны развития эпидот-хлоритовой фации шириной около 100 м от периферии зоны к ее осевой части (обр. 168ж, 168, 168б, 168а). В породах кислого состава поведение компонентов проявляется с той же направленностью, хотя и менее контрастно.

В метасоматитах альбит-хлоритовой фации в отличие от эпидот-хлоритовой отсутствует или присутствует в ничтожных количествах эпидот, шире развит альбит. Изменения этого типа развиты на изомерных участках среди пород низкотемпературной пропилитизации, иногда на довольно высоких гипсометрических уровнях, но чаще они окаймляют эпидот-хлоритовые метасоматиты. По своему положению и составу новообразований эта фация является переходной между эпидот-хлоритовой, хлоритовой и карбонат-хлоритовой. Ассоциация ее новообразованных минералов богаче, чем эпидот-хлоритовых пород. Кроме типоморфных альбита и хлорита спорадически встречаются кварц, карбонаты, гидрослюда, серицит, монтмориллонит, адуляр, пирит, апатит, сфен, дисперсные окиси железа, цеолит. Количество альбита колеблется от 5 до 20%, иногда достигает 40-60%. Он развит по вкрапленникам и в основной массе, иногда образуя вместе с кварцем микрогранулитовый агрегат. В кислых породах альбит обычно образует островные и прожилковидные скопления мелких удлиненных, часто с зубчатыми ограничениями зерен, изредка простыми двойниками.

Среди фаций низкотемпературных пропилитов выделены хлоритовая (две подфации - с карбонатом и без него), хлорит-карбонатная и калишпат-кварцевая. Метасоматиты этих фаций располагаются в зонах разломов непосредственно над пропилитами среднетемпературных фаций и по периферии участков их развития. Центральные части зон сложены интенсивно окварцованными породами. Типоморфными минералами фаций являются хлорит, карбонат (присутствует не всегда, редок в кислых породах), кварц, обычны - альбит-олигоклаз, монтмориллонит, гидромусковит, калишпат, адуляр, сфен, лейкоксен, апа-

тит, пирит, дисперсные окислы железа типа гетита, редки серицит и цеолит.

Вертикальный диапазон распространения низкотемпературной пропилитизации значителен и по-видимому, составляет несколько сотен метров в интервале глубин, приблизительно от 100 до 800 м. Кальшпато-кварцевые метасоматиты, выше сменяющиеся адуляро-кварцевыми, встречаются во внутренних частях зон низкотемпературной пропилитизации, сменяясь к их периферии подзоной развития монтмориллонита и хлоритовой фацией. Низкотемпературные пропилиты всех фаций содержат прожилки, равновесные по составу с вмещающими их метасоматитами.

В вертикальном разрезе измененные породы пропилитовой фации сменяются адуляр-кварцевой и гидрослюдисто-кварцевой фациями вторичных кварцитов. Не ясно, существуют ли между ними переходы. Частые случаи совместного нахождения гидрослюда и адуляра обычно связаны с наложением более поздней гидрослюда на адуляр-кварцевые изменения в процессе околотрещинного и околожильного метасоматоза. Вертикальный диапазон распространения этих фаций, видимо, составляет не более 100-200 м для адуляр-кварцевых метасоматитов и, возможно, несколько больше гидрослюдисто-кварцевых.

В плане адуляр-кварцевые, а в других случаях гидрослюдисто-кварцевые измененные породы находятся на осевых участках зон изменений и могут рассматриваться как околотрещинные метасоматиты. Большая часть рудоносных прожилков и жил локализована именно в них; при этом иногда намечается обогащенность золотом в тех частях жил, в околожильном пространстве которых привнесено наибольшее количество калия. Калиевый метасоматоз и скварцевание характерны и для собственно околожильных изменений. Однако, значительная часть адуляра и гидрослюда возникла в предрудное время. Об этом свидетельствует состав обломков пород в своеобразных ранних гидротермальных брекчиях, образование которых связано с самым началом процесса формирования золотоносных жил выполнения. Пространственное совмещение зон предрудного и сопутствующего оруденению калиевого метасоматоза с жилами позволяет использовать адуляр-кварцевые и гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты, как важный поисковый признак.

положение
золотонос-
ных жил

| формации | фации | | минералы - новообразования | |
|-----------------------|--------------------------------|--------------------------------------|--|---|
| | изменений | типоморфные | Второстепенные и редкие | |
| вторичные кварциты | алунит-као- линитовая | каолинит, Дик- кит, алунит | кварц, метакаллазит, опал | |
| | | плотные | кварц | рутил, лейкоксен, пирит, дисперсные окислы же- леза, топаз, барит |
| | алунит - кварцевая | кварц | то же, иногда - алунит, каолинит, сера | |
| | | кварц, каолинит | рутил, диаспор, андалу- зит, топаз, зуннит, гетит, гематит, киноварь, пирит, марказит, ярозит, барит, флюорит, гидрослюда, монтмориллонит, халь- цедон, циркон | |
| | | кварц, каолинит | калинит-каолинит- кварцевая | |
| переход- ные фации | 1-гидрослюдис- то-кварцевая | кварц, гидро- слюда | монтмориллонит, аду- ляр, серицит | |
| | 2-адуляр- кварцевая | кварц, адуляр | монтмориллонит, хло- рит, гидрослюда, пи- рит, карбонат | |
| глины | калинит- кварцевая | кварц, ортотлаз | хлорит, монтмориллонит, гидрослюда | |
| | | карбонат- карбонатная | карбонат, хлорит | альбит, кварц, гидро- слюда, монтморилло- нит, адуляр, пирит, цеолит, сфен, лейко- ксен, апатит, эпидот |
| | хлоритовая подфация | хлорит, карбонат | | |
| | | хлорит- вая подфация | хлорит | |
| | альбит- хлоритовая | хлорит, альбит | | |
| эпидот- хлоритовая | эпидот, хлорит, альбит | то же, иногда - пренит, цонзит | | |

Рис. 1. Метасоматическая колонка, отражающая вертикальную зональность завершеного ряда "пропилиты-вторичные кварциты".

Часто в районах месторождений встречаются массивы вторичных кварцитов. Ряд их фаций начинается с каолинит-кварцевых метасоматитов, сменяющих гидрослюдасто-кварцевые. Породы состоят из мелкозернистого кварца с гнездообразными прожилковыми скоплениями снежно-белого каолинита. Породы, несмотря на полную измененность, обычно сохраняют отчетливые реликты первичных текстур и структур. Выше появляется алунит, постепенно исчезает каолинит. Состав кварцитов трех нижних фаций весьма разнообразен (рис. I)^x. Среди минералов-примесей имеются киноварь, образующая редкие мельчайшие вкрапленники и скопления мелкокристаллического алунита, иногда встречается антимонит (в виде мелких радиально-лучистых сростков в каолинито-кварцевом материале); интересно присутствие в алунито-кварцевых метасоматитах мелких идиоморфных зерен светло-розового циркона. Иногда в этих породах, не содержащих кварцевых прожилков, устанавливается золото (0,2-0,7 г/т) и серебро (8-10 г/т).

Выше кварцево-алунитовых пород находится залежи монакварцитов, имеющих пористое строение в нижних частях. В пористых монакварцитах и в породах алунито-, алунито-каолинитов- и каолинито-кварцевой фаций встречается самородная сера. Примером может служить Туроччинское месторождение серы, находящееся в одной зоне разломов с Эвенским золото-серебряным месторождением. Среди белых, кремовых, светло- и тесно-серых тонкокристаллических плотных монакварцитов иногда встречаются брекчиевые разности. Примеси в монакварцитах обычно составляют не более 3-4% (табл. I), установлено 0,2-0,4 г/т золота и до 5-10 г/т серебра. Над монакварцитами в некоторых случаях имеются залежи алунито-каолинитовых пород в виде почти горизонтальных линз мощностью до 20-50 м. Эти породы, по-видимому, лишь отчасти являются метасоматическими, основная часть представляет продукт кристаллизации алунито-каолинитового агрегата из растворов в открытых полостях. Среди алунито-каолинитовых пород встречаются брекчиевые разности с одинаковым составом обломков и

x) Полно или без самых верхних фаций вторичных кварцитов колонка представлена в районах золото-серебряных месторождений Утесинского, Карамкенского, Агатовского, Эвенского, Валунистого, сложенных вулканогенными породами кислого и среднего состава, преимущественно верхнемелового возраста.

Таблица I

Химический состав метасоматитов ряда "Пропилиты - вторичные кварциты" (от эпидот-хлоритовой до адунит-каолинитовой фазии)

| Компоненты | % % | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|
| | 166ж | 168 | 168а | 168а | К-25 | 396а | 736ж | 132 | 180 | 302 | 173 | 12 |
| SiO ₂ | 51,65 | 57,06 | 72,92 | 81,40 | 84,08 | 78,30 | 83,10 | 85,76 | 74,11 | 96,36 | 97,25 | 16,63 |
| TiO ₂ | 0,98 | 0,82 | 0,22 | 0,09 | 0,09 | | | 0,10 | 0,15 | | 0,15 | 0,10 |
| Al ₂ O ₃ | 15,29 | 16,69 | 13,25 | 8,67 | 7,67 | 11,33 | 7,02 | 8,95 | 9,83 | 1,28 | 0,55 | 41,50 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,13 | 2,92 | 2,35 | - | 1,00 | 0,42 | 0,68 | 0,23 | 0,20 | 0,28 | 0,32 | 0,11 |
| FeO | 6,10 | 3,92 | 0,65 | 1,52 | 1,06 | 0,44 | 1,47 | 0,51 | 0,50 | | 0,44 | - |
| MnO | 0,18 | 0,11 | 0,03 | сх. | 0,01 | - | - | - | сх. | | сх. | - |
| MgO | 4,76 | 2,52 | 0,65 | 0,28 | 0,33 | - | - | - | 0,25 | 0,03 | - | - |
| CaO | 6,68 | 6,00 | 2,49 | - | 0,09 | - | - | 0,32 | 0,27 | 0,05 | 0,60 | 0,27 |
| K ₂ O | 1,16 | 2,70 | 2,03 | 6,36 | 2,06 | 4,22 | 5,94 | - | 2,04 | 0,65 | - | 6,34 |
| Na ₂ O | 2,98 | 3,14 | 4,80 | 0,99 | 0,23 | 0,47 | 0,08 | 0,44 | 0,83 | 0,61 | 0,31 | 0,38 |
| P ₂ O ₅ | 0,24 | 0,24 | 0,05 | 0,07 | 0,02 | - | - | 0,04 | 0,02 | - | 0,07 | - |
| H ₂ O ⁺ | 3,60 | 1,47 | 0,40 | 0,22 | 2,18 | - | - | 3,63 | 3,25 | - | 0,50 | 9,78 |
| H ₂ O ⁻ | 0,82 | 0,53 | 0,26 | 0,40 | 0,62 | - | - | 0,37 | 0,24 | - | 0,23 | 0,09 |
| Собщ. | | | | | | | | | | 0,05 | | |
| SO ₃ | | | | | | | | | 7,12 | | | 25,04 |
| CO ₂ | 2,74 | 2,00 | - | - | - | - | - | - | 0,79 | - | - | - |
| Сумма | 100,31 | 100,12 | 100,10 | 100,00 | 99,74 | - | - | 100,35 | 99,58 | 99,11 | 100,2 | 100,24 |
| П.П.П. | 6,00 | 3,50 | 0,80 | 0,68 | 2,80 | - | - | 4,31 | 11,64 | | 0,67 | |

060. 166ж, 168, 168а - локально пропилитизированные андезиты нижней толщи верхнего мела в долине р.Валуха эпидот-хлоритовой фазии; 168 - наиболее измененные; 168а - из периферии зоны; 168а - ее осевая часть, месторождение Утесниинское; К-25 - гидрослюдисто-кварцевая фация, интрузивы диоритов нижней кислой толщи верхнего мела, месторождение Валухинское; 396а - гидрослюдисто-кварцевая фация, туф диорита, верхняя пачка нижней кислой толщи верхнего мела, район Утесниинского месторождения; 736ж - адунит-кварцевая фация, там же; 132 - каолинит - там же; 302 - монокварцит до андезито-базальта второй верхнемеловой толщи среднего состава, район Агатовского месторождения; 173 - монокварцит по фациальной диаграмме верхне-меловой экструзии, месторождение Утесниинское; 12 - адунит-каолинитовые породы; верхняя часть массива вторичных кварцитов, там же.

анализы выполнены в ИЛД ССГУ.

цемента, наблюдались жилы и прожилки мелко- и крупнокристаллического алунита (Сперанская, 1961), а также прожилки каолинита в смеси с диккитом в породах экранирующей толщ. Наблюдалась также совершенно равная, резкая верхняя граница залежи алунито-каолинитовых пород с экранирующей толщей пропилитизированных кислых туфов (месторождение Утеснинское). Общий вертикальный диапазон развития вторичных кварцитов составляет 200-300 м. Изменения затухают в экранирующей толще, состоящей из туфов и игнибритов (горизонт пестроцветной пирокластике) и относящийся к верхам нижней кислой толщ вулканитов (месторождения Утеснинское, Карамкенское, Вальнистое).

Химический и минералогический состав метасоматитов, образующих единый ряд "пропилиты - вторичные кварциты", отражает главную черту общей направленности процесса приповерхностного метасоматоза - вынос кремнезема с периферических и глубоких участков зон разгрузки гидротерм во внутренние (осевые) и вышележащие. Из прочих компонентов пород особого внимания заслуживает калий. Параллельно с почти непрерывным возрастанием роли кремнезема в метасоматической колонке отмечается несколько относительных максимумов содержания калия. Такие максимумы характерны для осевых частей зон средне- и низкотемпературной пропилитизации, а выше соответствуют гидрослюдисто-кварцевой и адуляро-кварцевой, алунито-кварцевой и алунито-каолинитовой фациям, между которыми находятся фации бескалийных метасоматитов. Поведение калия, вероятно, отражает ритмические изменения в pH фильтрующихся растворов.

Одним из образований, ассоциирующих с вторичными кварцитами и, реже, с низкотемпературными пропилитами являются аргиллизированные породы ("глины"). Они придают характерный ярко-оранжевый цвет массивам вторичных кварцитов, где заполняют зоны небольших разломов и покрывают склоны в виде солифлюкционных выносов. Серые, белые, черные "глины" встречаются в ассоциации с гидрослюдисто-кварцевыми породами в зонах пропилитизации. По-видимому, именно такие образования в районах эпitherмальных золоторудных месторождений Северной Америки В. Линдгрэн называл "гидротермальными". Некоторое разнообразие в их минеральном составе и неперемнная ассоциация с метасоматитами ряда "пропилиты-вторичные кварциты" позволяет с известной условностью (поскольку генезис их пока не вполне ясен) выделить "глины" данного типа в самостоятельную формацию аргиллизитов.

Главными минералами "глин" являются гидрослюда, монтмориллонит, дисперсный гетит и ярозит. Реже встречаются безжелезистые образования со значительной примесью карбоната.

Рассмотренные метасоматиты пропилитов (локально развитых), вторичных кварцитов, сопутствующих им аргиллизитов и золотоносные жилы приурочены к единым зонам разломов и эруптивным центрам поздне-мелового вулканизма. На примере нескольких месторождений (Утеснинское, Валунистое, Карамкенское, Эвенское) установлено, что адуляро-кварцевые метасоматиты и вторичные кварциты перекрыты породами самой верхней кислой толщи верхнемеловых вулканитов. В неизмененных породах этой толщи — витроигнимбритах или реоигнимбритах (по И.М. Сперенской) встречаются обломки залегающих ниже адуляро-кварцевых метасоматитов. Пропилитизированные породы и вторичные кварциты прорваны дайками "витрофиров", составляющими верхние части корневой системы покровов витроигнимбритов (район Утеснинского месторождения). Рудоносных жил продуктивного типа в породах верхней кислой толщи не встречено. Имеющиеся в них кварцево-халцедоновые прожилки не несут рудной минерализации и по составу, а также структурным особенностям отличаются от жил, несущих золото-серебряное оруденение. Таким образом, достаточно определенно формирование значительной части пропилитовых изменений, вторичных кварцитов и рудоносных жил происходило в относительно короткий промежуток времени, на значительных стадиях одного или двух (?) этапов верхнемелового вулканизма (нижняя липаритовая и верхняя андезитовая толщи). Структурная и возрастная общность метасоматитов завершеного ряда "пропилиты-вторичные кварциты" и руд указывает на сопряженность процессов метасоматоза и рудообразования. В пользу этого говорят золото- и сереброносность кварцитов и метасоматитов осевых частей зон пропилитизации, а также наличие гнезд и прожилков минералов продуктивной ассоциации (галенит, сфалерит, манган-кальцит и др.) в некоторых таких зонах (месторождения Агатовское, Валунистое). По всей вероятности, рудоносные жилы возникали вслед за формированием вторичных кварцитов, на заключительных этапах многостадийной гидротермальной деятельности. Однако, прямых доказательств не обнаружено: жил продуктивного типа во вторичных кварцитах не встречено; в свою очередь, в рудоносных жилах нет прожилков алуниита или каолинита. Жилы находятся либо по соседству с массива-

ми вторичных кварцитов, либо непосредственно под алунино-каолини-
товыми залежами, в зонах околотрещинного и околожильного окварце-
вания.

К рудосопровождающим метасоматитам принадлежат и собственно
околожильные изменения. Интенсивность их бывает различной и зави-
сит от структурной обстановки. Часто наблюдается наложение около-
жильных изменений на более ранние пропилитовые, в том числе - на
предрудные околотрещинные изменения. Реже рудоносные жилы находят-
ся в породах, почти не измененных. В таких случаях, около жил от-
мечается маломощная (шириной 0,2-0,5 м) зона окварцевания, разви-
тия гидрослюда, адуляра, монтмориллонита. Главными новообразова-
ниями в околожильных метасоматитах являются, в одних случаях-аду-
ляр и кварц, в других - гидрослюда, монтмориллонит и кварц. Гори-
зонтальная зональность околожильных изменений полностью повторяет
зональность низкотемпературной пропилитизации.

Кроме дорудных и рудосопровождающих метасоматитов в районах
месторождений установлены проявления послерудной пропилитизации,
преимущественно низкотемпературного типа. Она развита в зонах
разломов в породах надрудной верхнемеловой толщи кислых вулкани-
тов, в покровах, дайках и штоках палеогеновых базальтов, андезито-
базальтов, дацитов, секущих рудоносные жилы. По составу минералов-
новообразований послерудная пропилитизация почти ничем не отлича-
ется от более ранней. Некоторым отличием является существенная
роль цеолитов, ассоциирующих с альбитом, кварцем, хлоритом, гидро-
слодой, сфеном, рутилом, гематитом, карбонатом. В послерудных про-
пилитах встречаются жилы и прожилки карбонатно-хлорито-кварцево-
халцедонового состава, обычно прожилки цеолитов.

В ы в о д ы

I. Для районов близповерхностных золоторудных и золото-серебря-
ных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса харак-
терны преимущественно локальная, четко контролируемая зонами раз-
ломов, низкотемпературная и, в меньшей степени, среднетемператур-
ная пропилитизация вулканогенных пород всех структурных этажей.
Среди пропилитовых изменений выделяются дорудные, рудосопровожда-

щие и пострудные. Дорудные и рудосопровождающие пропилиты во многих случаях ассоциируют со вторичными кварцитами, тяготея к палеовулканам одного или двух последовательных этапов позднемелового вулканизма. Аналогичным изменениям подвергались породы как кислого, так и среднего состава. Пострудных вторичных кварцитов не установлено.

2. Послевулканическая газо-гидротермальная деятельность, обусловившая изменения пород, протекала как многократный процесс на заключительных стадиях каждого из этапов меловой и палеогеновой вулканической активности.

3. Степень изменений определялась рядом факторов. По-видимому, главными являлись благоприятная структурная обстановка, наличие вулканических аппаратов, интенсивность притока гидротерм, распределение в пространстве теплового потока, в какой-то степени - длительность процессов, метасоматоза. Повышенная активность газо-гидротермальной деятельности привела к появлению завершеного метасоматического ряда "пропилиты-вторичные кварциты", объединяющего предрудные и рудосопровождающие метасоматиты. С многократными изменениями незавершеного ряда связаны локальная дорудная (отчасти) и послерудная пропилитизация

4. Общность структурного и возрастного положения метасоматитов завершеного ряда и рудоносных жил позволяет говорить об их сопряженности.

5. Общий вертикальный интервал развития полной метасоматической колонки составляет около 1000 м; из них на долю вторичных кварцитов приходится около 300 м. Колебания этих величин, вероятно могут составлять первые сотни метров в ту или иную сторону.

6. При поисках и разведке золотоносных руд фациальный анализ метасоматитов, сопряженных с оруденением и реконструкция метасоматической колонки приобретают важное практическое значение, давая в наше распоряжение критерии оценки относительных уровней эрозийного среза рудного поля и отдельных его участков. На стадии среднemasштабных и детальных поисков важно выявление зон калиевого метасоматоза - адуляро-кварцевых и гидрослюдаисто-кварцевых фаций.

ОТЛИЧИЕ СОСТАВА ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОРОД
ВИСЯЧЕГО И ЛЕЖАЧЕГО БОКОВ МОЛОДЕЖНОГО КОЛЧЕДАННОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Типогенные гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород являются важными поисковыми признаками на колчеданные месторождения. Роль этих изменений еще более возрастает при переходе к поискам закрытых ("слепых") колчеданных залежей. С целью разработки поисковых признаков на закрытые месторождения нами проведено изучение Молодежного колчеданного месторождения на Южном Урале. Для выяснения строения околорудных гидротермально-метасоматических ореолов и определения различий между изменениями надрудных пород, мы провели объемное картирование. Наличие слепых пологозалегающих рудных тел и разбуренность месторождения густой сетью скважин благоприятствовали изучению околорудной зональности. Во время исследований изучен керн по четырем профилям скважин.

Геологический разрез Молодежного месторождения образуют (снизу вверх): 1) толща миндалекаменных базальтовых порфиритов и афировитов; 2) залежь кварцевых порфиритов мощностью до 250 м, 3) известняки мощностью до 25-30 м; 4) толща базальтовых порфиритов, туфов и туффитов (рис.1). По данным Г.В.Петрова и Н.К.Курбанова эти толщи относятся к улутауской свите живетского возраста.

Толща миндалекаменных порфиритов сложена афировыми и в подчиненном количестве порфиритовыми разностями базальтовых порфиритов. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и пироксеном, в той или иной степени замещенными вторичными минералами. Основная масса пород сложена микролитами альбита и агрегатом хлорита, эпидота, лейкоксена. В породах наблюдается гиалопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная и переходные между ними микроструктуры.

Залежь кварцевых порфиритов сложена крупно- и мелкопорфиритовыми разностями. Преобладают крупнопорфиритовые породы, в которых размер фенокристаллов кварца превышает 3 мм. По составу они близки к дацитовым порфиритам, а мелкопорфиритовые порфириты - к липа-

рито-дацитах. Для пород наиболее характерны микролитозернистая, фельзитомикролитовая, сферолитомикрозернистая структура основной массы. Фенокристаллы кварца и альбита обычно образуют гломеропорфирные сростки, реже — пегматоидные прорастания. Кварцевые порфириды обладают массивной, пятнистой, брекчиевой текстурами.

Верхняя толща сложена пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиридами, перемежающимися со слонстыми пачками туфов и туффитов. Эти породы по химическому составу относятся к андезито-базальтовой группе.

Рудное поле представляет сложную брахиантиклиналь, в ядре которой выходят базальтовые и кварцевые порфиры. Крылья брахиантиклинали сложены известняками, андезито-базальтовыми порфиридами и туффитами. Значительную роль играют субмеридиональные, субширотные и северо-западные разрывы. Субмеридиональные разломы дорудные и рассматриваются как рудопроводящие каналы. Широко развиты дорудные субвулканические кварцевые порфириды.

Рудное тело расположено в восточном крыле пологой антиклинали, в зоне контакта миндалекаменных пород и кварцевых порфиритов и является "слепым". Колчеданная залежь имеет пластообразно-линзовидную форму с тупыми окончаниями. Ее морфология определяется сочленением системы крутопадающих зон нарушений с полого лежащим контактом миндалекаменных и кварцевых порфиритов.

В распределении различных минеральных типов руд внутри рудного тела наблюдается определенная зональность. Сверху залегают преимущественно сплошные медистые руды. Ниже располагаются медно-цинковистые руды, постепенно переходящие в медистые вкрапленники лежащего блока. Местами в нижней части сплошных руд встречается зона серного колчедана.

Вблизи рудной залежи кварцевые и миндалекаменные порфириды несут отчетливые признаки околорудного метаморфизма; в них широко развиты серицит, бледно-окрашенный хлорит, кварц, шпидит, кальцит, эпидот, гематит, встречаются барит, бесцветный пумпеллит, клиноцоизит, рутил, анатаз, халькопирит, сфалерит, тальк, доломит, анкерит, родохрозит, каолинит. С приближением к зонам околорудного метасоматоза исчезают минералы регионального метаморфизма (зеленый хлорит, альбит) и появляются гематит, серицит, бесцветный хлорит, карбонаты. От центра ореола к периферии выделяются минеральные фа-

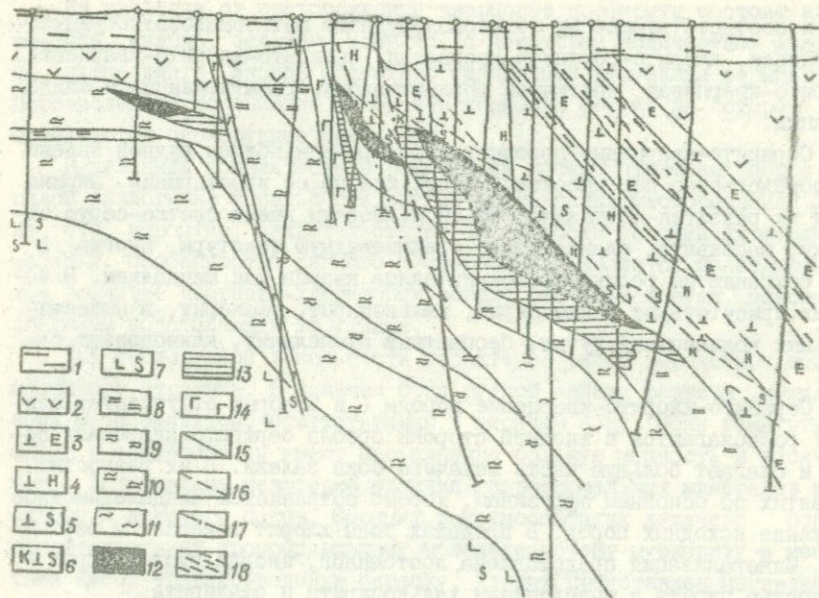


Рис. I. Поперечный геологический разрез Молодежного месторождения.

I - рахлые отложения; 2 - пироксен-плаггиоклазовые порфири-
ты, их туфы и туффиты; 3 - кварцевые порфириды эпидотизи-
рованные; 4 - кварцевые порфириды гематитизированные;
5 - кварцевые порфириды серицитизированные; 6 - кварцевые
порфириды серицитизированные и карбонатизированные; 7 -
миндалекаменные порфириды серицитизированные; 8 - серицито-
кварцевые породы; 9 - хлорито-серицито-кварцевые породы;
10 - серицито-хлорито-кварцевые породы; 11 - хлорито-квар-
цевые породы; 12 - массивные колчеданы; 13 - вкрапленные
руды; 14 - дайковые диабазы; 15 - литологические контакты;
16 - границы зон частично измененных пород; 17 - разрывные
нарушения; 18 - зоны рассланцевания.

ции и соответствующие им зоны околорудного метасоматоза: серицито-кварцевая, хлорито-серицито-кварцевая, серицито-хлорито-кварцевая, хлорито-кварцевая, частичной серицитизации, гематитизации и эпидотизации.

Серицито-кварцевые породы распространены вблизи рудной залежи непосредственно под массивной рудой или на ее простирании. Ширина зоны их развития составляет 30-50 м. Породы имеют светло-серую окраску, массивную, сланцеватую, брекчиевидную текстуры. Иногда в них сохраняются реликты фенокристаллов кварца или миндалиты. В породах присутствуют также пирит, халькопирит, сфалерит, в незначительных количествах рутил, бесцветный пумпелинит, клиноцоизит, барит.

Серицито-хлорито-кварцевые породы (в которых отсутствует альбит) располагаются с внешней стороны ореола серицито-кварцевых пород и слагают большую часть левацкого бока залежи. В их разностях, развитых по основным эффузивам, хорошо сохраняется миндалекаменное сложение исходных пород. В пределах зоны хлорит замещается серицитом. Минерализация представлена постоянной, иногда густой вкрапленностью пирита и выделениями халькопирита и сфалерита.

Зона частичной серицитизации располагается в висячем боку рудного тела и развита по кварцевым порфирирам. Ее внешняя граница принята по появлению серицита. Мощность зоны составляет 10-40 м. Серицитизация подвергалась, главным образом, основной массе породы. Кроме серицита присутствуют эпидот и карбонаты. Последние развиты непосредственно над рудной залежью. В шлифах удается наблюдать замещение серицитом альбита, хлорита и эпидота.

Гематитизированные и эпидотизированные породы слагают внешнюю зону околорудного метаморфизма и связаны постепенными переходами с зоной зеленокаменных измененных пород. Они развиты главным образом в висячем боку рудной залежи по кварцевым порфирирам. Гематитизация распределена равномерно по основной массе породы, а также выражена сетью прожилков. Эпидот образует пятнистые и прожилковидные выделения. Интенсивность эпидотизации с приближением к руде усиливается. Нередко эпидотизированные породы переходят в эпидотиты. В зоне гематитизации постоянно присутствуют эпидот, карбонаты, хлорит, кварц, альбит.

На удалении от месторождения кварцевые порфиры состоят из альбита, кварца, зеленого хлорита, с некоторым количеством эпидота, пумпеллита, иногда пренита с единичными чешуйками серицита. Перечисленная ассоциация минералов является фоном, на котором проявляются околорудные изменения.

Выявленная зональность в размещении метасоматических пород в целом аналогична зональности других колчеданных месторождений Урала, что, вероятно, свидетельствует об общности условий их формирования. Особенностью данного месторождения является более широкое развитие кварцево-хлоритовых пород, что объясняется основным составом подстилающих эффузивов.

Для околорудной зональности характерно резко выраженное асимметричное строение. В лежачем боку рудной залежи развита мощная зона метасоматитов, отсутствующая в висячем боку. Зоны гематитизации и эпидотизации имеют несравненно большую мощность в висячем боку. Установлены некоторые отличия гидротермальных минералов висячего и лежачего боков. Серицит в метасоматитах лежачего бока свидетельствует хромсодержащему маложелезистому мусковиту и местами имеет травяно-зеленую окраску. Хлорит представлен магнезиально-железистым прохлорит-корундофиллитом, причем с удалением от рудной залежи коэффициент его железистости возрастает от 0,46 до 0,59. Карбонаты в лежачем боку представлены анкеритом, магнезитом, родохрозитом. Для пород лежачего бока характерна вкрапленность и прожилки пирита и других сульфидов, количество которых постепенно убывает с удалением от руды. В измененных породах висячего бока серицит представлен бледно-желтой разновидью мусковитового состава. Карбонат представлен кальцитом; эпидот - железистым фистацитом. Сульфидная минерализация отмечается лишь в зоне частичной серицитизации и выражена редко вкрапленностью пирита.

Рудное тело расположено в висячем боку метасоматического ореола. Особенности изменений пород лежачего и висячего боков обусловлены в основном различной кислотностью среды. В лежачем боку в период рудоотложения среда была кислой с высоким потенциалом серы и калия, что обусловило полное разложение исходных минералов силикатных пород. В висячем боку была щелочная обстановка, в которой происходило отложение карбонатов, кварца, гематита, эпидота.

Рудоотложение происходило в зоне нейтрализации рудоносных растворов.

Для выяснения количественных изменений при околорудном метасоматозе нами проведен пересчет средних химических составов пород и руд из различных зон по методу В.А.Рудника (1962) и подсчитан баланс вещества. Методика подсчета описана нами ранее (Прокин, Тимергазина, 1969). Подсчитанный блок ограничен изученными профилями и глубиной пробуренных разведочных скважин. Общий объем подсчетного блока составляет 222,3 млн.м³.

Расчеты показали, что вода, магний, кремний, алюминий, кальций выносятся из внутренних зон и полностью или частично переотлагаются во внешних. Барий и калий привносятся постмагматическими растворами (табл. I).

Таблица I

Суммарный привнос и вынос химических элементов
в изучении блока (в тыс.т)

| Компоненты | Привнос | Вынос | Газность | Коэффициент компенсации Кк |
|------------|---------|---------|----------|----------------------------|
| Si | 12235,2 | 4610,1 | +7625,1 | + 38 |
| Al | 779,8 | 2165,4 | -1385,6 | - 36 |
| Fe | 12706,7 | 1704,9 | +11001,8 | + 13 |
| Mg | 3400,7 | 1379,9 | +2020,8 | + 41 |
| Ca | 2148,2 | 12204,3 | -10056,1 | - 18 |
| Ba | 708,6 | - | +708,6 | 0 |
| Na | 448,8 | 9652,2 | -9163,4 | - 5 |
| K | 3562,0 | 15,4 | +3556,6 | 0 |
| Mn | 245,7 | 3,1 | +242,6 | + 1 |
| H | 313,0 | 235,4 | + 77,6 | +75 |
| O | 2408,4 | 4116,8 | -1708,4 | -59 |
| S | 9636,2 | 187,0 | +9449,2 | + 2 |
| Cu | 363,3 | 2,4 | +360,9 | + 1 |
| Сумма | 48996,6 | 36276,9 | +12719,7 | |

Таким образом, при рудообразовании преобладает локальное (а не сквозное) перемещение вещества. Процесс рудообразования подчинен общему процессу миграции петрогенных элементов.

Изученная зональность позволяет выделить участки, перспективные на выявление слепых рудных тел, а также оценить уровень эрозийного среза рудоносных структур. Закономерные изменения состава минералов в окологрудном метасоматическом ореоле, определенное положение рудных тел в типогенной зональности изменений боковых пород и количественные подсчеты миграции вещества позволяют рассматривать возникновение окологрудного ореола и оруденения как результат единого метасоматического процесса, протекавшего в условиях повышенных градиентов кислотности и температуры растворов.

Горно-геол. ин-т БФАН СССР, Уфа.

Е.В. Пучков

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ И ЗОЛОТО-МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Большой практический и теоретический интерес представляет вопрос о связи сульфидной и золотой минерализации со вторичными кварцитами. К настоящему времени в Центральном Казахстане имеется значительное количество массивов вторичных кварцитов с медно-молибденовой, полиметаллической и золотой минерализацией. Для установления распределения рудных элементов нами было рассмотрено сто семьдесят массивов вторичных кварцитов Северо-Западного Прибалхашья, образованных по породам различного возраста — от девона до карбона включительно. Все массивы были охарактеризованы по минералогическому составу и классифицировались по наиболее широко проявленному типу гидротермального изменения: серицитовому, алунитовому, карлиновому и корунд-андалузитовому. Распределение оруденения в массивах анализировалось на основании установления встречаемости рудных компонентов в кварцитах вообще и в различных типах в частности по пяти элементам (Cu, Mo, Zn, Pb, Au), наиболее часто встречающимся в формации вторичных кварцитов. В подсчет принимались содержания не ниже Mo—0,006%, Cu—0,07%, Pb—0,07%, Zn—0,07% и Au—0,1 г/т.

I. Медно-молибденовая минерализация

Процент встречаемости меди и молибдена в массивах вторичных кварцитов всех типов составляет соответственно 30% и 20%. Для массивов вторичных кварцитов с широко проявленной корунд-андалузитовой фацией повышенных содержаний этих элементов не отмечается. В низкотемпературных массивах, представленных в основном каолинит-диккитовым типом, медь встречается в 7% массивов, а молибден не характерен вообще. Наибольшая встречаемость этих элементов присуща для массивов, где широко развиты среднетемпературные фации - алунитовая (Cu - 18%; Mo-30%) и серицитовая (Cu-78%, Mo-72). Кроме того, устанавливается максимальное развитие молибденовой минерализации в массивах, образованных по вулканогенным породам визе-намурского возраста (каркаралинская свита) - 33%. Для меди четко устанавливается постепенное повышение зараженности массивов вторичных кварцитов от среднекаменноугольного возраста (керегетасская свита) к визейскому ярусу. Вторичные кварциты, развитые по породам турне и девона, характеризуются более низкой степенью зараженности.

Медно-молибденовая минерализация, образуя во вторичных кварцитах промышленные скопления, относится исключительно к прожилково-вкрапленному типу - медно-порфировой рудной формации. Такого типа месторождения различаются по глубине своего формирования. Для наиболее приповерхностного подтипа, к которым можно отнести месторождения Сокуркой, Бесшоко, Нурбай, Карабас и другие, характерным является широкое развитие алунита, серицита, кварца, реже диаспора, цуннита и андалузита. Как было показано нами для месторождения Сокуркой, значительная часть медного оруденения образуется одновременно с формированием серицитовых и серицит-алунитовых вторичных кварцитов (Пучков и др., 1969, 1970). В этом случае образуются вкрапленные медные руды, имеющие слабо выраженную минералогическую зональность: верхняя часть представлена в основном гипогенным халькозином, нижняя - халькопиритом. Нередко после формирования кварцитов площадного типа проявляются прожилковые генерации порообразующих и рудных минералов, вплоть до образования штокверков, в основном кварцевых. По-видимому, механизм образования штокверка

для приповерхностных месторождений отличен от механизма типичных штокерков, локализованных в интрузивных куполах. Здесь первостепенное значение приобретает химическое выщелачивание первичных пород и резкое увеличение пористости. Как правило, минералогический состав прожилковых генераций соответствует вторичным кварцитами площадного типа (кварц, алунит, диккит, серицит). В тесном парагенезисе с ними образуются минералы меди и молибдена.

Несколько иная картина взаимоотношения медно-молибденового оруденения и вторичных кварцитов наблюдается на месторождении Коунрад, которое по глубинам своего становления относится к гипабиссальной зоне (зоне сочленения эффузивных и интрузивных серий вулканоплутонического комплекса).

Современный денудационный срез месторождения позволяет обнаружить более сложную картину формирования вторичных кварцитов и взаимосвязь их с медно-молибденовым оруденением. Наиболее ранним этапом формирования месторождения следует считать образование средне-температурных фаций вторичных кварцитов, преобладающими минералами которых являлись серицит, кварц, каолинит, алунит, связанных с жизнью вулкана центрального типа, установленного К.С. Газизовой (1957), З.М. Нурбаевым и А.И. Полетаевым (1969). На более глубоких горизонтах этого вулкана-плутона (современный денудационный срез месторождения), под влиянием температурного поля поднимающейся магматической колонии (шок гранодиорит-порфиров) взамен вышеперечисленных минералов образуется андалузит-диаспор-серицитовый (пиррофиллитовый) парагенезис. Оба процесса следует считать близко одновременными и вполне вероятно вместе с ними формировалась часть вкрапленного медно-молибденового оруденения. Это представление можно рассматривать, как некоторую модификацию гипотезы Н.И. Наконника (1934) и С.Ф. Машковцева (1934), однако образование андалузита следует относить не за счет контактового метаморфизма, а как прогрессивную ступень метасоматических преобразований при изменении термодинамических параметров среды. К близким выводам пришли Я.А. Виноковецкий и В.В. Солодилова (1969); однако образование корунда и андалузита они рассматривают в отрыве от вторично-кварцитового процесса и не учитывают всей сложности их формирования на гипабиссальном уровне.

Последующая стадия регрессивного метасоматоза, связанная с формированием вулканоплутона, выразилась в интенсивной серицитизации, образовании кварцевого штокверка и последующей гидротермальной аргиллизации. Под последней подразумевается изменение уже измененных предыдущими порциями растворов пород около кварцевых прожилков различных генераций. Несмотря на незначительную мощность (1-2 см) околожильного изменения, ввиду большой плотности проявления кварцевого штокверка, этот тип изменения в первом приближении создает впечатление площадного процесса. Аргиллитовое изменение на Коунраде представлено гидрослюдисто-глинистым типом (гидромусковит, диккит, иллит, алузит, каолинит). Подобные зоны гидротермальной аргиллизации широко развиты на медно-порфировых месторождениях Чино, Кастл, Доум, Моренси, Сан Мануэль (Schwarz, 1947), Санта Рита (Cero, 1954), Робинсон (Dowell, Kulp, 1967) и т.д. Причем, вследствие более детального минералогического изучения на перечисленных месторождениях установлен большой набор минералов (аллофан, бейделит, галуазит, гидробиотит, нонтронит, алузит и т.д.).

Основная масса медно-молибденовой минерализации приурочена к регрессивной ветви формирования вторичных кварцитов, начало которой фиксируется по проявлению первой генерации прожилкового кварца, температура которого определяется в $430-330^{\circ}\text{C}$ (Гильмутдинов, 1969). Рудоотложение происходило на всем протяжении формирования кварцевого штокверка до температуры $160^{\circ}-210^{\circ}$ (генерация белого кварца в парагенезисе с поздним пиритом, халькопиритом, сидеритом и кальцитом). Нам представляется правильной критика Н.И.Наковником (1970) тех исследований, которые считают безрудиность вторичных кварцитов доказанной и отрицают их как поисковый критерий (Башкиров и др., 1969, Булыго, 1969, Трубников, 1969, Нурбаев, Полетаев, 1969). Это, с нашей точки зрения, вызвано сложностью установления связи оруденения с вторичными кварцитами, ошибочным толкованием процесса образования вторичных кварцитов и многообразием подтипов медно-порфировых месторождений. Как было показано нами (Пучков, 1971), наиболее глубокий подтип рассматриваемых месторождений расположен в интрузивных массивах и сопровождается процессами калишпатизации, хлоритизации, эпидотизации, биотитизации

и др. При рестаурации общей метасоматической колонны для всех подтипов медно-порфириновых месторождений устанавливается наличие пропилитов, представляющих собой как внешнюю, так и внутреннюю фации вторичных кварцитов. При описании вторичных кварцитов Д.С.Коржинский (1953) ортоклазизацию вмещающих медно-порфириновые месторождения интрузивных пород повышенной щелочности параллелизует с серицитовой фацией вторичных кварцитов. Следует отметить, что помимо состава вмещающей среды на масштабы проявления процессов калишпатизации, биотитизации, хлоритизации и пр. влияет глубина формирования месторождений. Естественно, что у исследователей, работающих на глубинных месторождениях и не имеющих наблюдений по всей совокупности процесса может создаться ложное впечатление независимости формирования данного подтипа от вторичных кварцитов. Однако, накопилось достаточно фактов о взаимосвязи этих процессов (проявление ортоклазизации на глубоких горизонтах месторождения Коунрад, переход по простиранию рудоносных зон калишпат-хлорит-турмалинового состава в джумртберитовые вторичные кварциты на месторождении Агуйт и т.д.).

2. Волоторудная минерализация

При рассмотрении общих закономерностей локализации золотого оруденения устанавливается, что повышенные содержания золота в большей части наблюдаются во вторичных кварцитах, образованных по самым ^{молодым} вулканогенным породам района (G_1-G_2) и совершенно не характерны для нижних частей разреза. Другими словами золотое оруденение тяготеет к верхним частям метасоматической колонны. Для подавляющего большинства вторичных кварцитов, содержащих золото, характерен определенный набор метасоматических формаций. Так, свыше 60% золотоносных массивов сложено в основном алунитовыми кварцитами. Остальные массивы в совокупности с алунитовыми кварцитами имеют широкое развитие серицита и диакрита. Для вторичных кварцитов с широко развитым корунд-андалузитовым типом золото не характерно.

По температурным условиям образования массивы можно разделить на две группы. Первая группа (Шеменкара, Шобигон, Северные и Южные Борлы и т.д.) характеризуется широким развитием корундовых и аландузитовых кварцитов и по температуре образования, определенной ме-

тодом декрепитации (430-460°C), является высокотемпературной. На массивах другой группы (Сокуркой, Таргыл, Сарыоба и др.) преимущественным развитием пользуются алунитовые и диккитовые кварциты, температура образования которых оценивается в 300-360°C. Повышенная минерализация золота приурочена только к массивам среднетемпературной группы (табл. I).

Таблица I

Характеристика температуры образования и золотоносности некоторых массивов вторичных кварцитов Северо-Западного Прибалхашья

| Массивы | Распространенный парагенезис | Температура образования, град. С | Максимальные содержания золота, в г/т |
|------------|--------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|
| Шешенкара | Корунд, андалузит | 460 | сотые доли |
| Шобигон | Корунд, андалузит | 460 | сотые доли |
| Таргыл | Диккит, алунит кварц, барит | 320 | 5,0 2,0 |
| Сокуркой | Диккит, алунит кварц, барит | 300 | 10,0 2,0 |
| Ю. Сарыоба | Диккит, алунит | 360 | 1,0 |
| Сарыоба | Диккит, алунит кварц, барит | 300 | 5,0 25,0-30,0 |
| Керегетас | Диккит, алунит кварц, барит | 360 | 1,0 7,0 |

Примечание: Под кварц-баритовым парагенезисом понимаются кварц-баритовые жилы, развитые за пределами массивов вторичных кварцитов.

Геологическое строение и условия образования различных массивов вторичных кварцитов среднетемпературного типа имеют много общего. Основным, наиболее распространенным типом кварцитов является алунитовый. Как правило, алунитовые кварциты слагают центральные части массивов, сменяясь к периферии диккитовыми разностями. Глубина распространения алунитовых кварцитов, как установлено на Таргыле и Сокуркое, составляет 100-150 м. На всем этом интервале

наблюдается выдержанный парагенезис: алунит, кварц, гематит, с содержанием алунита 15-35%. Ниже алунитовые кварциты через переходную зону алунит-серицитовых разностей, сменяются серицитовыми кварцитами, нижняя граница распространения которых не установлена. Их парагенезис: серицит, кварц, сульфиды железа и реже меди. Диккиритовые кварциты с парагенезисом диккит, кварц, гематит обычно занимает верхнее положение среди указанных типов, перекрывая алунитовые разности. Кроме указанных типов на всех массивах в различных количествах присутствуют монокварциты, слагающие пластообразные, линзообразные и жильные тела.

Характерной особенностью всех рассматриваемых массивов является развитие за их пределами монокварцитовых и кварц-баритовых жил, протяженностью до 1000 м при максимальной мощности до 23 м. Наиболее четко выражены около массивов Сарноба и Керегетас. Для большинства жил наблюдается зональность по простиранию. Обычно к местам выклинивания жил приурочена повышенная баритизация, вплоть до смены монокварцитовых тел баритовыми. Кроме того, на массиве Керегетас на флангах жил наблюдается переход монокварцитов в жильные тела кварц-алунитового состава. Несмотря на значительную удаленность этих жил от массивов вторичных кварцитов (до 3 км), они являются сингенетичными с последними. Это подтверждается как переходом по простиранию некоторых из них во вторичные кварциты, так и наличием в околожильно измененных породах таких специфических вторично-кварцитовых минералов, как диаспор, алунит, диккит. При этом, положение метасоматических зон в околожильно измененных породах соответствует зональности вторичных кварцитов.

Закономерности локализации и распределения золота внутри массивов вторичных кварцитов изучены недостаточно полно. Однако, повсюду наблюдается приуроченность его к участкам развития алунитовых разностей и кварцевого штокверка.

Содержания золота на описываемых массивах крайне неравномерные (табл.). Наиболее детально в отношении золотоносности был изучен Сокуркойский массив. Опробование шурфов по сети 20x20 м показывает, что содержания золота варьируют в пределах 0,1-1,0 г/т, достигая в отдельных участках 10 г/т. При математической обработке 848 спектрозолотометрических проб с участка площади

0,6 км.кв получены следующие статистические данные: закон распределения - логнормальный, среднее содержание (\bar{x}) - 0,39 г/т; среднее квадратическое отклонение (S) - 1,22; коэффициент вариации (V) - 313%. Для более обогащенного золотом участка алунитовых вторичных кварцитов площадью 0,1 км.кв по 348 пробам получены: \bar{x} = 0,53 г/т; S = 1,90; V = 358% при логнормальном законе распределения.

Кроме площадей развития алунитовых кварцитов, золотая минерализация характерна для сингенетичных с ними монокварцитовых и кварц-баритовых жил (Сарноба, Керегетас, Сокуркой и др.). Так же, как во вторичных кварцитах, в них золото распределено крайне неравномерно при содержаниях от сотых долей грамма на тонну до 30 г/т. Минералогически оно представлено тонкодисперсным самородным золотом в кварце и в виде механической примеси в сульфидах.

3. Некоторые вопросы генезиса

К настоящему времени сложилось два направления в генетическом понимании образования вторичных кварцитов. Одни исследователи, вслед за Н.И.Наковником (1947, 1964), придерживаются и развивают представления о вулканогенной природе вторичных кварцитов, как о продуктах фумарально-сульфатарной деятельности. Другие - придерживаются представлений Д.С.Коржинского (1953), понимающего под вторичными кварцитами продукты кислотной стадии выщелачивания субвулканической фации и противопоставляющего им аргиллизированные породы собственно вулканической фации. Нам представляется, что нет принципиальной разницы в процессе образования вторичных кварцитов, связанных с наземным вулканизмом или с интрузиями гипабиссального типа. В том и другом случае создаются условия, когда гидротермальная система характеризуется близкими термодинамическими параметрами, что наглядно видно из парагенетических ассоциаций петрогенных минералов современных фумарольных полей Камчатки, вторичных кварцитов срединного Камчатского хребта, Закарпатья и Казахстана (Набоко, 1963; Власов и Василевский, 1964; Фишкин, 1970; Наконник, 1964)

Как было показано выше, процесс образования вторичных кварцитов и гидротермальная аргиллизация являются единым. То же относит-

ся и к формированию кварцевых и кварц-баритовых жил, развитых по периферии вторично-кварцитовых массивов. Не вызывает сомнения взаимосвязь вторично-кварцитового процесса и пропилитизации. Н.И.Наковник (1954) в ряду зональности вполне обосновано рассматривает пропилиты как внешнюю фацию кварцитов. Однако, пропилитизация является не только внешней, но и внутренней фацией вторично-кварцитовых массивов. Такие данные были получены на месторождении Сокуркой, где скважинами были вскрыты пропилитизированные плагиоклаз-роговообманковые порфириды, подстилающие на глубине серицитовые вторичные кварциты.

Изучение парагенетических ассоциаций минералов всей метасоматической колонны показывает, что гидротермальные аргиллиты и собственно вторичные кварциты формировались в условиях повышенных значений Eh и пониженных значениях pH. Для них характерны минеральные комплексы с элементами в высшей степени окисления, окисные соединения, а также минералы, образующиеся или устойчивые в кислой среде. Для более глубинных частей метасоматической колонны (пропилитовая ступень минералообразования) и внешней пропилитовой зоны вторичных кварцитов субвулканической фации наряду с кислотными компонентами большая роль принадлежит щелочноземельным элементам и сульфидной сере.

Вопросы локализации золото-медно-молибденового оруденения, генетически связанного со вторичными кварцитами, следует рассматривать во взаимосвязи со всем ходом процесса. Для частей метасоматической колонны, где наблюдается ультракислая среда и высокие значения окислительно-восстановительного потенциала (корунд-андалузитовые, реже диаспоровые фации вторичных кварцитов, сольфатарная аргиллизация), накопление рудных компонентов (Cu, Pb, Zn, Mo) происходить не может. В этих условиях рудные компоненты дают окисные соединения, гидраты которых хорошо растворимы, или сульфаты, растворимость которых также повышена. Это не относится к золоту, перенос которого осуществляется предпочтительно в виде тиосульфатных комплексов, распад которых происходит при сравнительно высоком окислительном потенциале (Турин, 1963; Пучков и др., 1970). Это подтверждается предпочтительной локализацией золота в адунитовых вторичных кварцитах Прибалхашья.

Для центральных и глубинных частей метасоматической колонны (область формирования серицитовых вторичных кварцитов, ортоклазизации и пропилитовой ступени минералообразования), ведущая роль в гидротермальных растворах принадлежит щелочным и щелочно-земельным элементам и соединениям тяжелых металлов с сульфидной серой. По парагенетическим ассоциациям минералов здесь следует предполагать слабо кислую или слабо щелочную обстановку. Границей перехода щелочных растворов в кислые является, как это предполагают Н.И. Наконник (1954), Г.М. Власов и М.Н. Василевский (1964), уровень развития серицитовых вторичных кварцитов. Смена одного из основных термодинамических параметров и ведет к интенсивному сульфидообразованию. Интересна связь медно-молибденового оруденения с гидротермальной аргиллизацией. Следует еще раз подчеркнуть, что она является типом околожильного изменения пород около кварцевых прожилков, формирование которых подчиняется законам выполнения открытых полостей. Как правило, сульфидная минерализация синхронна с формированием прожилков различных генераций. Помимо высокой степени гидратации и комплексобразования, кремнезем в ассоциации с кислородом проявляет большую склонность к полимеризации. По способности образовывать полимеры к нему очень близки сера и мышьяк — главные анионные составляющие рудных компонентов. Начало выпадения из раствора больших структурных единиц кремнезема редко нарушает его структуру, что ведет к последующему выпадению полимеров серы и мышьяка. Метасоматические процессы, развивающиеся вокруг формирующихся прожилков, приводят к образованию гидротермальных аргиллитов по уже претерпевшим изменения породам.

Таким образом, под вторично-кварцитовым процессом следует понимать процессы кислотного выщелачивания, проявленные при формировании вулканоплутонических комплексов на приповерхностном и гипабиссальном уровнях их становления. Составной частью этого процесса следует рассматривать аргиллитовое изменение и пропилитизацию.

КазИМС, Алма-Ата.

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ
ТЕТЮХИНСКОГО СЕРНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Вторичные кварциты Тетюхинского проявления, несущие серное оруденение, представляют одно из наиболее интересных полей вторичных кварцитов на Дальнем Востоке. Гидротермально измененные породы этого проявления образовались в зоне контакта сложной интрузии верхнемелового-палеогенового возраста с верхнемеловыми туфами липаритов и дацитов. В интрузии выделяются три фазы разного состава: ранняя диоритовая, средняя - преимущественно гранодиоритовая и поздняя фаза лейократовых гранитов. Вмещающие вулканогенные породы представлены литокристаллокластическими туфами липаритов и дацитов и в незначительном объеме - лавами липаритов (кварцевых порфиров). Среди туфов преобладают кристаллокластические псаммито-алевритовые с вкрапленниками и обломками кварца, полевого шпата и редкими обломками пород. В районе известны, кроме того, интрузии и купола андезитовых порфиритов, многочисленные дайки андезитовых, диоритовых и диабазовых порфиритов предположительно верхнемелового и палеогенового возраста.

Вторичные кварциты и серное оруденение Тетюхинского проявления приурочены к широкой субмеридиональной полосе, представлявшей, очевидно, зону повышенной тектонической активности. Отдельные тела вторичных кварцитов, как правило, имеют линейные формы и ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях. Тектонические подвижки продолжались во время кварцитообразования и после него.

Вторичным изменениям в той или иной степени подверглись интрузивные, эффузивные и экструзивные породы. Особенно сильные изменения наблюдаются в пределах субмеридиональной зоны длиной около 4 км. По периферии этой зоны характер изменений определялся составом исходных пород. Здесь проявлены низкотемпературная, реже - среднетемпературная пропилитизация диоритов и вулканогенных пород. Она выражена развитием хлорита и эпидота по биотиту и ро -

говой обманке. Плаггиоклазы замещены альбитом, карбонатом, хлоритом и серицитом. Породы несут повышенное количество сульфидов железа, реже арсенопирита. По микротрещинам развиты карбонаты, цеолиты (десмин, гейландит). В диоритах изредка наблюдается адуляризация, в лейкократовых гранитах — мусковитизация плаггиоклаза и турмалинизация.

В эффузивах и их туфах изменения вызваны контактовым воздействием интрузии и последующим гидротермальным метаморфизмом. Контактные изменения выражены в окварцевании, калишпатизации и биотитизации вулканитов. С гидротермальным метаморфизмом связаны мусковитизация, хлоритизация биотита и слабая альбитизация калишпата. В туфах отмечены карбонатно-хлоритовые прожилки, повышено количество рудных минералов в виде вкрапленности или прожилков, увеличено содержание апатита, образующего необычно крупные правильные кристаллы.

В экзрузиях андезитов и окружающих их туфах основного состава проявились значительная эпидотизация, альбитизация, хлоритизация и карбонатизация, местами очень интенсивная. Изменения пород типа низко- и среднетемпературной пропилитизации не обнаруживают четкой приуроченности к каким-либо линейным зонам и носят площадной характер, но, тем не менее, в целом пропилитизация развита в пределах той же зоны субмеридионального направления, где произошло образование вторичных кварцитов.

Формация вторичных кварцитов на Тетюхинском проявлении представлена разнообразно. Особенно интересен участок ручья Серного, где установлены серицитовые, каолинитовые (диккитовые), пиррофиллитовые, диаспоровые и серные кварциты, широко развит турмалин. В виде примесей в некоторых фациях присутствуют алунит, андалузит.

В распространении фаций вторичных кварцитов наблюдается зональность. Центральная осевая зона наиболее крупного тела сложена диаспор-пиррофиллит-диккитовыми кварцитами. Содержания главных минералов сильно варьируют, вплоть до полного исчезновения одного или двух из них. Так, местами образуются бескварцевые диаспор-пиррофиллитовые породы. На глубине 45–65 м резко уменьшается количество диаспора, который появляется только в виде небольшой примеси (1–3%) в пиррофиллит-диккитовых кварцитах. Ниже, в интервале 65–100 м, идут породы, в которых наряду с глинистым минералом и пи-

рофиллитом появляется серицит. Количество глинистого минерала (каолинита?) здесь незначительно – около 5–10%, в связи с чем точная диагностика его затруднена. На глубине 100 м в породах исчезает пиррофиллит, повышается количество слюды до 30–40%, появляется зеленый мусковит. Местами размеры чешуек это заметно увеличиваются и достигают 0,5–1,0 мм. По данным спектрального анализа в нем установлено повышенное количество хрома и железа. В зоне серицито-мусковитовых кварцитов в небольшом количестве присутствует глинистый минерал со средним $N_m=1,562$, условно отнесенный к каолиниту.

На глубинах 180–210 м породы отличаются от обычных вторичных кварцитов: они состоят из крупных (0,2–0,5 мм) зерен кварца различной формы, в отличие от более мелкого (0,1–0,2 мм) равномерно-зернистого кварца других зон, и мусковита. Структура породы реликтовая гранитовая, значительная часть кварца представлена остаточными зернами исходного гранита. Подобные породы близки к мусковито-кварцевым грейзенам, но могут вместе с тем содержать небольшое количество глинистого минерала. На самых глубоких горизонтах, доступных наблюдению, в мусковито-кварцевых породах появляется мало-железистый хлорит. Можно предполагать, что еще глубже мусковитизация сменится хлоритизацией темноцветных, т.е. уступит место пропитовым изменением.

Вертикальная зональность в общих чертах повторяется и в горизонтальном срезе. Центральная диаспор-пиррофиллит-диккитовая зона переходит в серицит-пиррофиллит-диккитовую, а затем каолинито-серицитовую и серицитовую. Местами образуются каолинито-кварцевые породы с мономинеральными псевдоморфозами каолинита по полевым шпатам. Большие площади заняты серицитовыми кварцитами, но кварцево-мусковитовые породы на современном срезе описываемого тела не выявлены. Горизонтальная и вертикальная зональность вторичных кварцитов на некотором удалении от основного контролирующего нарушения пополняются фациями переходными к пропилитам: гидрослюдистыми породами, карбонатно-хлорито-гидросерицитовыми и карбонатно-хлоритовыми пропилитами. Последние переходят в пропилитизированные породы – хлоритизированные сульфидизированные гранитоиды, иногда со-держаше эпидот.

Отличающаяся от описанной зональность проявляется в небольшом содержащем серу теле вторичных кварцитов на участке ручья Безмянин-

ного. Оно разведано только с поверхности и данных о вертикальной зональности нет. Осевая зона шириной 14 м сложена зуннитовыми и зуннит-топазовыми кварцитами, состоящими из кварца (55-60%), диккита (20%), мусковита, пиррофиллита, зуннита, топаза, пирита, серы. В небольшом количестве отмечена вкрапленность эннергита. Зуннит - топазовые кварциты оригинальны по своему составу, отличаясь от других известных на Дальнем Востоке зуннитсодержащих кварцитов. Особенно интересна ассоциация зуннита, топаза и наложенной на них серы. Осевая зона окаймляется мусковит (пиррофиллит) - диккитовыми кварцитами, не содержащими зуннита и серы, а далее идут серицитовые кварциты, постепенно переходящие в серицитизированные мусковитизированные граниты.

Особенностью описываемого поля вторичных кварцитов является слабое проявление андалузитовой фации при интенсивном развитии диаспора. Андалузит обнаружен в стороне от других высокоглиноземистых фаций в небольшом выходе серицито-мусковитовых кварцитов на контакте лейкократовых гранитов III фазы с гранодиоритами. Он образует вместе с серицитом псевдоморфозы по полевым шпатам и замещается глинистым минералом.

Алунит в небольшом количестве отмечен в диапор-пиррофиллитовом кварците, содержащем серу. Он, вероятно, является более поздним, наложенным на высокоглиноземистые кварциты, так как выполняет пустоты в породе. Еще в меньших количествах алунит присутствует в каолинито-серицитовых кварцитах, где образует мелкие ксеноморфные зерна в основной массе породы. В главном теле фторичных кварцитов на глубине 90-95 м наблюдается огипсование пород. Гипс образует прожилки мощностью до 1-1,5 см или замещает более ранние минералы вторичных кварцитов. Вместе с ним по тем же трещинам выделяется сера.

Описываемая минерализация и зональность вторичных кварцитов Тетюхинского проявления осложнены необычайно сильной турмалинизацией. Она проявлена в пределах той же субмеридиональной зоны повышенной тектонической активности, в которой произошло образование кварцитов, но максимумы интенсивности турмалинизации и кварцитообразования обычно не совпадают. По времени проявления устанавливается ранняя докварцитовая, одновременная и поздняя, наложенная на кварциты, турмалинизация. Такое широкое и интенсивное

развитие турмалина, очевидно, связано с повышенной бороносностью магматического очага, питавшего интрузию и гидротермы. Турмалином обогащены лейкократовые граниты III фазы в северной части интрузии. Здесь наблюдается обильное выделение темноокрашенного турмалина ($N_0 = 1,666$, $N_e = 1,642$). Он образует прожилки вместе с кварцем и хлоритом, а также мономинеральные выделения на плоскостях мелких трещин. Этот турмалин пространственно разобщен с вторичными кварцитами и отвечает ранней стадии минерализации. По мере приближения к выходам вторичных кварцитов облик турмалина меняется. В краевых зонах он светло-зеленый или серо-зеленый, а вблизи осевых зон и в главном теле вторичных кварцитов турмалин почти бесцветный. Наблюдаются четкие зональные слюдисто-турмалиновые псевдоморфозы или, при более интенсивном процессе, мономинеральные турмалиновые псевдоморфозы по фенокристаллам замещаемых гранодиоритов. На стыке с диаспор-пиррофиллит-диккитовыми кварцитами турмалин замещается серицитом или диккитом. Наряду с таким турмалином, одновременным или более ранним по отношению к другим минералам вторичных кварцитов, на глубине свыше 100 м наблюдаются прожилки более позднего турмалина.

Развитие кварцево-мусковитовых, турмалино-мусковитовых пород, мусковитизация гранитов, присутствие топаза придает описываемому полю кварцитов сходство с грейзенами, причем часто трудно провести границу между представителями двух формаций, тем более, что типичные вторичные кварциты и грейзеноподобные породы залегают на одном вертикальном уровне.

Среди вторичных кварцитов можно наблюдать проявление поздней щелочной стадии, т.е. надвигание пропилютового изменения на вторичные кварциты. Оно выражается в развитии хлорита из ряда делесита и цеолита (гейландита) в мусковито-серицитовых кварцитах. Еще более интенсивное замещение минералов ранней кислотной стадии карбонатом происходило вдоль поздних тектонических нарушений. Интересной деталью строения данного поля является интенсивная флогопитизация пород на одном из участков. Флогопит развит в зоне серицитовых кварцитов. Количество его в породе достигает 20%. Отсутствие признаков замещения и обесцвечивания свидетельствует о сравнительно позднем развитии флогопита.

Тетюхинское серное проявление является в настоящее время единственным изученным проявлением серы в материковой части Дальнего Востока. Серное оруденение локализовано в пределах конутров тел вторичных кварцитов. Наиболее интенсивное оруденение пространственно совмещено с центральными зонами самого крупного тела вторичных кварцитов в левом борту ручья Серного. Форму рудного тела можно представить (по данным бурения) как сужающуюся книзу линзу с поперечным сечением, приближающимся к треугольному. Менее значительная серная минерализация приурочена к зоне топаз-зунитовых кварцитов.

В наиболее богатых рудах сера замещает диккит и пиррофиллит, вплоть до полного исчезновения этих минералов. В случае замещения диаспор-пиррофиллитовых пород, не содержащих кварца, образуются серно-диаспоровые породы.

Бедные серные руды представляют кварциты диккит-пиррофиллитовой, каолинит-серицитовой фации, в которых наряду с обычными минералами, присутствует сера. Она выделяется среди гранобластового кварца в виде мелких (0,1-0,3 мм) каплевидных зерен темно-бурого цвета. Метасоматическое серное оруденение наблюдается на определенном интервале в вертикальном разрезе и с глубиной переходит в трещинное оруденение, которое полностью затухает на глубине 100 м.

К участкам обогащения серой приурочено также наиболее интенсивное выделение мельниковита и сульфидов мышьяка, которые представляют более поздние стадии оруденения. Аурипигмент образует крупные шестоватые и клиновидные кристаллы или агрегаты мелких зерен. Для реальгара обычны пластинчатые и призматические кристаллы. По данным спектральных анализов серные руды обогащены сурьмой (0,1-0,1%), но минералов сурьмы не обнаружено.

Анализ распространения и особенностей серного оруденения говорит о том, что главным контролирующим фактором был тектонический. Выделение серы происходило в зонах циркуляции гидротермов вдоль длительно существовавших и неоднократно обновлявшихся разломов и оперяющих их более мелких нарушений. Пульсирующий характер деятельности гидротермов проявился как в сложном составе вторичных кварцитов, так и в многостадийном оруденении их серой и металлами. Столь разнообразная минерализация, какую мы наблюдаем на Тетюхинском проявлении, могла проявиться в течение большого промежутка

времени в условиях меняющихся температур и давлений. Так, выделение диаспора, по известным экспериментальным данным (Рой и Осборн, 1954, Эрвин и Осборн, 1954) происходит при температурах выше 275° и значительном давлении – более 130 атм (такое давление возможно на глубине не менее 0,5 км). Определение температур образования пиритов дает значения от 360° до 250° (по 25 пробам). Прожилки гипса, наблюдаемые в главном рудном теле свидетельствуют о температурах $50-60^{\circ}$ (Киношита, 1932). Серное оруденение, по существующим представлениям, в областях вулканической деятельности образуется в близповерхностных условиях и при температурах не выше 100° . Таким образом, геологическая история формирования Тетюхинского поля метасоматитов сложна и длительна: от относительно высокотемпературных и среднеглубинных условий к близповерхностным низкотемпературным, от грейзеноподобных вторичных кварцитов до серного оруденения.

Дальневосточный ИГи, ДВФСО АН СССР, Владивосток.

Р.И.Романова, Е.Д.Петраченко

МЕТАСОМАТИТЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ В ЭФФУЗИВАХ ПРИМОРЬЯ

В вулканогенных мезозой-кайнозойских породах Сихотэ-Алиня известны рудопоявления олова, полиметаллов, золота, вольфрама, мышьяка, ртути. Большая часть их открыта за последнее десятилетие, и степень изученности рудной минерализации в вулканитах Сихотэ-Алиня слабая. Проведенные работы показывают, что все проявления металлов приурочены к измененным эффузивам, хотя связи оруденения и вторичных изменений вмещающих пород весьма сложные. Имется большие площади гидротермально измененных вулканитов с общим повышенным фоном содержания рудных элементов, но без практически интересных концентраций. Рудные элементы в таких полях рассеяны равномерно, а минерализация сингенетична с метасоматическими изменениями. Большой интерес представляет изучение метасоматитов с отстающим и наложенным оруденением, в принятом понимании этих терминов (Абдуллаев, 1954, Боголепов, 1969). Надо заметить, что выявление этих типов взаимоотношений часто затруднительно и возможно

только после проведения большого объема исследований. В качестве признаков генетической связи оруденения с метасоматитами мы принимаем: закономерное положение рудных зон в ореоле метасоматических изменений, постепенные переходы руд в боковые породы, общность минеральных ассоциаций жильных минералов из рудных зон и из вмещающих пород, наличие в последних в малых количествах тех же рудных минералов, что и в рудах, одинаковые акцессорные минералы, отсутствие тектонических подвижек между процессами рудоотложения и метасоматоза. Поисковое значение метасоматитов с отстающим (но генетически связанным) и наложенным оруденением различно, но все же они могут быть использованы для оценки потенциальной рудоносности эффузивов.

Сравнительно редко встречаются проявления в эффузивах, где минерализация четко связана с определенными фациями метасоматитов и рудоносные породы закономерно ложатся в общую колонку минеральных фаций данного рудного поля, т.е. генетическая связь оруденения и метасоматитов не вызывает сомнения.

В средних по составу эффузивах (полиметаллическое рудопроявление Перевальное) метасоматиты во внешних частях рудного поля представлены эпидот-альбитовыми, эпидот-хлоритовыми, хлорит-карбонатными фациями. Во внутренних зонах образуются хлорито-серицитовые пропилиты и изредка - серицитовые кварциты. Сульфиды свинца, цинка, меди, железа приурочены, главным образом, к хлорито-серицитовым породам и одновременны с ними.

Оловянная и вольфрамовая минерализация в кислых эффузивах и их туфах на проявлении Вершинном пространственно связана с хлоритизированными, серицитизированными, окварцованными порфиридами и вторичными кварцитами серицитовой, турмалин-серицитовой и топазовой фаций. Метасоматиты и рудные зоны контролируются тектоническими разрывными нарушениями; тем и другим присуща вытянутая форма. В строении рудного поля устанавливается зональность вокруг двух центров минерализации. На участке вольфрамового оруденения горизонтальная зональность выражена сменой следующих зон: топазо-кварцевая порода с вольфрамитом, серицитовые кварциты, серицитизированные и окварцованные порфиры, серицитизированные, хлоритизированные и окварцованные порфиры и их туфы, иногда с примесью тонкодисперсного гли-

нистого минерала. На участке оловянной минерализации околорудные метасоматиты представлены кварцево-гидросерицитовыми и монтмориллонитовыми разновидностями, серицитовыми турмалин- и топазсодержащими серицитовыми кварцитами, монокварцевыми породами. Олово концентрируется преимущественно в монокварцевых породах. Состав рудных тел и вторичных минералов во вмещающих породах подтверждает возможность их образования под влиянием одних и тех же гидротермальных растворов. Оловянное и вольфрамное оруденение приурочено, в данном случае, к зонам максимального кислотного выщелачивания. Обнаруженные в этом же поле зонки интенсивной пиритизации, наоборот, связаны с серицито-монтмориллонитовыми породами, т.е. представляют продукты слабо кислого или слабо щелочного метасоматоза. Такое закономерное положение рудной минерализации среди измененных пород говорит об их генетическом единстве.

Большое разнообразие и сложные взаимоотношения пород и руд наблюдаются на олово-полиметаллических и полиметаллических рудопроявлениях в вулканитах Приморья. Оруденение, как правило, развивается в пределах площади пропилитовых изменений, но отстает по отношению к ним или является наложенным. Примеры подобных взаимоотношений наблюдаются на Нижнем касситерит-сульфидном месторождении. В его строении участвуют вулканогенные породы верхнего мела: лавы и туфы андезитового и андезит-дацитового состава, туфогенно-осадочные и осадочные породы нижнего мела: туффиты, алевролиты, песчаники. Вулканогенные породы в пределах рудного поля (площадью около 5 кв. км) повсеместно изменены в хлорито-кварцевые, хлорито-серицито-кварцевые, гидрослюдисто-хлоритовые и гидрослюдистые пропилиты. В вертикальных разрезах к ним добавляются карбонатно-хлоритовые, серицито-хлорито-карбонатные и редко эпидото-хлоритовые пропилиты. Осадочные породы хлоритизированы, серицитизированы турмалинизированы, очень редко карбонатизированы. Фациальная зональность измененных пород выражена плохо, так как на интенсивность и характер изменений влияют неоднородный состав и различные физико-механические свойства исходных пород. Рудные зоны преимущественно совпадают с интенсивной турмалинизацией как среди первично осадочных, так и вулканогенных пород. Кроме турмалина, в рудных телах присутствуют хлорит, гидрослюда, серицит, кварц. Вза-

и соотношения минералов сложные и не всегда однозначные, что обусловлено, в частности, образованием нескольких генераций турмалина, слюды и хлорита. Касситерит выделялся одновременно с турмалином и позже него, сульфиды — позже касситерита. В некоторых зонах наблюдаются признаки одновременного образования турмалина с хлоритом и серицитом, а в части зон — более позднее выпадение турмалина, цементирующего серицитизированные обломки. Хлорит выпадал в течение длительного периода — в начале процесса изменения пород и во время рудоотложения, а поздние кварцево-хлоритовые прожилки секут кварцево-гидрослюдистые и хлорито-гидрослюдистые прожилиты.

Рудные минералы широко распространены во всех фациях измененных пород в виде вкрапленности и микропрожилков. Это создает общий повышенный геохимический фон (свинца и цинка — 0,02–0,05%, меди — 0,005–0,01%, олова — 0,005–0,01%) в пределах рудного поля. Все эти наблюдения говорят о близком времени образования рудных зон и измененных пород: турмалинизация и касситерит-сульфидная минерализация следовали за пропицитизацией вулканогенных, слабой хлоритизацией и гидрослюдизацией осадочных пород. Турмалин-оловянная минерализация отвечает стадии максимальной кислотности гидротермальных растворов, с более ранним щелочным воздействием которых связаны пропицитовые изменения пород рудного поля.

На Таухинском касситерит-сульфидном проявлении в андезитах, дацитах и их туфах верхнемелового возраста пропицитовые изменения выражены на большой площади. По периферии поля темноцветные замещены биотитом, хлоритом; плагиоклазы альбитизированы и карбонатизированы. Следующая ступень изменения — полностью исчезают первичные темноцветные и биотит, замещаясь хлоритом; по плагиоклазам развиваются карбонат, серицит, хлорит; много сфена, гидрооксидов железа, лейкоксена. Вблизи зон оруденения характер изменений можно определить как гидрослюдисто-хлоритовый и глинисто-гидрослюдистый. Породы полностью теряют исходные структуры и состав. Зоны сульфидных руд сложены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, хлоритом, гидросерицитом, монтмориллонитом, кварцем, кальцитом. Прожилки хлорита и кварца, а чаще всего кальцита, вместе с сульфидами распространяются в гидрослюдисто-хлоритовые и глинисто-гидрослюдистые безрудные породы. Конфигурация рудных зон с их постепенными переходами к вмещающим породам, положение среди макси —

мально измененных пород, сходный состав и, следовательно, близкие физико-химические условия образования рудных зон и вмещающих их метасоматитов говорят о генетических связях сульфидного оруденения с хлорит-гидрослюдисто-карбонатными изменениями эффузивов. Отношения оловянной минерализации с метасоматитами менее ясны. По всей вероятности, она наложена на пропилитизацию и сульфидизацию. Оловоносные зоны - существенно кварцевые, простирание и контуры их не совпадают с максимальными изменениями окружающих пород и зонами сульфидизации.

Более отчетливо наложенный характер оруденения выражен на Ванчинском полиметаллическом проявлении. Оно приурочено к крупному разлому в однородной толще эффузивов. Кварцевые порфиры и их туфы подверглись здесь слабой хлоритизации, окварцеванию, серицитизации и сильной пиритизации. Практически интересные руды с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, магнетитом сопровождаются не совсем обычным скарновым комплексом околорудных изменений с образованием граната, актинолита, карбонатов, кварца и серицита. Прямыми поисковыми критериями оруденения могут служить только сами скарированные породы. Но мощность их небольшая - до 15-20 м, и поисковое значение их мало. Вмещающие рудные тела - слабо пропилитизированные, серицитизированные вулканиты - в данном случае играли положительную роль в локализации оруденения в силу увеличившейся пористости по сравнению с исходными породами. Различия в составе руд и продуктов гидротермального метасоматоза во вмещающих вулканитах говорят о разных источниках растворов или, по крайней мере, о большом разрыве во времени и существенных изменениях в одном источнике гидротерм..

В вулканитах Приморья известно одно рудопроявление золота в эпидотизированных, альбитизированных, хлоритизированных андезитах и их туфах, прорванных интрузией гранитоидов. Распределение золота в различных фациях измененных пород, секущий характер золотоносных кварцевых прожилков подтверждают наложенность оруденения на среднетемпературные пропилиты, в противоположность известным в других районах проявлениям золота, генетически связанным с пропилитами и подобными им породами.

В полях вторичных кварцитов Приморья известна разнообразная,

но бедная свинцовая, цинковая, мышьяковая, ртутная и другая минерализация. Рудные зоны чаще совпадают с осевыми или центральными зонами вторичных кварцитов как путями наиболее длительной циркуляции растворов. Состав метасоматитов, вмещающих рудную минерализацию, может быть различным: каолиновым, серицитовым, монокварцевым, диаспор-пиррофилитовым, т.е. закономерности в появлении и локализации оруденения здесь нет.

Имеющиеся данные позволяют сделать предварительный вывод, о том, что касситерит-сульфидные рудопроявления в вулканитах Приморья ассоциируют с пропильтизированными и турмалинизированными породами, олово-вольфрамовая, мышьяково-ртутная и сурьмяная минерализация может быть встречена во вторичных кварцитах. Связи оруденения с метасоматитами разнообразны и не всегда ясны, но установленная на известных рудопроявлениях пространственная приуроченность оруденения к определенным типам метасоматитов должна быть учтена при дальнейших поисковых работах.

Дальневосточный ГИ ДВФ СО АН СССР, Владивосток.

Н.Н.Семенова, В.Г.Ершова

РУДОНОСИМЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ И РУДЫ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОГО УРАЛА И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕГО УРАЛА

Для колчеданных месторождений и рудопроявлений Северного Урала и северной части Среднего Урала характерны четыре основных типа метасоматических преобразований.

Тарньерский тип наблюдается на Тарньерском месторождении (Ивдельский район, Свердловская область) и имеет общие черты только с некоторыми месторождениями Мугодлар. Месторождение представлено линзообразными крутопадающими рудными залежами в метаморфизованных дацитовых порфирах в зоне развития многочисленных даек диоритовых и диабазовых порфиритов с олоу контакта с Помурским массивом диоритов. Рудные залежи ориентированы параллельно направлению контакта и даек. В приконтактной зоне диориты пре-

образованы в роговики с андезином, кварцем и роговой обманкой, а также в андрадит-геденбергитовые скарны, переходящие в эпидоциты. По дацитовым порфирам возникли роговики высших ступеней перекристаллизации с андезином, кварцем, биотитом, гиперстеном, андалузитом, силлиманитом и кордиеритом. В лежачем боку месторождения роговики иногда превращены в кварциты.

На роговики и кварциты наложен интенсивный магнезиальный метасоматоз, пространственно и генетически связанный с рудоотложением. Основные минералы магнезиальной зоны — кумлингонит, клинохлор, флогопит, гумит, шпинель. К более поздним образованиям относятся минералы группы серпентина, брусит, магниевые карбонаты, пеннин, монтмориллонит и другие. В составе руд преобладают пирит, пирротин, халькопирит и сфалерит. К второстепенным минералам относятся марказит, галенит, молибденит, магнетит, арсенопирит, ильменит, рутил, халькозин, ковеллин, валлерит, макинавит. Встречаются золото, гессит, петцит, алтаит, теллуровисмутит, сильванит, полидимит, теннантит, ильваит. Текстурно-структурные особенности руд свидетельствуют об их гидротермально-метасоматическом происхождении. Руды интенсивно метаморфизованы. Есть признаки первоначального тонкозернистого, колломорфного строения руд. В настоящее время они отличаются исключительно полнокристаллическими структурами, сравнительно резкой обособленностью минералов друг от друга. Выделения пирита почти не содержат включений других минералов и в большинстве случаев лишены зональности роста. Для сфалерита характерно почти полное отсутствие зональности роста и массовая полисинтетическая sdвойникованность, многочисленные микросбросы и смещения. Минералообразование завершилось образованием мусковита, агрегаты которого корродируют все минералы метасоматитов и руд.

Валенторский тип наиболее характерен для большинства колчеданных месторождений северной части Среднего Урала. Сюда относятся месторождения Валенторское (Карпинский район), Калугинское, Болтовое, Гарниковское, Павдинское (Ново-Лялинский район) и др. Вмещающие породы представлены обычной для колчеданов контрастной серией эффузивов липарит-базальтовой формации, обогащенной кислыми субвулканическими телами, дайками диабазовых и диоритовых порфиритов. Сплошные тела и интенсивная сульфидная мпне-

реализация приурочены к контактам разнородных пород, участкам развития туфов и зонам тектонических нарушений. В пределах рудных полей породы локально изменены. Наружную зону ореола околорудного метасоматоза слагают альбитизированные породы. По мере приближения к рудным телам зона альбитизации сменяется зоной хлоритизации, затем окварцевания и серицитизации. Непосредственно рудовмещающими являются кварцево-серицитовые и серицито-кварцевые породы; надрудные породы в значительной степени окварцованы, а подрудные представления обычно мономинеральными серицитовыми породами. Иногда серицитолиты, обогащенные пиритом, фиксируют крутопадающую зону рудоподводящего канала. С хлоритизацией связан начальный этап рудоотложения - выделение пирита, а с наиболее поздними генерациями кварца и серицита (гидратизованного мусковита) - основной этап рудоотложения. Главные минералы руд - пирит, халькопирит, борнит и сфалерит. Встречаются теннантит, галенит, марказит, пирротин, гематит, золото, германиевый сульфид, айкинит, алтаит, халькозин, ковеллин. Руды имеют преимущественно ясно выраженное строение. Агрегаты дисульфидов железа металлоидной структуры встречаются спорадически. Зерна пирита большей частью обнаруживают зональное строение. Минералы руд наблюдаются в тесных сростаниях между собой, в них почти отсутствуют двойники. Таким образом, по степени метаморфизма руды занимают промежуточное положение между колчеданами Среднего и Южного Урала. Образование метасоматической зональности подобного типа вызывает интенсивный вынос кальция за пределы рудных полей. Зона отложения кальция, как правило, находится на флангах месторождений и представлена обычно сильно эпидотизированными породами.

Г а л к и н с к и й т и п наблюдается на Галкинском месторождении (Карнинский район). Месторождение представлено прожилково-вкрапленным оруденением в локально метаморфизованных дацитах, вблизи контакта их с андезитом-базальтами. Особенности месторождения - кайнотипный облик пород за пределами рудного поля, исключительная локальность околорудного метасоматоза, распространение характерных метасоматических минералов. Вертикальная метасоматическая колонка состоит из следующих зон (сверху вниз): цеолитизации с ломонитом (по андезитом-базальтам), альбитизации, монтмо -

риллонитизации (с "вулканомонтмориллонитом" и "марказитом), окварцевания и серицитизации (с разнообразным комплексом рудных минералов), хлоритизации и карбонатизации (все по дацитам). С заключительными стадиями окварцевания и серицитизации связан главный период рудоотложения.

Минеральный состав руд разнообразен; преобладают пирит, марказит, сфалерит, халькопирит; отмечены галенит, теннантит, пирит, арсенопирит, алтаит, айкинит, калаверит, самородное золото. Руды тонкокристаллические, с колломорфными и метаколлоидными структурами, в их составе наряду с пиритом значительную роль играет марказит; сфалерит имеет четко выраженную зональность роста. По низкой степени метаморфизма руды данного месторождения сходны с южноуральскими.

К рудопроявлениям, связанным с вторичными кварцитами (четвертый тип), относится ряд мелких объектов Карпинского и Ново-Лялинского районов Свердловской области. Они представлены вкрапленными зонами серноколчеданных руд в типичных вторичных кварцитах по эффузивно-пирокластическим породам преимущественно андезитового состава. На них развиты низкотемпературные фации кварцитов-кварцевая и халцедоновая, каолинитовая, серицитовая, парагонитовая, зуниитовая. Рудные минералы представлены пиритом и реже халькопиритом.

Таким образом, изучение всех известных колчеданных месторождений данного региона показывает, что на каждом проявлении определенным метасоматическим изменениям соответствуют своеобразные черты оруденения.

Уральское ТГУ, Свердловск.

А.А.Сидоров, Р.А.Еремин, В.И.Найбородин

ОКОЛУРДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛСТО-СЕРЕБРЯНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса широкое развитие получили метасоматические изменения субвулканической и

гипабиссальной фации глубинности. Пространственная и генетическая связь месторождений золото-серебряной формации с различными типами гидротермально измененных пород представляется достаточно сложной и многообразной. Метасоматические изменения гипабиссальной фации глубинности (среднетемпературные пропилиты, гидротермальные кварциты) часто предшествуют золото-серебряному оруденению, которое генетически с ними связано. Совмещение рудной минерализации с измененными породами в этом случае определяется общностью структурных факторов. Месторождения и рудопроявления золото-серебряной формации пространственно ассоциируют и парагенетически связаны с метасоматитами субвулканической фации глубинности. Именно эти образования и должны рассматриваться в качестве околорудных изменений.

Среди околорудных метасоматитов, выделяются: по времени формирования - дорудные (предрудные), синрудные и послерудные; по пространственному положению - околожильные, надрудные и подрудные; по условиям формирования и составу - ранние ортоклазовые, низкотемпературные пропилитовые, кварцитовые и аргиллитовые, а также ксенотермальные кварцитовые и пропилитовые.

К наиболее ранним (дорудным) образованиям этой группы гидротермальных изменений относятся метасоматиты, образовавшиеся в раннюю стадию по Д.С. Коржинскому (1955) и изученные в ряде золоторудных полей. Так, на Хаканджинском месторождении в экзоконтактной части тела субвулканических липаритов проявлена калишпатизация, захватившая сравнительно узкую полосу амкинских дацитов и ультрабазических андезитов. Калинатровый полевой шпат темно-красного и буро-красного цвета, представленный низким триклинным ортоклазом, образует вкрапленность вплоть до гнездовых выделений размером 2-3 см в поперечнике. Весьма характерны также радиально-лучистые сферолиты, развивающиеся обычно вокруг табличек плагиоклаза. Высокая интенсивность калишпатизации подтверждается и содержанием K_2O (до 12%). Калишпатизация проявилась и в дайкообразных телах гранит-порфиров в образовании граносциенит-порфировых разновидностей. Для калишпатизированных пород характерен гематит в виде вкрапленности и мелких прожилков. На гематит-ортоклазовые метасоматиты накладываются более поздние изменения низкотемператур-

ной хлорито-карбонатной пропилитизации. Поскольку калишпатизированные породы находятся в пространственной связи с субвулканическими липаритами, которые отличаются повышенным содержанием K_2O (в среднем около 5%) и преобладанием его над Na_2O , то кажется наиболее логичным связать калишпатизацию с воздействием остаточных постмагматических флюидов, обогащенных калием. Метасоматиты такого типа являются существенно калиевыми даже в случае резко выраженного натрового состава всей серии магматических пород, что имеет место на месторождении Баимском, также относящимся к золото-серебряной формации. Учитывая другие геохимические особенности субвулканических липаритов Хаканджи (аномально высокие содержания марганца, серебра, золота и других рудных элементов), можно предположить, что калиевый метасоматоз протекал под действием глубинных трансмагматических растворов Д.С.Коржинского одновременно с их становлением. Следует также иметь в виду, что по данным Р.Б.Умитбаева (1968), в Охотском районе в большинстве случаев золото-серебряное оруденение ассоциирует с субвулканическими породами калиевого типа. Калиевый профиль верхнемелового кислого магматизма отмечается и в других рудных полях с золото-серебряным оруденением. Калиевый метасоматоз ранней щелочной стадии проявился местами и в субвулканических породах основного состава - андезитах и андезито-базальтах (Сопка Рудная, Агатское месторождение). Таким образом, предрудные ортоклазовые метасоматиты, возникшие как среди кислых, так и среди основных пород, отражают петрохимические особенности субщелочных калиеносных пород интрузивно-эффузивных ассоциаций, с которыми парагенетически связано золото-серебряное оруденение.

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе известны метасоматические образования ранней щелочной стадии, относящиеся к гипабиссальной фации. Это - микроклиновые метасоматиты, с которыми обычно ассоциируют некоторые типы молибденового оруденения (месторождения Осеннее, Усинское и другие).

Месторождения и рудопоявления золото-серебряной формации развиты в полях субвулканической пропилитизации карбонат-хлоритовой фации. В пределах золоторудных полей обычно отчетливо выделяются внутренние и внешние зоны гидротермальных изменений. Перехо-

ды между ними обычно постепенные, через породы в различной степени окварцованные, аргиллитизированные. Во внешней зоне проявляются изменения собственно пропилитового характера, т.е. прежде всего хлоритизация, серицитизация и карбонатизация.

Пропилиты и пропилитизированные породы, представляя внешние фации околорудных изменений, являются наиболее распространенными образованиями. Они очень часто имеют региональное распространение или, точнее сказать, сливаются с региональными зеленокаменными изменениями. Поэтому следует признать, что их поисковое значение невелико. Наиболее изучены рудоносные пропилитизированные зоны, в которых внутренние кварцевые фации развиты слабо.

В Носэгчанском рудном поле и за его пределами (Охотско-Калымский водораздел) низкотемпературная пропилитизация широко захватила нижнемеловые "палеотипные" андезиты, а также породы верхней меловой малтанской свиты (в том числе и субвулканические ее аналогичные), причем в последних она проявилась, в общем, менее интенсивно.

В Армянском районе низкотемпературная пропилитизация развита преимущественно в центральной части отрицательной вулканоструктуры. На участках развития средних и основных вулканитов (момолты-кличская и нараулийская свиты) пропилиты хлорит-карбонатной степени метаморфизма обычно наложены на эпидотовые (среднетемпературные) пропилиты. В пределах нижнемеловых толщ (ольская и хольчанская свиты) поля низкотемпературной пропилитизации нередко четко обособлены и ассоциируют с проявлениями других разновидностей субвулканического метаморфизма.

В районе месторождения Сопки Рудной и на некоторых других рудопроявлениях Центральной Чукотки размещение карбонат-хлорит-адуляровой пропилитизации отчетливо связано с рудоконтролирующими разломами, тогда как среднетемпературная пропилитизация имеет "незакономерное" локальное развитие или представлена площадной слабо выраженной хлоритизацией и эпидотизацией, аналогичной проявлением аутометасоматизма в лавах.

Внутреннее строение зон субвулканической пропилитизации изучено еще недостаточно. Однако многочисленные наблюдения позволяют

выделить три типа субвулканической пропилитизации: 1) пропилиты с высоким содержанием глинистых минералов; распространены обычно в качестве внешних фаций зон аргиллизации (месторождение Утесное, Сопка Рудная и др); 2) нормальные низкотемпературные пропилиты карбонат-хлоритовой ступени; 3) ксенотермальные или телескопированные пропилиты. Если первые два типа широко известны, то третий тип изучен еще недостаточно. Так, среди рудопоявлений Центральной Чукотки и в ряде других районов околожильных адуляр-карбонат-хлоритовых проявлений отмечены эпидот-альбитовые образования, также тесно связанные с рудной минерализацией. Эти среднетемпературные околорудные изменения обычно отмечаются в связи с ранними стадиями рудоотложения и в пределах сравнительно глубокоэродированных месторождений. В ряде случаев околожильные эпидот-альбитовые образования фиксируют участки перехода золото-серебряных образований в более глубинные полиметаллические и являются, таким образом, подрудными. В большинстве случаев они не имеют широкого развития и не распространяются за пределы околожильных (околопрожилковых) оторочек. Нам представляется также, что ксенотермальный тип пропилитизации является околотрещинным и не характерен для регионального площадного метасоматизма. Следовательно, в связи с рассматриваемой проблемой последний тип пропилитизации заслуживает самого пристального внимания и детального изучения.

Рассмотренные типы субвулканической пропилитизации не представляют метасоматические фации глубинности, но совершенно очевидно, что "аргиллитовые" пропилиты располагаются чаще в верхней, надрудной зоне, а ксенотермальные пропилиты в околожильной (околопрожилковой) зоне и на участках глубинного "выклинивания" субвулканической пропилитизации. Для глубинных частей зон субвулканической пропилитизации, вероятно, должны быть характерны месторождения типа Агатовского, которое представлено кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами с весьма существенным количеством (5-10%) халькопирита, сфалерита, галенита, пирита, марказита и т.д. Сульфосоли серебра присутствуют в очень незначительном количестве в поздних ассоциациях. Окварцевание, серицитизация и адуляризация проявлены в узких околожильных зонах. В пропилитах менее глубоких уровней, представляющих внешние части метасоматической зоны, встре-

чаются лишь одиночные рудоносные жилы, образование которых связано с миграцией части рудообразующих растворов.

Внутренние зоны субвулканической пропилитизации представлены в различной степени окварцованными и аргиллизированными породами (гидротермальные кварциты и аргиллизиты^{х)}). Изменения этого типа пространственно тесно связаны с оруденением и наиболее широко развиты в золоторудных полях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Поскольку рудные тела чаще всего располагаются во внутренних зонах, то именно эти зоны следует считать непосредственно околорудными. При этом зоны гидротермальных аргиллизитов, занимающие самое верхнее положение в вертикальной метасоматической колонке, обычно являются надрудными.

Выделяются следующие разновидности полей околорудного метасоматизма: а) линейные, строго локализованные вблизи рудоконтролирующих разломов среди неизмененных вулканитов (Сопка Рудная, Хаканджа и др.); б) площадные, представленные крупными околорудными фациями (Агатовское, Финиш и др.). В пределах крупных рудоконтролирующих структур внешние фации околорудных метасоматитов могут рассматриваться в качестве региональных изменений.

Внутренние зоны непосредственно контролируются разрывными нарушениями и нередко имеют весьма значительные размеры. Так, в левобережье р. Армань зона руч. Утесного протягивается в северо-восточном направлении на 4,5-5 км при ширине до 1,5 км. Зона "Гигант" в бассейне р. Пепенвеем имеет длину 2-2,5 км при максимальной ширине в центральной части до 1,5-2 км. Столь огромные масштабы развития фаций позволяют выделить гидротермальные кварциты в самостоятельные геологические образования и рассматривать их независимо от пропилитов. Кроме того, именно с этими породами пространственно наиболее тесно ассоциируют рудоносные кварцевые жилы. Нередко отмечающийся стадийный характер гидротермального метасоматизма, выражающийся в наложении внутри- и послерудных из-

х) Авторы для данных метасоматитов применяют термин "аргиллизиты". Однако поскольку это наименование принадлежит породе осадочного происхождения, редколлегия сочла возможным заменить его названием аргиллизиты (см. "Проблемы метасоматизма", 1970).

менений на предрудные пропилиты, связан, очевидно, не только с пульсационно-прерывистым характером гидротермального процесса, но и с неоднократным проявлением магматической активности.

Гидротермальные кварциты развиты преимущественно в кислых породах верхнего яруса как в эффузивах (Пепенвеемские рудопроявления, Сопка Рудная, Утесное и др.), так и в субвулканических телах (месторождение Хаканджа и др.). Изменению подвергаются различные структурно-текстурные разновидности липаритов и их туфов, а также игнимбриты. Тем не менее, состав гидротермальных кварцитов из различных районов практически одинаков. Породы характеризуются почти полным отсутствием темноцветного компонента, в связи с чем при гидротермальном изменении они приобретают светлую окраску. Степень изменения по количеству новообразованных минералов колеблется в широких пределах, но обычно равняется 50-70%. Существенное значение в гидротермальных кварцитах имеют глинисто-слоистые минералы переменного состава. Среди гидрослоид, весьма разнообразных по составу и свойствам, широко развиты разновидности, относящиеся к сколитовому ряду.

Среди гидрослоидо-кварцевых пород постоянно встречаются разновидности, состоящие почти из одного кварца (монокварциты) с незначительной примесью других минералов. Монокварциты часто образуют крупные линзовидные в плане тела, протяженность которых может достигать нескольких сотен метров при мощности в несколько десятков метров (бассейн р. Туромча). Очевидно, они непосредственно контролируются разрывными нарушениями и представляют центральную часть зоны гидротермальных кварцитов. Монокварцитовые породы фиксируются также в зальбандах рудоносных кварцевых жил (зоны окварцевания), в местах ступения кварцевых жил и прожилков (Пепенвеем, Сопка Рудная, Хаканджа и др.).

С гидротермальными кварцитами в кислых породах пространственно теснейшим образом ассоциируют рудные тела, имеющие существенно кварцевый состав (Сопка Рудная, Утесное, Валунистов. Пепенвеемское рудопроявления). В качестве второстепенных минералов в кварцевых жилах обычно присутствуют адуляр, гидрослоиды, каолинит и другие глинистые минералы, т.е. минералы характерные для самих гидротермальных кварцитов.

В средних и основных породах (андезитах и базальтах) гидро-термальные кварциты встречаются реже. Это объясняется, вероятно, тем, что, во-первых, породы такого состава в золотоносных структурах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса располагаются в нижних частях стратиграфического разреза (обычно они имеют ранне-меловой возраст), во-вторых, по своему химико-минералогическому составу они менее благоприятны для метасоматического замещения (быстро нейтрализуют кислые кварцитообразующие растворы). Наиболее распространены такие зоны в пределах Носэгчанского рудного поля.

Наиболее характерным околокильным изменением является адуляризация, которая определяет оптимальный интервал и в известном отношении специфику золото-серебряного оруденения. Накопленные к настоящему времени данные свидетельствуют о широком развитии и значительном сходстве проявлений адуляризации в вулканогенных породах многих районов. В золоторудных полях Охотско-Чукотского пояса адуляр распространен как в низкотемпературных пропилитах, так и в гидротермальных кварцитах, образовавшихся преимущественно в породах кислого состава.

Мощность зон адуляризации широко варьирует от первых до нескольких сотен метров. Так, на месторождении Финиш интенсивный калиевый метасоматоз, наложенный на дорудную среднетемпературную пропилитизацию, проявился в локальных тектонических зонах. Общая ширина зоны адуляризации здесь выше 500 м, а вертикальный диапазон ее развития - не менее 250 м. На месторождении Сопка Рудная золото и сульфосоли серебра приурочены к многочисленным адуляр-кварцевым жилам и прожилкам, залегающим в окварцованных и адуляризованных липаритах (гидротермальных кварцитах). Аналогичным образом проявлена адуляризация и на рудопроявлениях бассейна р. Пепневеем, Утесном, Хаканджа, где она связана с адуляр-кварцевыми метасоматитами и жилами. Адуляризация в большинстве случаев не сопровождается резким повышением содержания калия, однако тенденция к увеличению его по направлению к жилам отмечается всегда, происходит ли это на сравнительно коротком интервале, вблизи жил, или на большом расстоянии. Так, на рудопроявлении Валунистом (Восточная Чукотка) при переходе от слабо измененных (пропилити-

зированных) пород к рудоносным адуляр-кварцевым жилам содержание K_2O почти не меняется, повышаясь лишь в 2 м от жилы. Натрий выдет себя, в общем, противоположно, однако полного выноса его в приконтактной зоне не происходит. Это рудопоявление сформировалось, по-видимому, в нижней части разреза гидротермально измененных пород, отвечающего субвулканическим условиям глубинности. Характерно, что в подобных рудопоявлениях выделения адулара в самих жилах имеют более крупные размеры, чем в жилах, образовавшихся в верхних частях метасоматической колонки.

Образование адулара в гидротермальных кварцитах тесно связано с процессами окварцевания и серицитизации, захватывающими более обширные участки пород. Устойчивость адулара в зонах околотрепчинного метаморфизма достигается благодаря высокой активности калия, обусловленной возрастанием рН гидротермальных растворов при дегидратации и парообразовании.

Процесс адуляризации обычно несколько предшествует формированию жил, заканчиваясь в ряде случаев, например, на рудопоявлении Финиш, после отложения раннего безрудного кварца. Однако очень часто адуляр отмечается и в составе продуктивных ассоциаций. Присутствие в жилах адулара является одним из факторов, определяющих условия локализации богатых содержаний золота и серебра.

Гидротермальные аргиллизиты тесно связаны многочисленными переходными разностями с кварцитами и пропилитами. Однако аргиллизированные (каолинизированные и алунизированные) породы слагают обычно надрудные и внешние зоны гидротермальных кварцитов, располагаясь в зоне максимального кислотного выщелачивания. С наибольшей полнотой аргиллизации проявлена на рудопоявлениях Утесное и Сопка Рудная. Во многих деталях сходный разрез аргиллизированных пород характерен и для Карамкенского месторождения.

Алунизация и каолинизация обычно развиваются совместно, сопровождаясь окварцеванием, проявленным в виде чередующихся с гидротермальными аргиллизитами блоков монокварцитов. Максимальная мощность зон аргиллизации достигает 200 м. В средней и особенно в нижней части зоны гидротермальных аргиллизитов иногда сосредоточено значительное количество сульфидов железа (пирит, марказит)

и сурьмы (антимонит). В гидротермальных аргиллизитах и ассоциирующих с ними монокварцитах Утесного и Карамкенского месторождений встречается ртутное оруденение в форме киновари.

Золото-серебряное оруденение во всех известных случаях затухает в нижней части зоны аргиллизации. По времени формирования каолининовые залежи нередко близки к антимонитовой стадии минерализации. В свою очередь, в периферической части золото-серебряного оруденения Сопки Рудной отмечаются мелкие прожилки антимонита, секущие золотоносные адуляр-кварцевые прожилки. Залежи гидротермальных аргиллизитов, формирующихся главным образом в заключительные стадии образования золото-серебряных месторождений, в значительных количествах несут основные элементы оруденения, что в известной степени, связано с частичным кислотным выщелачиванием и переотложением сульфидов и сульфосолей предшествующих стадий. Это явление может быть использовано в качестве одного из поисковых признаков субвулканических месторождений.

Характер пространственного взаимоотношения основных типов околорудных метасоматитов с золото-серебряным оруденением схематически изображен на рисунке (рис. I).

Анализируя связь оруденения с околорудными породами, нельзя не обратить внимание на одно очень важное обстоятельство. Ассоциации рудных минералов по кислотно-основной характеристике в целом обычно коррелируются с минеральными ассоциациями околорудных гидротермально измененных пород. В частности, в гидротермальных аргиллизитах каолининового и адунитового состава обычно отмечаются такие минералы, как пирит, марказит и антимонит, т.е. минералы кислотофильные со сравнительно высоким условным потенциалом ионизации (Жариков, 1967). Для кварцитов эпидотовой фации характерны арсенопирит, пирит, молибденит и другие в общем также кислотофильные минералы. В гидротермальных кварцитах гидрослюдистой и адуляровой фаций распространены шираргидрит, тетраэдрит и другие сульфосоли, а также галенит, т.е. минералы со слабощелочными или нейтральными значениями условных потенциалов ионизации.

Для низкотемпературных пропилитов хлорит-кальцит-адулярового состава еще более характерны сульфосоли и сульфиды (галенит, арсенопирит) со слабощелочными значениями условных потенциалов ионизации.

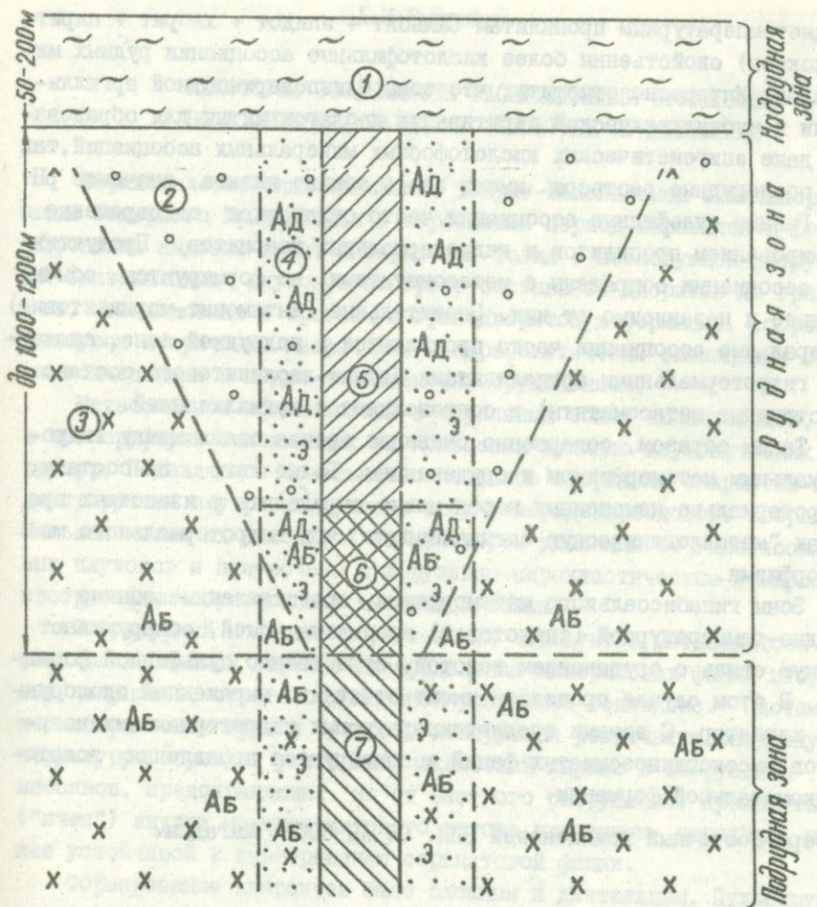


Рис.1. Схема околорудных изменений в месторождениях золото-серебряной формации (вертикальный разрез).

1 - гидротермальные аргиллизиты; 2 - гидротермальные кварциты; 3 - низкотемпературные пропититы; 4 - околожильные изменения; 5-7 - жильные золото-серебряные руды; 5 - золото-сульфоантимонитовый и золото-антимонитовый типы, 6 - золото-сфалерит-галенитовый тип; 7 - корневые части жил с бедной полиметаллической минерализацией; Аб - альбитизация; Ад - околожильная адуляризация; з - околожильная эпидотизация.

Среднетемпературным пропилитом (альбит + эпидот + хлорит + пирит + лейкоксен) свойственны более кислотофильные ассоциации рудных минералов. Интересно отметить, что зоны близповерхностной аргиллизаци и субвулканической пиритизации неблагоприятны для образования даже эпигенетических кислотофобных минеральных ассоциаций, так как послерудные растворы имеют здесь обычно низкое значение pH.

Ранние сульфидные ассоциации часто отлагаются одновременно с формированием пропицитов и гидротермальных кварцитов. Продуктивные ассоциации сопряжены с метасоматитами, но формируются обычно позднее и независимо от них. Значительные (антимонит-марказитовые) минеральные ассоциации часто проявляются в надрудной зоне, сложенной гидротермальными аргиллизитами алуинит-каолинитового состава (пострудные метасоматиты) и сопровождаются аргиллизацией.

Таким образом, совершенно очевидна тесная связь между гидротермальным метаморфизмом и оруденением. Более того, по составу гидротермально измененных пород можно определить в известных пределах "металлогеническую специализацию" зон гидротермального метаморфизма.

Зоны гипабиссального метаморфизма, представленные обычно средне-температурной (эпидотовой) пропилитизацией, обнаруживают тесную связь с оруденением золотой, существенно сульфидной формации. В этом случае пропилиты имеют отчетливо выраженный околорудный характер. С зонами среднетемпературных гидротермальных кварцитов высокоглиноземистых фаций ассоциируются проявления золото-редкометальной формации.

Северо-Восточный комплексный НИИ, СО АН СССР, Магадан.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ ВО ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТАХ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ)

Верхнепалеозойских магматизм Токрау-Бжанасской синклинойной зоны Северного Прибалхашья в карбоновый период выразился в формировании андезит-дацит-липаритовой толщи с последующей интрузией эпизональных плутонов пестрого состава от диоритов до гранитов, объединяемых в орогенную гранодиоритовую формацию, сопровождающуюся вторичными кварцитами и парагенетически связанными с ними колчеданным и медно-молибденовым оруденением.

Метасоматиты локализованы в окраинных зонах синклинориев, так и по периферии осложняющих их кольцевых вулкано-плутонических структур. Подавляющее большинство массивов вторичных кварцитов концентрируется внутри интрузивов средне-верхнекарбонового возраста. Меньшая часть их находится на некотором удалении от гипабиссальных плутонов и приурочена к эффузивно-пирокластическим и жерлово-экструзивным образованиям вмещающей толщи.

Структурный контроль в размещении продуктов метасоматоза выразился в сложной картине распределения минеральных фаций вторичных кварцитов, строго подчиненной разрывной тектонике. Система монокварцитовых грив и "узлов", копирующая решетчатую разрывную структуру, образует устойчивый скелетный каркас в сооружении массивов, предохраняющий их от быстрого разрушения. Промежутки ("ячей") внутри монокварцитового остова выполнены породами менее устойчивой к выветриванию серицитовой фации.

Формирование кварцитов было сложным и длительным. Пульсирующее поступление формировавших кварциты растворов подтверждается широким распространением реликтовых структур дробления и брекчирования, внедрением внутриминерализационных (относительно фаций кварцитов) порций магматического расплава, телескопированием минеральных фаций, структурами замещения и разведения ранних минералов более поздними, развитием прожилков разных генераций и т.д.

Выделяются две самостоятельные группы кварцитов — апоэффузив-

ные (относительно субстрата, а не генезиса), отличающиеся по геологическим и минералогическим признакам. Первые представлены ограниченным набором фаций — обычно монокварциты (криптокристаллической структуры) и серицитовые кварциты. Андалузитовые, диаспоровые, мусковитовые фации и зернистые мозаичные монокварциты типа кварцевых грейзенов, часто содержащие примеси топаза, флюорита, турмалина, характерны для апоинтрузивных кварцитов.

Алунитовые, ярозитовые и гематитовые кварциты локализованы в зонах поздних разрывных нарушений, наложенных на кварциты ранних фаций независимо от состава эдуктов, и не вписываются в общий ряд зональности.

Особенности зональности и неравномерное размещение в пространстве апоэффузивных и апоинтрузивных кварцитов обусловлены не только различными уровнями формирования их относительно эпизональных плутонов, но и варьирующей глубиной становления последних, трещинной и глыбовой тектоникой, телескопированием фаций и различной глубиной денудации. Наблюдающаяся пестрота в чередовании апоинтрузивных и апоэффузивных типов кварцитов на дневной поверхности не может служить примером горизонтальной зональности относительно гипабиссальных интрузивов и, вероятнее всего, отражает вертикальную зональность (Козеренко, 1965), обусловленную различными глубинами эрозионных срезов отдельных блоков. Для вторичных кварцитов характерно совместное появление моно- и полиасцендентного типов зональности. Полиасцендентность процесса выразилась в многостадийности поступления гидротерм и внедрении отдельных внутриминерализационных порций магматического расплава. Пульсирующее поступление магматических дифференциатов и гидротермальных растворов могло быть связано как с глубинным магматическим очагом, так и с конкретными плутонами. Моноасцендентная (фациальная) зональность проявлена в образовании тех или иных фаций кварцитов и является функцией состава вмещающих пород, различной подвижности компонентов при инфильтрации, режима температуры, давления, концентрации и кислотно-щелочной дифференциации.

Взаимоотношения магматических пород, вторичных кварцитов и оруденения достаточно определены:

1) Возникновение в определенных участках эндо- и экзоконтакта гипабиссальных интрузивов дополнительных систем тектонических тре-

щин, способствовавших проникновению гидротерм и формированию ореолов серицитизации и пропилитового изменения.

2) Очередной тектонический импульс и внедрение даек плагио-гранит-порфиров, секущих вторичные кварциты серицитовой и пропилитовой фаций.

3) Повторная активизация трещинных систем и пульсирующее поступление гидротерм, обусловившее интенсивное кислотное выщелачивание и дальнейший вынос компонентов, что привело к образованию би- и мономинеральных фаций (монокварцитов и андалузитовых кварцитов).

4) Подновление тектонических трещин, возникновение послекварцитовых зон дробления, проникновение рудоносных растворов и наложение вкрапленно-прожилковой медно-молибденовой минерализации.

В слабо эродированных массивах, где развиты преимущественно апоэффузивные кварциты, устанавливаются следы всех выделенных этапов тектоно-магматической и гидротермальной деятельности.

Формирование вторичных кварцитов сопровождалось выносом большинства микроэлементов, прогрессирующим по мере усиления кислотного выщелачивания. Малый процент встречаемости и низкие содержания как в исходных породах, так и во вторичных кварцитах Au, As, Sb, Ag, Sn, W, Be, Y, Zr, В дают слабую информацию о поведении их в метасоматическом процессе. Слабый вынос на основном этапе становления вторичных кварцитов испытывают Mo, Ag, Sn, В, Sc,

Sr, Cs, Tl, P. Отмечается прогрессирующий вынос Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Be, Y, Ga, Ge. При образовании монокварцитов интенсивность кислотного выщелачивания достигает высшего уровня. По-существу, отмечается полный вынос подавляющего большинства фоновых микроэлементов, содержащихся в исходных породах. Закономерен также интерполирующий характер распределения содержаний малых элементов в интервале развития переходных фаций и разновидностей между крайними членами метасоматической колонки (магматическими образованиями и монокварцитами). Однако отмеченные закономерности в распределении концентраций микроэлементов сохраняются лишь при отсутствии наложенной на вторичные кварциты рудной минерализации.

Отмеченные в ряде случаев в промежуточных фациях (андалузитовых, серицитовых, диаспоровых, каолилитовых и пр.) повышенные концентрации Cu, Pb, Ag, Sn, Mo и других металлов обычно связаны

с развитием в контурах их распространения зон брекчирования, вмещающих "обогащенную или рудную" (Гинзбург, 1957) минерализацию. Методически неправильная группировка проб, взятых из оруденелых зон разрывных нарушений, с пробами окружающих эти дизъюнктивы фаций может привести к ложной интерпретации поведения рудных элементов и неправильной оценке рудоносности вторичных кварцитов.

Вывод некоторых исследователей о концентрации Cu, Mo, Au, Ag, Zn, Pb, Hg, Sb. В преимущественно в алунитовой и серицитовой фациях, основанный на влиянии направленного к периферии метасоматических блоков "регрессирующего выщелачивания" и выноса ранее высвобожденных из внутренних зон рудных элементов в направлении к внешним фациям (алунитовой и серицитовой), на примере изученных массивов вторичных кварцитов находит только частичное подтверждение. Так, алунитовые кварциты, по Н.И.Наковнику (1954), расположенные в метасоматической колонке между диаспоровой и каолинитовой фациями, в исследованных массивах повсеместно выпадают из общего ряда зональности и, как правило, оторваны во времени от главного этапа вторичнокварцитового процесса периодом тектонических движений и локализируются в зонах брекчирования, секущих остальные типы кварцитов. С низкотемпературной алунитовой минерализацией нередко совмещено сопутствующее ей или несколько отстающее оруденение.

Относительное обогащение серицитовой фации рудными элементами за счет привноса металлов из внутренних зон в принципе возможно лишь при формировании моноасцендентной зональности, характеризующейся одноактным эволюционирующим развитием метасоматической колонки. Кроме того, некоторое повышение содержания ряда халькофильных и благородных металлов в зонах серицитизации и пропилитизации (особенно в депрессионных участках) могло быть вызвано формированием зоны окисления - накоплением элементов в железных шпанах.

С рассеянной сульфидной минерализацией в серицитовых кварцитах нельзя смешивать наложенную минерализацию, локализирующуюся в послекварцитовых зонах дробления в ассоциации с прожилковым кварцем. Таким образом, нередко отмечаемое совмещение ореолов медно-молибденовой и полиметаллической минерализации, аномалий естественного поля и вызванной поляризации с породами серицитовой и пропилитовой фаций, обусловлено не только регрессирующим выщелачиванием в контурах внешних зон, но и преимущественно проявлением

поздних тектонических импульсов, способствовавших проникновению поздних рудоносных растворов.

Залежи моно- и биминеральных кварцитов, фиксирующие главные пути циркуляции метасоматизирующих растворов и чаще подвергавшиеся брекчированию, алунитизации, гематитизации и сульфидному оруденению прожилкового типа, могли служить также экраном и способствовать локализации руд на более глубоких горизонтах, по их флангам и под ними. Наложение рудной минерализации на вторичные кварциты и характерный для основного этапа формирования вторично-кварцитовых метасоматитов вынос порообразующих и рудных компонентов указывают на отсутствие связей рудных накоплений с той или иной минеральной фацией вторичных кварцитов.

Моноасцендентный непрерывный характер постепенно нарастающей деполиминерализации вторичных кварцитов в направлении от эдуктов к монокварцитам, типизируемый Д.С. Коржинским для всего метасоматического блока, вплоть до осаждения рудных минералов, четко подтверждается только для отдельных стадий метасоматического процесса в преломлении к внутримагматическому выщелачиванию, но не к рудообразованию.

В целом нам представляется, что вторичные кварциты возникли в послематмагматическом гидротермально-метасоматическом этапе становления гетерогенной диорит-гранит-гранодиоритовой формации верхнего палеозоя, время внедрения которой было растянуто на весь каменноугольный период.

Послематмагматический процесс формирования вторичных кварцитов и наложенного оруденения выразился в сочетании "моноасцендентного" (внутри стадий) и "полиасцендентного" (для всего комплекса гидротермально-метасоматических пород и руд) поступления растворов, ступенчато меняющих режим кислотности - основности от существенно кислых (для основного этапа окварцевания) до щелочных и нейтральных в заключительные стадии осаждения рудных парагенезисов.

Одновременное формирование пульсационной и непрерывной зональности проходило, прерываясь межстадийным дроблением и следовавшим вслед за ним поступлением очередных порций растворов, обусловивших разнообразие вариантов размещения разнотемпературных метасоматитов и рудной минерализации.

Касаясь экономической ценности массивов вторичных кварцитов, следует отметить значительные перспективы обнаружения месторождений корунда, андалузита, диаспора, натроалунита, медно-молибденовых и полиметаллических руд в участках преимущественного развития апоинтрузивных кварцитов. Более подвижные металлы — Au, Ag, As, Hg, Bi, а также алунитовая минерализация, в общем образующие удаленные от интрузивов относительно низкотемпературные месторождения, по нашему мнению, должны концентрироваться в апоэффузивных кварцитах, на неглубоких уровнях денудационного среза.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата.

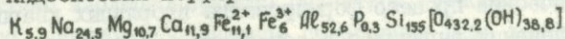
А.М.Смирнов

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

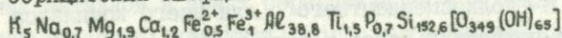
Вторичные кварциты Северного Прибалхашья образовались по гранодиоритам, андезитовым порфиритам, роговикам и, в меньшей мере, по гранитам и кислым вулканитам верхнепалеозойского возраста.

Изучение преобразований андезитовых порфиритов позволило вывести формулы пород^х), дающие возможность судить о привносе отдельных компонентов:

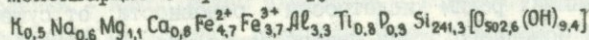
1. Андезитовый порфирит



2. Серицитовый кварцит



3. Монокварцит с примесью рутила и гематита (2-3%).



Преобразование андезитовых порфиритов в альбит-эпидот-хлоритовые пропилиты с примесью серицита, кварца, магнетита, проходило при заметном выщелачивании Mg, Ca, Fe²⁺, частично и одновре-

х) Результаты химического анализа пересчитаны по методу В.Г.Боголепова (1962).

менно незначительном привносе кремнезема и воды. Незначительные количественные перемещения испытывали К, Fe^{3+} , Al, Ti и P.

Дальнейшая пропилитизация выразившаяся в образовании кварц-альбит-серицитовых пропилитов ("продвинутая ступень"), отличается усилившимся выносом Mg, Ca, Fe^{2+} , слабым выщелачиванием Na, Fe^{3+} и незначительным привносом кремнезема и воды. К и Al сохраняли инертность. Продолжавшийся метасоматоз (формирование серицитовой фации) выразился в интенсивном выщелачивании почти до полного исчезновения Mg, Ca, Fe^{2+} , Fe^{3+} . Ранее малоподвижный Na был извлечен и в подавляющей массе вынесен за пределы зон серицитизации. Как и прежде слабые количественные изменения испытали Al, Ti и P, причем первый начал заметно мигрировать и выноситься в позднюю ступень кислотного выщелачивания, когда уже серицит начал разлагаться на составные компоненты и возникли промежуточные разности между серицитовыми кварцитами и монокварцитами. Незначительный привнос отмечен для кремнезема, калия и воды.

Изменения минералогического состава порфиритов при пропилитизации и серицитизации вплоть до возникновения серицитовых кварцитов создали несколько ассоциаций главных минералов, последовательно сменяющих одна другую: диопсид, обыкновенная роговая обманка (в комбинированных или взаимозаменяемых соотношениях) + андезит → альбит + хлорит + эпидот → кварц + альбит + серицит → кварц + серицит.

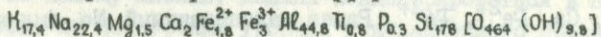
Дальнейшая интенсификация выщелачивания в зонах формирования монокварцитовых фаций выразилась в переходе из инертного состояния в подвижное K, Al и в практически полном выносе всех элементов, за исключением кремнезема. Объемный дефицит компенсировался значительным привносом последнего, дополнительно к первичному и высвобожденному кремнезему исходных пород. Ранее выщелоченнок и переотложенное Fe частично фиксировалось в виде тонкорассеянного гематита.

Пульсирующее поступление и локализация поздних гидротерм в зонах брекчирования, секущих ряд фаций, в том числе серицитовую, андалузитовую и монокварцитовую, привели к прогрессирующей миграции K, Al, сульфатной серы и формированию сквозных (морфологически) зон алунизации и ярозитизации, завершающему процесс вторично-кварцитового метасоматоза.

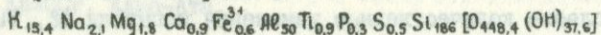
Под влиянием "волны" кислотности (Коржинский, 1963), развивающейся на фоне последующих (по отношению к алунитовым и ярозитовым кварцитам) тектонических движений, Fe, в отличие от халькофильных цветных металлов, переходило в труднорастворимые окисные соединения, что и привело к гематитизации послекварцитовых зон дробления.

Особенности химизма преобразования кислых эффузивов отображены в следующих формулах:

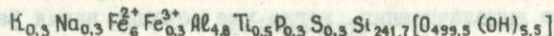
1. Игнимбрит липаритового порфира



2. Серицитовый кварцит



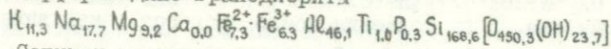
3. Монокварцит



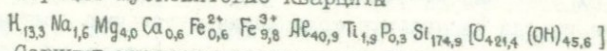
Начальный период преобразования липаритовых, дацит-липаритовых, трахилипаритовых порфиров, их туфов и игнимбритов жерловой и излившейся фаций, соответствующий пропилитизации, ознаменовался заметным выносом Na, Fe²⁺ и некоторым привносом калия и воды. Остальные компоненты сохранили инертность. В соответствии с незначительными химическими изменениями кислых вулканитов при пропилитизации (слабая "реакционная способность") трансформация их минерального состава выразилась лишь в распаде щелочных полевых шпатов и появлении новообразований серицита. Дальнейшее кислотное выщелачивание, совпавшее по времени с формированием серицитовых кварцитов, выразилось в резком уменьшении содержания Na и почти полном выносе ранее находившихся в незначительных концентрациях Mg, Ca и суммарного Fe. Кроме слабых вариаций количественных соотношений, не выходящих за пределы допустимых ошибок химического анализа, метасоматические преобразования не коснулись K, Al, Ti и P. Отмечен некоторый привнос кремнезема и существенный - воды. В конце стадии, при формировании монокварцитово́й фации, в миграцию были вовлечены K, Al и ранее связанная в сериците вода, что способствовало очищению метаморфизуемых пород от подавляющего большинства щелочей и оснований. Значительный вынос вещества, в конечном итоге, компенсировался поступлением кремнезема. От начала и до конца процессов Ti и P оставались инертными. Переотложенное железо концентрировалось в основном в локальных зонах после-кварцитового дробления, образуя незначительные скопления гематита.

Химизм метасоматического замещения гранодиоритов топарского комплекса представляется в следующем виде:

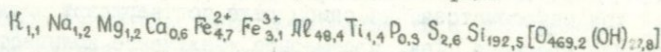
1. Порфиroidные гранодиориты



2. Серицит-мусковитовые кварциты



3. Серицит-мусковит-андалузитовый кварцит



Преобразование кварцевых диоритов, гранодиоритов, биотит-роговообманковых и лейкократовых гранитов в серицитовые, серицит-мусковитовые и затем мусковит-андалузитовые кварциты во всех случаях сопровождалось постепенно нарастающим и при серицитизации уже заканчивающимся выносом основной массы Na, Mg, Ca, Fe и заметным привнесом воды и кремнезема. Как правило, интервал серицитизации характеризуется инертным поведением K и Al. Формирование мусковит-андалузитовых и андалузитовых кварцитов, преобладающих в группе апоинтрузивных метасоматитов, отличается заметным выщелачиванием K, усиливающимся по мере возрастания количества андалузита Al в этих условиях испытывал локальное переотложение, обуславливая неравномерное распределение андалузитов. Как и прежде малоподвижными являлись Ti и P.

Контрастность и объёмность выщелачивания, выразившегося в перемещении значительных масс компонентов, ярче проявлены при метаморфизме интрузивных эдуктов среднего состава, чем, например, лейкократовых гранитов. Полный вынос оснований и щелочей, сопровождающий формирование монокварцитовых залежей, балансируется привнесом кремнезема.

Образование апоинтрузивных алунитовых кварцитов в сравнении с апоэффузивными аналогами протекало в более высоком температурном интервале и соответственно при активизации натрия (Набоко, 1963) и его повышенной способности изоморфного вхождения в решетку алунита, что и подтверждается кали-натровым составом апоинтрузивных разностей в отличие от существенно калиевых алунитов, развитых по вмещающим вулканитам.

Как видно по приведенным примерам, общий порядок метасоматического процесса, независимо от состава, возраста и условий образо-

вания исходных вулканитов и интрузивных пород, сохраняется и выражается в прогрессирующем выщелачивании вначале Ca, Mg, Fe, а, впоследствии K, Al и нарастающем (особенно после серицитизации) привносе кремнезема. В продолжении всего процесса содержания Ti и P не испытывают заметных колебаний.

Отмечаемые иногда аномальные содержания отдельных компонентов (например, железа, воды, щелочей), в первом представлении искажающие общий ход метасоматоза, на самом деле подтверждают сложность и многообразие процесса. Так, чрезмерное увеличение количества воды и понижение концентрации калия в составе пропилитов или серицитовых кварцитов отражает влияние на них супергенного процесса гидратации и выщелачивания. Повышенные в ряде случаев концентрации B, Fe, K или Na в контурах моно- и биминеральных фаций внутренних зон массивов объясняются наложением на участках после-кварцитового брекчирования соответственно турмалиновой, гематитовой, ярозитовой, алунитовой минерализации или присутствием локальных блоков, сложенных переходными минеральными разновидностями.

При образовании вторичных кварцитов исследованного района (без учета поздних стадий образования алунитовых, ярозитовых, турмалиновых и гематитовых кварцитов) существовал следующий ряд относительной подвижности компонентов: H_2O , CO_2 , CaO, MgO, Fe, Na_2O , K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 . Рассмотренный баланс перемещения вещества при метасоматозе вулканоплутонических образований свидетельствует о явном привносе H_2O , O_2 , CO_2 , S, B и SiO_2 . По отношению к исходным породам не происходит привноса Na, K, Mg, Fe, Al, Ti и P. Для первых четырех характерен вынос из внутренних зон метасоматической колонки. Na и K могли связываться сульфатной серой в поздние стадии процесса (алунитизация). Ti и P отличаются слабой подвижностью. Fe и Al испытывают местное перераспределение, образуя локальные проявления гематита, андалузита, диаспора.

Предпочтительное размещение андалузитовой и диаспоровой минерализации в эндоконтактах или непосредственных экзоконтактах гипабиссальных интрузивов, в более эродированных блоках, может объясняться тем, что сравнительно низкотемпературные кварциты формировались в приповерхностных условиях при сильной раздробленности и обильной циркуляции воды, способствовавшей интенсификации мета-

соматоза, возрастанию и выносу, а не осаждению глинозема (Коржинский, 1953).

Замедленный вначале (пропилитизация) и достигший максимума ко времени образования монокварцитовой фации вынос подавляющего количества оснований и щелочей эдуктов, привнос кремнезема говорят в пользу господствовавших кислотных условий выщелачивания на всем протяжении метасоматического процесса. О кислотности послужающих растворов свидетельствует контрастность и масштабность химических преобразований эдуктов среднего и умеренно кислого состава в сравнении с невыразительными и слабыми изменениями кислых пород. Наличие внутриминерализационных (относительно кварцитов) даек гранитоидов; до-, внутри- и послекварцитовые тектонические подвижки; наложение на все остальные фации по зонам поздних дизъюнктивов алунитовой, ярозитовой, турмалиновой, гематитовой минерализаций; прожилковые формы нахождения кварца нескольких генераций, возникших в заключительный этап вторично-кварцитового метасоматоза, свидетельствуют о полистадийном характере формирования минеральных фаций и разновидностей вторичных кварцитов.

При реакционном взаимодействии пульсирующих (на фоне периодически повторявшихся тектонических движений) растворов с пропилитами и серицитовыми кварцитами pH растворов увеличивался в результате их нейтрализации, а при дальнейшем продвижении в более обводненные приповерхностные горизонты и понижении температуры снова падал.

Таким образом, в зависимости от глубины, температуры, формы нахождения компонентов, состава фильтрующихся порций гидротерм, минерального состава исходных пород, степени предыдущих метасоматических изменений во встреченных на пути фильтрации локальных участках и т.д., непрерывно-прерывистый процесс формирования вторичных кварцитов протекал на фоне кислотного выщелачивания с местными колебаниями pH и Eh в пределах сложно метаморфизованных массивов.

ИГН АН КазССР, Алма-Ата.

ЭТАПЫ, ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА И МЕСТО КОЛЧЕДАННОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В АЙДЫРЛИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ
(ЮЖНЫЙ УРАЛ)^{x/}

Айдырлинское колчеданное месторождение находится на северо-востоке Оренбургской области в Кваркенской седловинной синклинали Восточно-Уральского поднятия. В геологическом строении района участвуют вулканогенно-осадочные и интрузивные породы среднего и верхнего девона и нижнего карбона, образующие три разновозрастных структурно-формационных комплекса.

Среднедевонский-франский структурно-формационный комплекс объединяет вулканогенные породы спилит-диабазовой и базальт-андезит-липаритовой формаций, сопровождаемые комплексом дайковых, субвулканических тел и малых интрузий пестрого состава. Спилит-диабазовая формация представлена шаровыми лавами диабазов и спилитов с крайне подчиненным количеством туфов основного состава. С ними пространственно ассоциируются линзы известняков с остатками *Favosites regularistius*. Мощность формации более 700-800 м.

К базальт-андезит-липаритовой формации отнесены вулканыты, распространенные в центральной части рудного поля, представлены различными лавами и их туфами, лавобрекчиями ряда базальт-андезит-дацит-липарит-дацит. Снизу вверх выделяются пачки: нижняя - порфирировая, базальтового и андезит-базальтового состава; средняя (рудовмещающая), также порфирировая андезитового и дацитового состава с туфами и верхняя (надрудная) туфовая - мелкообломочные туфы, туффиты с редкими прослоями лав среднего состава. Общая мощность вулканытов формации более 1200 м. Для пород этой позднегеосинклиальной формации характерны нормальное содержание

x/ В статье использованы материалы по разведке, проводимой Г.В.Божко и Б.А.Потапенко (1969), а также материалы полевых и камеральных исследований, выполненных автором в 1962-67 гг.

щелочей, преобладание натрия над калием, нормальная глиноземистость. С вулканитами тесно ассоциируются разнообразные по возрасту и морфологии субвулканические тела от диабазов до дацитов и липарито-дацитов.

К среднедевонско-франскому комплексу относятся многочисленные небольшие интрузии пестрого состава – от габбро до плагиогранитов. Они сформировались в несколько фаз внедрения в гипабиссальных условиях и, по всей вероятности, комагматичны вмещающим вулканитам (Божко, Потапенко, 1969). Для участка, сложенного породами среднедевонско-франского структурно-формационного комплекса характерно сложное-блоковое строение, наследующее первичные вулканические формы.

Фамен-нижнетурнейский структурно-фациальный комплекс представлен породами трахиандезитовой вулканогенной формации и синхронной им ранней молассой. На широте Айдырлинского месторождения существенную часть разреза составляют туфогенно-осадочные породы и туфы, реже лавы (около 10%). В низах разреза отмечены полимиктовые конгломераты с галькой нижележащих вулканогенных и интрузивных пород среднедевонско-франского комплекса. К югу, на широте пос. Красноярский, разрез образуют преимущественно конгломераты гравелиты и песчаники с богатым комплексом спор и пыльцы фамена и нижнего турне (Тесаловский, Шапов, 1968). Породы фамен-нижнетурнейского комплекса образуют преимущественно пологие складчатые в сочетании с блоковыми структурами.

Верхнетурнейско-намюрский структурно-формационный комплекс образован песчаниками, углисто-глинистыми сланцами, алевролитами, реже гравелитами и конгломератами, прослоями каменных углей. Для отложений нижнего карбона характерны пологие складчатые структуры с локальными осложнениями типа флексур.

Строение рудного поля осложнено мощными внедрениями интрузий калишпатовых гранитов адамовского и суундукского интрузивных позднепалеозойских комплексов.

Палеозойские осадочно-вулканогенные толщи слагают сложную Айдырлинскую антиклиналь. По Айдырлинскому надвику среднедевонские отложения надвинуты в западном направлении на отложения нижнего карбона. Внутреннее строение антиклинали осложнено рядом попереч-

ных субширотных синвулканических антиклиналей, шарниры которых погружаются на юго-восток, а также отчетливо проявленными разломами субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений.

Месторождение является полигенным и полихронным. Рудная залежь сложена массивными и вкрапленными пиритовыми, халькопирит-пиритовыми, халькопирит-сфалеритовыми и реже халькопирит-сфалерит-галенитовыми рудами. Массивные полосчатые руды слагают висячий бок залежи, прожилково-вкрапленные — лежащий. В висячем боку халькопирит, сфалерит и галенит наложены на ранние мелкозернистые пиритовые руды. Рудная залежь приурочена к лежащему боку крупного тела плагио-клазовых дацитовых порфиров и имеет согласное с ним падение на восток под углом 20-25°.

В рудном поле широко распространены продукты динамометаморфизма, контактово-термального, гидротермально-метасоматического и регионального метаморфизма. Дислокационные и гидротермально-метасоматические процессы проявились неоднократно в следующей последовательности (от древних к молодым):

1. Зеленокаменные изменения вулканогенных пород, обусловленные процессами становления, диагенеза и раннего регионального метаморфизма с образованием хлорит-эпидот-альбит-амфиболовых ассоциаций.

2. Образование межслоевых зон расщепления, брекчирования и микробрекчирования, сопровождавшихся хлоритизацией пород и появлением ориентированных и бластовых структур вдоль зон разломов субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний.

3. Внедрение вслед за формированием разломов и одновременно с этим процессом субвулканических тел и интрузий габбро, кварцевых диоритов, гранодиоритов, диоритов, сопровождающих их даек. В экзо- и эндоконтактах интрузий развиты ореолы контактово-метасоматических пород (роговиков) — амфибол-эпидот-кварцевых (внутренняя зона, шириной до 800 м) и кварц-альбит-карбонатных (внешняя зона, мощностью до 500 м).

4. Гидротермально-метасоматические преобразования, образовавшие кварцево-гематитовые породы и вторичные кварциты. Их выходы закономерно укладываются в субмеридиональную зону шириной 500-600 м и длиной до 8-9 км (от р. Байтук до р. Айдырлы). Кварцево-

гематитовые породы и вторичные кварциты закономерно приурочены к лежащему боку верхней (надрудной) пачки базальт-андезит-липаритовой формации, тяготея, как правило, к поясу силлов и штокообразных интрузий порфиридных габбро- и габбро-диоритов. Для большинства кварцево-гематитовых тел характерно зональное строение. В центре их преобладают яркоокрашенные породы, образующие сложный штокверк жил чешуйчатого гематита мощностью от сантиметров до 6 м и длиной до 200 м. Подобные тела закономерно удалены в висячий бок рудной залежи на 1,2-1,4 км. Подобные же соотношения отмечены и для Гайского колчеданного месторождения. Кварцево-гематитовые ядра сопровождаются мощными ореолами светлых зеленатовато-серых микрокварцитов, ширина полосы которых достигает 300 м. Кварцево-гематитовые породы, вторичные кварциты и окварцевание развиты обычно вдоль контактов различных пород, по межслоевым зонам рассланцевания и катаклаза, а также вдоль северо-западных разломов, удаляясь далеко на запад за пределы рудного поля. Наиболее интенсивно окварцевание проявлено в дацитовых порфирах и гранодиоритах. В этот этап в лежащем боку крупного тела дацитовых порфиров возникли вторичные кварциты и зоны окварцевания, что усилило экранирующие свойства его контакта. Во вторичных кварцитах из надрудной зоны содержится до 60% кварца. Мощностью тела вторичных кварцитов над рудной залежью до 50 м. С образованием вторичных кварцитов синхронна серноколчеданная минерализация. Формирование вторичных кварцитов и кварцево-гематитовых пород способствовало дальнейшей дифференциации разреза по физико-механическим свойствам и благоприятствовало появлению структурно-литологических экранов.

5. Активизация тектонических движений, способствовавшая дальнейшему развитию зон рассланцевания, микробрекчирования и катаклаза. Исключительная гетерогенность разреза по физико-механическим свойствам предопределила ориентированность зон разрядки тектонических напряжений вдоль ранее выявившихся направлений с частичным разрушением кварцитовых экранов.

Рудообразование, происходившее в два основных периода. С ранним периодом связано формирование главной массы пиритовых, пирит-халькопиритовых и пирит-халькопирит-сфалеритовых руд, интенсивный привнос калия и перетолжение кремнезема в зоне рудоотложения.

Кальций, магний, натрий и частично железо в эту стадию интенсивно выносились во внешние зоны. Содержания калия в зоне рудоотложения по сравнению с первоначальным увеличилось в 3-5 раз. Отмечено экранирование калия вторичными кварцитами. Под экраном наблюдается накопление калия (7-8%). Главная масса руды расположена непосредственно висячем боку ореола серицитизации с максимальным содержанием калия. По падению содержание калия несколько понижается (до 1-2%), однако в пределах рудоподводящей зоны оно остается довольно высоким (до 2-4%) на расстоянии до 300-500 м от лежащего бока рудной залежи. Зоны повышенного содержания калия совпадают с ореолами резкого увеличения потерь при прокаливании (до 10-12%) и возрастания объёмного веса (за счет сульфидов). Содержания кальция и магния в зоне рудоотложения понижены в 2-3 раза по сравнению с первоначальными. По составу минеральных ассоциаций выделяются кварцево-серицитовая, серицито-кварцевая, кварцево-серицито-хлоритовая и наиболее удаленная хлорито-карбонатная подзоны.

Кварцево-серицитовая подзона отвечает ореолам увеличения содержания калия и потерь при прокаливании. Изменения пород подзоны наиболее интенсивные. Непосредственно к висячему боку подзоны приурочена рудная залежь. Мощность кварцево-серицитовой подзоны 100-300 м, однако в зоне подводящего канала она прослеживается на глубину более 700 м. Отмечены маломощные апофизы тел кварцево-серицитовых пород длиной от 100-400 м в сторону висячего бока, вдоль узких крутопадающих разломов. Форма тела, образованного породами подзоны, сложная и определяется сочетанием крутопадающей рудоподводящей тектонической зоны с пологим экранирующим контактом и, в грубом приближении, в вертикальном разрезе близка к грибообразной. Серицито-кварцевая подзона находится в висячем боку рудной залежи и представлена, главным образом, вторичными серицитовыми кварцитами по дацитовым порфирам. Мощность подзоны до 50-60 м.

Кварцево-хлоритовая подзона развита со стороны лежащего бока кварцево-серицитовой подзоны. Для нее характерны темно-зеленые хлоритовые кварцсодержащие сланцеватые породы. Вниз по падению в породах подзоны отмечено повышение количества эпидота и амфибола. Для пород кварцево-хлоритовой подзоны характерно усиление роли натрия, а также повышенные содержания кальция и магния в 5-10 раз по сравнению с кварцево-серицитовыми породами. Хлорито-карбонатная

подзона отчетливо видна со стороны всячего бока рудной залежи на расстоянии от 100 до 700 м. Показательно распространение мелко - кристаллических и порфиробластических выделений железистого карбоната в прожилках, по сланцеватости и вдоль контактов.

В поздний период возникли халькопирит-сфалеритовые (перестолженные) и сфалерит-галенитовые руды. Позднее рудоотложение происходило после брекчирования, рассланцевания и внедрения даек сложного состава (внутрирудного комплекса). Для периода характерен привнос свинца, а также возможно цинка, меди, кремнезема и калия. Наиболее важным явлением было перестолжение рудного вещества и нерудных минералов с образованием характерных структур укрупнения. Поздние минеральные ассоциации, как рудные, так и нерудные жильные, явно наложенные. Они развиты на значительных площадях, однако заметных изменений вмещающих пород с ними не связано. Непосредственно рудную минерализацию сопровождают бело-серый серицит, яркий зелено-серый хромсодержащий мусковит (Si_2O_3 до 0,1-0,3%), желто-серый замутненный кварц и крупночешуйчатый темно-зеленый хлорит. Во внешних зонах и на выклинивании рудных тел отмечены многочисленные кварцево-карбонатные и хлорито-карбонатные жилы с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Полиметаллическая минерализация позднего периода контролируется зонами разломов и наиболее отчетливо развита со стороны всячего бока с максимальным удалением от рудной залежи до 0,8-1,4 км. Отмечено ее наложение на кварцево-гематитовые породы. Однако наиболее интенсивная полиметаллическая минерализация приурочена к всяческому боку рудной залежи. Наиболее локально выражена подзона с бело-серым серицитом и хромсодержащим мусковитом, имеющая мощность 50-100 м. Выявление этой минеральной ассоциации почти всегда сопровождается открытием новых участков прожилково-вкрапленной полиметаллической минерализации. Появление хромсодержащего мусковита, видимо, может свидетельствовать о проникновении рудных растворов на глубине через тела гипербазитов.

7. Развитие со стороны всячего бока рудной зоны мощного ореола карбонатизации и биотитизации.

Колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение в районе рассматривается как дофаменское (по данным изучения веществен-

ного состава конгломератов фамен-нижнетурнейского структурно-формационного комплекса).

Оренбургское ГУ, Оренбург.

В.Г.Хомич, С.С.Максимов, Г.А.Юргенсон

В.П.Бородин, Ю.И.Симонов

ТИПЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОРОД БАЛЕЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ИХ СООТНОШЕНИЯ С ЗОЛОТОНОСНЫМИ ЖИЛАМИ

Породы рудного поля образуют три структурных этажа. Нижний (фундамент) объединяет протерозойские (?) метаморфические образования, среди которых локализованы верхнепалеозойские гранитоиды. Средний сложен породами ирской вулканоплутонической формации. К верхнему относятся континентально-осадочные отложения нижнего мела; они заполняют конседиментационную впадину и расчленяются на несколько свит (Любалин и др., 1969). Их накопление сопровождалось вулканической деятельностью, которая выразилась в накоплении порфиритов, туфов, туфобрекчий, а также в образовании трубок брекчий эксплозивно-инъекционного генезиса (Максимов, 1968). Исследованиями авторов верхний этаж расчленен по отношению к верхней возрастной и пространственной границе эпитермального оруднения балеЙского типа на три яруса - нижний дорудный, средний сырудный и верхний послерудный. Границы ярусов совпадают соответственно с подошвой и кровлей отмаховской подсвиты вулканомиктовых конгломератов (Любалин и др., 1969).

Минерализация рудного поля многотипна и принадлежит трем металлогеническим циклам. Установлено размещение типов минерализации по структурным этажам. Кварцево-молибденитовые и золото-сульфидно-кварцевые жилы (формации средних глубин), относящиеся к раннекиммерийской эпохе, локализованы только в породах фундамента. Кварц-турмалинсульфидные жилы (формации средних глубин) и флюорит-халцедон-кварцевые (формации малых глубин), возникшие в позднекиммерийскую эпоху, проникают в средний структурный этаж. В терригенных отложениях верхнего этажа найдены рудные гальки всех

этих образований. Два нижних яруса верхнего этажа вмещают эпitherмальное золото-халцедон-кварцевое оруденение бале́йского типа, относящееся к австрийской металлогенической эпохе. Наиболее поздними минеральными образованиями являются безрудные карбонатные прожилки.

Формирование разновозрастного и разнотипного оруденения сопровождалось последовательным наложением околорудных метасоматических изменений. Картина преобразований усложнена контактовым метаморфизмом в периоды вулканизма, процессами древнего выветривания, а также эпигенезом осадочных отложений.

В гранитоидах, локализованных в фундаменте, наиболее ранним преобразованием является окварцевание раннекиммерийского цикла (рис. I). От эпitherмального окремнения (бале́йского типа) оно отличается распространением кварца со своеобразными структурными особенностями. Следующим этапом изменений явилось выветривание, предшествовавшее формированию вулканитов среднего этажа. Оно выразилось в площадной аргиллизации в верхних частях интрузий гранитоидов, в появлении смешанно-слоистых силикатов по биотиту, серицитизации и карбонатизации плагиоклазов. Наряду со сложными минералами типа гидробиотит-вермикулит при этом образуются хлориты. Сосюритизация и эпидотизация плагиоклазов, хотя и отмечаются, но не типичны. Выветривание завершилось в различных случаях на разных стадиях: на стадии вермикулита, монтмориллонита или каолинита. Установлены переходы от почти неизмененного биотита через гидробиотит - вермикулит-парсеттенсит к образованию двух фаз: монтмориллонита (или каолинита) и 7 Å - хлорита. Эта двойная направленность изменения прослеживается до стадии монтмориллонита; в стадию каолинита хлорит неустойчив и переходит в агрегат анкерита, кварца и гидрогетита. Хлорит с рефлексами от (002)

$\frac{C}{d} = 14 \text{ \AA}$ установлен только в околорудных зонах. Поскольку 7 Å - хлориты характерны только для гипергенных процессов (Кеппингскас, 1965; Юргенсон, 1968), то площадную гипергенную аргиллизацию кровли фундамента (учитывая дополнительные геохимические данные) можно уверенно отличать от околорудной.

В период верхнеюрского вулканизма минералы выветривания были частично перекристаллизованы. В самой вулканической толще проис-

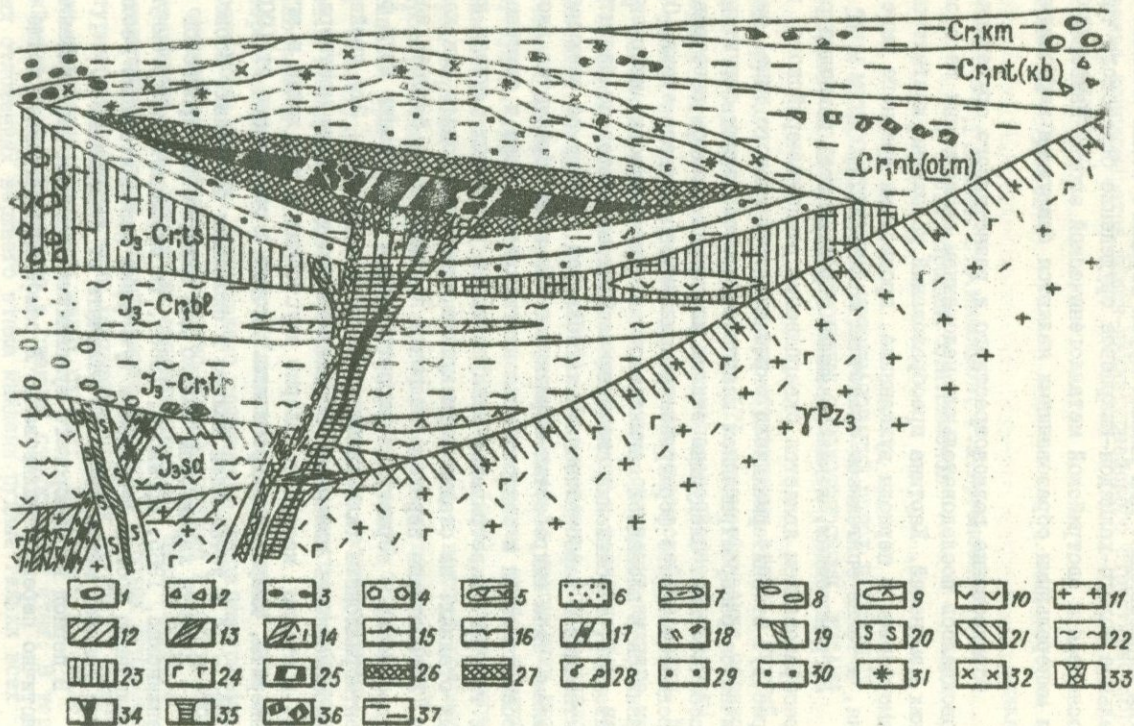


рис.1. Последовательность и типы преобразований пород
Балейского рудного поля.

I-9 - верхний структурный этаж (C_2). I-2 послерудный ярус:
1 - валуно-галечные конгломераты, каменная свита; 2 - гравелиты, грубозернистые песчаники, новотроицкая свита, хибиревская подсвита; 3 - сырудный ярус, мелкогалечные вулканомитовые конгломераты, новотроицкая свита, отмаховская подсвита; 4-9 - до-рудный ярус: 4 - фангломераты, тасеевская свита; 5 - туфобрекчи андезитового состава; 6 - разномзернистые песчаники, балейская свита; 7 - пепловые туфы кислого состава; 8 - валуно-галечные конгломераты, тергенская свита; 9 - андезит-базальты и дофидриты. I0 - средний структурный этаж (J_3) - осадочно-вулканогенные образования, шадаронская серия. II - нижний структурный этаж (P_2) - верхнепалеозойские гранитоиды, удинский интрузивный комплекс. I2-37 - преобразования пород и оруденение. I2 - предверхнеюрское выветривание, гидрослюдисто-хлорит-монтмериллонитовая и гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовая ассоциация; I3-I4 - раннекиммерийская эпоха: I3 - кварц-молибденитовые и золото-сульфидно-кварцевые жилы, I4 - окварцевание гранитоидов; I5 - аутометасоматоз вулканитов, серпигитизация и карбонатизация плагиоклазов; I6 - контактовый метаморфизм гранитоидов, перекристаллизация минералов предверхнеюрской коры выветривания; I7-20 - позднекиммерийская эпоха: I7 - кварц-турмалин-сульфидные жилы, I8 - березитизация гранитоидов, I9 - флюорит-халцедон-кварцевые жилы, 20 - аргиллизация гранитоидов и вулканитов; 21 - преднижне-меловое выветривание, гидрослюдисто-хлорит-монтмериллонитовая ассоциация, карбонатизация, обоживание; 22 - эпигенез осадочной толщи, региональные постоседиментационные преобразования, регенерация кварца, гидрослюдизация биотита и полевых шпатов; 23 - формация коры выветривания, перестроенные минералы древних кор выветривания; 24 - пропилитизация, связанная с нижнемеловым вулканизмом; 25-32 - комплекс прерудных метасоматитов эпитепмального рудогенеза: 25 - кремневиальные квар-

цы, 26 - пористые кварцевые метасоматиты с сульфидами, 27 - пористые кварцевые метасоматиты с сульфидами; 27 - пористые кварцевые метасоматиты, 28 - кварц-каолиновые образования; 29 - аргиллизация, 30 - сульфидизация, 31 - антимонит, 32 - реальгар и аурипигмент; 33 - раннерудные экзоплазивно-инъекционные брекчии; 34 - золото-халцедон-кварцевые, эпitherмальные рудные жилы; 35 - околожильные изменения главных стадий эпitherмального рудного процесса, окварцевание, карсонатизация, аргиллизация, пиритизация, адуляризация; 36 - эрозивные обломки прерудных метасоматитов и эпitherмальных золоторудных жил; 37 - послерудные преобразования, карбонатизация.

ходил автотематоморфизм андезитов и их пирокластических аналогов — серицитизация и карбонатизация плагиоклазов, разложение амфибола и биотита с образованием кварц-кальцит-хлоритовых агрегатов. Под влиянием позднекеммерийских процессов в гранитоидах возникли типичные околожильные зоны березитов; в удалении от жил формировались зоны аргиллизации (кварц-каолинитовая ассоциация). Синхронные этим процессам преобразования пород юрского этажа изучены еще недостаточно. В связи с преднижнемеловым выветриванием пород юрского этажа также аргиллизированы (гидрослюдисто-монтмориллонитовая ассоциация, каолинит в которой очень редок; последнее свидетельствует о неглубоко зашедшем процессе преднижнемелового выветривания). Воздействие нижнемелового вулканизма на гранитоиды фундамента выразилось в локальной пропилитизации, ореолы которой не совпадают или пересекаются жилами балеЙского типа.

С нижнемеловым вулканизмом связаны и эпигенетические преобразования пород рудовмещающих ярусов осадочного чехла, накопившихся в результате разрушения выветрелых пород нижних этажей. Осадки различно насыщены устойчивыми к выветриванию компонентами, т.е. обладают различной зрелостью, по Д.Петтиджону; наиболее богата перестроенным материалом выветривания тассевская свита фангломератов. В силу этого фангломераты оказались благоприятными для развития надрудного ореола при балеЙском эпитермальном рудогенезе. Эпигенез начинается с гидратации биотита, замещения его и полевых шпатов гидрослюдой. Последующий глубинный эпигенез выразился в растворении и регенерации кварца и полевых шпатов; на заключительных его этапах, уже в послерудное время, проявились карбонатизация и каолинизация. Воздействием нижнемелового вулканизма объясняется и пропилитизация в хлорит-карбонатной фации базальных конгломератов верхнего этажа.

Пропилитизация непосредственно предшествует комплексу сложных надрудных преобразований пород, которые описаны как вторичные кварциты (Хомич, Чеглоков, 1966) или аргиллизиты (Русинова, 1968). Среди надрудных метасоматитов выделено несколько разновидностей:

1. Кремневидные кварцы — монокварцевые образования массивной, горизонтально-полосчатой и брекчевой текстуры; полосчатость в общем параллельна контактам тел и слоистости вмещающих осадочных пород. В отдельных разностях установлены реликтовые текстуры

замещения пологих зон дробления. Монокварцевые образования обычно занимают центральные части надрудного ореола. Для них наиболее характерны признаки коллоидного происхождения.

2. Пористые кварцевые метасоматиты представляют монокварцевые образования с реликтовыми обломками зернистого кварца. Текстуры замещенных пород и зон дробления в них сохраняются довольно отчетливо. Типично разрастание первичных обломочных зерен кварца за счет регенерации. При возникновении пористых кварцевых метасоматитов происходил вынос из исходных пород практически всех компонентов, кроме кремнезема. Такие породы обычно соседствуют с кремне-видными кварцами. Пирит, марказит, арсенопирит в них образуют прожилковидные обособления, осаждаются непосредственно на поверхности кварцевых зерен в виде сажистого налета или заполняют пустоты между ними. Последнее наблюдается преимущественно в верхних частях разреза измененных пород и только в надрудном ореоле.

3. Кварцево-каолиновые породы имеют пятнистую или линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную распределением каолинита в виде стяжений размером от первых мм до 30 см и более. Пространственно упорядоченные кристаллические очертания отсутствуют. В основной массе обычна рассеянная сульфидизация, встречаются и прожилковые обособления. Признаки исходных пород сохраняются, хотя перераспределение вещества несомненно. По сравнению с описанными выше метасоматитами характерно накопление глинозема. Кварцево-каолиновые образования распространены несколько шире пористых кварцевых метасоматитов.

4. Аргиллизованные породы сохраняют полностью структурно-текстурные признаки исходных пород, но все породообразующие минералы, за исключением кварца, замещаются глинистым материалом, в составе которого установлены минералы группы каолинита и гидрослюда. Как правило, процесс изменения сопровождался интенсивной карбонатизацией. Каолинит в этих образованиях, в отличие от отмеченных выше, имеет отчетливые кристаллографические очертания. Гидрослюда образует полупрозрачные удлиненные пластины. Рентгеновским методом она определена как диоктаэдрическая слюда модификации 3Т. Характерно присутствие в гидрослуде магнезия (до 2%). Карбонаты — анкерит и железистый доломит развиты в каолинит-гидрослюдистой массе в виде крупных выделений неправильной формы или же очень тонко рас-

сеяны в ней. Аргиллизированные породы отличаются от ранее описанных образований увеличением содержания Ca, Mg и ряда других элементов. Контур развития аргиллизированных пород больше, чем кварц-каолилитовых образований.

5. Интенсивно сульфидизированные породы располагаются выше всех описанных образований надрудного ореола - среди вулканомиктовых конгломератов. Сульфиды - пирит, марказит, арсенопирит и их землистые разновидности, замещая гальки вулканитов и цемент конгломератов, образуют ореол сульфидизации, по периферии которого отмечены проявления "сухих" эманаций мышьяка, сурьмы и серы в виде гнезд и тонкорассеянной вкрапленности реальгара и аурипигмента, а также антимонита.

Мощность надрудного ореола, включающего все 5 описанных типов пород, изменяется от первых метров на флангах до 150-200 м над центральными частями рудных зон. Его ширина и протяженность зависят от длины подводящего канала, степени его подготовленности, длительности существования и т.д. Наибольшая длина его равна 2500 м, а ширина - 500 м. Возраст изменений предрудный, поскольку рудные тела пересекают нижние части этих образований, существенно не изменяя их. В то же время рудные жилы нигде не пересекают верхнюю часть ореола. Важно подчеркнуть, что жилы в контуре развития этих метасоматитов практически не рудоносны, а становятся промышленными значительно ниже надрудного ореола. Сопоставление карт надрудного изменения пород и распределения минеральных ассоциаций показывает:

- 1) приуроченность надрудного ореола к рудовмещающим трещинам;
- 2) полное совмещение надрудного ореола с контуром эпитермальной золотокварцевой минерализации (на участках, не подвергавшихся послерудной эрозии);
- 3) полное совпадение промышленных рудных тел с площадью развития монокварцевых и кварц-каолилитовых образований (в местах, не подвергшихся послерудной эрозии);
- 4) сосредоточение максимальных скоплений золота в жилах, над которыми развиты кремневидные кварцы и пористые кварцевые метасоматиты; в участках, где метасоматиты представлены только аргиллизированными породами, промышленной минерализации до сих пор не обнаружено.

5) наличие зональности измененных пород (от центральных частей рудных тел к флангам): кремневидные кварцы — пористые кварцевые метасоматиты — кварц-каолиновые образования — сильно аргиллизированные породы — слабо аргиллизированные породы (преобразования коры выветривания); на крайних флангах рудных зон проявлены "сухие" эманации антимонита, реальгара и аурипигмента.

Контур распространения сульфидизации также в общем совпадает с площадью развития близповерхностной минерализации.

Между линейными и площадными параметрами зон метасоматической колонки надрудного ореола и рудных участков существуют определенные соотношения (Хомич, 1968). Метасоматиты надрудного ореола с глубиной сменяются относительно узкими зонами гидротермально измененных пород, идущими вдоль жил. Здесь наиболее типичны окварцевание, карбонатизация, каолинизация и пиритизация (Петровская и др., 1961). Измененные осадочные породы из околожильных зон содержат более богатый набор минералов. Наряду с отмеченными группами минералов, здесь развиты монтмориллонит, смешаннослойные образования (Русинова, 1968), а в большинстве случаев и пирит, развивающийся по биотиту.

В основании грабена эпитеpмальная минерализация сопровождается широко проявленной карбонатизацией, умеренной пиритизацией, а в околожильных зонах — аргиллизацией и окремнением. Особенностью околожильных изменений в гранитоидах является локальная адуляризация, проявленная весьма слабо. Последнее объясняется тем, что в околотрещинных зонах из гранитоидов выносились, главным образом, кальций и натрий разрушающихся плагиоклазов и происходило относительное накопление калия. Последний фиксирован в гидрослюдах; среди слоистых силикатов в жилах и околожильном пространстве присутствуют, главным образом, гидробиотит, вермикулит и монтмориллонит, тогда как каолинит находится в значительных количествах во внешних частях околожильных зон. Вероятно, обилие калиевых гидрослюдов в жильном и околожильном пространстве создавало щелочную обстановку и тем самым благоприятствовало отложению золота, сульфосолей и сульфидов.

Изложенные материалы показывают, что существует определенная горизонтальная и вертикальная зональность в распределении метасоматитов. Эта зональность обусловлена несколькими факторами, среди

которых наиболее важными являются: возраст пород определенных типов изменения; литология и петрографический состав; физико-химические условия, связанные с различной глубиной формирования метасоматитов и эволюцией во времени состава гидротермальных растворов, выраженной в отличиях вещественного состава жидк. Таким образом, наблюдаются как полиасцендентная, так и моноасцендентная зональность. Наиболее древние проявления гидротермального метаморфизма, развитые в гранитоидах фундамента, встречаются на более широких площадях. Наиболее локально развиты метасоматиты в верхних частях разреза рудовмещающих континентальных отложений. Наблюдающаяся вертикальная этажность разновозрастных метасоматитов является отражением указанной полиасцендентной зональности. Моноасцендентная зональность наиболее отчетливо проявлена в метасоматитах, слагающих надрудные ореолы. И та и другая зональность могут быть использованы для оценки величины эрозионного среза рудонесных участков и определения их дальнейших перспектив.

Учитывая положение в разрезе, структурную позицию метасоматитов надрудного ореола, их вещественный состав и т.п., представляется возможным выделить стратиграфические, структурные, минералогические, текстурно-структурные, геохимические, гидрогеологические и геофизические критерии рудоносности продуктивного сруденения по метасоматитам.

Стратиграфические критерии заключаются в приуроченности надрудного ореола к подцвете вулканомиктовых конгломератов и верхней части свиты конгломератов, в которой широко распространен перестроенный материал коры выветривания.

Размещение метасоматитов главным образом в центральной рудного поля, в наиболее долгоживущей подвижной зоне — узле пересечения разноориентированных разломов служит основанием рассматривать эти признаки в качестве структурных критериев.

Специфический минералогический состав метасоматитов и разнообразие их текстурно-структурных особенностей являются основой минералогических и текстурно-структурных признаков. Они же являются основой геохимических и геофизических критериев, которые базируются на существовании обильной сульфидизации в надрудном ореоле, а также существенном различии плотностных, электрических, магнитных и радиоактивных свойств метасоматитов и окружающих пород.

Гидрогеологические критерии заключаются в существовании в участках интенсивной гидротермальной переработки пород углекислых вод гидрокарбонатно-натриевого состава.

Весьма важным моментом в изучении околорудных изменений является выработка надежных критериев различия гипергенной и гипогенной аргиллизации в гранитоидах фундамента, вулканитах среднего этажа и терригенных отложениях осадочного чехла.

Исследования показали, что в условиях рудного поля древняя аргиллизация гранитоидов постоянно характеризуется отношением

$$\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} = 0,3-0,35. \text{ В зонах околорудной аргиллизации оно}$$

также постоянно превышает 0,8. Кроме того, в коре выветривания устанавливаются только 7 Å хлориты, а в околорудных аргиллизитах - 14 Å хлориты. Отличительные признаки такого типа для вулканогенных и континентальных образований предстоит еще выявить.

Образования надрудного ореола, выявленные над богатыми жилами, отличаются от таковых над маломощными непромышленными рудными телами большей мощностью (в десятки и сотни раз), разнообразием фаций, наличием обильной сульфидизации, повышенными содержаниями элементов-спутников рудного процесса.

Балейская ГРЭ, Балей; ЗабНИИ и Читинское ГУ, Чита.

М.Ю. Фишкин

КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ ЗАКАРПАТЬЯ

Размещение продуктов метасоматоза и руд в близповерхностных месторождениях верхнеэоценовой металлогенической провинции Закарпатья представляет большой интерес. Эта область отличается сложностью и разнообразием метасоматических процессов, протекавших в связи с вулканизмом под влиянием разнообразных вулканических, плутонических, тектонических и гидрогеологических причин.

Для верхнеэоценовой металлогенической эпохи Внутрикарпатского орогена наиболее продуктивной была тортон-сарматская фаза вул-

канизма, которая интенсивно проявилась на внутренней (южной) стороне вулканического пояса - окраинах Паннонского срединного массива, в зоне сочленения его с Закарпатским внутренним прогибом.

В Советском Закарпатье газово-гидротермальная деятельность была интенсивной в Берегово-Беганьском и Вышковском рудных районах и в ряде участков Выгорлат-Гутинской вулканической гряды верхнеплиоценового возраста (Чоп-Берегово-Вышковская и Выгорлат-Гутинская вулканогенно-металлогическая зоны) (Финикин, 1964, 1968г). Для южной и более древней (сарматской) Чоп-Берегово-Вышковской зоны характерны полиметаллические (Берегово, Вышково), баритовые и барито-полиметаллические (Бегань, Берегово, Квасово), ртутные и реже ртутно-полиметаллические (Вышково), алунитовые (Бегань, Берегово), каолиновые и каолиново-гидрослюдистые (Берегово, Квасово) месторождения; для северной - верхнеплиоценовой Выгорлат-Гутинской зоны полиметаллическая минерализация не типична; здесь встречаются небольшие ртутные, ртутно-висмута-теллуристые, алунитовые и каолиновые рудопроявления, связанные с вторичными кварцитами.

Общей закономерностью рудной минерализации является четко выраженное близповерхностное формирование и тесная связь с наиболее дифференцированными и более поздними кислыми проявлениями экструзивно-эффузивного и эффузивно-интрузивного магматизма. Устанавливается прямая связь между интенсивностью изменения вмещающих пород и рудоотложением, особенностями изменений и рудной минерализации, зональностью метасоматоза и оруденения. Выделяется несколько рудоносных метасоматических формаций - пропилитовая с полиметаллическим оруденением (Вышково, Берегово, Квасово), альбит-адулярная, кварцево-адулярная, адуляро-гидрослюдисто-кварцевая и кварцево-гидрослюдистая с полиметаллической, барито-полиметаллической, местами золоторудной минерализацией (Берегово-Беганьский рудный район); аргиллизитовая порода с ртутным (Вышково, Дубриничи, Сусково) и реже барито-полиметаллическим оруденением (Бегань, Квасово); вторично-кварцитовая с крупными месторождениями алунитовых, каолинитовых и баритовых руд (Берегово-Беганьский район) и ртутно-висмута-теллуристым оруденением. (Подулки, Ильковцы, Синяк и др.).

Для полиметаллических и золоторудных месторождений Закарпатье характерна интенсивная адуляризация, а в средних породах - пропи-

литизация, часто сопряженная с адуляризацией (Соболев, Фишкин, 1953) (полиметаллические месторождения Берегово-Беганьского рудного узла, золото-серебряные и золото-полиметаллические месторождения рудного узла Бая-Маре в Румынии, Северной Венгрии и Чехо-Словакии). Им свойственна вертикальная метасоматическая зональность (Соболев, Фишкин, 1953; Фишкин, 1958, 1964), обусловленная сменой снизу вверх продуктов щелочного метасоматоза сернокислотными - переходом по восстанью пропицитов или щелочных альбит-адуляр-гидрослюдистых метасоматитов во вторичные кварциты, иногда через зоны аргиллизации. В Береговском рудном районе зональность выражена сменой с глубиной алунитового, каолинового и баритового сруденений, связанных с вторичными кварцитами, полиметаллическим, сопровождающимся кварцево-адуляровыми и гидрослюдисто-адуляро-кварцевыми метасоматитами (Фишкин, 1964, 1966₁, 1966₂), а в Вышковском районе - сменой ртутного оруденения, сопровождающегося каолинизацией или аргиллизацией, ртутно-полиметаллическим и полиметаллическим (Сасин, 1964; Славская, 1957), связанным с пропицитами иногда сопровождаемых адуляровыми породами. Показательна зональность в Берегово-Беганьском районе, в котором установлена пространственная, временная и генетическая связь сруденения с сарматскими экструзиями кислых, лейкократовых плагиогранитов (Филикин, 1969).

Экструзивно-эксплозивные извержения кислой липаритовой магмы сопровождались интенсивной газовой-гидротермальной деятельностью и обусловили широкое проявление метасоматоза и образование полиметаллических, баритовых, алунитовых и каолиновых месторождений. Газово-гидротермальная деятельность началась в первые периоды становления экструзий, протекала на протяжении этапа кристаллизации и продолжалась после консолидации массивов.

В Берегово-Беганьском районе выделены Беганьское, Береговское и Квасово-Добросельское рудоносные метасоматические поля, приуроченные к пологим антиклинальным складкам северо-западного простирания, сложенным верхнетуртонскими и нижнесарматскими плагиолипаритовыми туфами, переслаивающимися с линзами аргиллитов, глин, алевролитов и песчаников, а также андезитовых лав и их туфов. Наиболее молодые экструзии плагиолипаритов образуют купола

с разноориентированными потоками. Фундамент представлен мезозойскими диабазами, их туфами, сланцами и известняками. Положение рудных рудоносных метасоматических тел и зон контролирует разломн северо-западного и северо-северо-западного простирания. Для Береговского рудного поля (рис.1) большую роль играют экранирующие и вулканотектонические структуры. На значительной площади здесь развиты приповерхностные фации вторичных кварцитов; метасоматиты и связанное с ним оруденение проследивается на большую глубину (до 1000 м), отчетливо выражена зональность фаций и разных типов рудной минерализации.

Береговское месторождение полиметаллических, каолиновых и алунитовых руд приурочено к западному крылу пологой антиклинали и локализовано, главным образом, среди плагиолипаритовых туфов тортонского (новоселецкий горизонт) и нижнесарматского возраста, переслаивающиеся с осадочными породами. В нижнем и среднем горизонтах туфов, преимущественно под экраном осадочных пород сконцентрировано промышленное полиметаллическое оруденение, а в верхнем горизонте туфов локализованы залежи каолиновых и алунитовых руд.

Формирование полиметаллического оруденения сопровождалось интенсивной адуляризацией и окварцеванием туфов, пропилитизацией никележащих диабазов, андезитовых порфиритов (на глубине 780-860 м) (Фишкин, Малашевский, 1966; Фишкин, 1966₂, 1968). Адуляр развивался как в обломках фенокристаллов в туфах, замещая альбит, так и в виде микрозернистых выделений в основной массе туфов. Более мощные ореолы кварцево-адуляровых метасоматитов (80-120, реже 200 м); ореолы адуляризации развиты в грубообломочных пористых туфах, под экраном осадочных пород и в лежащем боку пологозалегающих рудных тел. Устанавливается четкая зависимость между интенсивностью оруденения и адуляризацией. Полиметаллы сконцентрированы в зонах интенсивно (адуляра более 40%) адуляризованных пород шириной 2-4 до 10 м, которые вытянуты вдоль рудных жил. Далее идет зона умеренно адуляризованных пород (адуляра 25-40%) шириной до 50 и редко 70-80 м в лежащем и до 15-20 м в висячем боку. Внешние зоны слабо (адуляра 15-25%) адуляризованных пород удалены от рудных жил на 40-80 м и реже 100 м. Они в периферии переходят или в выщелоченные каолинито-кварцевые, или слабо

Береговского холмогорья.

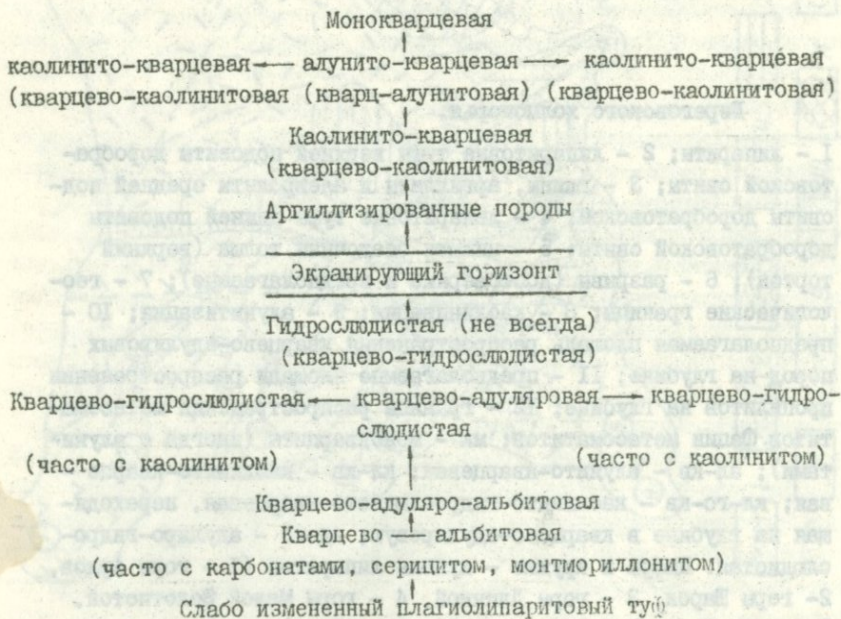
I - липариты; 2 - липаритовые туфы верхней подсвиты доробратовской свиты; 3 - глины, аргиллиты и алевролиты средней подсвиты доробратовской; 4 - липаритовые туфы нижней подсвиты доробратовской свиты; 5 - нижняя осадочная толща (верхний тортон); 6 - разрывы (достоверные и предполагаемые); 7 - геологические границы; 8 - каолинизация; 9 - алунизация; 10 - предполагаемая площадь распространения кварцево-адуляровых пород на глубине; II - предполагаемые площади распространения пропилитов на глубине; I2 - границы распространения метасоматитов. Фации метасоматитов: мк - монокварциты (иногда с алуни-тами); ал-кв - алуни-кварцевая; кл-кв - каолинито-кварце-вая; кл-гс-кв - каолинито-гидрослюдисто-кварцевая, переходя-щая на глубине в кварцево-адуляровую; ад-гс - адуляро-гидро-слюдистая. Цифры в кружке - куполы липаритов (I - горы Ардов, 2 - горы Шарок, 3 - горы Длинной, 4 - горы Малой Золотистой, 5 - горы Большой Золотистой, 6 - горы Хаем)

аргиллизированные породы, иногда содержащие адуляр в обломках фенокристаллов туфа. Часто вместе с адуляром у экранирующих осадочных пород и реже у рудных жил развиты высококальциевые гидрослюдь. На глубине адуляризованные породы переходят в кварцево-адуляр-альбитовые и кварцево-альбитовые метасоматиты. Альбитизация сопровождалась образованием серицита, карбонатов и местами монтмориллонита. Эти процессы наиболее интенсивно проявлены на глубинах от 350 до 750 м.

Выше экранирующей верхней осадочной толщи в верхних туфах развита зона сернокислотного метасоматоза, в которой образовались вторичные кварциты (табл. I). В ее низах встречаются аргиллизированные пестроокрашенные глинистые породы, состоящие из каолина, галлуазита, гидрослюд и окислов железа.

Таблица I

Последовательность
фаши измененных пород Береговского рудного поля



Наиболее интенсивно каолинизация и алунификация проявлены в тектонически нарушенных участках, где породы верхней осадочной толщи перемещены и имеют минимальную мощность (5-8, редко до 20 м).

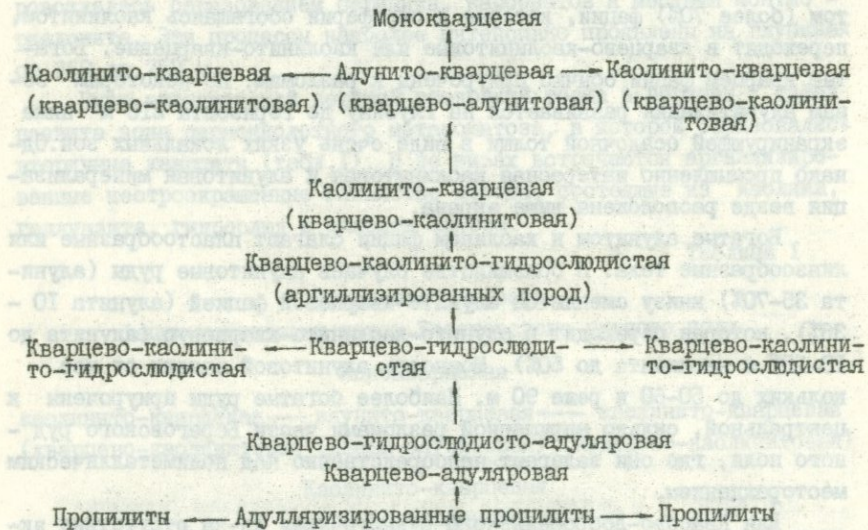
Интересна и горизонтальная зональность. В центральных участках расположены монокварцевые, алунито-кварцевые и богатые алуни-том (более 70%) фации, которые к периферии обогащаясь каолинитом, переходят в кварцево-каолининовые или каолинино-кварцевые. Богатые кварцем фации обычно приурочены к разломам. По некоторым зонам алунификация развивается на глубину до горизонта 210 м ниже экранирующей осадочной толщи в виде очень узких локальных зон. Однако промышленно интересная каолининовая и алунитовая минерализация везде расположена выше экрана.

Богатые алуни-том и каолином фации слагают пластообразные или линзообразные тела. В большинстве случаев алуни-товые руды (алуни-та 35-70%) книзу сменяются алуни-то-кварцевой фацией (алуни-та 10 - 35%), которая переходит в алуни-то-каолини-то-кварцевую (алуни-та до 10-15% и каолини-та до 50%). Мощность алуни-товой залежи от нес-кольких до 50-60 и реже 90 м. Наиболее богатые руды приурочены к центральной, сильно нарушенной разломами части Береговского руд-ного поля, где они залегают непосредственно над полиметаллическим месторождением.

Для Квасово-Добросельского рудного поля из-за отсутствия экранирующей осадочной толщи и наличия андезитов и их туфов, характерны пропилитизация и адуляризация андезитов и постепенная смена зоны щелочного метасоматоза сернокислотным (табл.2).

В Беганском рудоносном поле на котором для локализации полиметаллического оруденения фактор экранирования не имел большого значения, схема метасоматической зональности в общем аналогична и отличается более широким развитием аргиллизированных, а у рудных жил - кварцево-адуляро-гидрослюдистых пород. Месторождения характеризуются отчетливой гипогенной зональностью. На глубине 150 м кварцево-баритовое оруденение, локализованное среди вторичных кварцитов, содержащих крупные залежи алуни-тов сменяется бари-то-полиметаллическим, а затем полиметаллическим. Зональности ору-денения отвечает зональность гидротермальных изменений: вторичные кварциты с алуни-том и баритом, обогащаясь каолином, гидрослюдой и реже монтмориллонитом, на глубине переходят в аргиллизированные

Последовательность фация измененных пород
Квасово-Добросельского рудного поля



породы, слагающие зону барито-полиметаллических руд. Местами они содержат адуляр (в обломках фенакристаллов), а с глубиной с увеличением количества гидрослюда и адуляра (уже в основной массе туфа) преобразуются в кварцево-гидрослюдисто-адуляровые метасоматиты, сопровождающие полиметаллические тела. Наиболее обогащены адуляром околорудные фации, переходящие к периферии в адуляро-держачие (адуляр в обломках) аргиллизированные породы. Процессы калиевого метасоматоза прослежены на глубину до 700 м, где сменяются альбитизацией. Здесь же развиты карбонаты, серицит и сульфиды. Адуляризация местами проявляется и в верхних туфах, накладываясь на аргиллизированные породы и на вторичные кварциты.

Приведенные закономерности рудоносности и зональности метасоматически измененных пород для всех рудных полей Береговского

района однотипны. Они подтверждают, что здесь мы имеем дело с зональностью отложения, а не стадийной (Левицкий, Смирнов, 1963); они убедительно показывают, что изменение кислотности-щелочности явилось определяющим фактором эволюции постмагматических растворов. При формировании руд и измененных пород ведущую роль играло взаимодействие эндогенных эманаций с нисходящими вадозовыми водами, богатыми свободным кислородом, в результате чего происходило окисление сероводорода до серной кислоты (Соболев, Фишкин, 1953; Соболев и др., 1955).

На глубине метасоматоз был щелочным, причем щелочность среды (особенно содержание калия) резко повышалась кверху, что привело к адуляризации туфов, интенсивность которой была наибольшей у раствороподводящих каналов и перед экранирующей осадочной толщей. Со щелочным метасоматозом тесно связано образование полиметаллических руд, причем наиболее благоприятные условия для их выпадения существовали на участках интенсивного калиевого метасоматоза. Судя по обильному сульфидообразованию на глубинах и сульфатов (алунита) на поверхности, растворы были весьма богаты сероводородом. На глубине сероводород частично диссоциирован, вступал в реакцию с железом и другими тяжелыми металлами, образуя сульфиды. В зоне подземного кипения и парообразования возникали адуляро-кварцевые, гидрослюдисто-адуляро-кварцевые, а по андезитам - пропилитизированные породы с обильным пиритом и часто с сульфидами свинца и цинка. Отложение сульфидов протекало при температурах 400-230°. Отделявшиеся от магматического очага газо-паро-гидротермы продвигались по пористым туфам широким фронтом по направлению к дневной поверхности и концентрировались перед экранирующей осадочной толщей, особенно в ядре брахиантиклинали.

При инфильтрации кислотные компоненты опережали основания, т.е. фронт каолинизации и алунитизации шел впереди фронта адуляризации. Это обусловило наложение адуляризации, гидрослюдизации и полиметаллического оруденения, на породы испытавшие кислотные изменения. Наиболее вероятно подобные явления можно объяснить с позиции Д.С.Коржинского (1966), который считает, что при инфильтрации раствора происходит отделение и образование кислотной волны, в то время как тыловая часть потока обогащается основаниями.

Экранирующей для нисходящих вод горизонт пропускал поток эндогенных эманаций и регулировал стабильность термодинамических и геохимических процессов. Наиболее интенсивный поток создавался на участках нарушенной сплошности осадочных пород, вблизи зон разломов. Под экраном в среднем горизонте туфов, благодаря приоткрыванию трещин у этих зон, снижалось давление, что приводило к вскипанию гидротерм, их частичному окислению вадозными водами и выпадению сульфидов, местами барита и даже свинецсодержащих алунитов (Бегань).

В Беганьском рудном поле, где серия разломов явилась основной рудолокализирующей структурой, выпадение сульфидов под экраном имело второстепенное значение. Здесь, как отмечает В.И.Теплов, гидротермы, прорвавшиеся сквозь последнюю пачку осадочных пород, попадали в условия резко пониженного давления, где бурно вскипали, сбрасывали металлический груз, что и обусловило наиболее высокие концентрации свинца и цинка непосредственно выше кровли верхней пачки осадочных пород.

При встрече эндогенных эманаций с нисходящими поверхностными водами, насыщенными кислородом, в зонах активного водообмена происходило окисление сероводорода и возникали агрессивные сернокислотные растворы, в которых, однако, сохранилась высокая концентрация калия. В сернокислотной обстановке формировались различные фации вторичных кварцитов, причем алунитизация протекала при низком pH — 3,5–2,0 и, возможно, ниже. Циркуляция окисленных растворов происходила и в горизонтальном направлении. Процессы протекали при температурах 180–120° и даже 80° (температурный интервал образования барита).

Общими геохимическими особенностями оруденения и метасоматоза (Фишкин, Чемурако, 1970) являются: а) образование в надрудных (по отношению к полиметаллическому оруденению) зонах среди алунитовых кварцитов плащеобразных и факеловидных ореолов свинецсодержащих алунитов или рассеяние свинца среди других фаций вторичных кварцитов; б) повышенные содержания бария, стронция, сурьмы, мышьяка, иногда ртути, в верхних зонах метасоматических колонок; в) образование вытянутых вдоль полиметаллических жил зональных ореолов рассеяния свинца, меди и цинка в адуляризированных или гидрослюдизированных породах.

В Вышковском рудном районе полиметаллическое оруденение сопровождается пропилитизацией гранодиорит-порфириров и диоритовых порфириров. Местами пропилитизация сопряжена с адуляризацией (участки Бая, Киблер) и с образованием золотосодержащих кварцево-адулярировых метасоматитов, подобных береговским. Рудные жилы и брекчированные зоны приурочены к трещинам северо-западного простирания. Пропилитизация пород начинается замещением фемических минералов хлоритом и иддингситом; изредка встречается эпидот, затем появились карбонаты, альбит, серицит и адуляр. В эту же стадию возникали пирит, сфалерит, галенит и др. Изредка развивался лимонит. Более интенсивно пропилитизация проявлена около рудных жил, где также заметнее развита альбитизация и адуляризация. Парагенезис хлорит-карбонат-серикит-альбит-адуляр при неустойчивости эпидота позволяет относить изменения к низкотемпературной фации пропилитов трансильванского типа. Почти полное отсутствие эпидота объясняется небольшой (не более 1 км) глубиной формирования пропилитов и низкой температурой.

Аналогичная пропилитизация нередко в сопряжении с адуляризацией установлена на месторождениях рудного района Бая-Маре (в Румынии), расположенного юго-восточнее Вышково в той же структурной зоне в близкой обстановке. Однако в отличие от Вышковского района в Бая-Маре (Джошке, 1960) ртутная минерализация отсутствует, а широко развита полиметаллическая с золотом, золото-серебряная и медная. Здесь гипогенная зональность выражена сменой с глубиной золото-серебряного оруденения свинцово-цинковым, а последнего - медным с примесью вольфрама. Отсутствие каолинизированных и аргиллизированных пород и ртутного оруденения, преимущественное распространение магматических комплексов и развитие крупных кварцево-сульфидных жил свидетельствует, что район Бая-Маре эродирован на большую глубину, чем Вышковский. Это дает основание предполагать существование в последнем под ртутным оруденением на глубине 700-800 м слепых рудных залежей золотополиметаллических руд, подобных Бая-Марским.

Ртутное оруденение (Мерлич, 1959) наиболее интенсивно проявлено в Вышковском, Оленевском и Дубриничском рудных полях, и также в ряде участков Выгорлат-Гутинской вулканической гряды. Оно сопровождается каолинизацией или аргиллизацией вулканогенных, ин-

трузивных и экструзивных пород; в них развились кварц и каолинит, аллофан, галлуазит, гидрослюда, иногда карбонаты, серицит, марказит или пирит. Оруденение образует гнезда, жилки и вкрапленность; в них находятся в порядке выделения: метациннабарит (первичный ртутный минерал), марказит, кварц, халцедон, барит, сидерит, доломит, артинит, кальцит и киноварь; очень редок антимонит (Вышково), иногда встречаются органические соединения - гатчеттит, кертит, карпатит и битумы.

Зональность метасоматоза выражена в смене с глубиной каолинизации серицитизацией и карбонатизацией (Вышково). В аргиллитах и песчаниках оруденение сопровождается обелением пород и импрегнацией марказитом. В гранодиорит-порфирах Большого Шаяна каолинизация и окварцевание развиты на 30-40 м в крыльях и с глубиной затухают. На более глубоких горизонтах отмечено увеличение содержания серицита; плагиоклаз альбитизирован и местами замещен адуляром. На ряде участков отмечены более поздние карбонатные жилки, секущие каолинизированные породы, образовавшиеся в "позднюю щелочную" стадию. На участках наложения ртутной минерализации на полиметаллическую аргиллизацию накладывается на серицитизацию или пропицитизацию. В Вышковском районе, где пневмато-гидротермальные процессы по А.И.Славской (1957), протекали в раннюю щелочную, кислую и позднюю щелочную стадии, ртутное оруденение и связанный с ним метасоматоз относится к второй и третьей.

В ряде районов верхнепалеоценовой Выгорлат-Гутинской вулканической гряды метасоматические процессы синхронны вулканизму и часто контролируются центрами вулканической активности, которые на протяжении длительного времени находились в фумарольно-сульфаторном состоянии. Наиболее крупные поля метасоматических пород с проявлениями теллура, висмута, ртути, свинца, цинка, мышьяка, установлены к северу от г.Мукачево - в окрестностях Синяка, в урочище Подулки, Ильковцах, в районе Смереков Камень, Толстый, Верх, Вышково и др. Изменению подвергались андезиты и их пирокласты, затем дациты и в меньшей степени базальты и андезито-базальты. Общая черта метасоматоза - приповерхностное проявление в условиях слабой прогретости пород, при давлениях, близких к атмосферным.

Метасоматиты гряды относятся к формациям вторичных кварцитов и аргиллизированных пород (Лазаренко и др., 1963, Соболев и др.).

1955; Фишкин, 1966₂), где преобладают вторичные кварциты, содержащие рассеянную ртутную и висмут-теллуристую минерализацию. От вторичных кварцитов Береговского района их отличает проявление, наряду с серноокислотным, борного и фторного метасоматоза, кварцево-топазовая, кварцево-флюоритовая и кварцево-домортьеритовая фации вторичных кварцитов. Галоидные минеральные фации являются аналогами грейзенов, образованными в близповерхностных условиях и отличающимися мелкозернистым и нередко галевидным и колломорфным строением. Эти фации взаимосвязаны и находятся на одном гипсометрическом уровне с серно-кислыми - монокварцевой (или опалитовой), алунит- и каолинитсодержащими, которые с глубиной переходят в аргиллизированные породы или пропилиты.

Наибольшим развитием пользуются монокварцевая и алунито-кварцевая фации. В верхней зоне возникали опалиты или монокварциты, переходящие в залежи алунитовых кварцитов, которые с глубиной сменяются монтмориллонитизированными породами с нонтронитом. Э.А.Лазаренко для кварцево-турмалиновых пород установил строение метасоматической колонки. В верхней части породы замещены кварцем, турмалином, затем каолином или серицитом вместо каолинита, из рудных присутствуют гематит и гидроокислы железа. Мощность кварцево-турмалиновой зоны не превышает 50-80 м. С глубиной количество кварца уменьшается и увеличивается содержание каолинита или гидрослюда. В верхней зоне количество турмалина достигает 30% массы породы, а в следующей - редко превышает 10%. Мощность второй зоны 50-100 м. Ниже появляются карбонаты; каолинит сменяется гидрослюдой или нонтронитом, появляются пирит, пирротин, а турмалин - весьма редок. Изменение прослеживается до глубины 450-500 м. Здесь породы в основном свежие и изменения проявлены лишь вдоль трещин (хлорит-карбонат-серицитовая с калишпатом фация пропилитов). Горизонтальная зональность также выражена в смене зоны серноокислого (окварцевания, алунитизации и каолинизации) зоной щелочного метасоматоза, в развитии вдоль трещин окварцованных пород с гематитом, сменяющихся к периферии каолинитизированными породами с марказитом, и далее пород, замещенных нонтронитом, монтмориллонитом и карбонатами с пиритом. С кварцево-турмалиновой и реже кварцево-топазовой фациями связана наибо-

лее концентрированная висмута-теллуристая минерализация, представленная верлитом. Совместно с монокварцитами и кварцево-каолинитовыми фациями встречается рассеянная ртутная минерализация, а в кварцево-топазовых и кварцево-флюоритовых вторичных кварцитах отмечены галенит, сфалерит, пирит и сидерит. Кварцево-топазовые и кварцево-турмалиновые метасоматиты перспективны на поиски олова и молибдена.

Развитие высокотемпературных галогидных фаций вторичных кварцитов на одном гипсометрическом уровне с сернокислыми-монокварцитовой, алунитовой, каолинитовой и низкотемпературными-монтмориллонитовой и кальцит-цеолитовой, связано с единым непрерывным процессом, характеризующимся постепенным снижением температуры и изменением состава восходящих растворов (Лазаренко и др., 1963). Это позволяет в отличие от Камчатских вторичных кварцитов, галогидные фации не считать более глубинными по отношению к сернокислотным.

Львовский университет, геологический факультет.

Ю.С.Шалаев

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ОРЕОЛОВ
БЕРЕЗИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД И МЕСТА ЛОКАЛИЗАЦИИ В НИХ
ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ
(МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДЖЕЛАМБЕТ, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Березитизированные породы - характерные представители обширной группы низкотемпературных околотрецичных метасоматитов (Коржинский, 1953). Общим для строения ореолов таких метасоматитов является большая зависимость их морфологии и масштабов развития от разрывной тектоники и состава исходных пород. При благоприятной структурно-литологической обстановке (зоны интенсивной трещиноватости в породах среднего и кислого состава) ореолы березитизации получают площадное развитие.

На месторождении Джеламбет в дорудное время помимо ореолов березитизации возникли также продукты высокотемпературного и среднетемпературного послемагматического метасоматоза. Первые

представлены жилами автореакционных известковых скарнов, а вторне-пропилитизированными породами эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой фаций (Жариков, Омеляненко, 1965).

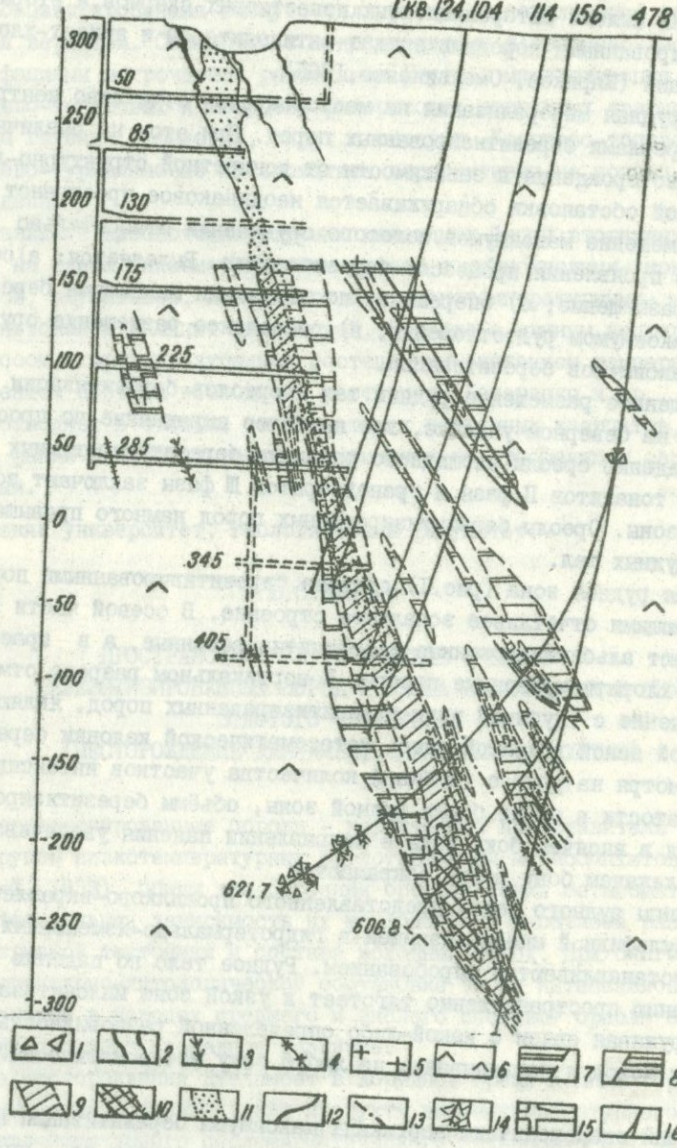
Золоторудная минерализация на месторождении отчетливо контролируется ореолами березитизированных пород. При этом на различных участках месторождения в зависимости от конкретной структурно-литологической обстановки обнаруживается неодинаковое пространственное размещение максимумов золотого оруденения относительно максимумов проявления процессов березитизации. Выделяется: а) совмещенное размещение; б) опережение по вертикали максимума березитизации максимумом рудоотложения; в) рассеянное размещение оруденения и максимумов березитизации.

Совмещенное размещение рудных тел и ореолов березитизации установлено на Северном участке, где наиболее выраженные по простиранию и падению ореолы площадного развития березитизированных пород среди тоналитов II фазы и гранодиоритов III фазы заключают золоторудные зоны. Ореолы березитизированных пород намного превышают контуры рудных тел.

Первая рудная зона (рис. I) сложена березитизированными породами, имеющими отчетливое зональное строение. В осевой части зоны преобладают альбитизированные и серицитизированные, а в краевых частях - хлоритизированные породы. В вертикальном разрезе отмечено увеличение с глубиной роли серицитизированных пород, являющихся тыловой зоной развитой здесь метасоматической колонки березитов. Несмотря на рост с глубиной количества участков интенсивной трещиноватости в обоих боках рудной зоны, объемы березитизированных пород в висячем боку зоны в направлении падения увеличиваются, а в лежачем боку резко сокращаются.

Границы рудного тела, представленного прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией в гидротермально-измененных породах, устанавливаются опробованием. Рудное тело по падению и простиранию пространственно тяготеет к узкой зоне милонитизации, не обнаруживая связи с какой-либо определенной разновидностью измененных пород и накладываясь на любую зону метасоматической колонки.

Случай опережения по вертикали максимума березитизации максимумом рудоотложения наиболее отчетливо зафиксирован на участке



I - ксенолиты роговиков; 2 - кварцевые жилы; 3 - дайки диорит-порфиритов; 4 - дайки жильных гранитов; 5 - гранодиориты III фазы; 6 - кварцевые диориты II фазы. Фашии березитизированных пород: 7 - слабо хлоритизированные, 8 - хлоритизированные, 9 - альбитизированные, 10 - серицитизированные; II - зона золотоносной прожилково-вкрапленной минерализации; 12 - границы интрузивных пород; 13 - разрывные нарушения; 14 - участки интенсивной трещиноватости; 15 - подземные горные выработки; 16 - проекции разведочных скважин.

шх. № 5 (рис. 2). Ореолы березитизированных пород развиты здесь вдоль разрывных нарушений поперечного заложения, а также около оперяющих их жильных трещин отрыва. Размеры ореолов березитизации увеличиваются с глубиной.

Золоторудные кварцевые жилы с узкими оторочками березитизации вмещающих пород расположены гипсометрически выше горизонта 170 м и прослежены по восставию до дневной поверхности. Ореолы площадного развития березитизированных пород расположены ниже горизонта 170 м и прослежены до горизонта 240 м. Количество наблюдающихся в них золоторудных жил с глубиной резко сокращается.

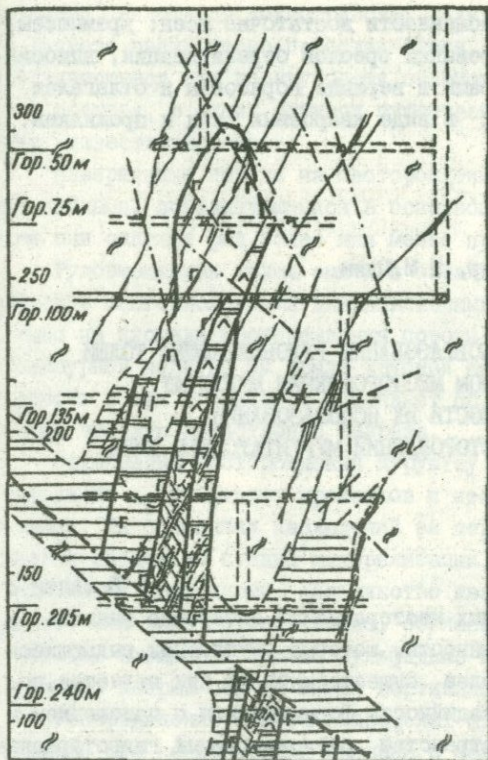
Аналогичная картина расположения кварцевых жил над площадными ореолами золотоносных березитизированных пород наблюдается и на других рудных участках. Именно эти жилы на первых порах эксплуатации месторождения нередко являлись самостоятельными объектами добычи. Отмеченная закономерность позволяет положительно оценивать перспективы глубоких горизонтов участка шх. № 5, предполагая увеличение с глубиной объемов золотоносных березитизированных интрузивных пород.

Рассеянное размещение прожилково-вкрапленного оруденения и максимумов березитизации отчетливо свидетельствует о большом влиянии структурно-литологической обстановки на локализацию и кондиционность рудных тел. Ореолы березитизированных пород и установленные в них рассеянные концентрации золота (Северо-западная зона) пространственно тяготеют к западному эндоконтакту тела гранодиоритов и плагиогранитов III интрузивной фазы.

Основными структурными элементами, контролирующими размещение ореолов березитизированных пород, помимо поверхностей интрузивных контактов, являются две системы зон трещиноватости и расщепления, часто содержащие кварцево-жильную минерализацию. Северо-восточная система параллельна контактам интрузивных пород, другая система имеет субмеридиональное простирание. Рассеянное размещение золотого оруденения объясняется приуроченностью его к ореолам березитизации, развитым вдоль двух систем разрывных нарушений, каждая из которых характеризуется кулисообразным расположением отдельных зон с интервалами в 70-100 м в плане и разрезе.

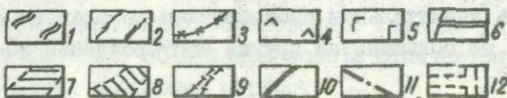
Таким образом, на примере месторождения Джеламбет можно видеть, что золотая минерализация обнаруживает тесную связь с орео-

Рис. 2



Пример вертикальной разобщенности площадных ореолов березитизации и связанных с ними золото-торудных кварцевых жил.

I - роговики; 2 - кварцевые жилы; 3 - дайки плагиогранитов; 4 - тоналиты II-й фазы; 5 - габбро-диориты I-й фазы. Фации березитизированных пород: 6 - слабо хлоритизированные, 7 - хлоритизированные, 8 - альбитизированные; 9 - границы серицитизированных пород; 10 - границы интрузивных пород; 11 - разрывные нарушения; 12 - подземные горные работы.



лами березитизации и является наложенной по отношению к ним. Участки ореолов березитизированных пород, лишенные золото-сульфидных прожилково-вкрапленных выделений, безрудны. Для кварцевых жил, сопровождающих площадные ореолы березитизации, характерен более высокий гипсометрический уровень фиксации по сравнению с участками максимального проявления березитизации. Механизм возникновения

такой пространственной разобщенности достаточно ясен: кремнезем, высвобождавшийся при формировании ореолов березитизации, выносился гидротермальными растворами в верхние горизонты и отлагался там в трещинных структурах в виде кварцевых жил и прожилков.
МГУ, Москва.

С.Д.Шер, И.М.Юдин

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ
НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ МУРУНТАУ
И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МУРУНТАУСКОГО ТИПА

В связи с проблемой поисков аналогичных месторождений интересно выявить и изучить именно те его особенности, которые обусловили выдающиеся масштабы оруденения. Наиболее существенной из них является, по-видимому, длительность и стадийность формирования с наложением и близким совмещением в пространстве разновременных гидротермальных жильных образований и околорудных метасоматитов. При этом последние отличаются здесь значительным своеобразием по сравнению с описанными в литературе на большинстве других месторождений золота.

Месторождение Мурунтау расположено в пределах Фергано-Кокшаалской структурно-формационной зоны пояса герцинид Южного Тянь-Шаня. Вмещает месторождение толща алевролитов и филлитовидных сланцев с подчиненными прослоями песчаников. По мнению большинства исследователей, указанные породы относятся к нижнему силуру. В последнее время появилась тенденция считать их более

древниши, вплоть до докембрийских. Алевролиты, сланцы и песчаники в разрезе очень тесно переслаиваются, причем чередуются разности, различающиеся как по крупности обломочного материала, так и по его составу, в одних случаях существенно глиноземистому, в других — известковистому.

Изверженные породы на месторождении представлены исключительно дайками, локализующимися в основном на флангах месторождения, где они слагают ряд более или менее протяженных зон.

Рудовмещающая толща смята в складки различных порядков и разбита многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Непосредственно на площади месторождения породы залегают полого, образуя флексурный перегиб на крыле крупной антиклинали. При этом сланцеватость в них в основном совпадает со слоистостью, что создает очень высокую анизотропию разреза.

Оруденение месторождения Мурунтау представлено штокверком кварцевых и сульфидных прожилков и несколькими мощными кварцевыми жилами. На основании наблюдений за пересечениями прожилков выделяется несколько стадий минерализации, разделенных интерминерализационными подвижками. Большинство кварцевых прожилков залегают полого или даже горизонтально, согласно со слоистостью и сланцеватостью вмещающей толщи. Сульфидные прожилки и более поздние прожилки кварца обычно имеют вертикальную ориентировку.

Распределение золота в пределах штокверка очень сложно. Наибольшая его концентрация связана с белым крупнозернистым кварцем и сульфидами и приурочена к местам пересечения или сопряжения обоих указанных образований. Гораздо более низкие, часто близкие к фоновым, содержания золота отмечаются непосредственно в измененных вмещающих породах.

Детальное изучение рудного штокверка показывает, что большинство жильных образований сопровождается своими, только им свойственными метасоматическими изменениями, возрастное положение которых, с некоторой долей условности, синхронизируется нами со временем образования соответствующего жильного выполнения.

Общая схема последовательности изменений приведена в таблице I.

Наиболее ранние изменения вмещающих пород выражаются в биотитизации существенно глиноземистых и акти-

нолитизации известковистых разностей. Эти изменения очень четко документируются в поле по характерным буро-фиолетовым и зеленым окраскам ("яшмовидному облику"), обусловленным минеральным составом этих пород. Биотит в них развит в виде тонкочешуйчатого агрегата, актинолит - в виде тонкоигольчатых кристаллов, а при большей интенсивности изменений - образует крупные пойкилообласти. Иногда в породах встречаются новообразования пироксенов дигидрогенбергитового ряда.

По ассоциациям новообразованных минералов и структуре измененных пород, указанные ранние образования относятся, по-видимому, к контактово-метаморфическим. Сопоставление химического состава исходных и измененных пород показывает, что процесс в целом, наряду с перераспределением элементов между различными по составу породами, протекал не изохимически, а сопровождался незначительным привнесением магния и железа.

В ходе контактово-метаморфических преобразований происходила перекристаллизация обломочного кварца и обособление его в пределах отдельных полосок, чередующихся с полосками, обогащенными биотитом и актинолитом. В центральных частях подобных кварцевых обособлений имеет место укрупнение кварцевого агрегата и очищение его от других минералов. Можно предполагать, что таким путем была сформирована на месторождении значительная часть прожилков, согласных со слоистостью вмещающих пород и впоследствии интенсивно будинированных. Специальных исследований золотоносности прожилков не производилось, но обособленные участки их развития, как правило, не представляют промышленного интереса, и вряд ли можно говорить о значительной концентрации золота на раннем этапе преобразований пород.

Указанные изменения охватывают всю центральную часть месторождения и затухают на его флангах. Интенсивность их, судя по отдельным скважинам, несколько усиливается с глубиной, что выражается в увеличении количества биотита.

Рассматривая соотношения описанных преобразований пород с золотым оруденением, можно отметить, что в целом площадь распространения контактово-метаморфизованных пород совпадает с контуром рудного штокверка, являясь несколько более широкой по сравнению

Таблица I

Последовательность формирования и особенности размещения преобразованных пород на месторождении Мурунтау

| Последовательные изменения пород и синхронные с ними протермальное образование в трещинах | Линзы и прожилки раннего сегрегационного кварца | Относительные масштабы проявления преобразованных пород | Структурный контроль | Значение преобразованных пород в качестве поисковых признаков оруденения мурунтауского типа |
|---|---|--|---|---|
| Образование биотитизированных и эпидеотитизированных пород, перекристаллизация кварца (контактовый метаморфизм) | Линзы и прожилки раннего сегрегационного кварца | В пределах рудного штока весьма развит почти повсеместно, вымывается в некоторых участках интенсивности с глубиной; на участках затухает. В целом асимметрично по отношению к конфигурации рудного штока | Четко контролируется сложностью. Основная трещина оказывает подчиненное влияние | Существенное при региональных поисковых работах |
| Образование кварцево-микроклиновых метаспелитов | Линзы и прожилки золотосодержащего кварца Прожилки апобита и биотита, иногда с касситом и калцитом | Развита широко, но в виде неадекватных (<5 м) оторочек вдоль трещин и прожилков. Слагает также участки оруденения и линзы размером 0,5-2 м в поперечнике | Преимущественно контролируется секущими трещинами. Сложность оказывает подчиненное влияние | Существенное при детальных поисках в окрестности местонахождения оруденения |
| Образование ранних кварцево-альбитовых и кварцевых метаспелитов | Линзы и прожилки нестареющего кварца | Встречаются сравнительно часто. Слагает отдельные крупноплашки зоны мощностью до десятков см и протяженностью в сотни метров | Контролируется секущими трещинами | Существенное при детальных работах в сочетании с другими изменениями |
| Образование раздробленных агрегатов выделений хлорита в породах | Пирит-арсенопиритовые золотосодержащие прожилки | Развита узко локально, сопровождая сульфидные прожилки | Контролируется трещинами | Поискового значения не имеет, так как макроскопически не выделяется |
| Образование поздних кварцево-альбитовых и кварцевых метаспелитов | Пирит-гумалиновые прожилки | Встречаются сравнительно часто. Слагает крупноплашечные зоны мощностью в десятки см и протяженностью в сотни метров | Контролируется секущими трещинами | Существенное при детальных работах в сочетании с другими изменениями |
| Серицитизация пород (березитоподобные изменения) | Линзы и прожилки "розетчатого" и хальцедонидного кварца | Тяготеет к зонам крупных длительно существовавших разломов. Слагает значительные участки, главным образом, на юго-восточном фланге месторождения | Преимущественно подчинены сложности пород, развиваясь главным образом вне зон предыдущих изменений. Морфология тел изучена недостаточно | Значения недостаточно ясно. Возможно указывает на наличие позднего самостоятельного этапа золотого оруденения |
| Линзы и прожилки карбонатов | | | | |

с последней. Однако, в восточной части месторождения они затухают уже в пределах рудоносной площади и все прожилковые зоны этого фланга расположены в породах, почти не затронутых ранними преобразованиями.

Несмотря на значительный отрыв во времени ранних изменений от времени отложения основной массы золота, их безусловно можно использовать в качестве поисковой предпосылки при региональных работах, так как они являются одним из звеньев рудного процесса. Необходима, однако дальнейшая разработка вопроса об отличиях роговиков, не несущих наложенной золотой минерализации, от аналогичных образований, развитых на данном или ему подобных месторождениях, промышленная ценность которых не вызывает сомнений.

Следующими по времени формирования являются кварц-микроклиновые метасоматиты, сопровождающие в виде оторочек золотоносные кварцевые прожилки и жилы кварца, локализованные в биотитизированных и актинолитизированных породах с перекристаллизованным кварцем. Эти метасоматиты представляют плотные голубовато-зеленоватые, часто желтовато-розовые образования, четко выделяющиеся на фоне более темных пород. Оторочки, сложенные ими, имеют, как правило, мощность в первые мм, иногда до 2-3 см. Характерно их перистое строение, обусловленное неравномерным замещением различных по составу тонкопереслаивающихся литологических разностей пород.

Сопоставление составов контактово-метаморфических пород и кварцево-микроклиновых метасоматитов показывает, что формирование последних сопровождалось выносом железа и магния и привнесом калия и алюминия.

Хотя кварцево-микроклиновые метасоматиты в подавляющем большинстве случаев сопровождают кварцевые жилы и прожилки, последние нередко выходят за их пределы в незатронутые этими изменениями породы. Наблюдаются и такие характерные случаи, когда породы, содержащие обломки в жильном кварце брекчиевой текстуры, превращены в кварцево-микроклиновые метасоматиты неодинаково. В непосредственной близости друг от друга располагаются обломки одинакового исходного состава, полностью превращенные в метасоматиты и вовсе не затронутые или лишь частично затронутые этим процессом. Приве-

денные факты указывают на то, что образование кварцево-микроклиновых метасоматитов несколько предшествовало формированию прожилков и жил.

Вместе с тем такие же по составу метасоматиты сопровождают очень характерные и довольно многочисленные на месторождении жилки биотита и актинолита, иногда с шеелитом. Эти прожилки пересекают кварцевые жилы с золотом, что говорит о длительности формирования кварцево-микроклиновых метасоматитов и возможной прерывистости этого процесса.

Кварцево-микроклиновые метасоматиты несомненно следует рассматривать как прямой поисковый признак золотоносного кварца. Однако реальная значимость этого признака существенно уменьшается вследствие того, что оторочки метасоматитов весьма мало мощны: мощность их обычно значительно меньше, чем сопровождаемых ими кварцевых образований. Кроме того, эти метасоматиты не всегда однозначно могут быть диагностированы в поле, в частности, вследствие их некоторого внешнего сходства с участками развития перекристаллизованного кварца и с более поздними кварцево-альбитовыми метасоматитами. Заслуживает разработки вопрос о применении для выявления площадей развития калиевых метасоматитов специальных калиевых съёмок, которые можно осуществлять также и аэрометодами.

Более поздние кварцево-жилные образования месторождения сопровождаются монокварцевыми и кварцево-альбитовыми метасоматитами. Формирование последних происходило, по-видимому, дважды: кварцево-альбитовые метасоматиты развиваются, с одной стороны, в контактах жил и прожилков крупношестоватого кварца, которые формировались до арсенопирит-пиритовых прожилков, а с другой стороны, ассоциируются с пирит-турмалиновыми прожилками, которые пересекают арсенопирит-пиритовые (см. таблицу). В обоих случаях они образуют довольно выдержанные крупнопадающие зоны протяженностью до сотен метров. Каких-либо различий между метасоматитами в том и в другом случаях пока установить не удалось.

Описываемые метасоматиты представляют мелкозернистые образования светло-серой окраски. Сложены они мелкозернистым агрегатом кварца гранобластовой структуры (размер зерен 0,01-0,03 мм) и полисинтетически свойнированным альбитом, на долю которого прихо-

дится не более 30–40%. По химическому составу кварцево-альбитовые метасоматиты характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 (до 82%) и Na_2O (до 4%). Количество калия, а также железа и магния, в них обычно не превышает десятых долей процента.

Поисковое значение кварцевых и кварцево-альбитовых метасоматитов не вполне ясно. Часть их, как уже было сказано, формировалась позже сульфидной минерализации, с которой связаны наиболее высокие концентрации золота. Кроме того, без специальных исследований, особенно в приповерхностных выходах, кварцево-альбитовые метасоматиты часто невозможно отличить от кварцево-микроклиновых. Вместе с тем, обнаружение при поисках подобных метасоматитов, пространственно и по времени тесно перемежающихся с золотоносной минерализацией, несомненно должно настораживать, особенно если указанные образования будут встречены в ассоциации с другими более ранними метасоматитами.

Весьма широко развитые на месторождении золотоносные арсенопирит-пиритовые прожилки обычно не сопровождаются макроскопически различными изменениями вмещающих пород. При микроскопическом изучении установлено, что вдоль контактов таких прожилков, а также на продолжении последних имеет место развитие небольших (от долей до 2–4 мм) порфиробластических выделений хлорита, по своим оптическим свойствам относящегося к делесситу. Выделение хлорита в контактовых ореолах сульфидных прожилков, видимо, существенно для понимания общей последовательности метасоматических преобразований пород. Однако, использование данных изменений в поисковых целях невозможно, ибо макроскопически они не обнаруживаются.

Сложное многостадийное и вероятно многоэтапное формирование метасоматитов на месторождении Мурунтау не заканчивается образованием поздних кварцево-альбитовых метасоматитов. Преимущественно на восточном фланге месторождения, где ранние контактово-метаморфические преобразования уже не проявлены или выражены слабо, в последнее время нами выявлена серицитизация вмещающих пород. Серицитизированные породы образуют в целом согласные со слоистостью вмещающей толщи участки, развитие которых отчетливо контролируется также и секущими трещинами. Размеры подобных участков колеблются в весьма широких

пределах: от десятков см до первых сотен метров. Хотя прямые возрастные соотношения серицитизации с другими метасоматическими преобразованиями не устанавливаются, ее тяготение к зонам крупного долгоживущего Юго-Западного разлома, залеченного жилами наиболее позднего "розетчатого" и халцедоновидного кварца, по-видимому, указывает на позднее время проявления серицитизации. Наличие в этом наиболее позднем кварце сульфидной минерализации с золотом, по-видимому, указывает на то, что процесс рудоотложения ко времени проявления серицитизации еще полностью не закончился.

Серицитизированные алевролиты и филлитовидные сланцы легко отличаются от незатронутых этим процессом темных пород по желтовато-серой окраске. Под микроскопом видно, что серицит обычно в ассоциации с карбонатом развивается по тонкой, вытянутой в соответствии со сланцеватостью породы сетке микротрещин в виде мельчайших чешуек. Среди карбонатно-серицитового агрегата сохраняются обломочные зерна кварца и кислого плагиоклаза, испытывающие только некоторую перекристаллизацию. По общему облику и своему минеральному составу серицитизированные породы напоминают березиты.

Значение серицитизированных пород в качестве поискового признака недостаточно ясно. Обращает внимание их преимущественное развитие вне зон предыдущих изменений, что, видимо, весьма важно для оценки горизонтальной метасоматической зональности месторождения.

х х х

Приведенная краткая характеристика изменений вмещающих пород месторождения Мурунтау показывает их большое разнообразие. В ходе образования разновозрастных метасоматических пород наблюдается тенденция последовательного сужения площадей их локализации и изменения структурного контроля: на ранних стадиях доминирующее значение имеет слоистость вмещающих пород, на поздних в заключительных - дизъюнктивные нарушения, в связи с чем площадное развитие метасоматитов сменяется околотрещинным. Исключение представляет наиболее поздняя серицитизация, которая вновь в значительной мере контролируется слоистостью вмещающих пород.

Изменения вмещающих пород несомненно должны учитываться при прогнозировании руд на глубоких горизонтах и флангах Мурунтау — ского рудного поля. При этом следует сосредоточить внимание на вопросах зонального размещения разнотипных метасоматических преобразований пород, закономерно сменяющих друг друга как по вертикали, так и, главным образом, по горизонтали. Намечившаяся, в частности, горизонтальная зональность метасоматитов с концентрацией продуктов наиболее поздних процессов на восточном фланге месторождения вероятно одновременно отражает и вертикальную их зональность и указывает на возможность нахождения под областью серицитизированных пород кварцево-микроклиновых метасоматитов с соответствующим золотым оруденением. Не исключено, что центральной части рудного поля, и, особенно, на его западном фланге, в области общего воздушного рудоносных структур, серицитизированные породы, подобные описанным, были уничтожены при эрозии.

При поисках месторождений мурунтауского типа особый интерес должны привлекать участки не с одним каким-нибудь из описанных типов метасоматитов, а с их совмещением. Вместе с тем, следует подчеркнуть, что практически все выдающиеся по своей крупности месторождения рудных полезных ископаемых уникальны. Поэтому обнаружение в дальнейшем еще одного месторождения, полностью подобного Мурунтау, столь же маловероятно, сколь невероятно полное повторение где-либо в другом месте совершенно идентичной геологической обстановки и условий формирования. Вместе с тем, мы надеемся, что охарактеризованные выше метасоматические преобразования вмещающих пород в сочетании с другими основными особенностями месторождения Мурунтау могут быть успешно использованы при разномастных поисковых работах в сходных по строению районах и привести к открытию оруденения, в какой-то мере аналогичного мурунтаускому.

ИЦНИГРИ, Москва.

НЕКЛАССИФИЦИРОВАННЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ,
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
 В НЕКАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ
 ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ

Карбонатиты, связанные с щелочными или щелочно-ультраосновными комплексными массивами, как известно, являются концентраторами гигантских скоплений редких металлов, редкоземельных элементов, полиметаллов, флюорита и других видов сырья. Порядок формирования силикатных и карбонатных пород в щелочно-ультраосновных массивах обычно не отличается разнообразием, хотя набор щелочных пород, характерных для данных массивов, варьирует очень широко. Такие массивы слагаются последовательно периодитами (реже оливинитами или дунитами), пироксенитами, нефелиновыми (нефелинизированными) пироксенитами ряда ийолит - мельтейгит, нефелиновыми или щелочными сиенитами, карбонатитами. Иногда характерны мелилитсодержащие породы, предшествующие карбонатитам, а также жильные или трубчатые фации кимберлитов, пикритовых порфиритов и др. К постмагматическим процессам, предшествующим карбонатитам или являющимся их фациальными аналогами, относятся альбитизация щелочных или нефелиновых сиенитов и апатитизация, развитая среди силикатных пород любого состава и приводящая иногда к обособлениям существенно апатитовых образований, дающих постепенные переходы к карбонатитам или развивающихся обособленно от них.

Исследования последних лет показали, что крупные концентрации редкометалльных минералов могут содержаться не только в карбонатитах, но и метасоматитах иного, некарбонатного состава, синхронных или предшествующих им. Формирование тех и других сопровождается редкометальной минерализацией, представленной тантало-ниобатами, цирконом и др.

Сведения о том, что значительная часть редкометальной, чаще всего пироксеновой минерализации размещается не в самих карбонатитах, а в силикатных породах или апатитовых метасоматитах, в литературе редки. Отмечено присутствие пироксена в апатитизиро-

важных силикатных и апатит-магнетитовых породах Немегос (Хайнрих, 1967), "породах рудного комплекса" Кольского п-ва (Кухаренко А.А. и др., 1965). Характер взаимоотношений этих пород с карбонатитами различен.

Среди некарбонатных метасоматитов, на примерах известных массивов СССР, могут быть выделены: 1) зоны апатитизации сиенитов с пироксеном; 2) зоны апатитизации среди нефелин-пироксен-полево-шпатовых пород с лопаритом; 3) зоны альбитизации сиенитов, слагающих карбонатсодержащие массивы, с пироксеном и гатчеттолитом; 4) апатитовые метасоматиты, локализованные среди карбонатитов и гипербазитов с танталоничобатами, циркелитом, бадделейтом.

1. Проявления апатитизации в субщелочных сиенитах (ортоклази-тах) или близких к ним по составу метасоматических разновидностях рассматривалось ранее (Фролов, Багдасаров, 1967, 1968). Апатитизи-рованные разности сиенитов Большетагнинского массива представлены двумя полукольцевого строения залежами, расположенными конфокаль-но относительно друг друга, а также относительно штокообразного тела карбонатитов. Апатит цементирует брекчированный субстрат поле-вошпатовых пород, слагая до 60-80% их общей массы. В апатитизиро-ванных разностях содержится весьма тонко вкрапленный акцессорный пироксен, представленный почти чисто ниобиевой разностью, с весь-ма низкими содержаниями тантала и радиоактивных элементов. Сред-ний размер зерен минерала не превышает 0,05-0,08 мм. Зоны апати-тизированных пород практически не затронуты карбонатизацией и не образуют никаких видимых связей с карбонатитовым процессом; кон-туры тел, выполненных апатитовыми метасоматитами в сиенитах, чет-ко срезаются границами карбонатитового штока. Средние содержания пятиоксида ниобия в апатитовых метасоматитах среди сиенитов превы-шают таковые в карбонатитах в 5-10 раз. Значительные участки кар-бонатитов почти нацело лишены такого характернейшего для них ак-цессория, как пироксен.

2. Зона апатитовых метасоматитов сложного состава, сопряжен-ных с процессами амфиболитизации и калишпатизации якупирангитов и ийолит-мельтейгитов, отмечалась в Енисейском массиве щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (Самойлова, 1962). По данным этого автора, массив слагается породами якупирангит-мельтейгит-ийолитового ряда, нефелиновыми и щелочными сиенитами и сиенит-

порфирами. Резко преобладают нефелиновые сиениты, слагающие до 50% площади массива и охватывающие его полукольцом. На контакте сиенитов с щелочно-ультраосновными породами широко проявлены калишпатизация и амфиболитизация. Значительная часть пород, ранее отвечавшая составу якупирангит - ийолит, представлена калишпат-амфиболовыми, амфибол-апатитовыми и другими метасоматитами более сложного состава, всюду содержащими апатит. Участки этих пород приурочены к тектонически ослабленным зонам в центральной и северо-восточной частях массива и морфологически представлены сложной формы штокверками, состоящими из большого количества различно ориентированных прожилков, тел неправильных очертаний и др. Характерным аксессуаром этих образований является лопарит, количественное содержание которого подвержено очень широким колебаниям. Эти апатитсодержащие породы участками карбонатизированы и содержат кальцит, являющийся, по-видимому, наиболее поздним минералом данной ассоциации. В то же время апатитовые метасоматиты не образуют переходов к собственно карбонатам и пространственно достаточно резко разобщены с ними.

Карбонатиты приурочены к зоне субширотного простирания в сиенитах. В составе карбонатитов резко преобладают мангансидерит и манганоломит, при весьма подчиненной роли кальцита. Характерными аксессуарами являются фторкарбонаты редких земель, а также флюорит и сульфиды. Совершенно ничтожную роль играют пироксид и колумбит (Фролов, Багдасаров, 1970).

3. Примером метасоматитов, развивающихся в один этап с карбонатитами в качестве их фациальных аналогов, являются зоны альбитизации в сиенитах одно из массивов Южной Сибири. Массив представляет чечевицеобразное тело, линейно вытянутое вдоль крупной тектонической зоны, образованное щелочными, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами. Контур отдельных тел этих пород обнаруживают ориентировку, согласную с общим простиранием массива. Подчиненное значение имеют реликты измененных пироксенитов, мельтейгитов и ийолитов, обычно сильно карбонатизированных и фельдшпатизированных. В периферических частях массива тела сиенитов тесно чередуются с блоками полевошпатовых фенитов, а карбонатиты развиты по обоим этим разновидностям.

Карбонатизация пород ряда пироксенит-ийолит и фенитов приводит, по данным А.А.Фролова и др., к появлению четырех разновозрастных стадий карбонатитов, сходных с выделяемыми на других массивах этих пород Восточной Сибири - ранних безрудных с пироксеном или биотитом, карбонатитов того же состава с гатчеттолитом, амфибол-кальцитовых и анкеритовых карбонатитов. Развитие карбонатитов по сиенитам не приводит к появлению пород ранней (первой) стадии. В дальнейшем образуются мощные зоны альбитизированных погид, постепенно сменяющихся неальбитизированными сиенитами с одной стороны и карбонатитами, с другой.

Детальные описания альбититов, развившихся в генетической связи с карбонатитами, сделаны В.С.Самойловым (1967). Среди распространённых на этом массиве альбититов могут быть выделены: 1) альбитизированные сиениты, лишённые карбоната; 2) альбит-карбонатные метасоматиты, в которых альбит и кальцит являются равновесными сосуществующими минералами; эти метасоматиты, как и чисто альбитовые породы, развивались по сиенитам; 3) карбонатизированные альбититы, представляющие тыловые зоны альбиткарбонатной колонки замещения; они характеризуются высоким содержанием кальция, иногда позволяющим отнести их к собственно карбонатитам. Все три разновидности содержат акцессорную вкрапленность гатчеттолита. Гатчеттолит размещается иногда и среди неальбитизированных сиенитов, например, в центре неизменённых кристаллов раннего плагиоклаза, калишпата, биотита, вне какой-либо связи с прожилками или обособлениями альбита, однако во всех случаях вблизи от контуров распространения альбититов и карбонатитов в сиенитах.

Альбититы в целом представляют промежуточную зону между сиенитами и карбонатитами, являясь фронтальной зоной упоминавшейся альбит-карбонатной колонки. Вне связи с карбонатитами - тыловыми зонами той же колонки - редкометалльные альбититы не встречаются. Характерно, что средние содержания тантала в альбитизированных сиенитах или альбититах, практически не содержащих карбоната, примерно в полтора раза выше, чем в карбонатитах рудной стадии, а отношение ниобия к танталу опускается до 2-1,5, изредка еще ниже, против 3-5 в рудных карбонатитах.

В ряду альбитизированных сиенитов - альбит-кальцитовые породы-пироксен-кальцитовые - биотит-кальцитовые карбонатиты наблюдается

Таблица I

Типы оруденых некарбонатных метасоматитов в массивах, содержащих карбонаты

| Киньеский | Большатагинский | Массив медоочных пород и карбонатитов в С.Саянск | Массивы с рванитом "пород рудного комплекса" (типа Ковдор, Зуояжани, Арбаристах и др.) |
|---|---|---|--|
| Характеристика карбонатитов ранних стадий | | | |
| Отсутствует | Практически мономинеральные кальцитовые | Альбитовые доорудные карбонатиты обычно отсутствуют | Бироксов-кальцитовые; распространены слабо |
| Состав некарбонатных метасоматитов в зависимости от карбонатитов | | | |
| Апатитовые и калицит-амфибол-апатитовые, докарбонатитовые | Апатитовые, докарбонатитовые | Альбитовые, симбирские с карбонатитами разных стадий | Гумит и форстерит-апатитовые симбирские и с карбонатитами или докарбонатитовые |
| Минерализация некарбонатных метасоматитов (А), карбонатитов разных (Б) и поздних стадий (В) | | | |
| А, В - апатит, бироксов, кокумбит, ф - карбонаты TR, сульфиды, флюорит | А - бироксов В - бироксов, кокумбит, флюорит | А, Б - гетчеллозит В - гетчеллозит, бироксов В - бироксов, кокумбит, ф - карбонаты TR | А, Б - гетчеллозит, бироксов В - бироксов, ф - карбонаты TR |
| Доля некарбонатных метасоматитов в общем объеме руднометаллического оруденения | | | |
| ~ 100% | 60-70% | 40% | Весьма незначительная |
| Отношение средних содержаний | $\frac{\sum Nb + Ta}{\sum Nb + Ta}$ (А) (Б) | | |
| Десятки и сотни | 5-10 | 1,5-2 | 2-5 |
| Природа руды зрелости метасоматитов и отношения U/Th в них | | | |
| Смешанная, U > Th | Урановая, 5-7 | Типично урановая, 20-50 | U > Th (до 3-5) |

небольшое, но в целом заметное возрастание ниобий-танталового отношения, сравнительно слабо выраженное в передовых зонах (альбитизированные сиениты - альбит-карбонатные породы), и более четко проявленное в ее тыловых зонах (пироксеновые - биотитовые карбонатиты). Близость значений ниобий-танталового соотношения - одно из самых тонких геохимических индикаторов процесса, в парагенном аксессуоре - гатчеттолите, указывает, что процесс альбититового, альбит-карбонатного и собственно карбонатного метасоматоза является единым, различающимся лишь по составу породообразующего минерала, и принадлежит к единой стадии щелочно-карбонатного метасоматоза.

4. Особый случай представляет собой появление редкометальной минерализации - бадделечтовой, пироклаз-цирконитовой и др., в существенно апатитовых породах так называемого "рудного комплекса", распространенного, в частности, в массивах Кольского п-ва. Среди этих пород выделяются образования различного состава, одним из основных минералов которых является апатит. Эти породы ранее считались докарбонатитовыми ("предкарбонатитовые" или "околокарбонатитовые", по А.А.Глаголеву, 1965, 1966). По данным Е.М.Эпштейна и др., последние предпочтительнее относить к своеобразным меланократовым фациям карбонатитов, развивающимся во вторую стадию карбонатитового процесса - после наиболее ранних пироксен-кальцитовых карбонатитов и образующих постепенные переходы к карбонатитам апатит-форстерит-флаопит-кальцитового состава. Однако, возможны случаи, когда апатитовые породы в подобных массивах, сложенных преимущественно гипербазитами, развиваются в докарбонатитовый этап, также сопровождаясь аксессуарной минерализацией. По-видимому, такой случай реализуется на массиве Ессей в южной части Маймеча-Котуйской провинции.

В целом появление некарбонатных минерализованных метасоматитов в ассоциации с карбонатитами обусловлено несколькими факторами.

1. Метасоматиты возникали в тех массивах, где наиболее полно проявлены карбонатиты поздних стадий, а ранние выражены слабо, или, как было показано выше, не отмечены совсем.

2. Некарбонатные метасоматиты развивались предпочтительно среди полевошпатовых пород - сиенитов и их метасоматических ана-

логов, сопровождаясь при этом редкометальной минерализацией. Докарбонатитовые метасоматические процессы в среде пироксенитов - ийолитов не сопровождались редкометальным оруденением (за исключением перовскита), а карбонатитообразование начиналось с безрудной стадии.

3. Преобладание в сложно дифференцированных массивах сиенитов над нефелин-пироксеновыми породами, а карбонатитов поздних стадий над ранними свидетельствует о неглубоком эрозионном срезе рассматриваемых комплексов. Можно предполагать, что состав массивов со значительным развитием некарбонатных минерализованных метасоматитов на глубине меняется - указанные метасоматиты исчезают или резко уступают собственно карбонатитам. Соответственно этому меняется и распределение редкометальной минерализации. В связи с этим особенности распределения минерализации на разных эрозионных срезах одного и того же массива, в том числе и состав вмещающих ее пород, могут и должны меняться, хотя тот "порог", который позволяет почувствовать такое изменение, выражается весьма значительными величинами - во всяком случае, несколькими километрами по вертикали.

Некоторые характерные черты распределения минерализации в метасоматитах данного типа приведены в табл. I.

Резюмируя, можно считать, что некарбонатные метасоматиты представляют как фациальные разновидности карбонатитов, синхронные им, так и докарбонатитовые образования, развивающиеся независимо от них. Соответственно этому варьирует состав редкометальной и некоторой другой (редкоземельной, сульфидной) минерализации, размещенной среди тех и других образований. Нередко некарбонатные метасоматиты содержат более значительные массы тантало-ниобиевой или циркониевой минерализации, чем карбонатиты. В связи с этим они имеют определенный практический интерес, что следует учитывать при ведении поисково-разведочных работ на комплексных карбонатитовых массивах. Желательна, вследствие этого, ревизия участков сиенитов или фельдшпатизированных нефелин-пироксеновых пород подобных массивов, проводимая с применением геофизических и геохимических методов.

ВИМС, Москва.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИИ МАКРОКОМПОНЕНТОВ
ДЛЯ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ПЕГМАТИТОВ

Под макрокомпонентами понимаются порообразующие химические элементы (кислород, кремний, алюминий, магний, кальций, железо, натрий, калий, водород), которыми сложены на 90–98% гранитные пегматиты и на 98–99% вмещающие пегматитовые тела горные породы. Автор обратился к макрокомпонентам после анализа результатов геохимических поисков пегматитовых тел по микрокомпонентам (щелочные металлы, барий, стронций, галлий, бериллий, титан, свинец, медь, цирконий, хром и т.д.).

Примеры удачных поисков пегматитовых тел и их промышленной оценки по микрокомпонентам редки. Для плодоносных пегматитов это работы Б.М.Шмакина и В.А.Макрыгиной (1969), для редкометалльных – исследования А.Н.Бугайца (1970), для хрусталеносных – М.П.Кулакова. Во всех трех случаях изучались содержания элементов-индикаторов в первичных ореолах рассеяния; поиски в прямой или неявной форме основывались на признании более высоких изначальных концентраций элементов-индикаторов именно в объеме пегматитового тела. Состав вмещающих пород изучался только для определения фоновых содержаний элементов-индикаторов. Крайне редки определения и валового состава объектов поиска – пегматитовых тел.

Между тем, известные факты несовпадения во времени периодов формирования пегматитовых тел, образования слюд редкометалльных и пьезооптических минералов говорят о недооценке роли боковых пород как геохимических стимуляторов рудообразования в пегматитовых телах. Поясним это на примере плодоносных пегматитов, этапность формирования которых рассмотрена в ряде работ (Родионов, 1959; Родионов, 1964; Давиденко, 1965, 1966) и проявление промышленного мусковита в которых связано с воздействием на кварцево-полевошпатовые парагенезисы растворов, активизирующих катионное состояние алюминия.

Пегматитовые тела с промышленным содержанием мусковита локализованы среди горных пород разного состава. В анортозитах залегают

все промышленные мусковитовые тела Южной Африки (Sampson, 1958) и отдельные тела пегматитов на Кольском полуострове. Часть промышленных пегматитовых тел Северо-Запада СССР и Бразилии локализована в амфиболитах. Слюдоносные пегматиты наиболее широко развиты в дистено-гранато-биотитовых гнейсах Восточной Сибири и Северо-Запада СССР, но встречаются промышленные пегматитовые тела с мусковитом и в амфибол-гранат-биотитовых, в гранато-биотитовых, в биотито-мусковитовых гнейсах. Вмещающими породами индийских мусковитовых пегматитов являются слюдяные сланцы. В СССР слюдяные пегматиты встречаются также в гранулитах, в скарноподобных известково-силикатных породах и в известняках. Таким образом, состав вмещающих пород весьма разнообразен, но промышленные слюдоносные тела пегматитов никогда не встречаются в гранитах и в гранито-гнейсах, хотя пространственная и генетическая связи между ними обычны.

Если считать гранитные пегматиты лейкократовыми выплавками метаморфизованных пород или наиболее подвижными фазами гранитных расплавов, то появление пегматитовых тел определяется в первую очередь режимом температуры и давления. Привлекая результаты экспериментов в системе искусственного гранита, мы показали (Давиденко, Палкин, 1969), что лейкократовые выплавки, в дальнейшем преобразуемые в пегматит, формируются в нешироком интервале температур и давлении воды. По мере падения давления воды состав выплавки закономерно меняется от существенно плагиоклазового до плагиоклаз-микроклинового и существенно микроклинового. Отражением общности для земной коры этого процесса является широкое развитие наряду с пегматитами своеобразных горных пород гранит-пегматитов.

Прямыми расчетами (уравнения регрессий системы искусственного гранита) и с помощью коэффициента глубинности^х удастся показать РТ-пределы существования гранит-пегматитов, которые в подавляющем большинстве случаев являются исходными продуктами, дающими начало пегматитам (Давиденко, Палкин, 1969). Формирование гранит-пегматитов (и начальные этапы пегматитового процесса) применительно к слюдоносным пегматитам отвечает давлениям воды порядка 6000-9000 бар и температурам 550-700°C.

х) Коэффициент глубинности (K_p) представляет сумму весовых процентов окислов магния, двухвалентного железа, кальция и натрия (Давиденко, Палкин, 1969).

Таблица I

Макрокомпоненты химического состава базовых пород Гранитных пегматитов, вес. %

| Имялинные пегматиты пород | MgO | FeO | MgO FeO | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | CaO | Mn ₂ O | K ₂ O | Число проб | Район | Источники | |
|---------------------------------|------|------|------------|------------------|--------------------------------|-------|-------------------|------------------|---------------|-------|--|-----------------------------|
| Анортозиты | 2,62 | 3,86 | 6,48 | 51,73 | 20,07 | 25,63 | 9,82 | 3,77 | 0,37 | 6 | Ю.Африка Samrson, 1958 | |
| Амфиболиты | 7,13 | 9,12 | 16,25 | 50,43 | 28,23 | 14,90 | 9,93 | 2,05 | 0,77 | 80 | СВ СССР Давиденко, Макловский, 1970 | |
| Имчобоз-окситовые гнейсы | 2,47 | 3,63 | 6,10 | 62,83 | 15,83 | 16,74 | 5,51 | 4,22 | 1,43 | 17 | " | " |
| Двустей-гранит-окситовые гнейсы | 3,49 | 5,76 | 9,25 | 61,88 | 14,13 | 18,07 | 2,25 | 2,63 | 2,37 | 103 | " | " |
| " | 2,99 | 3,66 | 6,65 | 63,49 | 12,76 | 18,16 | 2,71 | 3,39 | 2,81 | 35 | Восточная | " |
| " | 3,28 | 5,56 | 8,84 | 63,62 | 14,35 | 17,18 | 2,68 | 2,73 | 2,18 | 24 | С.Карелия | " |
| " | 2,65 | 6,54 | 9,19 | 63,30 | 10,76 | 19,25 | 0,86 | 0,71 | 2,73 | 9 | р.Мама | Ивакин, 1969 |
| Гранит-окситовые гнейсы | 2,72 | 2,19 | 4,91 | 65,84 | 10,94 | 16,46 | 2,87 | 3,16 | 2,12 | 85 | СВ СССР | Давиденко, Макловский, 1970 |
| " | 3,12 | 6,05 | 9,17 | 65,00 | 13,08 | 15,10 | 2,44 | 1,47 | 2,98 | 9 | р.Мама | Ивакин, 1969 |
| Базитовые гнейсы | 1,81 | 2,85 | 4,66 | 68,09 | 11,13 | 15,63 | 2,74 | 3,73 | 2,38 | 66 | СВ СССР | Давиденко, Макловский, 1970 |
| " | 2,54 | 4,40 | 6,92 | 69,10 | 11,14 | 14,00 | 2,36 | 1,86 | 2,67 | 18 | р.Мама | Ивакин, 1969 |
| Гранит-амфиболовые гнейсы | 3,48 | 6,59 | 10,07 | 63,60 | 16,76 | 14,17 | 5,76 | 0,93 | 1,40 | 5 | " | " |
| Наэстозитово-силькатные породы | 3,22 | 6,82 | 10,04 | 66,45 | 17,00 | 11,77 | 6,52 | 0,44 | 0,85 | 3 | " | " |
| " | 2,83 | 4,06 | 6,89 | 52,20 | 25,82 | 10,85 | 17,87 | 1,06 | 1,94 | 5 | " | " |
| Гранит-гнейсы | 0,85 | 1,10 | 1,95 | 71,12 | 8,83 | 15,35 | 2,70 | 4,18 | 2,69 | 35 | СВ СССР | Давиденко, Макловский, 1970 |
| Гранит-пегматиты | 0,35 | 0,90 | 1,25 | 72,61 | 6,97 | 15,59 | 1,69 | 3,63 | 3,96 | 153 | р.Мама | Сучков и др., 1970 |
| Силькатные пегматиты | 0,15 | 0,22 | 0,37 | 73,40 | 5,88 | 15,21 | 1,42 | 4,09 | 4,48 | 30 | Районисте | Данные автора |
| " | 0,57 | 0,47 | 1,04 | 72,00 | 6,45 | 16,08 | 1,66 | 3,75 | 4,00 | 13 | С.Карелия | Буркин и др., 1962 |
| " | 0,28 | 0,65 | 0,93 | 72,55 | 6,02 | 16,08 | 1,69 | 3,40 | 3,98 | 68 | р.Мама | Карпова и др., 1965 |
| Керамические пегматиты | 0,18 | 8,00 | 0,18 | 71,22 | 3,67 | 16,95 | 1,52 | 3,97 | 5,98 | 66 | Куру-яри | Давиденко, 1969 |
| Гранитная эвектиты | 0,10 | 0,65 | 0,75 | 75,15 | 5,38 | 13,50 | 0,46 | 4,23 | 4,65 | 3 | Ферроне, 1960 | |

Сравнение составов пегматитовмещающих пород по коэффициенту глубинности (Кр) показывает степень гомогенизации этих пород при сопоставлении с Кр стандартных изверженных пород, что позволяет корректировать принадлежность горной породы к той или иной фации метаморфизма не только по индекс-минералам.

Факт наибольшей встречаемости промышленных тел слюдоносных пегматитов в дистеновых горизонтах мамской толщи и в дистен-силлиманит-гранат-биотитовых гнейсах беломорид и кольской серии служит основанием для вывода эмпирической оценки ОПТИМАЛЬНОСТИ СОСТАВА указанных пород для формирования мусковита в пегматитах.

Анортозиты Южной Африки, габбро-амфиболиты риколатвинской свиты, друзиты беломорид, амфиболовые ортопороды мамской толщи и биотито-амфиболовые гнейсы беломорид, а также известково-силикатные породы, столь характерные для мамской толщи, - оценены как БЛАГОПРИЯТНЫЕ ПО СОСТАВУ для пегматитовых тел с промышленным ослюдением, причем особо высоким качеством слюды характеризуются пегматитовые тела, залегающие в амфиболитах с пониженной магнитностью (надежный поисковый критерий).

Гранато-биотитовые, биотитовые, биотито-мусковитовые гнейсы-благоприятные вмещающими породами при удачном сочетании структурно-геологических и магматических факторов (Риколатва), но при учете только состава эти породы следует отнести к зоне НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ, так как влияние дополнительных факторов сказывается на слюдоносности пегматитов значительнее. Известно, например, что благоприятными породами слюдоносных территорий Индии являются слюдяные сланцы, что крайне редкое явление в СССР и в других районах мира.

Практически всегда бесплодными являются пегматитовые тела, залегающие в породах типа мигматитов, гранито-гнейсов и лейкократовых биотитовых гнейсов (керетьская свита беломорид) и пегматиты, локализованные в гранитах и эффузивах кислого состава (Казахстан). Подобные породы следует оценить как НЕБЛАГОПРИЯТНЫЕ для формирования мусковита в пегматитовых телах, но именно в таких породах залегают керамические пегматиты.

Сравнивая состав слюдоносных пегматитов с составами вмещающих пород (табл. I), мы приходим к заключению, что эмпирическая оценка

благоприятности-неблагоприятности состава вмещающих пород подтверждается количественно.

Сравнению предшествует полное статистическое исследование представительных выборок полных силикатных анализов изучаемых пород. Мерой сравнения являются значения критических различий средних $\Delta \bar{x}_{кр}$, определенные по t - критерию для 95 и 99% зон значимости при числе степеней свободы от 32 до 186 (Давиденко, Макиевский, 1970). Критические значения различий средних, кстати совпадающие в различиями данных силикатного анализа эталонных проб в различных лабораториях, приведены в табл.2.

Таблица 2

Критические значения $\Delta \bar{x}$, вес. %

| Число степеней свободы | t-критерий | Макрокомпоненты | | | | | | | | Зона значимости, % |
|------------------------|------------|------------------|-------------------|------|------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|--------------------|
| | | K ₂ O | Na ₂ O | CaO | MgO | FeO | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | |
| 186 | 1,9735 | 0,78 | 0,41 | 0,62 | 0,55 | 0,53 | 0,90 | 1,63 | 2,35 | 95 |
| 32 | 2,0369 | 0,81 | 0,42 | 0,64 | 0,57 | 0,54 | 0,93 | 1,69 | 2,43 | 95 |
| 186 | 3,3398 | 1,34 | 0,69 | 1,06 | 0,94 | 0,89 | 1,53 | 2,77 | 3,98 | 99 |
| 32 | 3,6218 | 1,42 | 0,75 | 1,14 | 1,02 | 0,97 | 1,66 | 3,00 | 4,31 | 99 |

Сравнение составов слюдоносных пегматитов и вмещающих пород производится попарно и одновременно по всем компонентам, и если различия не превышают критических для выбранной зоны значимостей составы считаются неразличимыми. Методика сравнения в табличной и графической формах приведена в работе И.В. Давиденко и С.И. Макиевского (1970).

При графическом сравнении содержание любого компонента в составе слюдоносного пегматита принимается за нуль; сравнение в табличной форме ведется следующим образом: компоненты состава слюдоносного пегматита постоянно помещаются в первый разряд, отвечающий $\Delta \bar{x}_{кр}$, а компоненты сравниваемых выборок вмещающих пород в разряды, кратные критическому значению различия средних для вы-

ранной зоны значимости. Информативными считаются те компоненты, различия в содержаниях которых превышают \bar{x} кр.

Оказалось, что при сравнении составов слюдоносных пегматитов и вмещающих пород неинформативны алюминий и трехвалентное железо. Различия в содержаниях кальция и натрия непоказательны, так как незначимо различаются и весьма благоприятные породы типа дистеновых гнейсов, и крайне непродуктивные, неблагоприятные породы типа биотито-мусковитовых гнейсов и гранито-гнейсов.

Интересен вопрос с алюминием. Привычное для многих исследователей слюдоносных пегматитов "обогащение продуктивных пород глиноземом" не подтверждается нашими расчётами, которые являются первой попыткой оценки количественной роли микрокомпонентов на уровне представительных выборок химических анализов. Так называемые "гиперглиноземистые" дистено-гранато-биотитовые гнейсы с равной вероятностью содержат и минимальные, и максимальные количества алюминия в своем составе. В координатах " $Al_2O_3 - SiO_2$ " неразличимы по алюминию и дистенсодержащие гнейсы, и амфиболиты, и гранито-гнейсы, что неожиданно для исследователя, пренебрегающего количественными оценками геологических явлений.

Наиболее контрастны составы метаморфических пород и слюдоносных пегматитов по содержаниям кремнезема, окиси магния и окиси железа, что позволяет широко применять разделение составов пегматитов и вмещающих пород в координатах " $FeO - MgO$ ", " $FeO + MgO - SiO_2$ " и " $FeO - SiO_2 - MgO$ ", причем все диаграммы типа $MgO - SiO_2$ представляют частные случаи более общей диаграммы " $Kp - SiO_2$ ". На всех указанных диаграммах четко различимы поля горных пород различной продуктивности в отношении слюдоносности залегающих в них пегматитов и наиболее благоприятны породы, наиболее контрастные составу слюдоносного пегматита.

Указанные диаграммы имеют и глубокий петрологический смысл: в координатах " $FeO - MgO$ " установлено криволинейное распределение точек составов изверженных горных пород (наибольшая степень гомогенности материала) при прямолинейном распределении точек составов пород метаморфических. Максимальное содержание FeO в изверженных породах составляет около 10% (вес.) (пикрит, верлит, слюдяной перидотит), а в метаморфических породах содержание FeO может значительно превысить данный предел. Наиболее контрастны раз-

личия составов плодоносных пегматитов и вмещающих пород в координатах " $(\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ ".

Для плодоносных территорий Кольского полуострова определены количественные параметры разделения вмещающих пород (табл. 3) (Давиденко, Макиевский, 1970).

Таблица 3

Параметры благоприятности вмещающих пород для плодоносных пегматитов Кольского полуострова

| Зоны литохимической благоприятности | Соотношения макрокомпонентов, % | |
|-------------------------------------|---------------------------------|---------------------------|
| | SiO_2 | $\text{FeO} + \text{MgO}$ |
| I-зона оптимальности | 60,43-63,49 | 6,10-9,79 |
| II-зона благоприятности | 63,49-65,84 < 60,48 | 4,91-6,10 > 9,79 |
| III-зона неопределенности | 65,84-71,12 | 1,95-4,91 |
| IV-зона неблагоприятности | > 71,12 | < 1,95 |

На примере Северо-Запада СССР удалось показать (Давиденко, Макиевский, 1970), что при прочих равных условиях (стратиграфия, литология, структурная геология) промышленное ослюждение наиболее вероятно для тех пегматитовых тел, которые залегают в горных породах, содержащих повышенные количества двухвалентного железа и магния (свыше 6,1% вес.) при пониженном содержании кремнезема (ниже 63,49% вес.), и маловероятно развитие промышленного мусковита в пегматитовых телах, локализованных в породах, обедненных магнием и двухвалентным железом (ниже 1,95% вес.), но обогащенных кремнеземом (свыше 71,12% вес.). В промежуточных случаях решающая роль может принадлежать дополнительным факторам (конкретные условия пегматитового поля). Выводы справедливые для Северо-Запада можно с успехом распространить на другие регионы, в частности мы оценили благоприятность пород Мамско-Чуйского пегматитового региона (табл. 4).

Параметры благоприятности пород для
 плодоносных пегматитов р.Мамы

| Сравниваемые составы | Макрокомпоненты, % | | Источник информации |
|---------------------------------|--------------------|---------|---------------------|
| | SiO ₂ | FeO+MgO | |
| Дистен-гранат-биотитовые гнейсы | 63,30 | 9,19 | Шмакин, 1969 |
| Гранат-амфиболовые гнейсы | 63,60 | 10,07 | "- |
| Гранат-биотитовые гнейсы | 65,00 | 9,12 | "- |
| Биотитовые гнейсы | 69,10 | 6,92 | "- |
| Средний состав мамской толщи | 66,30 | 6,79 | Карпов, 1965 |
| Средний состав пегматитов | 72,55 | 0,93 | Карпов, 1965 |

Из таблиц 1, 2, 3, 4 следует, что выбранные параметры сравнения остаются информативными и для Мамско-Чуйского района и для Южной Африки.

На примере плодоносных пегматитов показана определяющая роль вмещающих пегматиты пород, как фактора создания максимальной химической неравновесности парагенезисов на контакте пегматитовых тел с вмещающими породами, которая стимулирует преобразование полевых шпатов пегматитов в мусковит в системе "пегматитовое тело - раствор - вмещающая порода".

Выравнивание составов пегматитов и вмещающих пород (вынос кремнезема из пегматитовых тел), а также привнос магния и двухвалентного железа), ведут к деанортитизации плагиоклазов пегматитов и последующему разложению полевых шпатов с высвобождением алюминия из алюмокремнекислородных анионных групп. Только количеством этого свободного, способного к реакции алюминия-катиона и определяются масштабы мусковитизации пегматитовых тел. Изначального содержания алюминия в составе пегматитов достаточно для формирования самых богатых скоплений мусковита, так что его поступление в систему извне не обязательно. Более того, при залегании пегматитов среди крайне обогащенных алюминием кейвских сланцев (свыше 28% вес. Al₂O₃) обилие алюминия вне пегматитовых тел не

стимулирует мусковитизацию внутри тел. Спорадическая мусковитизация пегматитовых тел Кейв сопоставима с минимальными содержаниями FeO и магния в дистеновых сланцах.

Активная роль магния и FeO вмещающих пород сказывается на широком развитии слюдитовых оторочек (биотит и мусковит) вокруг пегматитовых тел Букучана, Акукана и ряда пегматитовых тел Северной Америки; для указанных пегматитов зона слюдиста является и промышленной в отношении мусковита (Якжин, 1939; Камерон и др., 1951).

При избытке магния и двухвалентного железа в составе вмещающих пород в пегматитовых телах развивается не мусковит, а биотит и даже флогопит (Северная Карелия, Риколатва),

При избытке магния и двухвалентного железа в составе вмещающих пород в пегматитовых телах развивается не мусковит, а биотит и даже флогопит (Северная Карелия, Риколатва).

Макрокомпоненты, информативные в отношении слюдоносных пегматитов, в значительной мере информативны и для редкометальных икерамических пегматитов, в составе которых устанавливаются крайне низкие содержания магния и двухвалентного железа при весьма высоком содержании кремнезема.

Контрастность составов редкометальных пегматитов и вмещающих пород вызывает не деанортитизацию, а альбитизацию плагиоклазов и интенсивную альбитизацию микроклина в пегматитовых телах; контактные зоны характеризуются окварцеванием и формированием биотитового и биотит-турмалинового слюдита (встречная диффузия информативных макрокомпонентов).

Активное поведение алюминия-катиона в слюдоносных пегматитах проявляется в образовании нескольких генераций мусковита, а в редкометальных пегматитах алюминиевым этапам отвечает формирование грейзенов (тот же кварцево-мусковитовый комплекс), сподумена (кварцево-сподуменные агрегаты) и поллуцита (агрегаты поллуцита и кварца). Интенсивность и масштабность вещественного проявления указанных этапов определяет промышленный тип пегматитов и зависит, как показано в ряде работ (Солодов, 1962; Гордиенко, 1970), от состава вмещающих пород. Различные промышленные типы редкометальных пегматитов залегают среди различных по составу пород, и в отдельных случаях в качестве информативных макрокомпонентов выс-

Таблица 5

Оценка благоприятности состава вмещающих пород для различных типов гранитных пегматитов

| Предельные содержания (%): информативных компонентов: | | Характеристика вмещающих горных пород | Типы гранитных пегматитов | | | | | |
|--|-----------|--|---------------------------|-------------------|-------------------|------------------|-------------------|-----|
| SiO ₂ | MgO + FeO | | Слабо- носные | Редкометалльные | | | Керами- ческие | |
| | | | берил- ловые | тафта- литовые | споду- меновые | полу- цитовые | | |
| < 60,5 | > 9,8 | Амфиболиты, габброиды, гранато-амфиболовые гнейсы | II | II | II | I | I | I |
| 60,5 - 63,5 | 6,1 - 9,8 | Диопсен-гранат-биотитовые гнейсы | I | III | III | IV | IV | IV |
| 63,5 - 65,8 | 4,9 - 6,1 | Амфибол-биотитовые, гранато- биотитовые гнейсы | II | I | II | III | IV | III |
| 65,8 - 71,1 | 2,0 - 4,9 | Биотитовые и биотито-мус- ковитовые гнейсы | III | II | II | II | IV | II |
| > 71,1 | < 2,0 | Гранито-гнейсы, гранит- пегматиты, граниты | IV | III | III | II | IV | I |

Примечания: I-зона оптимальности состава вмещающих пород, II-зона благоприятности, III-зона неопределенности (решающую роль играют структурные факторы), IV-зона неблагоприятности.

При залегании пегматитовых тел в известняках список информативных макрокомпонентов расширяется за счет кальция, натрия и калия.

тупают кальций, натрий и калий.

Количественная оценка информативности этих макрокомпонентов и переоценка роли магния, железа и кремнезема для редкометалльных пегматитов – дело недалекого будущего, и главная трудность состоит в подборке представительных силикатных анализов валовых проб пегматитовых тел и вмещающих их пород.

На примере известного редкометалльного пегматита "дайки" Пидлит (Nozdon, Page, 1956) можно показать, что валовый состав редкометалльного пегматита резко обогащен кремнеземом (74,33%) и содержит Al_2O_3 14,77%; CaO 0,20%; Na_2O 2,88%; K_2O 5,49%; Li_2O 0,71%; H_2O 0,34; FeO 0,1% (сумма 98,82%). Состав такого рода контрастен даже составу гранита, и понятна значительная рудная минерализация редкометалльных пегматитов, залегающих в биотит-мусковитовых гнейсах и сланцах.

Сопоставление различных типов гранитных пегматитов по отношению к вмещающим породам приведено в таблице 5.

Взаимоотношения керамических пегматитов с вмещающими породами в особом пояснении не нуждаются, но можно отметить характерное для докембрия сонахождение керамических пегматитов и железистых кварцитов в толще амфиболо-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов.

Наивысший контраст составов наблюдается при размещении тел гранитных пегматитов в породах ультраосновного состава. В этом случае проявляется наряду с магнием, железом и кремнеземом информативная роль алюминия: за счет алюминия пегматитовых тел формируется корунд (Урал).

Применение геохимии макрокомпонентов для поисков и оценки тел гранитных пегматитов состоит в определении содержаний ограниченного набора информативных породообразующих элементов, для которых известны аналитические экспресс-методы. Производительность определения магния, железа и кремния достаточно высока, стоимость анализа низка. Содержания макрокомпонентов всегда коррелируются с данными минералогического анализа, и литохимический контроль промышленной ценности пегматитовых тел может производиться по минеральному составу вмещающих пород (шифы, протолочки).

Метод определения информативных макрокомпонентов в составе

вещающих пород потенциально пегматитоносных территорий позволяет корректировать прогнозные оценки, выработанные на основе стратиграфических и геолого-структурных принципов, значительно сужая перспективные площади, выделяя конкретные объекты для постановки поисковых и разведочных работ.

В комплексе с геофизическими и традиционными геохимическими методами метод информативных макрокомпонентов может найти применение при прогнозировании и оценке месторождений различных типов (альбититы, апограниты, грейзены, скарны и т.д.).

Геологический институт Кольского филиала АН СССР, г. Апатиты.

А. П. Карасев, В. И. Красников, Р. С. Сейфуллин
В. А. Фаворов., Т. А. Шемонаева

ВЛИЯНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Опыт исследований в Забайкалье показывает, что геофизические аномалии создаются чаще всего зонами метасоматитов, а не рудными телами. Вполне очевидно, что площадные аномалии вызванных и естественных потенциалов создаются широкими ореолами графитизации и сульфидизации в карбонатно-сланцевых, песчано-сланцевых, интрузивных и эффузивных образованиях (Сейфуллин, 1968). Зоны метасоматитов влияют и на характер гравитационных и магнитных полей, а также определяют величины кажущихся сопротивлений. Рудные тела в физических полях отмечаются непосредственно при их значительных мощностях или при других благоприятных условиях. Контуры рудных полей приблизительно совпадают с границами распространения метасоматитов. Из изложенного вытекает важность применения геофизических методов для картирования зон метасоматитов, с одной стороны, а, с другой, необходимость учиться определять положение рудных тел среди околорудных измененных пород.

Детальное изучение плотностных и магнитных свойств метасоматитов Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения

показало, что пропилиты, слагающие внешнюю зону околорудноизмененных пород мощностью 100-200 м содержат до 1% пирита и имеют плотность 2,73-2,78 г/см³. Ближе к рудным телам располагается хлорито-доломитовая зона мощностью 20-120 м. Содержание пирита здесь также около 1%, а плотность пород 2,73-2,78 г/см³. Серпичито-доломитовые породы, расположенные еще ближе к рудным телам, содержат 2-3% пирита, а плотность пород достигает 2,8 г/см³. Мощность этой зоны 20-50 м. Рудные тела локализованы в зоне кварцево-доломитовых пород с плотностью 2,90-2,93 г/см³. Содержание пирита здесь доходит до 5-10%, магнетита - до 2-3%. Со стороны всякого бока рудных тел в узкой оторочке мощностью до 25 м наблюдается резкое повышение магнитной восприимчивости пород. Важно отметить, что повышение магнитной восприимчивости часто сопровождается высокими содержаниями золота в рудных телах. Примерно такие же изменения физических свойств наблюдались и на других месторождениях, в частности на Дарасунском рудном поле.

Главное изменение плотности пород от периферии метасоматитов к рудным телам является причиной отсутствия четких вариометрических аномалий над рудными телами. Особенности изменений магнитной восприимчивости околорудных измененных пород делает необходимым детальный шаг наблюдений магнитных съёмок.

Выделение рудных тел на фоне пиритизированных и графитизированных пород, создающих площадные аномалии естественных и вызванных потенциалов, может быть осуществлено методом временных характеристик ранней стадии ВП. Возможности этого метода основаны на резком различии физических свойств пирита из вмещающих пород и рудных минералов из рудных тел.

Пирит различного генезиса: осадочно-диагенетического, метаморфогенного и гидротермального, если он не затронут последующими гидротермальными процессами, обладает определенным комплексом физических свойств. Такой тип пирита обладает высокими положительными и отрицательными значениями термо-ЭДС и большими значениями электродного потенциала. Очень важно, что этот пирит характеризуется высокой скоростью спада ранней стадии ВП и, следовательно, является электрохимически активным (табл. I). Рудные минералы (пирротин, магнетит, галенит и др.), обладающие металлической или полупроводниковой типами проводимости, имеют значительно мень-

Таблица I

Скорость спада вызванной поляризации (S_k) пиритов из руд и вмещающих пород некоторых рудных районов и месторождений Восточного Забайкалья

| Тип пиритов | На участке 50-150 мксек в: I от - до мксек среднее | |
|--|---|---|
| Осадочно-диагетический | $\frac{1,0 - 3,0}{1,95}$ | Пириты из осадочных толщ угольных месторождений, измененного угля и буржуйской свиты |
| Метаморфогенный | $\frac{1,0 - 2,8}{1,9}$ | Пириты из роговиков и скарированных пород Быстринского и Смирновского рудных узлов (месторождения Вердино-Ильдижанское, Малый Медный Чайник, Западное, Железный Кряж, Ртутно-Ильдижанское и др.) |
| Гидротермально измененных пород | $\frac{1,4 - 3,0}{1,8}$ | Пириты из березитов (месторождения Козловское, Дарасунское, Шахтаминское), карбонатно-сланцевых отложений (Почекуевское, Центральное, Смирновское, Запокровское и др.) и пропилитов (Ново-Широкинской). |
| Гидротермальный допродуктивный | $\frac{1,0 - 3,0}{1,8}$ | Пириты из рудных тел Дарасунского, Козловского, Почекуевского, Смирновского, Запокровского, Центрального, Шахтаминского и других месторождений. |
| Пирит из продуктивных минеральных ассоциаций | $\frac{0,3 - 1,0}{0,59}$ | |

Таблица 2

Скорость спада ранней стадии ВП рудных минералов
некоторых месторождений Восточного Забайкалья

| Минералы | Коли- чест- во ис- следо- ванных образ- цов | на участке | | Рудные узлы и месторождения |
|--------------------------|---|-----------------------------|---------|---|
| | | 50-150 мсек. | от - до | |
| | | <u>I</u> | среднее | |
| Магнетит | 56 | <u>0,2 - 1,3</u> | 0,40 | Западное, II-й разведочных участ- сток, Малый Медный Чайник, Вос- точное, Верхне-Ильдиканское, Яковлевское |
| Пирротин | 35 | <u>0,3 - 1,1</u> | 0,59 | Центральное, Савинское № 5, Да- расунское, Курултей, Халчера - гинское, Запокровское. |
| Галенит | 65 | <u>0,2 - 1,0</u> | 0,45 | Рудные узлы: Нерчинско-Завод- ский, Смирновский, Явленский, Запокровский, Алгачинский, Кличкинский, Быстринский, Хал- черагинский, Михайловский, Ака- туевский, Широкинский, Дара- сунский. |
| Арсенопирит | 59 | <u>0,4 - 1,5</u> | 0,65 | Рудные узлы: Нерчинско-Завод- ский, Смирновский, Явленский, Запокровский, Алгачинский, Кличкинский, Дарасунский, Коз- ловский. |
| Халькопирит | 90 | <u>0,2 - 1,5</u> | 0,49 | Западное, II-й разведочный уча- сток, Малый Медный Чайник, Вос- точное, Верхне-Ильдиканское, Букукинское, Дарасунское. |
| Буланжерит | 8 | <u>0,8 - 2,6</u> | 2,06 | |
| Джемсонит | 4 | <u>0,9 - 1,4</u> | 1,2 | |
| Менегинит и геокронит | 2 | <u> </u> | | |
| Борит | 4 | <u>0,4 - 0,8</u> | 0,65 | |

шую скорость спада ранней стадии ВП (табл.2). Низкой скоростью спада ранней стадии ВП обладает и пирит, затронутый процессами последующих минеральных стадий. У этого пирита процессы наложения резко изменяют физические свойства. В частности, термо-ЭДС меняет знак с положительного на отрицательный или наоборот. Пирит из скарированных пород Назаровского месторождения обладает отрицательной термо-ЭДС. Наложение на скарни сфалеритовой минерализации приводит к изменению у пирита знака термо-ЭДС.

Различие в скорости спада ранней стадии ВП у пирита из вмещающих пород и других рудных минералов позволяет применять метод временных характеристик для картирования рудных тел среди пиритизированных пород. На Назаровском месторождении Бравнинского рудного района Бурятской АССР методом временных характеристик ранней стадии ВП удалось уверенно картировать сфалерито-пиритовые тела среди скарированных вулканогенно-осадочных пород, что позволило рационально задавать буровые скважины. Метод временных характеристик ранней стадии ВП уверенно картирует сульфидные рудные тела и среди березитов.

ЗабНИИ, Чита.

С.С.Ланин

СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ ТЕЛ ПО ДАННЫМ МАССОВОГО ТОЧЕЧНОГО ФИЗИЧЕСКОГО СПРОБОВАНИЯ

При изучении рудных месторождений основное внимание обычно уделяется последовательности формирования вещественного состава, закономерностям его распределения, размещению рудных тел внутри месторождения, вопросам тектоники и т.п. Что же касается формирования рудной массы рудных тел, деталей их внутреннего строения, обусловленных распределением рудного вещества, то по этим вопросам имеется еще мало фактических данных и теоретических разработок. Между тем без обстоятельного разбора этих вопросов теория рудных месторождений не может быть полной.

Во время многолетних исследований метасоматических магнетитовых месторождений Горной Шории и Западных Саян нами много внимания было уделено изучению внутренней структуры метасоматических рудных тел. Однако, возможности визуальных наблюдений, в связи с загрязненностью стенок подземных горных выработок и нечеткостью внешних структурных элементов, таких как границы участков с разной плотностью распределения магнетита и др., были ограниченными.

Для преодоления указанного недостатка нами широко использовались анализы химических проб, по которым строились качественные планы. Последние позволили выяснить ряд интересных закономерностей. В частности, во многих рудных телах установлено полосовидное внутреннее строение, отвечающее в основном структуре наложения замещаемой толщи (Лапин, 1958; Шарипов и Лапин, 1965). При визуальном наблюдении такое строение рудных тел улавливалось с трудом, а в основном фиксировались лишь мелкие проявления полосчатой текстуры. Однако, раскрыть более полно внутреннее строение рудных тел, путем отстройки качественных планов по данным химических анализов, оказалось все же нельзя. Химические пробы, имеющие большую длину (2 м), дают к тому же только линейную картину распределения железа, при которой многие особенности деталей распределения вещества не улавливаются. Для преодоления указанных недостатков мы пришли к решению использовать физические методы опробования магнетитовых рудных тел.

Главными железосодержащим минералом контактово-метасоматических железорудных месторождений, как известно, является магнетит, магнитная восприимчивость которого резко отличается от магнитной восприимчивости всех других минералов, входящих в состав магнетитовых руд. Между содержанием железа в руде, обусловленного, главным образом, количеством магнетита и его магнитной восприимчивостью, существует хорошо выраженная корреляционная связь (Лапин, 1960). Измеряя магнитную восприимчивость, можно определить содержание магнетита в руде, а при соответствующей настройке шкалы прибора и содержание железа.

В лаборатории разработана конструкция и изготовлен малогабаритный полевой пронцимер (МШ-6р), схема и принцип работы которого описаны (Аксенов, Лапин, 1967). Прибор снабжен датчиком индукцион-

ного типа, имеет небольшие габариты (225 x 160 x 90 мм) и вес около 2,0 кг. Датчик соединяется с прибором четырехжильным кабелем. Индукционный способ измерения исключает влияние постоянного магнитного поля и дает возможность работать внутри магнетитовых рудных тел, которые по существу являются естественными магнитами. Для работы на магнетитовых рудах шкала прибора проградуирована в процентном содержании железа. Производительность работы с прибором высокая. В смену можно производить несколько тысяч измерений.

Измерения производятся в точке. Датчик, имеющий диаметр 30 мм, накладывается на поверхность стенки выработки и по шкале прибора отсчитывается процентное содержание железа. Места замеров и расстояния между точками наблюдения определяются задачами исследования. Измерений можно производить по линии через 5, 10, 20, 50 см и т.д. или по сетке: 20 x 20; 40 x 40 см и т.д. Места наблюдений привязываются к маркшейдерским точкам, которые нанесены на геолого-маркшейдерский план. Результаты измерений наносятся на этот же план и по ним вычерчиваются линии одинаковых содержаний железа.

На первом этапе исследований измерения производились по линии вкрест простирания рудных тел. Расстояния между точками менялись от 5 см до 1 м. Результаты измерений усреднялись для одно- или двухметрового интервала, соответствующего длине пробы химического анализа. Первые данные по измерению магнитной восприимчивости на месторождении Тамтагол, оказались вполне сопоставимыми с данными химических анализов. На тех и других качественных планах наблюдается отчетливое полосовидное строение рудных тел (Лапин, 1960). Аналогичная картина была получена на Абаканском месторождении. На месторождении Шалы в северо-восточной части второй рудной зоны измерения велись с интервалом через 1 м. Изверялись рудные тела и породы вмещающей толщи.

На рис. 1а приведен погоризонтальный геологический план, построенный рудничными геологами. Контур рудного тела отбит по данным химических анализов. Околорудные породы не расчленены. Структурный мотив отсутствует. На рис. 1б приведен план того же участка, построенный по данным магнитной восприимчивости. Здесь отчетливо выделяются полосы с определенными значениями магнитной восприимчивости, вытянутые согласно с простиранием магнетитовых рудных тел. Полосы с магнитной восприимчивостью, соответствующей вкрапленным

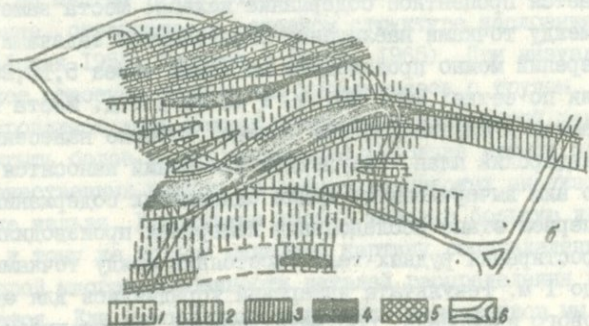
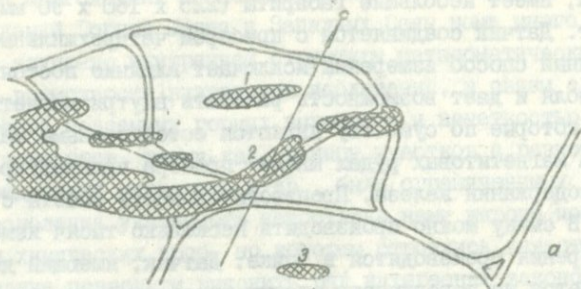


Рис. I. Сопоставление погоризонтных планов, построенных по данным химических анализов и измерений магнитной восприимчивости. а - план, построенный по данным химических анализов; б - план, построенный по данным измерения магнитной восприимчивости в ед. 10^{-6} СГС: 1 - до 1000; 2 - от 1000 до 10 000; 3 - от 10000 до 100000; 4 - от 100000 и выше; 5 - промышленные руды по хим. анализам; 6 - горные выработки.

рудам и магнетитовому ореолу рассеяния, выходят за промышленный контур, как в сторону лежачего и висячего боков, так и по простиранию рудного тела. Так, небольшие рудные тела 1 и 3 (рис. 1а), подсеченные горизонтальными скважинами, в горных выработках не обнаруживаются. Однако, при измерении прибором, на прочтении этих тел обнаружены участки с повышенными значениями магнитной восприимчивости (рис. 1б). Северо-восточная выклинка наиболее мощного рудного тела 2 (рис. 1а), заканчивалась вблизи горной выработки. На рис. 1б совершенно отчетливо пачка пород с магнитной восприимчивостью от 1000 до $10000 \cdot 10^{-6}$ СГС протянулась далеко на восток-северо-восток. При этом, породы пачки с повышенной магнитной восприимчивостью в кварцшале "А" макроскопически ничем не отличаются от пород основной массы. План, построенный по данным магнитной восприимчивости, приобрел определенный структурный мотив. Здесь выявились черты замещающей толщи, которая была подвержена вначале интенсивному калий-натровому метасоматозу, а затем скарнированию и оруденению. Несмотря на значительные вторичные изменения первичной толщи, количественное и, по-видимому, качественное распределение ферромагнитных минералов подчинялось литологическому составу замещающей толщи. Такие же работы выполнены на других месторождениях, и везде удается выделить не только контуры промышленных рудных тел или участки богатых и бедных руд, но и рассеянную магнитную вкрапленность, дайки и участки "пустых" пород.

Для выяснения изменений на плоскости измерения проводились по сетке. Рассмотрим внутреннее строение рудного тела, выявленное в результате измерений по сетке, на примере бескарнового Абаканского месторождения гидросиликатного типа. Геологическое строение Абаканского месторождения в литературе описано (Лапин, Шарпов, 1964). Здесь мы отметим лишь некоторые его особенности. Главное рудное тело расположено непосредственно на простирании мощного горизонта известняков. Последний к висячему боку постепенно переходит в песчано-глинистые сланцы, через зону переслаивания с мергелями и сланцами. Карбонатный горизонт вместе с вмещающей его толщей при складчатости и последующих деформациях был разбит трещинами отдельности и дизъюнктивными нарушениями. С севера горизонт обрзан мощной зоной разлома, по которой поднимались рудообразующие растворы и распространялись к югу. Горизонт известняков при встре-

че с кислыми железосодержащими растворами явился главным осадителем железных руд.

Магнетитовые рудные тела Абаканского месторождения по качественным планам, составленным по данным химических анализов, имеют ярко выраженное полосовидное внутреннее строение, согласное с простираем слоистой вмещающей толщи. Полосчатость рудных тел обусловлена чередованием полос с разным содержанием железа. Подобный же план получен в результате измерений магнитной восприимчивости по линии вкрест простираения рудного тела. Однако оба качественных плана только частично расшифровывают внутреннее строение рудных тел. Наиболее полно оно раскрывается в результате площадной съёмки по сетке соответствующего масштаба.

На рис. 2 приведен план в изолиниях по южной стенке одного из ортов Абаканского месторождения. Наблюдения велись по сетке 20 x 20 см от одного контакта рудного тела до другого. Цифры сверху показывают среднее значение магнитной восприимчивости на площади двухметрового интервала; цифры снизу — расстояния в метрах. Рудное тело по средним значениям магнитной восприимчивости разбивается на ряд пачек. Наиболее бедные руды представлены двумя пачками в интервалах 35–37 м и 57,5–59,5 м. По характеру изолиний распределение магнетита здесь крайне неравномерное. Магнитная восприимчивость колеблется от нуля до 64 единиц. Средний фон находится в пределах от 40 до 50 единиц. Имеются пятна "пустых" пород. Наклон изолиний показывает на восточное падение. Внутри первой пачки пятна богатых и бедных руд вытянуты горизонтально.

Руды среднего качества представлены тремя пачками, в интервалах 33–35, 37–39 и 59–65 м. Средний фон здесь выше, чем у пачек бедных руд и колеблется около 50 единиц. На этом среднем фоне выделяются блоки бедных и богатых руд. Величина магнитной восприимчивости не опускается ниже 20 единиц. Блоки однородных руд здесь значительно больше. Границы большинства блоков ориентированы по трем направлениям: горизонтально, с падением на запад и на восток.

Наиболее богатые руды занимают большую часть рудного тела. Они начинаются на 39 м от устья орта и заканчиваются на 57 м, не доходя 8 м до контакта лежачего бока. Форма изолиний примерно та же, что и у руд более бедных. Здесь также на общем, более высоком

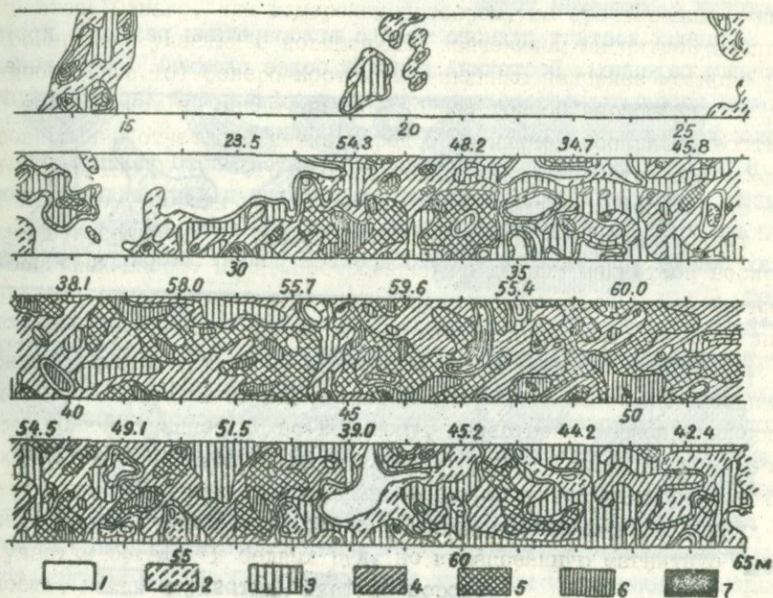


Рис. 2. План внутреннего строения Главного рудного тела месторождения Абакан (южная стенка, орт. № 7, гор. +585 м), построенный по данным измерения магнитной восприимчивости (в условных единицах) по сетке 20x20 см. 1 - магнитная восприимчивость менее 30; 2 - то же от 30 до 40; 3 - то же от 40 до 50; 4 - то же от 50 до 60; 5 - то же от 60 до 70; 6 - то же от 70 до 80; 7 - то же от 80 и выше.

фоне выделяются блоки более богатых и бедных руд. Однако, значения магнитной восприимчивости бедных блоком не опускаются ниже 40 условных единиц. Ориентировка границ также имеет три направления. Наиболее четко выделяется восточное падение, согласное с падением слоистости замещающей толщи.

Западный контакт рудного тела с агломератами резкий с крутым восточным падением. Восточный контакт более сложный. Здесь выделяются три небольшие обособленные пачки руд. Все они характеризуются резкими контактами и имеют восточное падение.

В пачке наиболее богатых руд содержится много реликтового кальцита, имеющего форму линзочек, шпурочков и неправильных скоплений карбонатов, вытянутых в направлении падения рудного тела. В пачках бедных руд кальцит отсутствует, а развит хлорит и отчасти эпидот.

Внутреннее строение рудного тела по другим ортам Абаканского месторождения аналогичное. В основном рудное тело состоит из довольно крупных качественно различных полос, каждая из которых, независимо от содержания в ней железа, сложена массой мелких блоков; при этом внутреннее строение каждой пачки имеет индивидуальные особенности.

На месторождении Шерегеш, в отличие от Абаканского, развиты в большом количестве магнезиальные и известковистые скарины. На месторождении выделяется несколько обособленных рудных участков, которые имеют отличительные особенности. На Восточном рудном участке рудные тела падают под углом около 20° и имеют тонкоблочное внутреннее строение, унаследованное при замещении тонкослоистой туфогенно-осадочной толщи. Руды Главного рудного участка, замещающие в основном доломиты, известняки и другие более массивные породы, слагают крутонадающие тела сложного внутреннего строения. На рис. 3 приведен план части Вентиляционного орта № 5, гор. + 585 м Главного рудного тела, построенный по данным измерения магнитной восприимчивости по сетке 40 x 40 см. Магнитная восприимчивость выражена в условных единицах от 0 до 100. В левой части рисунка от 36 до 41 м участок рудного тела сложен немагнитными породами, среди которых выделяются небольшие гнезда магнетита с максимумом концентрации его в центре и постоянным уменьшением к периферии. От 41 до

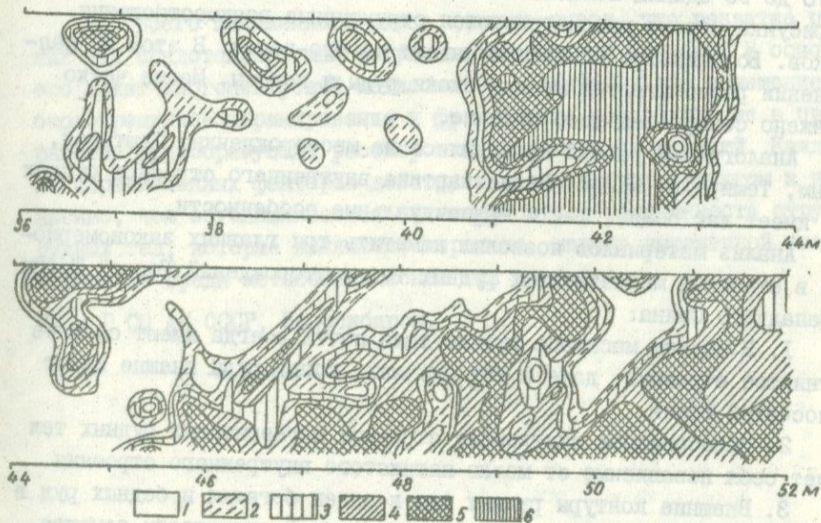


Рис. 3. План внутреннего строения Главного рудного тела месторождения Шерегеш (вентиляционный орт № 5, гор.+ 585 м), построенный по данным измерения магнитной восприимчивости в условных единицах.

I — магнитная восприимчивость менее 20; 2 — то же от 20 до 40; 3 — то же от 40 до 60; 4 — то же от 60 до 80; 5 — то же от 80 до 100; 6 — то же более 100.

43,5 м проходит полоса наиболее богатых руд с крутыми резкими контактами с немагнитными породами. На 45 м среди немагнитных пород из кровли выработки опускается блок таких же богатых руд с максимальным содержанием магнетита в центре. От 47 м и далее магнетитовая руда характеризуется мелкоблочным строением. На общем фоне от 70 до 90 единиц появляются блоки "пустых" пород и богатых руд. На рисунке хорошо просматриваются структурные взаимоотношения блоков. Большинство контактов падает на юго-запад. В этом же направлении располагаются мелкие блоки руды и породы. Менее четко выражено северо-западное падение.

Аналогичные работы проводились на месторождениях Таштагол, Шалым, Темир-Тау и Каз. Везде картина внутреннего строения рудных тел имеет как общие, так и индивидуальные особенности.

Анализ материалов позволил наметить три главных закономерности в строении магнетитовых рудных тел месторождений Горной Шории и Западного Саяна:

1. В мелком масштабе рудные тела почти всегда имеют сложное пятнистое строение, даже в тех случаях, когда руды внешне имеют полосчатый облик.

2. Полосовидное внутреннее строение магнетитовых рудных тел ведет себя независимо от мелко-пятнистого внутреннего строения.

3. Внешние контуры рудных тел и пятен богатых и бедных руд в одних случаях согласуются с элементами общей слоистости замещаемой толщи, а в других - полосчатость обрывается их контурами и тогда полосы ведут себя независимо.

Имеется также частная согласованность между мелкими контурами рудных тел и их пятнистым внутренним строением. Пятнистое внутреннее строение рудных тел, по-видимому, возникло в результате многоцентрового развития метасоматоза, интенсивность которого на участке формирования рудного тела была очень неравномерной (Поспелов, 1966). В одних случаях отчетливо наблюдается влияние литологии замещаемой толщи, трещинной тектоники, а в других - структуры развиваются концентрически, подчиняясь другим закономерностям, связанным, вероятно, с метасоматическим процессом. При этом, в центре таких концентрических зон находятся или останцы слабо оруденелых пород или же наоборот гнезда богатых руд. Механизм многоцентрового развития метасоматоза довольно сложный и нами не рас-

смагтривается.

Макрополосчатое строение рудных тел в большинстве случаев является результатом избирательного метасоматоза. В основе его лежит различная способность к замещению слоев разного литологического состава. Внешние контуры рудных тел также определяются литологическим контролем, но они зависят и от экранирующей способности предрудных трещин.

Из всего изложенного можно сделать вывод, что развитие рудных тел представляет многоступенчатый сложный процесс. В основе его лежит многоцентровый метасоматоз, избирательное замещение, околотрещинное экранирование и фронтальное распределение в пространстве рудообразующих растворов и продуктов их реакций. Каждый из перечисленных факторов действует в связи друг с другом и независимо, чем обуславливается полиморфность и полигенность структур рудных тел, которые являются, вероятно, широко выраженной закономерностью среды метасоматических тел вообще.

ИГ и Г СО АН СССР, Новосибирск.

О НЕКОТОРЫХ ВЕЩЕСТВЕННЫХ И СТРУКТУРНЫХ КРИТЕРИЯХ СВЯЗИ
ОРУДЕНЕНИЯ С АВТОМЕТАМОРФИЗМОМ ПОРФИРОВЫХ ИНТРУЗИЙ

(на примере Салаирского рудного поля)

Гипабиссальные порфировые интрузии играют важную роль в геологическом строении полиметаллических и колчеданно-полиметаллических рудных полей Салаирского кряжа. Они слагают до 80% площади Каменушинского рудного поля и почти половину Салаирского рудного поля, причем, с глубиной размеры тел увеличиваются. Интрузии сложены мелко- и крупнопорфировыми разностями, по химизму меняющимися от дацитовых до липаритовых порфиров. В большинстве случаев порфировые интрузии подверглись интенсивным автометаморфическим преобразованиям, региональному метаморфизму и избирательной рассланцовке с превращением их в кварцево-серицит-хлоритовые порфиroidы и сланцы. С вмещающими кембрийскими вулканогенно-осадочными толщами эти интрузии образуют секущие контакты и сложные зоны инъекций акмолитообразного строения, сопровождающиеся формированием "просвечивающих" структур ореольной порфиризации и т.д. (Поспелов, 1955).

Роль порфировых интрузий в локализации оруденения дискуссионна. Одни исследователи основное рудоконтролирующее значение отводят структурному фактору. Более молодая сульфидно-баритовая минерализация, по их мнению, накладывается по зонам интенсивного рассланцевания как на вулканогенно-осадочные породы, так и на порфировые интрузии (Дистанов, 1963). Другие, - в том числе и автор, рассматривают оруденение как процесс, эволюционно завершающий длительное и сложное развитие гипабиссального порфирового магматизма (Лапухов, 1966; Поспелов, Лапухов, 1970).

Наиболее детально внутреннее строение порфировых тел изучено в пределах глубоко вскрытого Салаирского рудного поля. Корневые участки порфировых тел слагаются породами, близкими к плагιοгранитам, которые фациально переходят кверху в кварцево-плагиоклазовые порфиры (мощностью порядка 400 м), сменяющиеся далее кварцевыми порфирами. Зональность порфировых интрузий в определенной

мере обуславливает локализацию продуктивных метасоматитов, причем кварцево-сульфидно-баритовые рудные тела тесно ассоциируют с предрудными интрузиями крупнопорфировых кварцевых порфиров и затухают в них в виде шлейфов вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации, сопровождающейся повышенной гидротермальной серицитизацией.

Рудные тела характеризуются полиморфной зональностью. Средние концентрации металлов распределены в соответствии с обычным типом зональности алтайских месторождений, и последовательность вертикального распределения преимущественных концентраций металлов сверху вниз такова — барий, свинец, цинк, медь. Все рудные тела располагаются в широкой зоне, в пределах которой фенокристы кварца в крупнопорфировых кварцевых порфирах окружены венчиками радиально-лучистого кварца с той же оптической ориентировкой. Описываемые венчики характеризуются выдержанной шириной вокруг фенокристов кварца и образуют четкие границы с минералом-хозяином и основной массой. Мутная окраска этих венчиков обусловлена наличием обильных субмикроскопических газово-жидких включений. Ширина каемок колеблется от тысячных долей до 1,5 мм, причем, наиболее широкие венчики характерны для сферолитовых разностей кварцевых порфиров. В последних сферолиты и каемки сложены совершенно аналогичным материалом радиально-лучистого строения. Сферолитовые разности кварцевых порфиров содержат повышенное количество кремнекислоты. В процессе динамометаморфизма микросферолиты основной массы разрушаются, однако, венчики вокруг фенокристов сохраняются в тени давления даже на высоких ступенях метаморфизма. Плоскости сланцеватости расчленяют и смещают каемки, доказывая, что этот процесс является более поздним, чем образование каемок.

Исследование последовательности процессов протокластического дробления, связанного с инверсией высокотемпературной модификации кварца, процесс разбухтовывания фенокристов кварца и образования венцовых структур свидетельствуют о том, что эти каемки формировались почти синхронно или несколько ранее кристаллизации микрогранитовой и микросферолитовой основной массы. Другими словами, изложенные выше факты позволяют предположить о том, что

процесс формирования венцовых структур протекал в позднемагматическую стадию и является проявлением раннего автометаморфизма. Более поздние стадии автометаморфизма порфировых интрузий (альбитизация, серицитизация, хлоритизация и окварцевание) обнаруживают более или менее четкие связи с рудообразующими процессами. Вместе с тем, определенная корреляция оруденения обнаруживается и с проявлениями раннего автометаморфизма порфировых интрузий.

С целью количественной оценки интенсивности раннего автометаморфизма в крупнопорфировых кварцевых порфирах были произведены замеры ширины каемок в 2000 шлифах, отобранных в горных выработках и по керну разведочных скважин. Данные наносились в виде изолиний на объемную блок-диаграмму Салаирского рудного поля. На основании этих исследований установлено, что венцовые структуры развивались в определенных участках интрузии крупнопорфировых порфиритов и постепенно затухают среди кварцево-плаггиоклазовых порфиров. На этих же глубинах затухает сульфидно-баритовая минерализация. Последняя в плане располагается среди тех участков порфировой интрузии, которые претерпели ранние автометаморфические преобразования. Следует однако отметить, что ранние автометаморфические преобразования по своим масштабам в значительной степени превышают участки распространения рудной минерализации, а местами и не сопровождаются промышленными рудными скоплениями.

Таким образом, рудообразующая флюидная динамическая система (по Поспелову, 1962), зарождающаяся, вероятно, еще на стадии магматического замещения вмещающих толщ, окончательно оформляется в процессе раннего автометаморфизма порфировых интрузий. Вместе с тем, для формирования богатых скоплений рудных масс необходимо наличие сочетания определенных структурно-литологических факторов и длительное существование подобной устойчивости рудообразующей системы; поэтому признаки раннего автометаморфизма могут служить лишь косвенным указанием на потенциальную рудоносность порфировых интрузий. Ранние автометаморфические изменения порфировых интрузий, сопровождающиеся мобилизацией кремнекислоты и повышением ее потенциала, а также возникновением незначительных надфоновых концентраций рудообразующих компонентов, отделены от собственно рудообразующего процесса периодом рассланцовки и

общего снижения температуры системы.

Согласно термометрическим исследованиям газовой-жидкой включений с визуальной регистрацией температуры их гомогенизации установлено, что развитие кварцево-сульфидно-баритовой минерализации началось при температурах, не превышающих 550°C (стадия раннего окварцевания) и завершилось при температуре $100-150^{\circ}\text{C}$ (стадия развития кварцево-карбонатных четок и жил). Развитие ранней баритизации протекало при температурах $350-450^{\circ}\text{C}$, а формирование сульфидной минерализации — преимущественно в интервале температур от 250 до 350°C (Лапухов, 1968).

Вместе с тем, нами получены новые данные по гомогенизации первичных включений в фенокристаллах кварца, которые позволяют судить не только о температурных условиях формирования порфировых интрузий, но и о температурах проявления ранних автометаморфических процессов. С этой целью были проанализированы раскristализованные и стекловатые включения, встречающиеся в порфировых вкрапленниках кварца кварцевых порфиров Салаирского и Каменушинского рудных полей. Форма первичных включения округлая, гексагонально-бипирамидальная, отвечающая высокотемпературной модификации α - кварца. Оси 0001 этих включений совпадают с ориентировкой N_2 кварца. Размер включений колеблется от $0,01$ до $0,3$ мм. Эти включения заполнены слабополяризующей фельзитовидной массой черного цвета с буроватым оттенком, и лишь редкие из них представлены стекловатым веществом, содержащим иногда один или несколько газовых пузырьков. При нагревании свыше $850-900^{\circ}\text{C}$, по мере подплавления основной массы, заключенной в этих включениях, обособляется газовый пузырек, который при дальнейшем нагревании растворяется в расплавленной стекловатой массе. Температура гомогенизации мелких герметичных включений после многократных повторных нагреваний составляет $1125-1150^{\circ}\text{C}$. Эти величины соответствуют температуре кристаллизации порфировых вкрапленников кварца из магматического расплава.

Газовый анализ пузырьков, обособившихся в закаленных стекловатых включениях, обнаружил, по данным Н.А. Шугуровой, преобладание в них азота и незначительное содержание углекислоты (в среднем около 5%). H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF , O_2 , CO и H_2 не обнаружены

(Бакуменко и др., 1969). Преобладание азота в составе включений не может быть связано с попаданием его из воздуха, так как по данным вскрытия этих включений в инертной среде давление газа достигает 135 атм.

Представляют интерес также газовой-жидкие включения, встречающиеся в фенокристаллах кварца значительно реже описанных, в которых отсутствуют признаки разгерметизации. Морфологические особенности и оптическая ориентировка этих включений аналогичны вышеописанным. Высокая подвижность газового пузырька при незначительном нагреве этих включений свидетельствует о жидком агрегатном состоянии вмещающей газ среды. Гомогенизация этих включений в жидкую фазу происходит чаще при температурах около 90°C. Полное замораживание этих включений, сопровождающееся выделением волокнистого агрегата, происходит при температурах -40-50°C. Мгновенное размораживание наступает при температуре -22°C. Эти данные свидетельствуют об очень высокой концентрации растворов, содержащихся в этих включениях. Газовые пузырьки рассматриваемых включений состоят преимущественно из углекислоты (83,1-85,3%) и подчиненного количества азота (11,4-15,1%). Обнаружены также другие газы (H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF), концентрации которых составляют 1,5-4,0%. Плотность газа в этих включениях незначительна, так как при комнатной температуре давление в них не превышает 2 атм.

По-видимому, второй тип газовой-жидких высококонцентрированных включений образовался одновременно со стекловатыми включениями в процессе кристаллизации фенокристаллов кварца и захвата ими гетерогенного магматического расплава. Последний, вероятно, содержал обособившиеся пузырьки высококонцентрированных флюидов, выделившихся при подъеме магматического расплава и спаде давления.

Таким образом, ранние стадии заложения продуктивной флюидной динамической системы, наметившиеся возможно еще в период магматического замещения и становления порфировых интрузий, обнаруживаются в позднемагматическую стадию (при температурах порядка 900°C) и отражаются в виде сферолитовых и венцовых структур. Этому процессу предшествовала стадия гетерогенизации магматического расплава, сопровождающаяся обособлением твердой кристаллической фазы и флюидальной фазы в виде пузырьков.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И РУДООТЛОЖЕНИЯ НА РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Минералообразование на ртутных месторождениях происходило при широком развитии метасоматоза, что нашло свое отражение в зональном строении ореолов гидротермального метаморфизма, в обменных реакциях замещения при формировании руд, в их структурно-текстурных особенностях. По существу все известные процессы гидротермального метаморфизма, развитые на ртутных месторождениях, — метасоматические процессы. Среди них различают: лиственизацию, доломитизацию, окварцевание, карбонатизацию, аргиллизацию, ангидритизацию и огипсование. Эти процессы значительно отличаются как по химизму, так и по отношению к рудоотложению (дорудные и сопровождающие рудоотложение), а некоторые из них, как например, окварцевание, являются гетерогенными процессами, так как освобождение и переотложение кремнезема происходит при самых различных процессах разложения силикатов.

Поскольку с деятельностью растворов связаны не только гидротермальные изменения, но и отложение руд, также необходимо рассмотреть условия миграции в них основных рудообразующих элементов и, в частности, ртути.

На Eh — pH диаграммах (рис. 1), необходимые расчеты для построений которых приведены в ранее опубликованных работах авторов (Павлов, 1968; Павлов, Оболенский, 1970), показаны соотношения полей устойчивости сульфидных, хлоридных, сульфатных, окисных соединений и ионов металлической ртути в водных растворах при температурах 25 и 250°C, 1 атм общего давления, активности растворенной серы 10^{-1} , хлора — 10^{-1} в зависимости от различных значений окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и кислотности-щелочности (pH) среды. Отчетливо видно, что поля устойчивости простых катионов и галогидных комплексных соединений ртути резко обособляются в области низких значений pH и высоких положительных значений Eh, в то время как поле устойчивости суль-

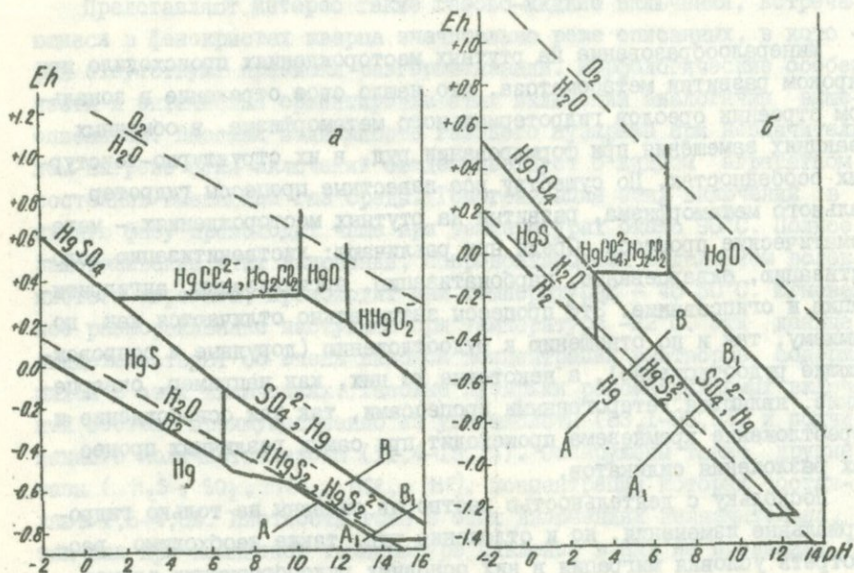


Рис. I. Соотношения устойчивости некоторых соединений и ионов ртути в воде при 25°C (а) и 250°C (б) I атм. общего давления.

AB и A_1B_1 - линии, характеризующие изменение физико-химических параметров системы отложения парагенезиса $FeS_2 + HgS + SiO_2$ при 25°C (а) и 250°C (б). Активности растворенной серы 10^{-1} , хлора 10^{-1} , комплексов $HgCl_4^{2-}$, HgS_2^{2-} и $HgS_2^{2-} \cdot 10^{-6}$.

фидных комплексов лежит в области высоких значений pH и низких отрицательных значений Eh. Промежуточное положение занимают поля устойчивости сульфатных и кислородных соединений, хотя последние отчетливо тяготеют к области высоких значений как pH, так и Eh.

Для температур 250°C, которая ближе к реальным условиям минералообразования на ртутных месторождениях, соотношения полей устойчивости основных соединений и ионов ртути несколько меняются. Так, поле устойчивости комплекса HgS_2^{2-} располагается в более восстановительных условиях. Заметно сокращается поле простых и комплексных галогидных соединений ртути. В общем поля устойчивости ионов и соединений ртути сохраняются, но смещаются в области с более высоким восстановительным потенциалом. Таким образом, как для низких, так и для более высоких температур остается справедливым вывод о том, что совместная миграция ртути и серы в виде комплексных соединений происходит преимущественно в щелочных растворах с отрицательными значениями Eh. Исходя из приведенных выше соображений о возможном составе рудоносных гидротермальных растворов, основной причиной рудоотложения в них должно быть разложение растворимых сульфидных комплексов ртути и других металлов с образованием сульфидов.

Судя по минеральным ассоциациям гидротермально-измененных пород, их формирование связано с режимом CO_3^{2-} в гидротермальных растворах при лиственитизации и карбонатизации, Mg^{2+} - при доломитизации, S^{2-} - при сульфидизации и SO_4^{2-} - при аргиллизации, баритизации, ангидритизации и огипсовании.

Процессы гидротермального метаморфизма, связанные с режимом углекислоты

Л и с т в е н и т и з а ц и я. Как известно, лиственитизация представляет собой широко распространенный процесс карбонатизации гипербазитов с образованием тальково-карбонатных, кварц-брейнеритовых (магнезитовых) и кварц-анкеритовых пород с примесью светлой слюды, марипозита и фуксита, хлорита и рудных минералов: пирита, миллерита, гематита. Зоны лиственитов образуются на контактах гипербазитов с известняками или другими известковистыми породами и нередко служат вмещающими для ртутных месторождений (Кузнецов,

1939; Криштал, 1961, Bailey, Everhart, 1964; Рождественский, 1968 и др.).

При рассмотрении генезиса лиственитов наиболее важным является вопрос взаимосвязи их с ртутной минерализацией. Известны различные точки зрения по этому вопросу (Бородаевский, 1960; Кузнецов и др., 1962).

Изменение химического состава серпентинита при его лиственитизации выражается в резком увеличении содержания углекислоты, при заметном снижении содержания окиси магния и воды. Небольшие изменения отмечаются в содержании кремнезема, окисного и закисного железа, окиси кальция, которая могла быть привнесена при наложении на листвениты более поздних кальцитовых прожилков. Таким образом, формирование лиственитов осуществляется за счет разложения гидротермальным раствором серпентина и других магнезиально-железистых силикатов и замещения их карбонатами. Ранее (Павлов, Оболенский, 1970) нами был рассмотрен характер изменения железистых и магнезиальных силикатов, а также плагиоклазов основного состава при их взаимодействии с гидротермальными растворами, путем функциональных зависимостей между кислотность-щелочность раствора (рН) и изменением активности растворенного карбонат-иона от 10^{-1} до 10^{-6} , при давлении 1 атм и температурах 25° и 250°C . Результаты этих расчётов сведены на диаграммах (рис.2). Не останавливаясь на детальном анализе отдельных вариантов взаимодействия щелочных растворов с породообразующими минералами гипербазитов, отметим, что появление других минералов лиственитов происходит в определенных интервалах рН и активности карбонат-иона при общей тенденции к снижению щелочности. Как видно на диаграммах, характер эволюции гидротермальной системы при лиственитизации при 250°C принципиально не отличается от таковой при 25°C . В общем случае оказалось, что разница между крайними значениями рН минералообразования и нейтральной рН ($\text{pH}_{25}=7,0$; $\text{pH}_{250}=5,7$) близки между собой или отличаются на незначительные величины.

Изменение химизма процессов лиственитизации согласуется с известным положением о том, что в растворах более сильные кислоты вытесняют более слабые из их солей (Бетехтин, 1953, Некрасов, 1960). При лиственитизации угольная кислота, более сильная по отношению к кремниевой, вытесняет ее из солей, что способствует появлению

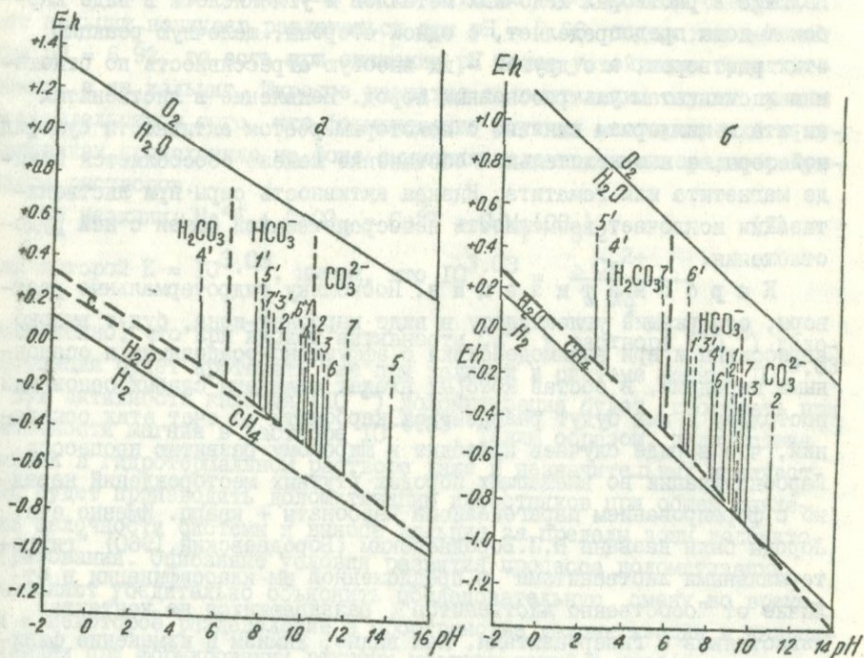


Рис.2. Диаграмма Eh - pH изменения параметров минералообразующих растворов для 25°C (а) и 250°C (б) при образовании парагенетических ассоциаций лиственитов по железо-магнезиальным силикатам и плагиоклазам вмещающих толщ.

Вертикальными линиями в пределах полей устойчивости H_2CO_3 , HCO_3^- и CO_3^{2-} показаны возможные пределы изменения pH раствора при снижении активности реагентов от 10^{-1} до 10^{-6} при формировании парагенезисов: 1-1^I - сидерит + кварц, 2-2^I - сидерит, 3-3^I - брейнерит + кварц, 4-4^I - сидерит + кварц, 5-5^I - сидерит + кальцит, 6-6^I - брейнерит + кварц + серицит, 7-7^I - брейнерит + кальцит + кварц + серицит.

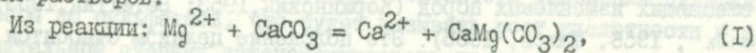
таких парагенезисов как железо-магнезиальные карбонаты + кварц. Наличие в растворах щелочных металлов и уголекислоты в виде карбонат-иона предопределяет, с одной стороны, щелочную реакцию этих растворов, а с другой - их высокую агрессивность по отношению к силикатам ультраосновных пород. Появление в лиственитах шприта и миллерита связано с некоторым ростом активности сульфидной серы, а в окислительной обстановке железо обособляется в виде магнетита или гематита. Низкая активность серы при лиственитизации исключает возможность непосредственной связи с ней рудоотложения.

К а р б о н а т и з а ц и я. Поскольку гидротермальные растворы, содержащие уголекислоту в виде карбонат-иона, будут высоко агрессивны и при взаимодействии с эффузивно-осадочными и осадочными породами, в состав которых входят силикаты слабых оснований, постольку в них будут развиваться карбонаты за счет этих оснований, что в ряде случаев приводит к широкому развитию процессов карбонатизации во вмещающих породах ртутных месторождений нередко с формированием парагенезисов карбонаты + кварц. Именно эти породы были названы Н.И.Бородаевским (Бородаевский, 1960) "гидротермальными лиственитами" в предложенной им классификации в отличие от "собственно лиственитов", развивающихся на контактах известняков с гипербазитами. Как видно, химизм и изменение физико-химических параметров процессов карбонатизации будут в основном такими же как и при лиственитизации.

Д о л о м и т и з а ц и я. Процесс доломитизации известняков довольно широко распространен на рудных месторождениях (Федорчук, 1964, Шербань, 1968). Морфология зон доломитизированных пород в каждом случае позволяет установить наложенный метасоматический характер процесса доломитизации. Обычно доломитизация интенсивно развивается в известняках, залегающих поблизости от зон лиственитов и связана в этом случае с выносом магния из зон лиственитизации.

Как показали выполненные нами (Павлов, Оболенский, 1970) термодинамические расчёты условий образования доломита при высокой активности (10^{-1}) CO_3^{2-} и изменением активности Mg^{2+} - иона и Ca^{2+} - иона от 10^{-1} до 10^{-6} , pH его образования меняется от 4,42

до 6,92. В свою очередь, образование кальцита при этих же условиях происходит при изменении pH от 5,18 до 7,68. Отсюда следует, что кальцит начинает разлагаться при pH = 7,68, тогда как доломит при pH = 6,92, то есть при снижении pH более устойчивым будет доломит, а не кальцит. Широкое развитие доломитизации служит прямым доказательством того, что формирование ртутных месторождений в известняках происходило на фоне снижения щелочности минералообразующих растворов.

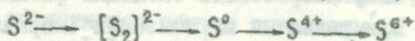


для которой $K = 10^{3.03}$, имеем, что $10^{3.03} = \frac{a_{\text{Ca}^{2+}}}{a_{\text{Mg}^{2+}}}$;

несомненно, что при низкой активности Ca^{2+} в растворе (10^{-6}) доломитизация будет протекать уже при наличии в системе магния $10^{-9.03}$, а при активности кальция (10^{-1}) доломитизация будет протекать при активности магния в растворе $10^{-4.03}$. Таким образом, присутствие магния в гидротермальном растворе даже в незначительных количествах будет производить доломитизацию известняков при общем снижении щелочности системы и выносе кальция за пределы зоны доломитообразования. Описанные условия развития процесса доломитизации позволяют убедительно объяснить последовательную смену во времени и некоторое разделение в пространстве доломитизации и кальцитизации при формировании ртутных месторождений в карбонатных толщах. Нетрудно видеть отсутствие прямой связи рудоотложения с процессами доломитизации и кальцитизации.

Процессы гидротермального метаморфизма, связанные с режимом серы

Известно, что в природе сера встречается в виде пяти форм. В зависимости от окислительно-восстановительной обстановки они располагаются в следующем ряду (Бетехтин, 1953):



При рассмотрении процессов гидротермального метаморфизма и рудообразования наиболее важно определить те условия, при которых, с одной стороны с участием ионов S_2^{2-} , $[\text{S}_2]^{2-}$ будет образовываться подавляющее большинство сульфидов, слагающих ртутные руды (пирит,

марказит, киноварь, метацинабарит, сфалерит и др.), а с другой - окисление ионов серы с образованием аниона SO_4^{2-} , способствующее развитию процессов низкотемпературного кислотного выщелачивания.

П и р и т и з а ц и я. По мнению большинства геологов, изучающих рудные месторождения, образование пирита и марказита происходит за счет взаимодействия серы гидротермальных растворов с железом вмещающих изменяемых пород (Коржинский, 1953; Бетехтин, 1953; Schwarta, 1956, Шахов, 1965). Это положение целиком относится и к развитию процесса пиритизации (марказитизации) на ртутных месторождениях. В растворах сероводородная кислота будет вытеснять более слабую кремниевую кислоту. Поэтому силикаты слабых оснований под действием щелочных растворов, содержащих сульфидную серу и тиосульфидные комплексы ртути, будут разлагаться с образованием сульфидов слабых оснований (железа и др.) и сульфида ртути с выделением кремнекислоты. Аналогично поведут себя и карбонаты слабых оснований, так как при незначительных расхождениях в силе сероводородной и угольной кислот произведение растворимостей сульфидов на много порядков выше, чем у карбонатов, что при равных активностях этих кислот будет способствовать замещению карбонатов сульфидами при общем выносе углекислоты. Таков же в общем виде и характер взаимодействия растворов, содержащих тиосульфидные комплексы ртути, с окислами и ферритами железа.

Ранее нами были выполнены термодинамические расчёты, позволяющие оценить возможную эволюцию физико-химических параметров системы при взаимодействии щелочных растворов, содержащих HgS_2^{2-} с различными породообразующими железосодержащими силикатами, карбонатами, ферритами и окислами, входящими в состав вмещающих пород многих ртутных месторождений (Павлов, Оболенский, 1969, 1970).

Анализ диаграмм (рис. I), построенных на основании проведенных расчётов, позволяет охарактеризовать эволюцию физико-химических параметров системы при развитии пиритизации (марказитизации). Смещение линии равновесия из положения $A^I B^I$ в положение AB (рис. I) происходит при изменении активности HgS_2^{2-} от 10^{-1} до 10^{-6} , за счет осаждения парагенезиса пирит (марказит) + киноварь (метацинабарит) + кварц, при падении щелочности до нейт-

раальной ($pH_{25^{\circ}} = 7,0$; $pH_{250^{\circ}} = 5,7$) и увеличения Eh системн.

Более того, сравнение диаграмм для 25 и 250°C показывает, что при высоких температурах силикаты слабых оснований могут находиться в равновесии с тиосульфидным комплексом HgS_2^{2-} при более низких значениях pH, нежели при температуре 25°C. Поэтому уже одно снижение температуры будет способствовать разложению силикатов и тиосульфидных комплексов ртути, приводя к рудоотложению.

Следует также иметь ввиду возможность окисления сульфидной серы до сульфатной, что будет вызывать рост кислотности и в значительной степени интенсифицировать процесс разложения железистых силикатов. Рост кислотности будет также способствовать развитию таких процессов окислительного изменения пород как серицитизация, аргиллитизация, окварцевание.

Аргиллитизация. Процесс аргиллитизации, то-есть развитие глинистых минералов групп каолинита-диоксидов за счет различных алюмосиликатов, является чрезвычайно распространенным процессом гидротермального метаморфизма на ртутных месторождениях (Смирнов, 1948; Славская, 1957; Шербань, 1962; Mackwell, Borg, 1963, Sainsbury, Mackwell, 1965, White, 1967). Является общепризнанным представление об аргиллитизации как приповерхностном процессе, который развивается под воздействием сульфатных растворов. Имеющийся обширный экспериментальный и геологический материал по изучению процесса аргиллитизации в области разгрузки современных гидротерм, показывает, что поровый раствор, находящийся в равновесии с каолинитом, кислый ($pH=4,2$), существенно сульфатный (преобладают сульфаты железа), значительной концентрации (Набоко, 1963).

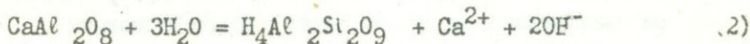
Многими исследователями рудных месторождений установлено, что с глубиной зоны аргиллитизации сменяются зонами серицитизации (Коржинский, 1953; Федорчук, 1959; Шахов, 1964; Оболенский и др., 1968), что объясняется обычно снижением pH гидротермальных растворов при приближении к поверхности. Такое изменение кислотности-щелочности этих растворов связано с окислением их поверхностным кислородом, вызывающим превращение сульфидного аниона в сульфатный (Коржинский, 1953). Это положение хорошо подтверждается данными

ми по окислению вод систем горячих источников, приведенными Д.Уайтом (White, 1967). При изучении газовой-жидких включений Э.Реддером (Redder, 1967) установлено преобладание сульфат-иона над общим содержанием сульфид-ионов, что может служить прямым подтверждением протекания реакций окисления сульфидной серы до сульфатной при гипогенном минералообразовании. Все это позволяет нам считать наиболее приемлемой гипотезу по переносу рудообразующих компонентов и компонентов, вызывающих аргиллизацию, в едином щелочном сульфидном растворе, при окислении которого в результате увеличения парциального давления кислорода при приближении раствора к поверхности и разбавлении его кислыми вадозовыми водами, насыщенными кислородом, или при взаимодействии с вмещающими породами, минералы которых способны играть роль буфера с высокими окислительными свойствами, происходит окисление сульфидной серы до сульфатной. Образование сульфат-иона способствует увеличению кислотности растворов и создает благоприятные условия для аргиллизации и рудоотложения. Рассмотрим физико-химические условия развития этих процессов.

Нами было показано (Павлов, Оболенский, 1970), что переход сульфидной серы в сульфатную осуществляется при более низких значениях P_{O_2} ($10^{-63,3}$), нежели в кислых условиях ($10^{-59,1}$). В свою очередь, переход сульфида ртути в сульфат происходит при более высоком парциальном давлении кислорода ($10^{-47,5}$), что представляет устойчивость сульфида ртути в пределах тех зон, в которых сульфидная сера переходит в сульфатную. Таким образом, появление сульфат-иона возможно и в поле устойчивости сульфида ртути. Однако, это будет приводить к разложению воды и появлению протонов, что вызовет рост кислотности среды. Так, при минимальной концентрации сульфатной серы в растворе (10^{-6}) в зависимости от степени диссоциации серной кислоты, кислотность среды не будет превышать величин $pH_1 = 1,5$ и $pH_2 = 3,95$; повышение концентрации сульфатной серы до заметных величин (10^{-1}) приведет к увеличению кислотности среды до величин $pH_1 = -1,0$ и $pH_2 = +1,45$ (Павлов, Оболенский, 1970). Вполне очевидно, что такое увеличение кислотности приведет, с одной стороны, к разложению тикокомплексов ртути и осаждению ее в виде сульфида (метациннабарита), устойчивого к кислой среде, а с другой, будет способствовать развитию зон аргиллизации.

Рассмотрим физико-химические условия, в которых протекает ангидризация. Появление диккита в системе происходит при снижении pH среды от 11,56 до 6,57 при привносе щелочными растворами Al_2O_3 и H_2SiO_3 и при увеличении pH от 1,8 до 3,5 в процессе замещения SiO_2 вмещающих пород и привносе Al^{3+} . Эти величины пока — зывают, что в общем случае поле устойчивости диккита ограничено в пределах $\text{pH}=3,5-6,57$; что хорошо согласуется с данными С.И.Набоко ($\text{pH}=4,2$). Сходные величины pH устойчивости каолинита могут быть получены из уравнений Р.Гаррелса и Ч.Крайста, рассчитавших поля устойчивости каолинита в равновесии с такими ионами как Al^{3+} , H_4SiO_4 и AlO_2^- , H_4SiO_4 (Гаррелс, Крайст, 1968).

Не противоречит приведенным данным и реакция разложения анортита с появлением каолинита по схеме:

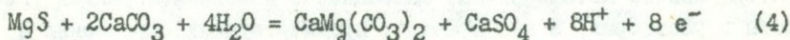


для которой $\Delta F^\circ = 12,40$ ккал/моль; $K = 10^{-9,11}$;

$$\text{pH} = 9,49 - 0,5 \lg a \text{Ca}^{2+};$$

Общий вынос кальция из системы или его осаждение в виде ангидрита будет протекать уже при снижении pH от 9,49 до 3,8.

При рассмотрении процессов гидротермального метаморфизма, связанных с высокой активностью сульфатной серы (например, 10^{-1}), необходимо остановиться на случае развития процессов доломитизации, ангидритизации и гипсования, сопровождающих формирование ртутных месторождений в карбонатных толщах, для которых характерна повышенная окислительная способность. Именно такая последовательность изменения вмещающих известняков описана на ртутно-сурьмяных месторождениях Мексики Гвадалкацар, Сан-Антонио-де-Падуа и др. (Д.Уайт, 1959). Процесс доломитизации в данном случае можно представить в следующем виде:



для нее $E_h = 0,1-1-0,06$ pH; используя уравнение, определяющее границы устойчивости воды (Гаррелс, 1962), находим, что величина парциального давления кислорода, необходимая для протекания этой реакции, должна превышать величину $P_{\text{O}_2} = 10^{-75,4}$; которая близка к P_{O_2} нижней границы устойчивости воды.

Обменные реакции, характерные для процессов доломитизации и ангидритизации, при наличии в системе ионов SO_4^{2-} можно представить в виде: $2CaCO_3 + Mg^{2+} + SO_4^{2-} = CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4$ (5)

для этой реакции $\Delta F^0 = -6,39$ ккал/моль, $K = 10^{-4.69}$;

$$\text{отсюда следует, что: } 4,69 = -\lg a_{Mg^{2+}} - \lg a_{SO_4^{2-}} \quad (6)$$

Подставив в данное уравнение величину активности сульфат-иона (10^{-1}), находим, что доломитизация и сопровождающая ее ангидритизация по данной схеме будет протекать в том случае, если активность ионов магния не упадет ниже $10^{-3,69}$. Понижение температуры будет способствовать дальнейшему развитию процессов о г и п с о в а н и я.

Последовательность развития процессов гидротермального метаморфизма и их соотношение с рудоотложением

Рассмотренные выше условия развития различных процессов гидротермального метаморфизма, связанных с изменением режима углекислоты и серы в растворах, позволяют наметить ряды сопряженных процессов, связанных парагенетически. Устанавливается закономерная смена процессов гидротермального метаморфизма, отражающая последовательность развития химических реакций замещения минералов вмещающих пород и вынос продуктов этого замещения во внешние зоны минералообразования. При этом любой процесс, влияющий на изменение режима серы в гидротермальных растворах, будет тесно связано с рудоотложением, поскольку перенос основных рудных элементов в этих растворах, как это было показано выше, предпочтительно осуществляется в форме сульфидных комплексов, устойчивых лишь при определенных физико-химических условиях и величинах активности серы. Здесь же необходимо подчеркнуть, что в отличие от процессов гидротермального метаморфизма, связанных с изменением режима углекислоты в растворах, и как правило, предшествующих оруденению и нередко отделенных от него значительным деформационным перерывом, гидротермальные изменения, связанные с изменением режима серы "должны происходить не до оруденения, а в процессе оруденения", т.е. являются сорудными (Бетехтин, 1953). Это обстоятельство позволяет использовать такие типы изменений как пиритизация, аргиллизация, ангидритизация, баритизация в качестве надежных поиско-

вых критериев при поисках ртутных руд.

Очевидным становится и то обстоятельство, что при использовании окolorудных изменений в качестве поискового признака очень важно установить весь ряд процессов изменения, т.к. сочетание, например, окварцевания с доломитизацией и кальцитизацией прямо не указывает на наличие руд, в то время как окварцевание в сочетании с пиритизацией или аргиллизацией вмещающих пород более определенно свидетельствует о возможных рудных концентрациях. В свою очередь, такие процессы как ангидритизация, баритизация и, тем более, огипсование, могут развиваться лишь в самых приповерхностных частях рудных зон.

ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск.

Л.С.Пузанов, А.В.Коплус

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В ЭФФУЗИВАХ ВМЕЩАЮЩИХ ПЛА- ВИКОШЛАТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

При изучении рудоносных метасоматитов детально исследуются фации и особенности распределения окolorудных измененных пород, их петрографические, минералогические, геохимические и другие признаки. Физическим же отличиям пород, слагающим различные зоны очола рудных тел и в удалении от последних, уделяется недостаточное внимание.

Одним из физических методов, позволяющим эффективно отличать рудоносные метасоматиты, является метод декрепитации. Он был применен при изучении Каянчинского месторождения флюорита, расположенного в восточной части Горного Алтая. При этом выяснилось, что с помощью отмеченного метода возможно распознавать породы, подвергшиеся воздействию рудобразующих растворов, даже если они не несут видимых следов изменения минерального состава. Образцы для исследований отбирались на месторождении по профилям, ориентированным вкрест простирания рудной зоны и заходящим далеко за пре-

делы ореола видимых изменений пород. Одновременно отбирались пробы из керна скважин глубиной до 300 м.

Каянчинское месторождение флюорита располагается в эффузивах кислого и среднего состава, принадлежащих куротинской свите среднего девона. Флюоритоносные тела локализованы в меридиональной зоне дробления эффузивов протяженностью более 500 м и мощностью до 25 м. В зоне дробления развиты многочисленные кварцево-флюоритовые жилы протяженностью до 100 м. Вмещающие породы подверглись изменениям двух типов: сопровождающимся видимыми изменениями минерального состава и без признаков такого изменения.

Ореол метасоматически измененных пород, сопровождающийся видимыми изменениями их состава (олигитизация, серицитизация, каолинизация, хлоритизация, омарганцевание и ожелезнение), имеет мощность около 10-15 м вдоль флюоритоносных жил.

Гораздо более широким развитием пользуются изменения вмещающих пород, не сопровождающиеся визуально наблюдаемыми новообразованиями минералов во вмещающих рудные тела эффузивах. Такие породы располагаются непосредственно около рудных тел или с внешней стороны явно гидротермально измененных эффузивов. Они представлены в различной степени окварцованными и перекристаллизованными породами, находящимися в ореолах "пропаривания" гидротермальными растворами и предшествовавшими им погонами. Мощность ореолов пропаривания в 3-4 раза превышает мощность зон видимых изменений, в связи с широким рассеянием гидротермальных и газовых растворов по системе мелких трещин и пор во вмещающих породах. Практически выявление таких метасоматитов возможно лишь под микроскопом, хотя и в этом случае их происхождение не может быть определено однозначно. Выяснение их генезиса может быть произведено с помощью декрепитации серии образцов таких пород и образцов выделенных генераций кварца из рудоносных тел с последующим сравнением полученных декрепитограмм.

Ранее проведенными исследованиями было установлено, что во время каждой стадии гидротермального процесса в жильных минералах консервируются жидкие и газовые включения, по которым можно судить о температурном режиме растворов (Ермаков, 1950; Смит, 1956). Одновременно такие же включения образуются и в различной

степени гидротермально измененных породах (Пузанов и др., 1964, 1965, 1966, 1967). Следовательно, если известны относительные температуры образования различных генераций одного из гидротермальных минералов, в данном случае кварца, определенные методом декрепитации, то выявление этим же методом температур растрескивания включений в образцах пород, не имеющих видимых изменений минерального состава, может объяснить условия их окварцевания и перекристаллизации. Одновременно, наличие в таких метасоматитах температурных интервалов растрескивания включений, типичных для кварца, выделявшегося совместно с промышленными количествами флюорита, дает прямые указания на возможное развитие оруденения, не вскрытого эрозией.

Процессы минералообразования на Каянчинском месторождении происходили в три этапа - дорудный, рудный и послерудный. В первых из них, в результате циркуляции по трещинам гидротермальных растворов, произошло отложение маломощных прожилков тонкозернистого кварца, содержащего редкие включения флюорита. В этот этап в мощной зоне появилось ороговикование и окварцевание эффузивов и их туфов. Дорудный кварц имеет два основных интервала растрескивания включений. В интервале $600-860^{\circ}$, с максимумом декрепитации $820-860^{\circ}$, взрываются газовые включения, образовавшиеся в кварце при гидротермально-пневматолитовом процессе. Во втором интервале, равном $400-600^{\circ}$ с пиком декрепитации $430-500^{\circ}$, взрываются газовой-жидкие включения, возникшие в кварце при его кристаллизации из высокотемпературных растворов. Соответственно подобные же температурные интервалы взрывов включений фиксируются и в ороговикованных и окварцованных породах.

Второй - рудный этап минералообразования на месторождении характеризуется отложением из гидротермальных растворов основных количеств флюорита совместно со средне- и крупнокристаллическим кварцем. Декрепитация последнего показывает, что он содержит включения, взрывающиеся в интервале $200-460^{\circ}$, с пиком взрывания около $320-380^{\circ}$. В рудный этап происходил наиболее интенсивный околорудный метаморфизм вмещающих пород вблизи кварцево-флюоритовых жил, выражающийся их оплавлением, серицитизацией, каолинизацией, хлоритизацией, а в удалении - окварцева -

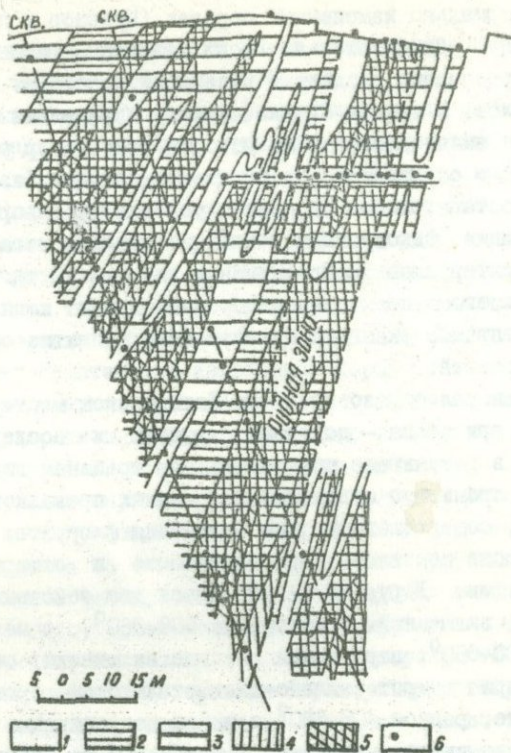


Рис. I. Геотермический профиль вкрест простирания рудной зоны Каяччинского месторождения флюорита.

Данные декрепитации: 1 - > 740°, 2 - 560-740°, 3 - 460-560°, 4 - 200-460°, 5 - 100-200°, 6 - места отбора проб.

нием и перекристаллизацией. Первые признаки перекристаллизации пород устанавливаются по появлению включений, взрывающихся выше 200° . Основной температурный интервал декрепитации равен $200-400^{\circ}$.

Декрепитация послерудного шестоватого кварца показала что кварц отложился из низкотемпературных гидротермальных растворов, воздействие которых на вулканогенные породы не привело к появлению в них значительных количеств жидких включений и проявилось, в основном, в дальнейшей каолинизации, смарганцевании и ожелезнении эффузивов и их туфов.

Декрепитания многочисленных образцов пород, отобранных из поверхностных и подземных горных выработок и керн скважин, расположенных по одной линии, позволила построить геотермический профиль вкрест простираения рудной зоны Каянчинского месторождения (рис. I). На профиле видно, что общая мощность зоны гидротермально метаморфизованных пород в висячем боку рудной зоны достигает 60 м. Видимые изменения минерального состава прослеживаются в пределах мощности 5-10 м. Остальные породы подверглись окварцеванию и перекристаллизации, нередко визуально не определимыми. Тем не менее, результаты декрепитации однозначно указывают на то, что в таких породах выделяются зоны различной мощности, параллельные основной рудной зоне, в которых проявились различные этапы метасоматоза, в том числе и соответствующие времени отложения основных количеств флюорита. Они выделяются по растрескиванию включений, происходящих в интервале $200-400^{\circ}$. К таким породам приурочены и самые низкотемпературные околорудные изменения пород, сопровождающие не выходящие на дневную поверхность кварцево-флюоритовые жилы, вскрытые в скважине на глубинах 92,0-93,0 м и 104,0-105,0 м.

Таким образом, важным физическим признаком рудоносных метасоматитов на месторождениях флюорита Горного Алтая, залегающих в эффузивах, является наличие широкого ореола пропаривания пород, проявляющегося в особенностях их декрепитации и наличии длительного температурного интервала взрывов жидких и газовых включений.

ВИМС, Москва

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ КУНДУЗ-
ДИНСКОЙ СИНКЛИНАЛИ И СООТНОШЕНИЕ С НИМИ РТУТНОГО
ОРУДЕНЕНИЯ

Изученный район расположен в южной части Магнитогорского син-
клинория в пределах Кундуздинской синклинали. Эта синклинали, вы-
тягиваясь в субмеридиональном направлении, трассирует положение
сквозной отрицательной структуры, выделенной Б.И.Комиссаровым и
П.Л.Смоляниковым (1966) по характеру физических полей осевой
части Магнитогорского синклинория. Сквозная отрицательная структу-
ра фиксирует области максимальных прогибаний, характеризующиеся
значительным проявлением разрывной тектоники, среднедевонского
кислого вулканизма осадочного материала девона-карбона.

Наиболее древними породами являются нижнесилурийские эффузивы
базальтового и андезито-базальтового состава, развитые на обрам-
лении структуры. Крылья синклинали сложены ниже- среднедевонскими
ми эффузивами и туфами среднего и кислого состава, кремнистыми
сланцами, яшмами; ядерные части выполнены верхнедевонскими конгло-
мератами и песчаниками. В описываемой северной части синклинали
углы падения крыльев колеблются обычно в пределах 30-50°. По вос-
точной и западной периферии структуры установлены зоны разрывных
и разрушений, простирания которых, в общем, совпадают с субмеридио-
нальной ориентировкой складки. Мощность зон разломов достигает
10-20 м. Помимо главных продольных разломов отмечены поперечные
разрывы, секущие структуру в северо-восточном и близширотном нап-
равлениях. Их мощность колеблется от десятков см до 1-3 м. Более
мелкие северо-восточные разрывы являются оперяющими субмеридиональ-
ных разломов.

Широкое распространение разломов и трещин обусловило значитель-
ную гидротермальную переработку пород Кундуздинской синклинали. В
ее северной части гидротермальный метасоматоз наиболее интенсивно
проявлен в породах восточного крыла, где нашими исследованиями

(1967-68 гг.) выявлено ртутное оруденение.

На обрамлении структуры в нижнесилурийских эффузивах базальтового и андезито-базальтового состава проявлены зеленокаменные изменения, имеющие в Магнитогорском синклинии региональное распространение и связанные с ранним геосинклинальным этапом. Наиболее характерны эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация, отчетливо проявленные, в частности, вдоль субмеридионального разлома по восточной периферии синклинали. Западнее этого разлома прослежена полоса гидротермально измененных кварцевых порфиров и туфов андезито-дацитового состава с прослоями яшм и слоистых силицитов. Ширина этой зоны гидротермально измененных пород составляет 500-1500 м. Весьма характерным признаком зоны является интенсивное осветление пород за счет натриево-кремниевое метасоматоза. Гидротермально-метасоматические процессы привели к перекристаллизации кислых вулканических продуктов и изменению их химического состава. Здесь широко проявлены альбитизация, окварцевание, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, серицитизация. На отдельных участках отмечены гематит, тонкая вкрапленность магнетита и гидроокислы железа, обычно приуроченные непосредственно к зонам разломов и трещиноватости.

Измененные кислые эффузивы и туфы перекрыты кремнистыми породами, почти повсеместно осветленными и превращенными в силицилиты. Они состоят из криптозернистого кремнистого вещества, неравномерно пигментированного пелитовым материалом, что обуславливает их параллельно-полосчатую текстуру. Характерна перекристаллизация кремнистого вещества в микрогранобластовый агрегат. В микропрожилках и гнездах отмечены пеннин, карбонат и кварц.

Ртутная минерализация в виде киновари в рассеянной форме установлена, главным образом, в гидротермально измененных кислых вулканиках. Совсем незначительно она проявлена в вышележащих плотных силицилитах, сыгравших роль экрана. Ширина зоны проявления рассеянной ртутной минерализации, в общем, соответствует ширине зоны метасоматитов по кислым вулканикам, достигает 500-1500 м. Ее общая протяженность, установленная по данным штихового и лито-геохимического опробования, а также изучения протолок, составляет не менее 12 км, причем есть все предпосылки проследить ее и в южных частях Кундуздинской синклинали.

В полосе проявления натриево-кремниевое метасоматоза по кислым вулканитам установлены первичные ореолы рассеяния ртути с содержанием $5 \times 10^{-6}\%$ - $1 \times 10^{-5}\%$ и шлиховые ореолы киновари со знаковыми содержаниями. На фоне общей зараженности выделяются участки более интенсивной ртутной минерализации, в частности, выявлено ртутное рудопроявление Есентыколь и несколько точек минерализации.

Ртутное оруденение на рудопроявлении Есентыколь приурочено к локальным разрывам северо-восточного простирания, пересекающим осветленные туфы с маломощными прослоями силицилитов, яшм. Рудовмещающие породы перекрыты пачкой плотных силицилитов, которые имеют значение экрана и в которых ртутное оруденение затухает. Содержание ртути в двух выделенных зонах достигает 0,2-0,35%. В околорудных первичных ореолах содержание ртути составляет 1×10^{-5} - $1 \times 10^{-3}\%$. Киноварь концентрируется в кварцевых микропрожилках или в непосредственной близости от них в дробленных метасоматитах. Наиболее обогащенные киноварью участки находятся на пересечении прожилков. Формы зерен киновари неправильные, изометричные и таблитчатые; иногда она присутствует в виде землистых разностей. Зоны киноварной минерализации сопровождаются значительным ожелезнением (гематит, магнетит и гидроокислы железа).

Слабая ртутная минерализация, установленная по зоне восточного разлома, отличается отсутствием заметного ожелезнения. Здесь раздробленные эффузивы основного состава подверглись преимущественно эпидотизации, карбонатизации, хлоритизации, слабому окварцеванию. По нашему мнению, эта продольная зона являлась рудопроводящим каналом, в то время как локальные поперечные разрывы северо-восточной ориентации сыграли роль рудолокализирующих структур.

По данным литогеохимического опробования в гидротермально измененных породах изученного района, кроме ртути, в аномальных содержаниях установлены сурьма (до 0,01%), мышьяк (до 0,02%), цинк (до 0,05%), свинец (до 0,01%), медь (до 0,01%), вольфрам (до 0,01%), молибден (до 0,0008%), золото (до 0,04 г/т). Характерна приуроченность аномальных содержаний вольфрама непосредственно к зонам интенсивного дробления и гидротермальной переработки. В стороны от таких зон вольфрам практически исчезает. "Среднетемпературные" элементы: цинк, мышьяк, свинец и медь образуют более

широкие ореолы рассеяния. Аномальные содержания ртути и сурьмы отмечаются как в связи с "высокотемпературным" вольфрамом, так и со "среднетемпературными" элементами.

Анализ имеющихся геологических данных показывает, что ртутное оруденение безусловно наложенное по отношению к гидротермальным метасоматитам. На рудопоявлении Есентьколь довольно четко устанавливается, что уже сформировавшиеся метасоматиты подвергались дроблению по зонам разрывов, затем были сцементированы магнетитом и гематитом, после чего на брекчированные породы были наложены последующие стадии дробления с образованием системы пересекающихся кварцевых микропрожилков. С этими завершающими этапами тектонической и гидротермальной активности как раз и связано ртутное оруденение.

КазГМС, Алма-Ата.

В.И.Сотников, А.Н.Дударев, А.П.Берзина

О ТЕПЛОФИЗИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И ЕЕ ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ НА ГИДРОТЕР - МАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

При оценке влияния окружающих пород на эндогенный рудный процесс до последнего времени практически вне внимания исследователей остается широкий круг вопросов, в той или иной степени связанных с анализом теплофизических особенностей этих пород, т.е. среды, в которой он развивается, и термохимии имеющих в них место метасоматических превращений. Проведенные нами (Дударев, Сотников, 1965, 1969 и др.) экспериментальное изучение теплофизических и энергетических особенностей продуктов метасоматических процессов позволило получить данные о теплофизической неоднородности метасоматических образований (их заметном отличии по теплофизическим характеристикам от исходных пород) и высказать предположение об обусловленной этим фактором термической (и тепловой) неоднородности гидротермальной системы.

Влияние теплофизических особенностей окружающих пород на развитие гидротермального процесса особенно, по-видимому, значительно в месторождениях малых глубин, в частности, на месторождениях субвулканического типа, характеризующихся многоэтапным развитием эндогенного процесса при значительном (достигающим нескольких миллионов лет) временном разрыве между этапами. Подобный разрыв, наряду с относительно небольшой глубиной формирования рассматриваемых месторождений, способствует восстановлению термального равновесия среди окружающих пород перед проявлением последующих эндогенных этапов.

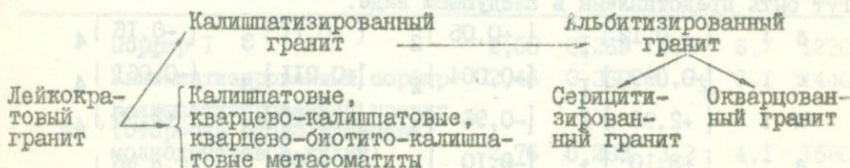
Для субвулканических месторождений особенно характерно интенсивное развитие (особенно на раннем эндогенном этапе – этапе формирования рассеянной минерализации, проявляющейся на широких площадях) метасоматических процессов, захватывающих громадные объемы окружающих пород и характеризующихся обычно проявлением нескольких метасоматических фаций, что, в конечном счете, приводило, к заметной дифференциации свойств отдельных участков. В этих условиях в первоначально квазиизотропной среде могли появляться отдельные участки, отличающиеся развитием различных градиентов теплосодержаний, температур и других тепловых свойств; в случае же развития метасоматических преобразований в анизотропной среде могли создаваться условия, значительно изменяющие характер ее анизотропности как в качественном, так и в количественном отношении.

Теплофизическая неоднородность метасоматических образований и ее возможное влияние на развитие эндогенного процесса отчетливо может быть проиллюстрирована на примере субвулканических гидротермальных месторождений медно-молибденовой рудной формации в г. Сибири. Ниже рассматриваются метасоматические образования штоков – верхковых молибденовых месторождений – Сорского (Кузнецкий Алатау) и Жирекенского (Восточное Забайкалье). Метасоматические процессы на этих месторождениях специфичны как в развитии определенных метасоматических фаций, так и по их соотношениям. В целом эта специфика является региональной, характеризующей большинство молибденовых месторождений и рудопроявлений конкретного района. Так, для месторождений Кузнецкого Алатау характерны калишпатизированные, альбитизированные, окварцованные и серицитизированные фации гидротермально измененных пород, а для Восточного Забайкалья – калиш-

патизированные, аргиллизированные, окварцованные, серицитизированные, и карбонатизированные.

Сорское месторождение. Для месторождения характерно трехэтапное развитие эндогенного процесса с общей длительностью становления магматических и рудных образований около 20–30 млн. лет (Сотников и др., 1968).

Первый эндогенный этап, следующий за становлением сложновывающихся штокообразных тел лейкократовых гранитов, характеризуется массовым "пропариванием" окружающих пород с формированием метасоматических образований преимущественно площадного типа и широким проявлением рассеянной минерализации. Общее количество рассеянного рудного вещества при этом во много раз превосходит его количество, сконцентрированное в рудных телах. Для первого этапа может быть дана следующая схема метасоматических преобразований (Сотников, Берзина, 1966):



Наибольшим распространением среди гидротермально-измененных образований этапа пользуется фация калишпатизированных пород, в той или иной степени затронутых наложенной альбитизацией. Фация серицитизированных пород как по площади распространения, так и по интенсивности метасоматических преобразований значительно уступает другим типам изменения. Распространение фации окварцованных пород (окварцованные граниты, кварцевые жилы, прожилки и т.д.) четко контролируется зонами трещиноватости.

Во второй этап минерализации, связанный с формированием порфиров I, образуются те же фации гидротермально-измененных пород, но при этом значительно возрастает роль локальных процессов в связи с более четким проявлением трещинной тектоники. Изменения площадного типа проявлены в основном в эндоконтактной зоне порфиров I и выражены преимущественно альбитизацией, в отличие от первого этапа с широко проявленной калишпатизацией. Со вторым этапом связано основное оруденение месторождения, в формировании

которого значительную роль играла активизация ранней рассейной минерализации.

Гидротермальные образования третьего эндогенного этапа, связанные со становлением порфиров П, распространены ограниченно. Среди них преобладают альбитизированные породы и встречаются редкие кварцево-молибденитовые и флюорит-пиритовые прожилки преимущественно регенерированного типа.

Средние величины физических параметров главных типов пород месторождения и метасоматитов, развитых по ним, приведены в таблице I. Методика определения приведенных величин описана в одной из предыдущих работ (Сотников, Дударев, 1969).

Ряды приращений для указанных параметров в комплексе последовательно-совмещенных метасоматических фаций (лейкократовый гранит-калиштитизированный - альбитизированный - серицитизированный-окварцованный гранит) для образований первого эндогенного этапа могут быть представлены в следующем виде.

| | | | | |
|-----|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| b : | [- 0,12] ₁ | [+0,05] ₂ | [+0,11] ₃ | [-0,16] ₄ |
| c : | [+0,099] ₁ | [-0,004] ₂ | [+0,011] ₃ | [-0,061] ₄ |
| λ : | [+2,96] ₁ | [-0,96] ₃ | [- 3,10] ₃ | [+2,90] ₄ |
| a : | [+3,10] ₁ | [-0,10] ₂ | [- 4,40] ₃ | [+8,70] ₄ |
| n : | [+300] ₁ | [- 360] ₂ | [+ 160] ₃ | [- 490] ₄ |

В зависимости от пространственного соотношения метасоматических фаций и интенсивности их проявления, ряды приращений будут изменяться, фиксируя в каждом конкретном случае общее количество совмещенных фаций и соотношение величин физических параметров между отдельными фациями. Для метасоматических образований второго и третьего эндогенных этапов ряды приращений могут значительно усложняться в случае их пространственного совмещения с метасоматитами ранних этапов.

В таблице I не учтены теплофизические особенности довольно многочисленных разновидностей пород, развитых на площади Сорского месторождения и вмещающих субвулканические интрузивные тела и постмагматические продукты (диориты, кварцевые диориты, адамеллиты, биотит-роговообманковые граниты и др. породы улень-туимского

Таблица I

Средние величины физических параметров пород
субвулканического комплекса и связанных с ними мета-
соматитов (Сорское месторождение)

| Эндо-: ген- : ний : этап : | Порода, метасоматическая фашия | σ | c | λ | α | H |
|-------------------------------------|--|----------|-------|-----------|----------|------|
| I | Лейкократовый гранит | 2,60 | 0,205 | 4,0 | 5,0 | II40 |
| | Калишпатизированный гранит | 2,48 | 0,304 | 6,96 | 8,1 | I440 |
| | Калишпатовый метасоматит | 2,44 | 0,283 | 3,5 | 4,1 | I540 |
| | Кварцевый метасоматит | 2,46 | 0,197 | 5,21 | 7,1 | 450 |
| | Альбитизированный гранит | 2,53 | 0,300 | 6,0 | 8,0 | I080 |
| | Серицитизированный гранит | 2,64 | 0,311 | 2,9 | 3,6 | I240 |
| | Окварцованный гранит | 2,48 | 0,251 | 5,8 | 9,3 | 750 |
| II | Порфир I | 2,60 | 0,265 | 4,9 | 6,7 | I230 |
| | Калишпатизированный порфир | 2,46 | 0,360 | 5,7 | 6,1 | I440 |
| | Калишпатизированный гранит (оторочка около кварцево- молибденитовой жилки) | 2,76 | 0,283 | 3,2 | 4,1 | I580 |
| | Калишпатовый прожилок в порфире | | | | | I470 |
| | Альбитизированный порфир | 2,59 | 0,295 | 4,9 | 6,7 | II00 |
| | Окварцованный порфир | | | | | 830 |
| III | Порфир II | 2,63 | 0,287 | 4,1 | 5,0 | I370 |
| | Калишпатизированный порфир | 2,54 | 0,274 | 2,1 | 2,9 | I420 |
| | Альбитизированный порфир | 2,56 | 0,258 | 4,5 | 6,6 | II40 |

Примечание: σ - плотность, г/см³; c - теплоемкость, кал/см.сек.
град; λ - теплопроводность, кал/см.сек.град.; α -
температуропроводность, см/сек.; H - теплота раство-
рения, кал/г.

комплекса; отдельные ксенолиты основных пород брельского комплекса), а также их метасоматически преобразованные разновидности. Перечисленные породы, характеризующиеся неравномерным распределением на площади месторождения в виде разнообразных по форме и размерам "пятен", еще более усложняют теплофизическую карту месторождения, придавая ей особенно пестрый облик.

Жирекенское месторождение. В отличие от рассмотренного Сорского месторождения Жирекен характеризуется широким развитием фации аргиллизированных образований и выпадением из комплекса метасоматитов альбитизированных пород. Здесь также выявлено многоэтапное развитие эндогенного процесса, связанного со становлением субвулканического комплекса, представленного штоками мелкозернистых гранитов, штоками и дайками гранит-порфиров (разновозрастных), а также редкими дайками диоритовых порфиров, фиксирующими затухание общего эндогенного процесса. Метасоматические образования отдельных этапов имеют между собой много общего и различаются преимущественно по интенсивности проявления. Особенностью месторождения является и более однородное строение среды, в которой проявляются субвулканический процесс и сопровождающие его гидротермально-метасоматические образования. Средой здесь являются граниты амананского комплекса, теплофизические характеристики которых (а также метасоматитов, по ним развивающихся) приводятся ниже.

Наиболее ранняя по времени проявления фация калишпатизированных пород представлена преимущественно калишпатизированными гранитоидами, калишпатовыми, кварцево-калшпатовыми и кварцево-биотито-калшпатовыми метасоматитами. Эта фация тяготеет в основном к участкам развития субвулканических тел.

Захватывающая большие объемы окружающих пород аргиллизация проявляется, образуя две метасоматические зоны: внешнюю — преимущественно гидрослюдистую и внутреннюю — монтмориллонит — каолинитовую. Интенсивность воздействия аргиллизующих растворов на окружающие породы обусловлена степенью проявления в этих породах более ранней калишпатизации (калийный полевой шпат, наряду с кварцем, является наиболее устойчивым при аргиллизации гранитов мнелралом). Поэтому здесь не отмечается такого совпадения площадей

развития калишпатизированных и аргиллизированных пород, которое характерно для метасоматических образований Сорского месторождения.

Таблица 2

Средние величины физических параметров пород
Жирекенского месторождения и развитых по ним
метасоматических образований

| Эндо-: ген- : ний : этап : | Порода, метасоматическая фашиа | б | с | л | а | н |
|-------------------------------------|---|------|-------|-----|-----|------|
| | Гранит (амананский) | 2,61 | 0,320 | 5,7 | 4,5 | 432 |
| | Калишпатизированный гранит | 2,57 | 0,284 | 4,7 | 6,4 | 904 |
| | Аргиллизированный гранит (внешняя зона) | 2,54 | 0,305 | 7,5 | 9,5 | 765 |
| | Аргиллизированный гранит (внутренняя зона) | 2,56 | 0,288 | 6,4 | 9,1 | 735 |
| | Серицитизированный гранит | 2,63 | 0,225 | 4,9 | 8,6 | 140 |
| | Мелкозернистый гранит (субвулканический) | 2,57 | 0,270 | 3,2 | 5,6 | - |
| | Калишпатизированный гранит | 2,48 | 0,290 | 4,0 | 5,5 | 855 |
| I | Аргиллизированный гранит (внешняя зона) | 2,49 | 0,338 | 3,9 | 4,7 | 786 |
| | Аргиллизированный гранит (внутренняя зона) | 2,53 | 0,315 | 6,0 | 7,6 | - |
| | Серицитизированный гранит | 2,68 | 0,225 | 4,5 | 8,6 | - |
| | Гранит-порфир (субвулкани- ческий) | 2,56 | 0,290 | 5,3 | 7,0 | ~600 |
| | Калишпатизированный гранит- порфир | 2,52 | 0,245 | 5,8 | 9,2 | 710 |
| II | Аргиллизированный гранит- порфир (внешняя зона) | 2,54 | 0,204 | 3,8 | 7,4 | 658 |
| | Аргиллизированный гранит- порфир (внутренняя зона) | 2,54 | 0,225 | 5,8 | 8,2 | 636 |

Примечание: Условные обозначения см. к табл. I.

Серицитизированные образования по распространенности уступают калишпатизированным и аргиллизированным. Обычно они образуют узкие полосы, контролируемые зонами повышенной проницаемости и тяготеющие преимущественно к верхним горизонтам месторождения.

Детальная характеристика процессов метасоматического преобразования пород Жирекенского месторождения дана в специальной работе (Сотников и др., 1970). Средние величины физических параметров метасоматитов и исходных пород приводятся в табл.2.

Ряды приращений величины физических параметров на примере измененных мелкозернистых гранитов в случае совмещенного развития метасоматических фаций имеют следующий вид.

| | | | | | |
|---|---|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| б | : | [-0,09] _I | [+0,01] ₂ | [+0,04] ₃ | [+0,15] ₄ |
| с | : | [+0,020] _I | [+0,048] ₂ | [-0,023] ₃ | [-0,095] ₄ |
| λ | : | [+0,8] _I | [-0,1] ₂ | [+2,1] ₃ | [-1,5] ₄ |
| α | : | [-0,1] _I | [-0,8] ₂ | [+2,9] ₃ | [+1,0] ₄ |
| Н | : | [-] _I | [-69] ₂ | [-] ₃ | [-] ₄ |

В случае проявления аргиллизации в неизменных мелкозернистых гранитах (без их предварительной калишпатизации), первоначальные значения рядов приращений заметно отличаются от приведенных выше.

| | | | | | | | |
|---|---|------------------------|------------------------|---|---|-------------------------|-------------------------|
| б | : | [-0,08] _I | [+0,01] ₂ | с | : | [+0,068] _I | [+0,048] ₂ |
| λ | : | [+0,7] _I | [-0,1] ₂ | α | : | [-0,9] _I | [-0,8] ₂ |

Хотя на Жирекенском месторождении, в отличие от Сорского, развиты значительно менее разнообразные вмещающие породы, однако и здесь широкое распространение резко различных по теплофизическим характеристикам метасоматических образований значительно усложняет теплофизическую карту месторождения. Еще более она усложняется на участках проявления прегмагматических взрывных брекчий, сложенных хотя и теми же вмещающими породами в виде обломков и тонко-подробленной массы в цементе, но в разных количественных соотношениях.

Общая картина теплофизической неоднородности окружающих пород Сорского и Жирекенского месторождения, проанализированная выше, выступает еще более отчетливо, если учесть и изменчивость тепло-

физических характеристик в пределах самих метасоматических фаций, характеризующихся, как правило, разной степенью проработки на различных участках. Этим метасоматические образования значительно отличаются от исходных магматических пород, имеющих более четкие теплофизические параметры.

При подобной теплофизической неоднородности среды, в которой развиваются эндогенные процессы, энергетика последних должна несомненно развиваться с учетом анализа теплофизической карты каждого конкретного месторождения. Существование теплофизических градиентов приводит к энергетическому обмену между разностями пород и значительно осложняет стационарную теплопередачу, характерную для эндогенного процесса. Кроме доминирующего направления теплового потока, возникают разнонаправленные локальные потоки тепла, во многом определяющие развитие минерализации на месторождении.

ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск

Е.Н.Суханова

РОЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ РУД НОРИЛЬСКОГО ТИПА

Оруденение в виде сульфидной вкрапленности различной интенсивности и формы сосредоточено в нижних частях интрузивов: в пикритовых, габбро-диабаззах, плагиоклазовых троктолитах, такситовых и контактовых габбро-диабаззах. Кроме того, имеются залежи и жилы сплошных сульфидов, располагающиеся преимущественно во вмещающих породах лежачего бока интрузива, а также вкрапленное и прожилково-вкрапленное инъекционно-метасоматическое оруденение в экзоконтактах тел сплошных сульфидов. Выделяются три ведущих промышленных типа руд - сплошные сульфидные руды, вкрапленные в породах интрузива и вкрапленные руды в экзоконтакте тел сплошных сульфидов ("медистые"). Последний тип руд развивается в ореоле сплошных сульфидных залежей, преимущественно в их фронтальных частях, и располагается во вмещающих интрузив осадочных породах, Руды эти обра -

зуются иногда в результате метасоматического дополнительного наложения оруденения в самой приподошвенной части горизонта обычных ликвационных вкрапленных руд интрузива. За их двойственную природу образования они названы ликвационно-метасоматическими. По количественно-минералогическим соотношениям среди сплошных сульфидных руд можно выделить свыше 10 разновидностей, однако, значительным развитием из них пользуются только три (табл. I). Они могут быть легко выделены при геологической документации, закартированы и селективно добыты. Каждый из этих типов характеризуется своими физическими свойствами и химико-технологическими особенностями. В основу разделения руд нами положены качественные соотношения слагающих их минералов.

Главнейшими рудообразующими минералами являются пирротин, кубанит, халькопирит и пентландит. Все они встречаются в нескольких генерациях и модификациях, но практический интерес представляют для каждого из минералов, как правило, две. Пирротин в основном представлен гексагональной и моноклиальной модификацией, кубанит-кубической и ромбической, халькопирит - кубической (талнахит) и тетрагональной. Пентландит присутствует в типичных для норильских руд двух генерациях (пентландит I и II). Помимо перечисленных ведущих компонентов, в сложении руд принимают участие второстепенные сульфиды (троилит, макинавит, валлериит, борнит и др.), магнетит и породные включения. В сумме последние составляют от нескольких до 35%. Во всех минеральных разновидностях сплошных руд никельсодержащим минералом является пентландит (хизлевудит и миллерит играют весьма подчиненную количественную роль), присутствующий во всех типах сплошных руд почти в одинаковых количествах.

Более 80% богатых сплошных руд обычно представлено пирротиновыми рудами. Руды существенно халькопиритового состава тяготеют к фронтальным и прифронтальным зонам, кубанитовые - занимают промежуточное положение. Общее подобное увеличение "медистости" в направлении к периферии интрузивных ветвей месторождений характерно для всех типов руд.

Пирротиновые руды содержат 65-70% пирротина, представленного преимущественно его гексагональной модификацией. В зоне перехода в кубанитовые и халькопиритовые руды общее содержание пирротина

снижается до 35-40% (при возрастании роли моноклинной разности до 70% относительных). Становится более ощутимой примесь макинавита (2-5%) и магнетита (1-3%). Содержания железа в пирротиновом типе максимальные и находятся в пределах 48-58%, иногда достигают 60%, соотношения никель : медь близки к 1:1.

В халькопиритовых рудах ведущим рудообразующим минералом является халькопирит. Главная масса этого минерала представлена кубической разновидностью, получившей название "талнахита". По периферии тел и залежей в направлении к фронтальной зоне интрузива талнахит сменяется обычной своей тетрагональной модификацией и далее борнитом и халькозином. В пирротиновых рудах халькопирит представлен тетрагональной модификацией. С увеличением количества халькопирита (до 80-90%) обычно снижается (до 5-6%) содержание пентландита. В качестве примесей в халькопиритовых рудах присутствуют кубанит и пирротин, но в среднем суммарное их содержание не превышает 20%, при максимуме 40-45%. В центральных частях тел обычно собственно типичных халькопиритовых руд, оно снижается до 0-3%. В значительном количестве (до 5-10% объемных) встречается макинавит, охотнее всего он замещает кубанит и пентландит. Отмечен валлерит. Содержание железа в рудах этого типа 32-40%. Соотношение никель : медь меняется в пределах 1:3 - 1:10, среднее 1:5.

В кубанитовых рудах кубанит представлен большей частью ромбической и менее кубической осевой модификациями. Содержание кубанита меняется от 30-35% до 70%. Здесь присутствуют пирротин (до 30%) и халькопирит (кубический и тетрагональный до 15-20%), макинавит, валлерит и магнетит (до 15% в зонах узкого контакта с ксенолитами). Отношение никель : медь в кубанитовых рудах меняется от 1:3 до 1:5, среднее 1:4. Содержание железа - 38-42%, чаще - 40%. Никельсодержащий минерал - пентландит.

От пирротиновых руд к халькопиритовым постоянно возрастают концентрации платиноидов, особенно палладия. В этом же направлении увеличивается роль элементов-примесей (селен, теллур, цинк, свинец и т.п.).

Халькопиритовые (талнахитовые) руды, как и кубанитовые, об-

ВАЖНЕЙШИЕ ТИПЫ И РАЗНОВИДНОСТИ РУД ТАЛНАХА

| Промышленные сорта руд | Генетические типы | Разновидности | |
|--|---|--|--|
| | | Текстурно-структурные | Минералогические |
| Вкрапленные руды в интрузиве | Ликвационно-магматические (преимущественно) | Вкрапленные сидеронитовые шлировые, прожилково-вкрапленные | Халькопирит-пирротиновые, кубанит-пирротиновые с халькопиритом; халькопирит-магнетитовые; халькопирит-борнитовые. |
| Богатые сплошные сульфидные руды | Ликвационные с подчиненной долей собственно метасоматических и гидротермальных явлений на конечных стадиях формирования крупных рудных тел. | Петельчатые руды, массивные "серые", поррировидные, полосчатые, руды с признаками катаклаза и выщелачивания, сидеронитовые, шлировые оспенные руды, брекчиевидные и прожилково-вкрапленные | Халькопирит-пирротиновые; кубанит-халькопирит-пирротиновые; халькопирит-кубанитовые; халькопиритовые; магнетит-халькопирит-борнитовые; халькозин-борнитовые с миллеритом и хизлеудитом; халькозин-борнитовые с арсенидами железа; никеля и кобальта. |
| Руды во вмещающих породах ("медистые"), локализованные в ореоле тел сплошных руд | Метасоматические, гидротермальные | Полосчатые, брекчиевидные, пятнистые, прожилковые, прожилково-вкрапленные, кокардовые, "сгустковые", и т.п. | Пирротин-халькопиритовые; пирротиновые; пирит-магнетитовые с халькопиритом; халькопиритовые; халькозин-борнитовые с арсенидами. |

разуют за счет замещения пирротиновых руд при поступлении оста- точных существенно медьсодержащих растворов. При этом централь- ные части фронта замещения, как правило, выполнены почти "чисты- ми" халькопиритовыми (талнахитовыми) рудами. В зоне перехода по- является в существенном количестве примесь кубанита (а затем пир- ротина) и руды халькопиритовые сменяются кубанитовыми. Постепен- но, но довольно отчетливо, последние, обогащаясь, в свою очередь, сменяются типичными пирротиновыми разностями.

Наиболее крупные скопления собственно метасоматических ("медистых") руд обнаружены во фронтальных частях месторождений. Они имеют очень сложные формы тел, чему способствуют избиратель- ный характер рудного метасоматоза, а также весьма сложный, но четкий, общий литолого-структурный контроль распределения рудных флюидов. Последние концентрируются в апикальных частях мелких ан- тиклинальных складок и в зонах повышенной трещиноватости (при на- личии экранирующих поверхностей). По количественным соотношениям ведущих рудных минералов выделяются две промышленные главные раз- новидности метасоматических руд: пирротиновая и халькопиритовая, хотя имеются и существенно магнетитовые, борнитовые и миллерит - халькопиритовые разности. Содержания рудных минералов в этом ти- пе руд находятся в пределах 15-90%, соотношения никель : медь ме- няется от 1:1 и 1:2 до 1:6 и более (чаще 1:4, 1:5). Метасомати- ческие руды находятся среди роговиков, серпентинитов, пироксено- вых, гранатовых, магнетитовых, везувиановых и других скарнов, бруситовых пород, кальцифиров и т.д.

Соотношения объемов развития различных типов руд в нориль- ских месторождениях и их распределение в пространстве позволяют считать, что роль метасоматических процессов в становлении медно- никелевых месторождений Норильского типа резко подчинена магмати- ческой ликвации и гравитационной дифференциации. Собственно мета- соматические руды составляют не более 10% запасов всех типов руд. Продукты метасоматоза сосредоточены только во фронтальной узкой полосе рудоносных интрузивов. Несмотря на малое объемное рас- пространение метасоматитов их роль для поисков новых месторожде- ний огромна, ибо влияние рудоносных интрузивов и залежей сплош-

ных сульфидов на вмещающую среду улавливается за сотни метров от источника (500–600 м в плане по слоистости пород и на 200–300 м по разрезу).

Норильская комплексная экспедиция.

Г.П.Яроцкий

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ СЕРНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВО ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТАХ КАМЧАТКИ

На Камчатке в областях развития кайнозойского вулканизма известны многочисленные проявления и ряд месторождений самородной серы, которые по условиям образования относятся к вулканогенной группе. Г.М.Власов, классифицируя вулканические месторождения серы, выделяет среди них импрегнационно-метасоматические, кратерно-озерные, сублимационные и другие генетические типы. По глубинам формирования первые являются приповерхностными, остальные – по – верхностными. Наиболее перспективны импрегнационно-метасоматические месторождения, с которыми в Японии связаны крупные запасы серы (Власов, 1969).

На этот тип месторождений ориентированы геологоразведочные работы на Камчатке и Курильских островах, характеризующихся структурно-геологическими условиями, сходными с японскими серно-рудными районами. В Центральной Камчатке разведано месторождение р.Половинной, а на севере области – Ветроваямское, ведется изучение Малетойваямского и Юбилейного месторождений. Последние совместно с более, чем 70 проявлениями образуют Северо-Камчатский сероносный район (Еркин, Никольский, 1968).

Проведение геологоразведочных работ в районе специфично, что обусловлено значительными площадями развития сероперспективных пород и многочисленными проявлениями – с одной стороны, и актуальностью выявления месторождений, слабо либо совершенно не эродированных, с которыми связаны крупные запасы, – с другой. В этих условиях геологические методы поисков, которыми были выявлены упомянутые серопроявления, Ветроваямское и Малетойваямское месторожде-

ния, практически исчерпали себя. Это вызвало необходимость применения принципиально иной методики поисков, базирующейся в первую очередь, на глубинных возможностях методов. Ими явились геофизические методы — магнитометрия и электроразведка в различных модификациях.

Перед геофизикой ставятся и решаются задачи крупномасштабного изучения площадей, заключающиеся в картировании рудоконтролирующих (рудовмещающих) нарушений и нарушений неотектонических; получении литолого-фациальных и структурно-тектонических представлений об участке; выделении и оконтуривании сероперспективных аномалий; оценке их на глубину и, в результате, рекомендаций по поисково-заверочному бурению.

Применение геофизики в районе основано на разработанных в 1967 г. в геофизической экспедиции Камчатского геологического управления критериях отличия серного оруденения от вмещающих пород по ряду геофизических признаков (Яроцкий, 1969). Прежде чем изложить их, необходимо дать характеристику физико-геологической модели метасоматического типа месторождений.

Проявления серы в Северо-Камчатском районе связаны с гидротермально измененными породами формации вторичных кварцитов, широко распространенными среди вулканогенных и вулканогенноосадочных образований неогенового возраста. Кварциты являются продуктом полного изменения исходной породы; частичные изменения приводят к образованию слабоизмененных пород пропилитовой формации (Власов, Василевский, 1964). Обе формации в районе приурочены к системе тектонических разрывов, оперяющих Вывенский глубинный разлом, являющийся северо-восточным продолжением регионального Центрально-Камчатского глубинного разлома. Эти нарушения служили каналами подъема гидротермальных растворов, несущих серную и рудную минерализацию.

Кварциты образуют массивы, слагаемые рядом минеральных фаций, в состав которых входят кварц, опал, алунит, сера, каолинит, а также пирит, мельниксит, марказит, гематит. На Малотойважском месторождении выделяются следующие основные фации: монокварциты, алунитовые серные кварциты, серные кварциты, каолинит-кварцевые породы. Подобный набор фаций с некоторыми изменениями в составе (появление диккита, диаспора, зуниита, накрита, киновари, халь-

козина) характерен для Юбилейного месторождения, Тюлюльгаемского, Игилькиваямского, Луноваямского, Красногорского, Лигинмываямского, Южного, Энынгваямского и др. проявлений серы. Промышленные концентрации серы несут все перечисленные фации, исключая монокварцевую. Тип оруденения на Малетойваямском и Юбилейном месторождениях - сульфидно-серный.

Массивы кварцитов и вмещающих пород характеризуются зональным строением, которое, как будет показано ниже, является важнейшей предпосылкой применения для их изучения геофизических методов. Различают два вида зональности: горизонтальную и вертикальную (Власов, 1958).

на Малетойваямском месторождении, частично эродированном, горизонтальная зональность проявляется в последовательной смене (от центра к периферии массива) монокварцитов алунитовыми серными кварцитами, каолинито-кварцевыми породами, за которыми следуют аргиллизированные образования каолинито-монтмориллонитового и монтмориллонитового состава. Обрамляют массив пропилиты небольшой мощности и неизменные туфо-андезиты. Вертикальная зональность характеризуется более сложным распределением фаций. На месторождении выделяется две залежи, разделенные слабоосернёнными породами. В эродированной части верхней залежи обнажены монокварциты, ниже следуют алунитовые серные и серные кварциты, которые отделены от нижней залежи каолинито-кварцевыми породами. В нижней залежи преобладают серные кварциты, подстилаемые каолинито-кварцевыми породами, переходящими в аргиллизированные образования. В классической схеме вертикальной зональности ниже следуют пропилиты и неизменные породы (Власов, 1958; Ивао, 1965). Обе залежи месторождения на западе и востоке имеют резкий вертикальный контакт с аргиллизированными породами, быстро выклиниваются на севере и полого - на юге. В южной части месторождения сероносные фации кварцитов перекрыты аргиллизированными породами мощностью 70-80 м.

Породы месторождения дифференцируются по ряду физических параметров, которые подробно рассмотрены нами ранее (Яроцкий, 1970). Из приведенной табл. I, видно, что: I) кварциты являются практи-

Таблица I

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВУЛКАНИТОВ И ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД
СЕВЕРО-КАМЧАТСКОГО СЕРОНОСНОГО Р-НА

| Степень гидротермального изменения | Породы, руды | Физические параметры | п | б | п | ж | п | Тп | Кажущее- ся уд. сопротив. омм |
|---|--|---|------|-------------------|------|---------------------------------|------|--------------------------|--|
| | | | обр. | г/см ³ | обр. | х 10 ⁻⁶ ед СГС | обр. | х10 ⁻⁶ СГС | |
| Неизмененные вулканиты | Базальты | | 68 | 2,77 | 321 | 3460 | 264 | 1040 | |
| | Андезито-базальты | | 21 | 2,68 | 62 | 2960 | 54 | 820 | |
| | Андезиты | | 294 | 2,59 | 522 | 2365 | 114 | 1340 | |
| Слабоизмененные поро- ды - пропилиты | Туфы среднего состава | | 51 | 2,39 | 26 | 1600 | 26 | 807 | 15-200 |
| | Андезиты | | 146 | 2,40 | 84 | 1200 | 41 | 863 | 30-500 |
| Измененные породы | Вторичные кварциты | Монокварциты (S до 10%) | 49 | 2,51 | 594 | 30 | | | 150-1000 |
| | | Алунитовые серные кварциты (S=10-25%) | 249 | 2,50 | 280 | 30 | | | 500-10000 |
| | Серные кварциты (S=20-50%) | 182 | 2,45 | 182 | 30 | | | 500-10000 | |
| | Каолинит-кварцевые породы (S до 10%) | 175 | 2,28 | 175 | 30 | | | 200-1000 | |
| | Каолинит-кварцевые по- роды (без серы) | 33 | 2,05 | 39 | 30 | | | 25-200 | |
| | Аргиллизирован- ные породы | Каолинит-монтморилло- нитовые и монтморил- лонитовые (без серы) | 107 | 2,13 | 107 | 30 | | | 25-200 |

Примечание: Кажущееся удельное сопротивление приведено по данным каротажа скважин Малейваймского месторождения по средним значениям КС отдельных пластов (Зонд А I, 9 M 0, 2 N).

чески немагнитными породами; 2) серосодержащие фации кварцитов характеризуются, в 2-10 раз превышающими таковое аргиллизированных пород и пропилитов; 3) монокварциты, алунитовые серные и серные кварциты обладают избыточной плотностью по отношению к аргиллизированным породам. На приведенные в табл. I физические параметры пород как в элементарном объеме (образце), так и в макрообъеме (массиве), значительно влияют интенсивная трещиноватость на ряде участков (Малетойваямское и Юбилейное месторождения, Ильгилькиваямское и Энынгваямское проявления) и значительная обводненность, зачастую минерализованными водами. Эти факторы оказывают также важное влияние на формирование аномальных физических полей.

Совокупность геолого-геофизических характеристик кварцитов и вмещающих пород Малетойваямского месторождения позволяет представить его верхнюю залежь в следующем виде. В широтном разрезе она имеет прямоугольное сечение и отличается высоким ρ_k и избыточной плотностью по отношению к обрамляющим и подстилающим её аргиллизированным породам. В субмеридиональном сечении залежь имеет линзообразную форму и характеризуется теми же взаимоотношениями физических свойств с вмещающими породами. Залежь совместно с аргиллизированными породами является немагнитной по отношению к пропилитам и вулканитам.

Подобные модели характерны для месторождений р.Половинной и Ветроваямского, а также для серных, кремнистых и алунитовых месторождений Японии (Власов, 1958, 1969; Власов, Петраченко, 1965; Ивао, 1965). По-видимому, являясь продуктом одного и того же механизма, представленная модель будет в общей схеме аналогичной и для большинства других участков развития кварцитов, отличаясь от нее в деталях.

За период 1964-69 гг. комплексом геофизических методов в совокупности с геологическими поисками омы в различной степени изучены уже упоминавшиеся месторождения р.Половинной, Малетойваямское, Юбилейное и серопоявление Тюлькываямское, Ильгилькиваямское, Белоярское, Луноваямское, Красногорское, Дальнее, Чеинг, Лигиннываямское, Южное, Энынгваямское и др. В результате этих работ, в которых принимали участие В.Н.Клепиков, А.Н.Кириллов, В.Л.Шмелев,

Ю.Л.Корякин, Г.П.Поляков, С.Е.Ермоленко и автор, получен огромный материал, позволивший установить критерии и выработать методику геофизического изучения Северо-Камчатского района. Эти критерии, сформулированные нами в 1968 г., выражаются в следующем:

1. Отрицательными магнитными аномалиями на изученных площадях фиксируются поля кварцитов, потенциально сероносных, и аргиллизированные безрудные породы. Положительными аномалиями отражаются пропилиты и неизменные вулканиты.

2. Отрицательными аномалиями ЕЭП, приуроченными к отрицательным аномалиям ΔZ , фиксируются окисляющиеся сульфидно-серные руды, не перекрытые аргиллизированными породами.

3. Горизонты высокого ρ_k на кривых ВЭЗ, расположенных в пределах минимумов ΔZ и, в первую очередь, в области наложения минимумов ΔZ и ЕЭП, связаны с сульфидно-серными рудами.

4. Аномалии ВП в пределах минимумов ΔZ и области наложения минимумов ΔZ и ЕЭП связаны с сульфидами, находящимися в парагенезисе с серой.

Эти критерии, будучи связанными с реальными геологическими объектами, стали геофизическими признаками поисков сульфидно-серных залежей. Эти поиски осуществляются путем решения каждым методом частных задач, комплексная же интерпретация их дает конечное решение.

Магнитометрия. Съёмки проводятся в масштабах 1:10000-1:5000, на площадях, выбранных в процессе геологических рекогносцировочных работ либо поисков. Производится крупномасштабное картирование площади, в результате которого определяются контуры кварцитов, пропилитов и неизменных пород, характер их границ; выявляются тектонические нарушения.

Важнейшей задачей, решаемой магнитометрией, является выделение в полях кварцитов дорудных, контролирующих, и, в ряде случаев, рудовмещающих разрывов. Выше упоминалось, что кварциты приурочены к тектоническим разрывам, которые являлись каналами движения гидротерм. Г.М.Власов говорит о линейновытянутой форме полей кварцитов, образованных вдоль одного разрыва, и близкой к изометричной - при пересечении систем трещин. Как в первом, так и, в осо-

бенности во втором случаях, картирование подобных разрывов обычными геологическими методами затруднено, а в массивах, образованных системами трещин с "перекрывающим" влиянием, и невозможно. Эта задача с успехом решается магнитометрией.

Если рассматривать единичное разрывное нарушение в разрезе, то оно будет иметь воронкообразное сечение, ширина измененных пород в котором уменьшается с глубиной. Подобные закономерные уменьшения горизонтальных сечений измененных пород с глубиной отмечаются в вулканогенно-осадочных толщах рудного Алтая (Иванкин, Семенин, 1967), в серных, кремнистых и алуитовых месторождениях Японии (Власов, 1958; Ивао, 1965). Очевидно, что максимальная мощность измененных пород по вертикали приурочена к оси нарушения. Этот механизм гидротермального преобразования отражается в графиках

ΔZ глубокими минимумами, которые коррелируются в плоскости нарушения.

Связь подобных осей корреляции с каналами движения гидротерм была предложена Г.И.Поляковым и автором в 1966 г. и нашла подтверждение в последующем бурении на Малетойважском месторождении (Яроцкий, 1969,¹ 1969²). Здесь рядом скважин вскрыты монокварциты, обнаруживающие тенденцию к столбообразной форме и приуроченные (либо тяготеющие) в плане к глубоким коррелируемым минимумам ΔZ . Известно, в свою очередь, что монокварцевые, окремненные породы образуются в приповерхностной зоне парообразования при резком снижении давления и температуры гидротерм (Ивао, 1965, Набоко, 1963). Очевидно, что происходит это в наиболее дробленной части нарушений.

По данным магнитометрии в районе Малетойважского и Юбилейного месторождений установлено, что ориентировка максимумов магнитного поля подчеркивается простиранием положительных аномалий, заключенных между отрицательными, которые представляют, очевидно, блоки неизмененных пород. (Иногда в этих блоках отмечаются узкие и глубокие минимумы, в пределах которых картируются развалы кварцитов жильного типа). На Ильгилькиважском, Унягважском, Луновьяжском и Южном проявлениях зафиксированы параллельные узкие минимумы и максимумы, ориентированные согласно общему плану и представляющие чередование узких зон разрывных нарушений (выполненных квар-

дем жильного типа) и неизменных монолитных эффузивов.

На Тюльбявском и Южном проявлениях съёмкой среди обширных минимумов ΔZ установлены узкие линейные максимумы, связанные с дайнами андезитов, также ориентированные согласно простирания более крупных аномалий.

Благодаря магнитной съёмке в районе Тюльбявского проявления была отчетливо зафиксирована кольцевая структура, связанная с незродированным интрузивным телом. Эта интрузия фиксируется плавным положительным полем над обнажающейся толщей кварцитов и подчеркивается рядом даек, располагающихся кольцеобразно и отражающихся на фоне минимумов четкими максимумами ΔZ . Геолого-минералогическое изучение серопроявления позволило Г.И.Полякову высказать мнение о высокотемпературном влиянии таких интрузий на серосодержащие кварциты и, как следствие этого, о неперспективности подобных проявлений.

Подобная кольцевая структура установлена также на Ветровом месторождении. Она фиксируется крупной кольцеобразной положительной аномалией ΔZ , обрамленной минимумами различной интенсивности, к одному из которых приурочено месторождение. Ряд отдельных серных тел небольших размеров также расположен в пределах минимумов. Заметим, что структура интенсивно эродирована, равно как и серные залежи.

Съёмка естественных электрических полей (ЕЭП) проводится на площади магнитометрии в тех же масштабах. На Малетовском месторождении установлены отрицательные аномалии ЕЭП, приуроченные к эродированной части залежи. Установлено, что возникновение этих полей обязано окислению сульфидно-серных руд, причем окисление серы не является причиной, а лишь способствует протеканию электрохимических процессов окисления сульфидов. Окисленные руды на месторождении фиксируются как на поверхности, так и в скважинах на глубинах до 15-20 м, что соответствует уровню грунтовых вод.

Отрицательная аномалия повторяет контур эродированной залежи и переходит в положительную на флангах месторождения, где руды пе-

рекрыты толщей аргиллизированных пород, препятствующих проникновению поверхностных вод, являющихся окислителем.

Характерной особенностью аномалии является изрезанность её графиков, что связывается нами с различной интенсивностью процессов окисления. Очевидно, что они более интенсивны в зонах нарушений, так как здесь условия наиболее благоприятны для циркуляции вод, и менее интенсивны в ненарушенных породах, где циркуляция обеспечивается лишь микротрещиноватостью и незначительной пористостью породы. Изрезанность графиков ЕЭП подчиняется корреляции, оси которой в ряде случаев совпадают с нарушениями, выявленными бурением. Сопоставлением планов ΔZ с ЕЭП установлено совпадение их осей корреляции по простиранию, а иногда и в плане. Это свидетельствует о подновлении дорудных нарушений в процессе неотектонических движений и о унаследованности ими дорудного тектонического плана.

Подобные аномалии зафиксированы на Ильгилькиваямском, Луноваямском, Лигиньваямском и Энынгваямском проявлениях и Юбилейном месторождении. Геологическими работами установлена их приуроченность к окисляющимся сульфидно-серным кварцитам.

Съемка вызванных потенциалов (ВП) проводится на отдельных минимумах ΔZ и ЕЭП и является детализационной, направленной на установление их сульфидной природы. По данным ВЭЗ-ВП и срединных градиентов на Малетойваямском месторождении установлена связь аномалий ВП с сульфидизированными алунистыми серными кварцитами в пределах эродированной части, и аргиллизированными породами - на флангах. Причем, если η_k первых равно 10-15% (а в режиме длительного заряда - 18-20%), то для вторых η_k колеблется от 0,8 до 10%, с наиболее четко встречаемыми значениями равными 0,8-3%. Эти породы являются на месторождении фоновыми. На Юбилейном месторождении сульфидизированные кварциты характеризуются η_k около 5-6%, а фоновые значения, связанные с эффузивами, не превышают 1,5%. На обоих месторождениях кварциты характеризуются наличием минимумов ΔZ и ЕЭП. На другом участке - Заречном - методом ВЭЗ - ВП на отрицательной

аномалии ΔZ выявлена аномалия η_k интенсивностью 3-5% на глубинах более 50 м, связанная, очевидно, с сульфидизированными кварцитами.

Метод ВЭЗ является детализационным при изучении минимумов ΔZ и ЕЭИ и служит для оценки сероносности разреза. Проводятся ВЭЗ по отдельным профилям с шагом 50-100 м и АВ от 750 до 2000 м.

Зондированием на Малетойваямском месторождении установлена трехслойная структура геоэлектрического разреза типа К в пределах эродированной части залежи, и многослойная - типов КНК и НКН - над рудами, перекрытыми аргиллизированными породами. За пределами залежи фиксируются кривые различных типов, которые распределяются без определенной закономерности. Горизонты высокого ρ_k в указанных типах характеризуют сульфидно-серные руды, ρ^{max} которых по ВЭЗ колеблется от 300 до 1000 оми. Кажущееся сопротивление аргиллизированных пород, обрамляющих руды - не более 80 оми. Подобными типами кривых и величинами ρ_k характеризуются разрез Юбилейного месторождения, Ильгилькиваямского и Эныгваямского проявлений.

Следует сказать, что кривые указанных групп могут иметь место и при отсутствии в разрезе кварцитов серы, что возможно в случае наличия под рыхлыми отложениями монокварцевых или безрудных алунитовых пород, переходящих в каолинито-кварцевые либо аргиллизированные образования. Примерами могут служить Луноваямское, Тьялькьяямское и Южные проявления. Одним из резких отличий кривых на этих участках является их аномально высокие ρ_k , достигающие 30-120 тыс.оми. Это связано с сильной трещиноватостью и сухостью массивов кварцитов, расположенных в поднятиях и испытывающих интенсивные тектонические воздействия.

Кроме выделения высокоомных горизонтов, связываемых с серными рудами, по данным ВЭЗ установлена возможность изучения неоднородностей разреза, обусловленных нарушениями, столбообразными телами монокварцитов, резким выклиниванием отдельных фаций и аргиллизированных пород и т.п.

Изложенные данные свидетельствуют о сложившемся геофизическом комплексе крупномасштабного картирования и поисков сульфидно-серного оруденения в Северо-Камчатском сероносном районе. Основными чертами комплекса является последовательность постановки методов и комплексирование их с геологическими поисками и опробованием.

Последовательность постановки методов позволяет, действуя методом отбраковки, последовательно подойти к определению сероперспективности участка. Так, среди минимумов ΔZ , связанных с кварцитами и аргиллизированными породами, методом ЕЭИ выделяются участки окисления сульфидов в кварцитах, а методом ВП подтверждается связь аномалий ЕЭИ с сульфидами, а не потенциалами фильтрации. Методом ВЭЗ оценивается разрез площадей минимумов ΔZ , ЕЭИ и аномалий ВП в свете их сероносности.

Примером успешного применения геофизики может служить Юбилейное месторождение. В 1967 г. по результатам интерпретации данных ΔZ , ЕЭИ и ВЭЗ было рекомендовано заверочное бурение, которым вскрыты промышленные серные руды на глубинах от 25 до 80 м.

Недостатком применяемого комплекса следует считать его громоздкость и небольшую, в определенных условиях, глубинность. По-видимому, в некоторых случаях вопрос о наличии серы не может быть решен однозначно. Значительным недостатком изучения района в целом является почти полное отсутствие крупномасштабных геологических, аэрогеофизических и аэрофотосъемок. Эффективность геофизических методов неполна из-за отсутствия поисково-заверочного бурения. Методически неправильным следует считать постановку геофизики на отдельных участках рудных полей, без знания общих закономерностей распределения оруденения в пространстве.

Геофизическая экспедиция Камчатского ГУ, Петропавловск-Камчатский

"КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ"

Всесоюзный симпозиум "Критерии рудоносности метасоматитов", проходивший в г.Алма-Ате с 6 по 9 октября 1969 г., был созван по рекомендации Второго совещания по околорудному метасоматизму. В работе Симпозиума приняло участие более 400 человек из 34 городов Советского Союза, представляющих основные научные и многие производственные организации.

Из поступивших 242 докладов, тезисы которых были опубликованы в Материалах Симпозиума, было заслушано 48. Кроме того, по 41 докладу демонстрировались и обсуждались графические материалы.

В заслушенных докладах были рассмотрены важные теоретические вопросы генезиса метасоматических месторождений, закономерности регионального и локального их размещения, схемы зональности метасоматитов и рудных образований. Большое внимание было уделено конкретным примерам связи метасоматических образований с оруденением, минералого-геохимическим и другим критериям их рудоносности. Очень важно, что к изучению гидротермально-измененных пород начинают привлекаться разнообразные геофизические методы.

В то же время, многообразие форм проявления метасоматитов, сложность взаимоотношений рудных и безрудных стадий процессов минералообразования объясняет основные трудности, возникающие при разработке критериев рудоносности, которые должны быть конкретными, однозначными и четкими для метасоматитов отдельных геологических провинций и различных генетических типов.

Если в выработке региональных критериев, позволяющих выделять перспективные районы, имеются определенные сдвиги в деле выяснения влияния геологической среды на размещение различных типов оруденения, то отмечается недостаточная разработанность локальных критериев и признаков, с помощью которых можно было бы подходить к перспективной оценке выявленных зон гидротермально-измененных пород до постановки на них разведочных работ. В частности, слабо

г) разработаны следующие направления исследований:

а) сравнительное изучение рудных и безрудных объектов в пределах одного типа метасоматитов;

б) изучение пространственного распределения разновидностей метасоматитов и оруденения;

в) определение вертикального размаха оруденения и выявление яркости в распределении богатых руд;

г) анализ текстурно-структурных, минералогических и геохимических различий рудоносных и безрудных метасоматитов.

Симпозиум считает необходимым:

1. Всемерно развивать теоретические исследования по динамике гидротермальных систем и кинетике метасоматоза, обратив особое внимание на решение вопроса о соотношении метасоматических процессов и рудообразования, метасоматитов и руд.

2. Широ развернуть сравнительные исследования по изучению закономерностей размещения метасоматитов в крупных блоках земной коры, отдельных геологических структурах и конкретных рудных полях.

3. В целях установления оценочных признаков важнейшей задачей считать оценку перспектив конкретных участков, уделив особое внимание пространственному (в трех измерениях) распределению метасоматитов и руд.

4. Издать труды Симпозиума.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- АБДУЛЛАЕВ Х.М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Изд-во АН Узб.ССР, Ташкент, 1947.
- АБДУЛЛАЕВ Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
- АБРАМОВИЧ И.И. Радиоактивные элементы в нижнепалеозойских интрузиях Кузнецкого Алатау. Сб. ВСЕГЕИ (материалы о содержании радиоактивных элементов в горных породах). Л., 1963.
- АВДЕЕВ А.В. О кольцевых структурах магматических комплексов. Сов. геология, № 10, 1965.
- АВЕРИН Ю.А. Геология Чадакского рудного поля. В кн. "Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана". Изд-во "Фан" УзССР, Ташкент, 1969.
- АВЕРЬЯНОВ И.П. "Кокардовые" образования в гидротермально измененных породах центрального кратера вулкана Эбеко. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1963.
- АКОПЯН А.А. Химическая термодинамика. Изд. "ВШ", М., 1963.
- АКСЕНОВ В.В., ЛАПИН С.С. О теории и аппаратуре индукционного метода измерений магнитной восприимчивости образцов горных пород. Физика Земли, № 10, 1967.
- АЛЕКСАНДРОВ С.М., ПЕРЦЕВ Н.Н. Корреляция составов магнезиально-железистых боратов и ассоциирующих с ними минералов в магнезиальных скарнах. Геохимия, № 11, 1968.
- АЛЕКСЕЕВА Л.К. Вторичные кварциты, сформированные в различных геотектонических условиях и критерии их рудоносности. В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". Алма-Ата, 1969.
- АЛЕКСЕЕВА Л.К. Массив вторичных кварцитов Карабае (Северо-Западное Прибалхашье). Изв. ВУЗ, Геология и разведка, № 2, 1969.
- АНИКЕЕВ Н.П., ДРАБКИН И.Е., ТИТОВ В.А. О геологическом строении и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. Сб. "Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока". Магаданское книжное изд-во, 1967.
- АНТИПИН В.С. Петрология и геология мезозойских гранитоидов Пришилкинской структурной зоны (Восточное Забайкалье). "Ежегодник 1969 года", Институт геохимии СО АН СССР, Иркутск, 1969.
- АРИСТОВ В.В., СТАНКЕЕВ Е.А., КОНСТАНТИНОВ Р.М. К вопросу о происхождении амезонитовых гранитов в Восточном Забайкалье. Труды МГРИ, 1956.

АРХАНГЕЛЬСКАЯ В.В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского района (Восточное Забайкалье). Изд-во АН СССР, 1963.

БАБАЕВ К.Л. Процесс десиликации в зонах скарпов. Зап.узб. отд. ВМО, вып. III, 1953.

БАДАЛОВ С.Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Изд-во "наука" УзССР, Ташкент, 1965.

БАКЛАЕВ Я.П. Геологическое строение и перспективы Турьинских контактово-метасоматических месторождений меди на Северном Урале. Труды Горно-геологического института УФАН, вып. 37, 1959.

БАКЛАЕВ Я.П., ГРЕВЦОВ Г.А., МАКСЕНКОВ В.Г., ПОЛТАВЕЦ З.И., ПОЛТАВЕЦ Ю.А. О некоторых отличиях рудоносных и нерудоносных метасоматитов в контактово-метасоматических месторождениях Турган. В об. "Критерия рудоносности метасоматитов", Алма-Ата, 1969.

БАКЛАЕВ Я.П., ОВЧИННИКОВ Л.Н. Структурно-тектонические закономерности размещения контактово-метасоматических эндогенных месторождений на Урале. Сов.геология, № 9, 1964.

БАКУМЕНКО И.Т., ЛАПУХОВ А.С., ШУГУРОВА Н.А. Раскristализованные включения в кварце палеотипных горных пород. АН СССР, т. 185, № 5, 1969.

БАРАНОВ В.И. Радиометрия. Изд-во АН СССР. Москва, 1956.

БАРАНОВ В.И., ДУ ЛЕ-ТЯНЬ. К геохимии U и Th в гранитных породах Кызылтауского массива (Центральный Казахстан). Геохимия, № 12, 1961.

БАРСУКОВ В.Л. К геохимии олова. Геохимия, № 1, 1957.

БАРСУКОВ В.Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. В об. "Химия земной коры", т. 2, Изд-во "Наука", 1964.

БАРСУКОВ В.Л. Об источнике рудного вещества и его значении для металлогенических построений. Сб. "Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса", Владивосток, 1966.

БАРСУКОВ В.Л. Распределение бора в изверженных и осадочных породах земной коры. В кн.: "Геохимия эндогенного бора". Изд-во "Наука", 1968.

БАРСУКОВ В.Л., НАУМОВ Г.Б., СОКОЛОВА Н.Т. Поведение урана в процессах образования гидротермальных жильных месторождений. Сб. "Основные черты геохимии урана". Изд-во АН СССР, М., 1963.

БАРТ Т.Ф.В. Пересчет анализов горных пород. Новости заруб. геологии, вып.9, 1958.

БАСКОВ Е.А., ВЕТШТЕЙН В.Е., МАЛЮК Г.А., МИШНИНА Т.А., СУРИКОВ С.Н., ТОЛСТИХИН И.Н. Некоторые вопросы формирования природных вод и газов Курило-Камчатской вулканической области по данным изучения ряда стабильных изотопов. Третий Всес.Симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии. М., 1970.

БАШКИРОВ Б.Г. Вопросы генезиса свинцово-цинковых месторождений джунгарского Алатау. Сов.геология, № 3, 1962.

БАШКИРОВ Б.Г. О размещении рудного вещества в колочке метасоматитов. Сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". ОИТИ казИМС, Алма-Ата, 1969.

БАШКИРОВ Б.Г. морфологические типы месторождений прожилково-вкрапленных руд. В сб. "Геология и геохимия м-ний цветных металлов Казахстана". Ротапринт КазИМСа, Алма-Ата, 1970.

БАШКИРОВ Б.Г., КУДЕНКО А.А., НУРБАЕВ З.М. Основные типы медно-порфировых месторождений Казахстана и методика их поисков. В сб. "Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана", Алма-Ата, 1969.

БАШКИРОВ Б.Г., ШВЕЦ М.М., ПУЧКОВ Е.В., ГИЛЬМУТДИНОВ Г.Х. Некоторые минералого-геохимические особенности месторождения Алтуайт. мат-лы в сессии, посвященной 150-летию юбилею ВМО, Алма-Ата, 1969.

БЕДРОВ Г.И. Опыт геолого-поисковых работ в районах редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Тр.КазИМСа, вып.1, 1959.

БЕДРОВ Г.И. Некоторые особенности геологического строения рудных полей главнейших штейнерковых месторождений вольфрама и молибдена Центрального Казахстана. Тр. КазИМСа, вып.2, 1960.

БЕДРОВ Г.И. Редкометальное месторождение Шеедитовое в Центральном Казахстане. Тр.КазИМСа, вып.6, 1961.

БЕКМУХАМЕТОВ А.Е. Осветленные породы на Бенкалинском и Шагыркульском контактово-метасоматических месторождениях железа в Тургае. Тр. ИГН АН КазССР, т.12, 1965.

БЕКМУХАМЕТОВ А.Е. Минералы переменного состава Бенкалинского и Шагыркульского месторождений железа. ^{№38} АН КазССР, сер.геол., № 6, 1966.

БЕКМУХАМЕТОВ А.Е. Процессы метасоматической минерализации и оруденения в месторождениях железа Тургайского прогиба. Изв. АН КазССР, № 6, 1967.

БЕКМУХАМЕТОВ А.Е. Об окислительно-восстановительных условиях при формировании железорудных месторождений южного Тургая. Сб. "Геология и генетические особенности магнетитовых месторождений Тургая", Алма-Ата, изд-во "Наука", 1969.

БЕЛЕВИЦЕН Я.Н. Современное состояние теории и эксперимента в учении о рудных месторождениях. В сб. "Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании". Изд-во "Наукова Думка", Киев, 1966.

БЕЛЕВИЦЕН Я.Н. Основные положения теории метаморфогенного рудообразования. В сб. "Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании". Изд-во "Наукова думка", Киев, 1966.

БЕЛЫЙ В.Ф., ТИЛЬМАН С.М. Тектоника, история геологического развития и общие черты металлогении Охотско-Чуяотского вулканического пояса. В сб. "Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока". магаданское книжное изд-во, 1967.

БЕЛЯШОВ Н.И. Геология, структурные особенности, метасоматические образования и генезис Качарского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб). Автореферат диссертации на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Алма-Ата, казгипс, 1963.

БЕНИДЪЕ Г.М. Хлориты из гидротермальных метасоматитов Даутского кочеданного месторождения (Северный Кавказ). Тр. КИМС, вып. УІ (9), сер. геол., 1968.

БЕНИДЪЕ Г.М. к минералогии серпичитов даутского кочеданного месторождения (Северный Кавказ). Тр. КИМС, вып. УІ (10), сер. геол., 1969.

БЕТЕХТИН А.Г. и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1955.

БЕТМАН А.М. Промышленные минеральные месторождения, ИЛ, М., 1949.

Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.

БЕУС А.А. Об эволюции химического состава высокотемпературных послемагматических растворов. В сб.: "Проблемы постмагматического рудообразования", т. I, Прага, 1963.

БЕУС А.А., ЗАЛАНКОВА П.Е. О тапталатовой минерализации в метасоматически измененных гранитах (апогранитах). Геол. руд.-м.-ий, № 5, 1965.

БЕУС А.А., СЕВЕРОВ Э.А., СИТНИН А.А., СУББОТИН К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.

БЕУС А.А., СИТНИН А.А. Микролитсодержащие граниты - новый перспективный тип месторождений таптала. Разведка и охрана недр., 1960, № 10.

БЕУС А.А., СОБОЛЕВ В.П. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах. МГК, XXII, СССР. В сб. "Проблемы генезиса руд". Изд-во "Наука", 1964.

БИЛИБИНА Т.В., ДОНАКОВ В.И., ТИТОВ В.И. О гидротермальном урановом оруденении, связанном со щелочными интрузивными комплексами. Геология рудных месторождений, № 5, 1963.

БОГДАНОВИЧ К.И. Рудные месторождения. Изд-во ЛГИ, 1912.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Некоторые особенности строения метасомитов в скарновых месторождениях Центрального Казахстана. Тр. КазНИМСа, вып. 5, 1961.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Пересчет химических анализов горных пород при изучении метасоматических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Процессы метасоматоза на медно-скарновом месторождении Саяк I. Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Алма-Ата, 1962.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Равнообъемны формулы минералов. Вестн. АН КазССР, № II, 1963.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Калишпатизация - характерный послемагматический процесс в гранодиоритах Шетского района (Центральный Казахстан). В сб. "Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования". Госгеолтехиздат, 1963.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Два периода метасоматического минералообразования. ЭВМО, ч. 94, вып. 2, 1965.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Некоторые вопросы теории образования скарнов на примере месторождений Северного Прибалхашья. В сб. "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании". Изд-во "Недра", 1966.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Роль текстурно-структурного фактора при установлении баланса вещества метасоматического минералообразования. ЗВМО, ч.96, вып. I, 1967.

БОГОЛЕПОВ В.Г. О роли подземных вод в образовании гидротермальных месторождений Центрального Казахстана. Дан СССР, т.187, № 6, 1969₁.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Палеоводообильные участки земной коры — основные области распространения крупных месторождений цветных и редких металлов в Центральном Казахстане. В сб. "Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана". Алма-Ата, 1969₂.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Генетические особенности оруденения Байназарской кольцевой системы магматических пород (Центральный Казахстан). Материалы к сессии, посвящ. 150-летию юбилею ВМО, Алма-Ата, 1969₃.

БОГОЛЕПОВ В.Г. О преувеличении роли фтора при формировании редкометалльных грейзеновых месторождений. В сб. "Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых". Алма-Ата, 1969₄.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Морфологические разновидности топаза из грейзенов месторождения Акчатау и их генетическое значение. Материалы к сессии, посвящ. 150-летию юбилею ВМО, Алма-Ата, 1969₅.

БОГОЛЕПОВ В.Г. О классификации метасоматических пород. В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". Алма-Ата, 1969₆.

БОГОЛЕПОВ В.Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1969₇.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Основные направления исследований при определении практической значимости тел гидротермально измененных пород. В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". Алма-Ата, 1969₈.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Два типа зональности в гидротермальных метасоматических телах. В сб. "Геология и геохимия м-ний цветных металлов Казахстана". Алма-Ата, 1970₁.

БОГОЛЕПОВ В.Г. Вопросы методики исследований и классификации продуктов околорудных изменений. В сб. "Проблемы метасоматизма". "Недра", 1970₂.

БОГОЛЕПОВ В.Г., БОЧАРОВ В.Е. и др. К вопросу о происхождении кварцевых жил на грейзеновых месторождениях Центрального Казахстана. В сб. "Проблемы метасоматизма". 1966.

БОГОЛЕПОВ В.Г., БОЧАРОВ В.Е. О методах выявления и некоторых причинах возникновения вертикальной метасоматической зональности на примере грейзеновых месторождений Центрального Казахстана. В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", т. I "наука", 1968.

БОГОЛЕПОВ В.Г., ГРИЦЕНКО Л.К. Процессы калишпатизации на грейзеновых месторождениях Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 4, 1969.

БОГОЛЕПОВ В.Г., ГУЛЯЕВА Н.Я., САФИН Д.А., ПОЛЫВЯННЫЙ Э.Я., ГОЛУБИН В.Н. К методике поисков скрытых рудных тел на редкометальном месторождении акчатау (Центральный Казахстан). Тезисы докл. III Всес. совещания по вольфраму. Изд-во ЛГУ, 1971.

БОГОЛЕПОВ В.Г., МАРИНКИН О.С., УКОЛОВ М.М. К геохимии бериллия в позднегерцинских гранитоидах Казахстана. В сб. "Математич. методы в геологии", Алма-Ата, 1968.

БОГОЛЕПОВ В.Г., МАРИНКИН О.С., КУЛИКОВСКИЙ А.С., ШУРУНОВ М.В., ГУЛЯЕВА Н.Я. Строение, состав и распределение оруденения в основных грейзеновых телах месторождения Акчатау. Труды II Всес. совещания по вольфраму. Изд-во ЛГУ, 1971.

БОГОЛЕПОВ В.Г., НАРСЫЕВ В.А. О причинах появления метасоматических процессов при эндогенном рудообразовании. Материалы к сессии, посвящ. 150-летию юбилею ВМО, Алма-Ата, 1969.

БОГОЛЕПОВ В.Г., НАИДЕНОВ Б.М., ПОЛЫВЯННЫЙ Э.Я. Изотопный состав аргона газовой-жидких включений в кварце месторождения Акчатау. Вестник АН КазССР, № 12, 1970.

БОГОЛЕПОВ В.Г., НАИДЕНОВ Б.М., ПОЛЫВЯННЫЙ Э.Я. Изотопный состав аргона в газовой-жидких включениях кварца некоторых месторождений Казахстана и его генетическое значение. Тр. III Всесоюзного совещания по геотермобарометрии, "Недра", 1971.

БОГОЛЕПОВ В.Г., ОТТО Д.Д. К вопросу об условиях образования граната в известковых скарнах. В сб. "Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана". Ротапринт КазИМС, Алма-Ата, 1966.

БОГОМОЛОВ М.А. Об известковых скарнах магматической стадии. В кн.: "Очерки физико-химической петрологии", т. 2. Изд-во "Наука" М., 1970.

БОЖКО Г.В., ПОТАПЕНКО Б.П. Основные черты геологии окрестностей Айдырьянского колчеданного месторождения в Восточно-Уральском поднятии. Тр. второго Уральского петрографического совещания, т. 3, Свердловск, 1969.

БОРНЕМАН-СТАРЫНКЕВИЧ И.Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд-во "Наука", 1964.

БОРОДАЕВСКАЯ М.Б. Главные особенности метаморфизма пород, вмещающих колчеданные залежи. Тр. ЦНИИГРИ, вып. 66, 1965.

БОРОДАЕВСКАЯ М.Б. Положение медноколчеданного оруденения Южного Урала в истории развития вулканизма и метаморфизма. Тезисы докл. II-го Уральск. петрогр. сов., Свердловск, 1966.

БОРОДАЕВСКАЯ М.Б., КРИВЦОВ А.И. К методике составления крупномасштабных карт метаморфизма вулканогенных образований. Тезисы докл. II-го Уральск. петрограф. сов., Свердловск, 1966.

БОРОДАЕВСКАЯ М.Б., КРИВЦОВ А.И. Основные принципы составления карт метаморфизма колчеданных полей. В сб. "Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала". Изд-во ИГУ, 1968.

БОРОДАЕВСКАЯ М.Б., РАКЧЕЕВ А.Д. Метаморфизм магматических комплексов магнитогорского и южной части Тагильского мегаинклинория. В сб. "Палеозойский вулканизм и колчеданные м-ния Южного Урала". Изд-во ИГУ, 1968.

БОРОДАЕВСКИЙ Н.И. Лиственнитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений. Докл. сов. геологов на Межд. геол. конгр., XXI сессия, пробл. 16. Госгеолтехиздат, 1960.

БОРОДАЕВСКИЙ Н.И., БОРОДАЕВСКАЯ М.Б. Березовское рудное поле. Metallurgizdat, 1947.

БОРУКАЕВ Р.А., КАМПОВ А.К., ЛЯПИЧЕВ Г.Ф., МИРОШНИЧЕНКО Л.А. Тектоническое и металлогеническое районирование Восточного Казахстана. Вестник АН КазССР, № 11, 1965.

БОЧАРОВ В.Е., РУБЕНЬЯТ М.М., ТОЛМАНОВ В.Н. О морфологии и генезисе Акчатауского интрузивного массива. В сб. "Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана". ОНТИ КазИМС, 1966.

БОУЭН Н.Л., ТАТТЛ О.Ф. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 . В сб. "Полевые шпаты", ч. I, ИЛ, 1952.

БУГАЕЦ А.Н. Статистические методы принятия решений при поисках и оценке пегматитов по геохимическим данным. Изд-во "Недра", 1970.

БУЛЫГО В.С. Медно-молибденовые прожилково-вкрапленные месторождения в Южном Казахстане. В сб. "Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана". Алма-Ата, 1969.

БУРДУНОВ Р.П., КУРПЕИСОВ М.Д., КУЛКАШЕВ И.Т., МИРОШНИЧЕНКО Л.А. Металлогенические исследования и перспективы дальнейшего развития Саянского рудного района. В сб.: "Производительные силы Южного Казахстана", т. I, Алма-Ата. Изд-во "Наука", 1966.

БУРЯК В.А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района. В сб. "Физико-химические условия магматизма и метасоматоза". Изд-во "Наука", Москва, 1964.

БУРЯК В.А. Место золотого оруденения в регионально выраженной колонне метаморфогенно-метасоматических образований. В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". Алма-Ата, 1969.

ВАСИЛЕВ Л. Птигматитовая текстура в железорудных магнезиальных скарнах. Докл. Болг. АН, т. 22, № 2, 1969.

ВАСИЛЕВСКИЙ М.М. О критерии глубинности поствулканического гидротермального метаморфизма. Изв. АН СССР, серия геолог., № I, 1962.

ВАСИЛЕВСКИЙ М.М. О понятии "пропилит" и процессе пропилитизации. ЗВМО, ч. 95, вып. 6, 1966.

ВАСИЛЕВСКИЙ М.М. Пропилитация и оруденение. Автореф. дис. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук, Л., 1968.

ВАСИЛЬКОВА Н.Н., ПАВЛОВСКИЙ А.Б. Изменения вмещающих пород на сульфидно-касситеритовых месторождениях Приморья. Сб. "Минеральное сырье", вып. I, ВИМС, 1960.

ВЕЙЦ Б.И. Минералогия руд полиметаллического месторождения Текели. Изв. КазФАН СССР, с. геол., вып. 4-5, 1945.

ВИКТОРОВ В.Ф. Послематематические изменения пород в Алмалыкском районе. Уб. геол. журнал, № I, 1964.

ВИКТОРОВ А.Ф., МИЩАНИНОВ Е.Ф., АВИН В.Н., ВОРОНЦОВ В.И. Влияние околорудно измененных пород на размещение оруденения. Сб. "Критерии рудоносности метасоматитов", ОНТИ КазИМС, Алма-Ата, 1969.

ВИНЬКОВЕЦКИЙ Я.А., СОЛОДИЛОВА В.В. К вопросу о генезисе андалузита и корунда во вторичных кварцитах Казахстана. Сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". Алма-Ата, 1969.

ВИСЬНЕВСКИЙ Я.С. Универсальные таблицы для пересчета состава горных пород. Изд. „Наука“ УССР, Ташкент, 1965.

ВЛАСОВ Г.М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. Тр.Лаб.вулканологии АН СССР, вып.13, 1958.

ВЛАСОВ К.А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. Изв.АН СССР, сер.геол.,1961, № 1,

ВЛАСОВ Г.М. Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья (Дальний Восток). Тр.лабор.палеовулканологии, вып.2, 1963.

ВЛАСОВ Г.М., ВАСИЛЕВСКИЙ М.М. Высокоглиноземистые фации вторичных кварцитов в Среднем Камчатском хребте. Геохимия,1961, № 5.

ВЛАСОВ Г.М., ВАСИЛЕВСКИЙ М.М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Изд-во "Недра", 1964.

ВЛАСОВ Г.М., ПЕТРАЧЕНКО Е.Д. Метасоматические месторождения серы Камчатки и Курильских островов. Сов.геол., № 5, 1965.

ВОЛАРОВИЧ Г.П., КАЗАРИНОВ А.И. Сравнительная характеристика близповерхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулканогенными породами. Тр.ЦНИГРИ, вып.79, 1968.

ВОЛЬФСОН Ф.И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В сб.: "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, М., 1953.

ВОРОБЬЕВА О.А., САМОИЛОВА Н.В., СВЕШНИКОВА Б.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып.65, 1962.

ВОРОНИН Ю.А., ГОЛЬДИН Э.А. и др. Геология и математика. Изд-во "Наука", Новосибирск, 1967.

ВИНОГРАДОВ А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7,1962.

ГАВРИКОВА С.Н., ЮДИН И.М. Метасоматическая зональность медно-молибденовых руд месторождений Коунрад и Карабас. Геол.рудн.-м-ний, № 5. 1966.

ГАЗИЗОВА К.С. Медное месторождение Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957.

ГАРРЕЛС Р.М. Минеральные равновесия. Москва, ИЛ, 1962.

ГАРРЕЛС Р.М., КРАЙСТ Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. Изд-во "Мир", М., 1968.

ГЕЛЬМАН М.Л., СПЕРАНСКАЯ И.М., ФИЛИПОВ А.У. О влиянии гранитоидных интрузий на явления региональной пропилитизации Охотских эффузивов. В сб. "Проблемы вулканизма" (материалы ко II Всес. вулканолог. сов.). Дальневосточное изд-во, Петропавловск-Камчатский, 1964.

ГЕЛЬФЕРИХ Ф. Иониты. ИЛ, М., 1962.

Геология и минеральные ресурсы Японии, ИЛ, М., 1961.

ГЕОРГИЕВСКАЯ М.Г. К вопросу о генезисе ритмично-битиевато-полосчатой текстуры рудных тел некоторых контактово-метасоматических месторождений. ДАН СССР, т.101, № 5, 1955.

ГИЛЬМУТДИНОВ Г.Х. Температурный режим формирования месторождения Коунрад. В сб.: "Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана". Алма-Ата, 1969.

ГИНЗБУРГ А.И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. Тр. Минералог. Музея АН СССР, вып. 7, 1965.

ГИНЗБУРГ А.И., ЗАБОЛОННАЯ Н.П., НОВИКОВА М.И. и др. Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. В кн.: "Геология месторождений редких элементов", вып. 14. Госгеолтехиздат, 1961.

ГИНЗБУРГ И.И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. Госгеолтехиздат, 1957.

ГЛАГОЛЕВ А.А. Пример метасоматической зональности вокруг апатит-магнетитовых пород и карбонатитов. ДАН, т.147, № 3, 1962.

ГЛАГОЛЕВ А.А. Роль апатитизации в формировании железорудного и флогопитового месторождений массива Ковдор (Кольский п-ов). Геол. рудн. мест., № 3, 1965.

ГОВОРОВ И.Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий. Межд. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 5. Изд-во "Недра", Москва, 1964.

ГОВОРОВ И.Н. Контактный метаморфизм гранитоидных интрузий и его термодинамика. Геология и геофизика, № 10, 1967.

ГОЛОВАНОВ И.М., АЛЕХИНА Э.В. К минералогии и геохимии медно-молибденового месторождения Дальнее в Алмалыкском рудном районе (УзССР). В сб. "Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана". Изд-во "Фан" УзССР, Ташкент, 1969.

ГОЛУБЕВ В.С., ГАРИБЯНЦ А.А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. Изд-во "Недра", М., 1968.

ГОЛЬДБУРТ Т.Л., ЛАНДА Э.А. Месторождение флогопита Одихинча на севере Сибирской платформы. Труды НИИГА, т.136, 1963.

ГОЛЬДШМИДТ В.М. О метасоматических процессах в силикатных породах. В кн.: "Основные идеи геохимии". Госхимтехиздат, Ленинград. отделение, вып. I, 1933.

ГОРЬЕВСКИЙ Д.И., КОЗЕРЕНКО В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во "Недра", Москва, 1965.

ГОРОХ А.В. О высокоглиноземистой минерализации в боковых породах Красногвардейского кочеданного месторождения (Средний Урал). Сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд". Том 2. Изд. АН СССР, 1963.

ГРАМЕНИЦКИЙ Е.Н. Анализ парагенезисов флюоборита. Геол. рудн. м-ний, № I, 1966.

ГРАМЕНИЦКИЙ Е.Н. Возрастные отношения магнезиальных и известковых скварнов при совместном распространении и особенности условий их образования. Вестник МГУ, серия геолог., 1966, № I.

ГРИГОРЧУК Г.Ю. О стадиях минерализации. Минералогический сборник Львовского Гос. Университета, № 19, вып. 2, 1965.

ГРИГОРЬЕВ Д.П. Онтогенез минералов. Изд. Львовского ун-та, 1961.

ГРИГОРЬЕВ С.М. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. Изд. АН СССР, 1954.

ГРИГОРЯН С.В., ЯНИШЕВСКИЙ Е.М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. Изд-во "Недра", М., 1968.

ГРИНБЕРГ А.А. Введение в химию комплексных соединений. Изд-во "Химия", М., Л., 1966.

ГРОДДЕК А. Руководство к изучению рудных месторождений. Изд-во СПб, 1889.

ГРОСС У.Х. Радиоактивность как указатель руды. В сб.: "Геохимические методы поисков и разведки полезных ископаемых". ИЛ, 1954.

ГУДАЛИН Г.Г. Текелийское полиметаллическое месторождение в Джунгарском Алатау. Разведка недр, № 24, 1935.

ГУКОВА В.Д. Некоторые типы и минеральные фации грейзенов в центральном Казахстане. Сб.: "Материалы по геологии некоторых эндогенных месторождений Центрального Казахстана". Тр. ИГН КазССР, т.6, 1962.

ДАВИДЕНКО И.В. Некоторые геохимические особенности процессов образования редкоземельных, слюдяных, редкометалльных и хрусталеносных пегматитов. МГК, XXII сессия. Доклады советских геологов. Изд-во "Недра", М., 1965.

ДАВИДЕНКО И.В. К характеристике внутреннего строения слюдоносных пегматитов. Минеральное сырье, вып.14, 1966.

ДАВИДЕНКО И.В. К вопросу о составе керамических пегматитов Курувары. Материалы по минералогии Кольского полуострова, выпуск 7. Изд-во "Наука", 1969.

ДАВИДЕНКО И.В., МАКИЕВСКИЙ С.И. Критерии связи слюдоносных пегматитов и состава вмещающих пород. Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.1, Апатиты, 1970.

ДАВИДЕНКО И.В., ПАЛКИН В.И. О возможности определения условий давления при магмообразовании по химическому составу изверженных горных пород. Сб. "Применение математических методов в геологических исследованиях Кольского полуострова". Апатиты, 1969.

ДАЙМОНД Р.М., УИТНЕЙ Д.С. Селективность ионитов в разбавленных и концентрированных водных растворах. Сб. "Ионный обмен". ИЛ, М, 1968.

ДЖЮШКЕ Д. Эволюция растворов в районе Бая-Маре. Матер. Карп. Балк. Геол. ассоциаций, № 2, Изд-во АН УССР, Киев, 1960.

ДИМАН Е.Н., НЕКРАСОВ И.И. Условия образования простых сульфидов олова по экспериментальным данным. ДАН СССР, том 170, № 2, 1966.

ДИР У.А., ХАУИ Р.А., ЗУСМАН Дж. Породообразующие минералы, т.2. М., Изд-во "Мир", 1966.

ДИР У.А., ХАУИ Р.А. ЗУСМАН Дж. Породообразующие минералы, т.3. Изд-во "Мир", 1966.

ДИСТАНОВ Э.Г. О возрасте полиметаллических месторождений Салаира и некоторых закономерностях их локализации. Геология и геофизика, № 8, 1963.

- ДИСТЛЕР В.В., ШУЛИК Л.С. Распределение редких элементов в вольфрамитах редкометалльного рудного узла. В кн.: "Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов". Изд-во "Наука", 1966.
- ДМИТРИЕВ Л.В., ЛЕОНОВА Л.Л. Уран и торий в гранитоидах Каибского массива (Ц.Казахстан). Геохимия, № 8, 1962.
- ДМИТРИЕВСКИЙ В.С. Минералогические фации грейзенов Казахстана. Тр. Воронежск.Гос.уң-та, т.48, 1958.
- ДОЛГОВ Ю.А. Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании. В кн. Минералогическая термометрия и барометрия. Изд. "Наука", 1965.
- ДОЛЖЕНКО В.Н. Золотоносность кембрийских образований хребта Байдулы (Центральный Тянь-Шань). Изд-во "Илим", Фрунзе, 1968.
- ДУДАРЕВ А.Н., СОТНИКОВ В.И. Энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации. Геология и геофизика, № 5, 1965.
- ДУДАРЕВ А.Н., СОТНИКОВ В.И. К природе тепловых флюидопроводников в зонах грейзенизации. Сб. "Вопросы физики и физико-химии рудообразующих процессов". Изд-во "Наука", Сиб.отд.Новосибирск, 1969.
- ДЫМКИН А.М. Контактново-метасоматические месторождения железной части Главной рудной полосы Тургая, М., 1963.
- ДЫМКИН А.М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Изд-во "Наука", Н-С, 1966.
- ДЫМКИН А.М., МАЗУРОВ М.П. Некоторые особенности изменения скарнов при процессах оруденения. В сб.: "Критерии рудоносности метасоматитов". Алма-Ата, 1969.
- ДЬЯЧКОВА И.Б., ХОДАКОВСКИЙ И.Л. Термодинамич.равновесие в системах $S-H_2O$, $Se-H_2O$, $Te-H_2O$ в интервале температур 25-300°C и их геохимические интерпретации. Геохимия, № II, 1968.
- ЕЛЕЕВА И.В., РУСИНОВА О.В. Гидротермально измененные породы верхних горизонтов Балейского месторождения и их поисковое значение. Сб. "Геология и полезн.ископаемые Забайкалья". Чита,1967.
- ЕРЕМЬЕВ В.П., МЕРЕНКОВ Б.Я., ПЕТРОВ В.П., СОКОЛОВА П.А. Хризотил-асбестовые месторождения, как одна из форм контактового воздействия гранитоидов на ультраосновные породы. Тр.ИГЕМ АН СССР, вып.31, 1959.

ЕРКИН В.М., НИКОЛЬСКИЙ В.М. Новые данные о серных месторождениях Камчатки. Разв. и охр. недр, № 2, 1968.

ЕРМАКОВ Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковского ун-та, 1950.

ЕРМИЛОВА Л.П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. Изд-во "Наука", М., 1964.

ЕСЕНОВ Ш.Е. (ред.). Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969.

ЕФИМОВ И.А. Генетическая классификация месторождений титана в древних метаморфических толщах. В сб.: "Очерки по металлогении осадочных пород". Изд-во АН СССР, 1961.

ЕФИМОВ И.А. Комбинированный объемный метод для количественного учета перемещения атомов элементов при метасоматических процессах. Вестн. АН КазССР, № 10, 1963.

ЖАРИКОВ В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ, вып. 15, М., 1959.

ЖАРИКОВ В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. Геол. рудн.-м-ний, 1967, № 5.

ЖАРИКОВ В.А. Скарновые месторождения. В кн.: "Генезис эндогенных рудных месторождений". Изд-во "Недра", М., 1968.

ЖАРИКОВ В.А., ОМЕЛЬЧЕНКО Б.И. Некоторые проблемы изучения вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. Сб. "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях". Изд-во "Недра", М., 1965.

ЖУКОВ Н.М. Метасоматиты месторождения "50 лет Октября". Изв. АН КазССР, сер. геол., № 1, 1970.

ЖУКОВ Н.М. О разогреве колчеданных руд месторождения "50 лет Октября" в процессе их образования. Вестник АН КазССР, № 3, 1971.

ЗАВАРИЦКИЙ А.Н., СОБОЛЕВ В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.

ЗАКИРОВ Т.З. О зависимости распределения медного оруденения от состава вмещающих пород. Тр. Ср.-Аз. Ин-та, вып. 6, Ташкент, 1959.

ЗАЛАШКОВА Н.Е. Зональность метасоматически-измененных танталосодержащих гранитов (апогранитов). В кн.: "Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов". Изд-во "Наука", 1969.

ЗАРАЙСКИЙ Г. П., ВЕЧЕХИН В. М., СТАРОСТИН Б. И. Основные черты метаморфизма вулканогенных пород Блявинского района на Южном Урале. Тезисы докл. ко П-му Уральск. петрограф. сов. Свердловск, 1966.

ЗАХАРОВА А. А. Региональные размыты в палеозойском разрезе Западного крыла Магнитогорского мегасинклиория. Материалы юбилейной научн. сессии по вопросам геологии Ю. Урала и Русской платформы. Уфа, 1967.

ЗЕЙЛИК Б. С. Палеозойские вулканогенные и интрузивные образования Актогайского района (Центральный Казахстан). Автореф. диссертации на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Л., 1969.

ИВАНКИН П. Ф. Проблема пучков в малых интрузиях и гидротермальных струй на медноколчеданных полях Рудного Алтая. ДАН СССР, т. 138, № 4, 1961.

ИВАНКИН П. Ф. О происхождении минерализованных брекчий некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала. ДАН СССР, т. 142, № 2, 1962.

ИВАНКИН П. Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роль при формировании рудных месторождений. Геология и геофизика, сер. 10, 1965.

ИВАНКИН П. Ф., СЕМЕНОВ М. В. О новых задачах рудной геофизики на примере поисков и оценки полиметаллических месторождений. Сб. "Вопр. рудной геофизики Сибири". Тр. СНИИГТИМС, вып. 53, 1967.

ИВАНОВ Л. Б. Генетические особенности Батыстауского рудного поля. Материалы к сессии, посвящ. 150-летию юбилею ВМО. Алма-Ата, 1969.

ИВАНОВ Н. В., ВЕСЕЛОВ Е. В., ИЗОИТКО В. М., ПОРOTOV Г. С. Морфология рудной залежи Сарбайского месторождения. Изв. ВУЗ, геология и разведка, 1967, № 11.

ИВАНОВ О. В., СЕРЫХ В. И., РОДИОНОВ Д. А. О некоторых признаках рудоносных гранитов в Центральном Казахстане и методике их выявления. Геохимия, № 12, 1968.

ИВАНОВ О. В., СЕРЫХ В. И., ГАБОВ Ю. А., НОВИЧКОВА А. П. Особенности количественно-минерального состава пермских рудоносных интрузий Северного Прибалхашья. В сб. "Геология Центрального Казахстана", Алма-Ата, 1969.

ИВАНОВ О.П. О природе диффузионного процесса при образовании в сфалерите жилок стаянина с унаследованным двойниковым строением. ЗВМО, ч.97, вып.6, 1968.

ИВАНОВ С.Н. Некоторые вопросы метаморфизма рудовмещающих вулканогенных толщ колчеданных месторождений на примере Урала. Сб. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Госгеолтехиздат, 1960.

ИВАНОВ С.Н., НЕЧЕУХИН В.М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. Геол.руди.мест-ний, № I, 1969.

ИВАНОВ С.Н., ПРОНИН В.А., ДОЛМАТОВ Г.К. О природе рудоносных брахиантиклинальных поднятий Урала. "Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале", т. I, тр.ГГИ Уф АН СССР, 1962.

ИВАНОВА Г.Ф. О содержании олова, вольфрама, молибдена в гранитах в связи с наличием в них оловяно-вольфрамовых месторождений. Геохимия, 1963, № 5.

ИВАНОВА Э.И., ИВАНОВ Л.Б. Распределение элементов-примесей в массиве Ортау. "Геология и металлогения Успенской тектонической зоны", том 2. Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1967.

ИВАНОВА Э.И., СЫРОМЯТНИКОВ Н.Г. Особенности распределения урана и тория в метасоматически измененных гранитах. Сб. "Критерии рудоносности метасоматитов", Алма-Ата, 1972 (здесь).

ИВАНОВ Ш. Геохимическое учение кремнистых и алунитовых месторождений района Учуэ, Япония. Сб. "Геохимия современных поствулканических процессов". Изд-во "Мир", 1965.

ИЗОИТКО В.М. Некоторые закономерности распределения сульфидной минерализации Сарбайского месторождения. Геол.руди.мест-ний, № 2, 1966.

КАДИК А.А., ХИТАРОВ Н.И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды. Геохимия, № 5, 1965.

КАЗАРИНОВ А.И., ФОМИН П.С., ЖДАНКО И.А. О некоторых особенностях золотого оруденения, связанного с молодыми вулканогенными формациями в Нижне-Амурском районе. В сб. "Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока", Магадан, 1967.

КАЗИЦЫН Ю.В. Сванбергитизация - новый тип околорудного изменения гранитоидов. АН СССР, т.161, № 2, 1965.

КАЗИЦЫН Ю.В., РУДНИК В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Изд. „Недра“, 1968.

КАЛЕНОВ А.Д. Геологические закономерности размещения и основные типы оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализации в Центральной и Восточной Монголии. В кн. "Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена", М., СЭВ, 1966.

КАЛИНИН Д.В. Кинетика гидротермального синтеза форстерита из окислов в растворах NaCl . Геология и геофизика, № 10, 1968.

КАЛИНИН Д.В. О кинетике гидротермального синтеза андрадита в системе $3\text{CaSO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-3SiO}_2$ с использованием минерализующего раствора NaCl . ДАН СССР, 181, № 4, 1968.

КАЛИНИН Д.В. Экспериментальное исследование физико-химических условий скарнирования. Изд-во "Наука", Н-ск, 1968.

КАМЕРОН, ДЖАНС, МАК НЕВИР, ПЕИДЖ. Внутреннее строение гранитных пегматитов. ИЛ, 1951.

КАНИЩЕВ А.Д. Общность тенденций в эволюции химического состава осадочных и интрузивных пород Забайкалья. Геохимия, № 6, 1969.

КАРАБАНОВ В.А., АНДРЮШИН В.В., КРОЛЬ О.Ф. Новый район развития колумбитоносных гранитов в Чингиз-Тарбагатайском антиклинории. Материалы к сессии, посвященной 150-летию юбилею ВМО. Алма-Ата, 1969.

КАРАСЕВ А.П., КНЯЗЕВ Г.И., КРАСНИКОВ В.И., СЕЙФУЛЛИН Р.С. Влияние электрофизических свойств сульфидов и электрохимических явлений на процессы гидротермального образования. Геология и геофизика, № 12, 1969.

КАРАСЕВ А.П., СЕЙФУЛЛИН Р.С. Исследование ранней стадии вызванной поляризации и возможности ее использования для выделения сульфидных рудных тел на фоне пиритизированных и графитизированных пород. ОНТИ ВИЭМС, серия № 26, Москва, 1969.

КАРПОВ И.К., АНТИПОВА Е.Н. Сравнительная характеристика химического состава пегматитов и вмещающих пород Мамского пегматитового поля. Известия ВУЗ, геология и разведка, № 10, 1965.

- КАРПЕНКО В.И. и др. Геохимия, № 9, 1964.
- КАШКАЙ М.А., АЛЛАХВЕРДИЕВ Ш.И. Листвениты, их генезис и классификация. Изд-во АН Азерб.ССР, Баку, 1965.
- КАЮПОВ А.К., ЧЕКВАЙДЗЕ В.Б. Генетические типы кварцитов Акбастау-Кусмурунского рудного поля. Вестник АН КазССР, № 12, (213), 1962.
- КЕПЕКИНСКАС К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. Изд-во "Наука", 1965.
- КИМ В.А., КАЮПОВ А.Д., ГЕХТ И.И. Пирофиллит и пирофиллит-содержащие породы из колчеданно-полиметаллического месторождения Акбастау. Труды ИГН АН КазССР, т.7, 1963.
- КИНОШИТА К.О. О генезисе месторождений Куромоно. Цветметиздат, 1932.
- КИРКИНСКИЙ В.А. Некоторые закономерности распределения редких элементов в процессе кристаллизационной дифференциации. Геохимия, № 8, 1964.
- КНЯЗЕВ Г.И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья. Чита, 1962.
- КОБЗАРЬ П.Н. Метасоматов на магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. Тр.КазИМС, вып.3, 1966.
- КОБЗАРЬ П.Н., БЕЛЯШОВ Н.М. Некоторые вопросы геохимии процессов образования магнетитовых руд в контактово-метасоматических месторождениях. Тр.КазИМСа, вып.1, 1959.
- КОВАЛЕНКО В.И., ЗНАМЕНСКАЯ А.С., ПОПОЛИТОВ Э.И., АБРАМОВА С.Р. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе эволюции щелочных гранитоидов. Геохимия, № 5, 1969.
- КОВАЛЕНКО В.И., КРИНБЕРГ И.А., МИРОНОВ В.П., СЕЛИВАНОВА Г.И. Поведение U, Th, Nb и Ta в процессе альбитизации гранитоидов Огнитского комплекса (Восточный Саян). Геохимия, № 9, 1964.
- КОВАЛЕНКО В.И., КУЗЬМИН М.И. О зональности массивов литий-фтористых редкометалльных гранитов и ее магматической интерпретации. "Ежегодник 1968", Институт геохимии СО АН СССР, Иркутск, 1969.
- КОВАЛЕНКО В.И., КУЗЬМИН М.И. О новой провинции редкометалльных щелочных гранитов Восточной Монголии. "Ежегодник 1968", Институт геохимии СО АН СССР, Иркутск, 1969.

КОВАЛЕНКО В.И., КУЗЬМИН М.И., ГУНДСАМБУ Ц., ЦЕДЕН Ц., БУЯН Ч., ГОРЕГЛЯД А.В., ЧЕРНАЯ Л.И. Геохимическая характеристика цвиттеров - нового типа оловорудных метасоматитов Монголии. ДАН СССР, т.190, № 3, 1970.

КОВАЛЕНКО В.И., КУЗЬМИН М.И., ЛЕТНИКОВ Ф.А. О магматическом генезисе редкометальных литий - фтористых гранитов. ДАН СССР, т.190, № 2, 1970.

КОВАЛЕНКО В.И., ЛЕГЕЙДО В.А., ПЕТРОВ Л.Л., ПОПОЛИТОВ Э.И. Распределение олова и бериллия в щелочных гранитоидах (пример рассеяния резко повышенных содержаний олова и бериллия). Геохимия, № 9, 1968.

КОВЕРЕНКО В.Н. О первичной горизонтальной зональности эндогенных месторождений. Сб. "Проблемы постмагматического рудообразования". Прага, 1965.

КОЗИЦКИЙ В.А., СТАНКОВСКИЙ А.Ф. О практическом использовании радиометрических методов при поисках руд редких металлов. Сб. "Опыт применения радиоактивных методов при поисках и разведке нерадиоактивных руд". Госгеолтехиздат, М., 1962.

КОЛСТОВ Б.А., МАЛОГЛАВЕЦ В.Г., КИСЕЛЕВА Е.А. Опыт применения гидрохимического метода поисков рудных месторождений в Приморье. Сов.геология, № 10, 1969.

КОЛЕСНИК Ю.Н. Нефриты Сибири. Изд-во "Наука", Новосибирск, 1965.

КОМАРОВ П.В., КОМАРОВА Г.И., ГОЛЬЦМАН Ю.В., АРКЕЛЬЯНЦ М.М. Возрастные соотношения интрузивных проявлений и минерализации Кличкинского рудного поля в Восточном Забайкалье. Изв.АН СССР, серия геол., № 12, 1965.

КОМИССАРОВ Б.И., СМОЛЬЯНИНОВ П.Л. Тектоническое районирование Мургоджар по результатам региональных геофизических съемок. Сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана". Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1966.

КОНОПЛЯНЦЕВ М.А. Молибденовые месторождения Центрального Казахстана. Сов.геология, № 2, 1959.

КОНСТАНТИНОВ М.М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд-во АН СССР, 1963.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Тр. ИГН АН СССР, вып. 29, петрограф. серия (10), 1947.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Закономерности оруденения на Турьинских медных рудниках. Изв. АН СССР, сер. геолог. № 1, 1943. Тр. ИГН АН СССР, сер. руд.-м-ний, вып. 68, 1948.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, М., 1953.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. Геохимия, № 7, 1956.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, М., 1957.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. ДАН СССР, т. 128, № 2, 1959.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Госгеолтехиздат, М., 1960.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах. Сб. "Проблемы постмагматического рудообразования". Прага, 1963.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. Изв. АН СССР, серия геолог., № 3, 1963.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Режим кислотности при постмагматических процессах. МГК, XXII сессия, докл. об в. геол. "Проблемы генезиса руд". Изд-во "Наука", 1964.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов. Тр. I-й конфер. по околорудн. метасоматизму. М., 1966.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Теория метасоматической зональности. Изд-во "Наука", М., 1969.

КОРОЛЕВ А.В. Основные положения работы "Структура и металлогения Алмалыка". Тр. Ср.-Аз. Ин-та, вып.13/21, Ташкент, 1941.

КОСМУХАМЕДОВ О.А. Некоторые возможности гравиметрии при поисках руднометасоматических образований (на примере Саянского рудного района). В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". Алма-Ата, 1969.

КОСТИН А.Е., ПЕТРОВА Е.А. Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометальной минерализацией. Минер.сырье, 1960, вып.1.

КОТЛЯР В.Н. Рудные формации в магматических комплексах. Междунар.геол.конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол., 1968.

КОЧЕРГИН И.А. Сарбайское месторождение. В сб. "Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования". Изд-во АН СССР, М., 1964.

КОЧЕРГИН И.А. Геология, структурные особенности, метасоматические образования и генезис Сарбайского магнетитового месторождения. Автореферат дисс. на соискание уч.ст.канд.Геол.-мин.наук, Алма-Ата, 1968.

КОЧЕРГИН И.А. Сарбайское магнетитовое месторождение. Алма-Ата, 1971.

КРАСНИКОВ В.И., ПАНТАЕВ В.Д., СЫЧУГОВ В.С., СЕИФУЛЛИН Р.С., ФАВОРОВ В.А. Классификация рудных минералов по типам проводимости. Кн.: "Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья". Чита, 1968.

КРЕСТОВ А.А. Некоторые закономерности распределения бора в породах (на примере одного из районов Сибири). В сб. "Вопросы геологии, разработки и обогащения фосфатных, серных и других руд", М., 1962.

КРИВОЛУДКАЯ В.Н., КОРОЛЕВ В.Г. Кембрийская вулканогенная толща в хребте Терской-Алатоо. Изд. АН КиргССР, сер.ест. и техн.наук, т.П, вып.6, 1960.

КРИВЦОВ А.И. Околорудные изменения рудо вмещающих спилитов Бурибайского медноколчеданного месторождения (Ю.Урал) и их соотношения с метаморфическими преобразованиями площадного характера. Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму.Л., 1966.

КРИВЦОВ А.И. Условия локализации медноколчеданного оруденения в Бурибайском рудном поле (Ю.Урал). Тр.ЦНИГРИ, вып.67, 1967.

КРИВЦОВ А.И. Опыт составления крупномасштабных карт метаморфизма вулканогенных образований. Советская геология, № 10, 1968.

КРИСТАЛЬ А.В. Кварц-карбонатные породы (листвениты) Чонкского рудного поля и связь с ними ртутного оруденения. В кн. "Вопросы геологии Узбекистана". Вып.2. Ташкент, 1961.

КУДЬЕНКО А.А. Итоги поисков и разведки полиметаллических месторождений Казахстана и Средней Азии. В сб. "Геология и геохимия месторождений цветных металлов Казахстана". Ротапринт КазИМС, Алма-Ата, 1970.

КУДРИН В.С. По поводу происхождения редкометальных альбититов. Геол. рудн.м-ний, 1967, № 1.

КУЗНЕЦОВ В.А. Ртутные месторождения Горного Алтая. В кн. "Месторождения редких и малых металлов СССР", т.1, Изд-во АН СССР, 1939.

КУЗНЕЦОВ В.А., ТЫЧИНСКИЙ А.А., ЩЕРБАНЬ И.П. Гетерогенность кварцево-карбонатных пород лиственитового облика и связь с ними ртутного оруденения. Геология и геофизика, № 10, 1962.

КУЗНЕЦОВ К.Ф., МЕЙТУВ Г.М. Геохимия редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. Изд-во "Наука", Москва, 1967.

КУЗНЕЦОВ Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Наука", 1964.

КУЗНЕЦОВА В.Д. Новый тип грейзенизации. В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". Алма-Ата, 1969.

КУЗНЕЦОВА В.Д., ЧОЛПАНКУЛОВ Т.Ч. О грейзенах Казахстана. Сб. "Интрузивный магматизм и метасоматические образования Казахстана". Тр.ИГН АН КазССР, т.25, 1968.

КУЗЬМЕНКО М.В. К геохимии тантала и ниобия, Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959, вып.3.

КУЗЬМЕНКО М.В., АКЕЛИН Н.А. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. Изд-во "Наука", 1965.

КУЗЬМЕНКО М.В., ЕСКОВА Е.М. Тантал и ниобий. Изд-во "Наука", М., 1968.

КУЗЬМИН М.И., КОВАЛЕНКО В.И., СМИРНОВ В.Н., БРАНДТ С.Б. Геохимическая характеристика и возраст мезозойских гранитоидов Восточной Монголии. "Ежегодник 1968", Институт геохимии СО АН СССР, Иркутск, 1969.

КУЛАКОВ М.П. Внутреннее строение и минералого-геохимические особенности кварц-флюоритовых пегматитов Камбского гранитного массива. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, 1970.

КУЛИКОВ П.А., СОКОЛОВ В.А. Соотношения порфировых даек с редкометальной минерализацией в гранитных интрузивах Балхаш-Иртыш-Нуринского водораздела. Изв. АН КазССР, серия геол., № 3, 1966.

КУЛКАШЕВ Н.Т., ФОМИЧЕВ В.И. О структурных условиях локализации оруденения в Саянском районе. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 2, 1970.

КУЛДЕРУД Г., ИОДЕР Г. Сульфидно-силикатные реакции и их влияние на рудообразование в магматических, в постмагматических и метаморфических условиях. Сб. "Проблемы постмагматического рудообразования". Прага, 1963.

КУРЕК Н.Н. (ред.). Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.

КУРЕК Н.Н., КУРЕК А.И. Серпичитсодержащие породы. В сб. "Измененные околорудные породы и их поисковое значение". Госгеолтехиздат, 1954.

КУРИЦИНА Г.А. Геолого-петрографическая характеристика рудовмещающей толщи северной части Красноуральского района. Труды горно-геол. ин-та, вып. 33, Свердловск, 1958.

КУХАРЕНКО А.А. и др. Каледонский комплекс массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Северной Карелии и Кольского полуострова. Изд-во "Недра", Л., 1965.

ЛАЗАРЕНКО Е.К., ЛАЗАРЕНКО Э.А., БАРЫШНИКОВ Э.К., МАЛЫГИНА О.А. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львов. Ун-та, 1963.

ЛАНДА Э.А. Условия образования флогопитовых месторождений Маймена-Котуйской провинции щелочных - ультраосновных пород. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Л., 1967.

ЛАПИН С.С. О закономерностях распределения железа в магнетитовых месторождениях Горной Шории. Изв. СО АН СССР, № 6, 1958.

ЛАПИН С.С. Об использовании магнитной восприимчивости горных пород и магнетитовых руд при структурно-геологическом картировании железорудных месторождений. Геология и геофизика, № 5, 1960.

ЛАПИН С.С., ШАРАПОВ Н.Н. О генезисе Абаканского железорудного месторождения. Геология и геофизика, № II, 1964.

ЛАПУХОВ А.С. О форме связи барит-полиметаллического оруденения с магматизмом на Салаирском рудном поле. Геология руд. м-ний, № 6, 1966.

ЛАПУХОВ А.С. Температурные условия образования и зональность оруденения на Салаирском рудном поле. Сов.геол., № 7, 1968.

ЛАРИН В.Н. О возможности прогнозирования слепых редкометалльных месторождений в Северном Прибалхашье. Геол.руд.м-ний, № 4, 1967.

ЛАРСЕН Е.С., ФЕЙР Ж., ГОТФРИД В.С. Уран в магматической дифференциации. Сб. "Геология атомных сырьевых материалов". Госнаучтехиздат. М., 1956.

ЛАУМУЛИН Т.М. Структурно-геохимические условия образования руд кварцевожилно-грейзеновой формации. Изв.АН КазССР, сер.геол., № 4, 1970.

ЛЕВИЦКИЙ О.Д. Месторождения касситеритово-кварцевой формации. В кн.: "Геология олова". Изд-во АН СССР, 1947.

ЛЕВИЦКИЙ О.Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. Изд-во "Наука", 1964.

ЛЕВИЦКИЙ О.Д., АРИСТОВ В.В., КОНСТАНТИНОВ Р.М., СТАНКЕЕВ Е.А. Этыкинское оловорудное месторождение В.Забайкалья. Труды ИГЕМ, вып.100, 1963.

ЛЕВИЦКИЙ О.Д., СМИРНОВ В.И. Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения. Сб. "Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения". Госгеолиздат, М., 1963.

ЛЕОНОВА Л.Л. Геохимия, № 8, 1956.

ЛЕОНОВА Л.Л., ГАВРИЛИН Р.Д., БАГРЧЕВ В.В. Поведение U и Th в интрузивном комплексе повышенной щелочности (на примере массива Канл-Омгул, Сев.Тянь-Шань). Геохимия, № 12, 1961.

ЛЕОНОВА Л.Д., РАННЕ О.С. О распределении урана, тория и калия в однородных гранитах. Геохимия, № 8, 1964.

ЛЕТНИКОВ Ф.А., КАЩЕЕВА Г.В. О влиянии генезиса гидротерм на их физико-химические свойства. Сб. "Эндогенное оруденение Прибайкалья". Изд-во "Наука", 1969.

ЛЕТНИКОВ Ф.А., КРАСИЛЬНИКОВА А.В., СТЕПАНЕНКО Н.И., ШАМАНАЕВА Э.В., ЭЙДЛИЙ Р.А. Расчленение гранитоидов Кокчетавской глыбы. Сб. "Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана". "Наука", Алма-Ата, 1968.

ЛЕТНИКОВ Ф.А., НАРСЕЕВ В.А. Роль термостатирования в локализации руд в метасоматитах. Сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". Алма-Ата, 1969.

ЛИН Н.Г. и др. Бериллий в палеозойских гранитоидах центральной части Восточного Саяна. Геохимия, № 1, 1964.

ЛИСИЦИНА Г.А., ОМЕЛЬЯНИЧЕНКО Б.И. Инфильтрационная метасоматическая зональность в грайзенах, связанных с аляскиотовыми гранитами Кураминского хребта (Средняя Азия). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1961.

ЛИЦАРЕВ М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 67, 1961.

ЛОГИНОВ В.П. Алмосиликаты Кабанского колчеданного месторождения. Труды ИГН АН СССР, вып. 134, 1951.

ЛОГИНОВ В.П. Пренито-пумпеллитовая фация в главной зелено-каменной полосе Среднего Урала. Тезисы докл. П-го Уральск. петрогр. сов., Свердловск, 1966.

ЛУГОВ С.Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во "Недра", 1965.

ЛУРЬЕ Л.М. Метасоматическая зональность околорудно измененных пород Замбаракского месторождения. Геол. рудн. мест., № 1, 1963.

ЛУРЬЕ Л.М. Околорудные изменения и некоторые генетические особенности оруденения Замбаракского свинцово-цинкового месторождения. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, 1964.

ЛЫКОВ А.В. Теория сушки. Госэнергоиздат, М., 1950.

ЛЮБАЛИН В.Д., СИМОНОВ Ю.И., ХОМИЧ В.Г., ЧЕГЛОВ С.В. Стратификация отложений Балейского грабена и положение в разрезе золотого оруденения. В сб. "Проблемы Бажья", 1969.

МАГДИЕВ Р.А., ШАИСЛАМОВА М.А. Влияние процессов альбитизации гранитов Тамдынского массива на распределение радиоактивных элементов. Сб. "Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана". Изд-во "Фан" УзССР, Ташкент, 1966.

МАКАРЕНКО Ф.А. Подземные воды - источник тепловой энергии. Природа, № 9, 1958.

МАКСИМОВ С.С. О брекчиевых телах БалеЙского рудного поля. В сб. "Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья". Материалы III научн. конф. ВАННИИ, Чита, 1968.

МАЛЬКОВА Р.Н. Петролого-геохимические данные. "Геология и металлогения Успенской тектонической зоны", том 2. Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1967.

МАРАКУШЕВ А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во "Наука", М., 1965.

МАРАКУШЕВ А.А. О термодинамических исследованиях в минералогии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1969.

МАРХИНИН Е.К. Вулканизм Курильских островов. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1961.

МАСГУТОВ Р.В. Типы альбитизированных гранитов. Изв. АН КазССР, серия геол., 1960, вып. 3.

МАШКОВЦЕВ С.Ф. Петрология медного месторождения Коунрад. Проблемы сов. геологии, вып. 7, 1934.

МЕЛЬНИКОВ В.Д., МЕЛЬНИКОВА Л.В. Гидротермальные изменения вулканогенных пород и золотое оруденение позднепалеогеновых месторождений Нижнего Амура. Сб. "Критерии рудоносности метасоматов", Алма-Ата, 1969.

МЕНАКЕР Г.И. Региональная металлогеническая зональность вга Забайкалья, как отражение вертикальной зональности в "гранитном" слое. В сб. "Вопросы региональной геологии и металлогения Забайкалья", вып. IV, Чита, 1968.

МЕРЛИЧ Б.В. О генетических соотношениях ртутно- и свинцово-цинкового оруденения в Закарпатье. "Проблемы геохимии". Изд-во Львов. Ун-та, вып. I, 1959.

МИРОШНИЧЕНКО Л.А., ИЛЮЩЕНКО Н.П. Первичные ореолы как индикаторы медного оруденения в скарнах. Геология рудн.-ний, 1967, № I.

МИРОШНИЧЕНКО Л.А., РУСАКОВ М.П. Скарновые месторождения меди в Центральном Казахстане. В сб. "Основные идеи М.А.Усова в геологии". Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960.

МИРОШНИЧЕНКО Л.А., ФОМИЧЕВ В.И., КУЗНЕЦОВА Е.И. Золотоносность метасоматических зон скарновых месторождений Саянской группы. Известия АН КазССР, серия геол., 1970, № 4.

МИРОШНИЧЕНКО Л.А., ФОМИЧЕВ В.И., КУЗНЕЦОВА Е.И. Изменение проницаемости и размерности выделений золота в зависимости от температурных условий минералообразования. Известия АН КазССР, серия геол., 1971, № 2.

МИРХОДЖАЕВ И.М., ШЕРМУХАМЕДОВ Т.В. Об околотрещинном метасоматозе в одном из месторождений Алмалыкского рудного района. Узб.геол.журнал, № 4, 1968.

МИХАЙЛОВА М.С. Взаимотношения процессов контактового метаморфизма, пропилитизации и оруденения на рудном поле одного из серебряно-золотых месторождений побережья Сахалинского залива. Тр. ЦНИГРИ, вып. 79, Москва, 1968.

МИХАЙЛОВА М.С., ЦЕПОТЬЕВ Ю.М., ЭПШТЕИН Ю.А. Особенности близповерхностного золотого оруденения, залегающего в полях мезокайнозойского андезитового вулканизма Дальнего Востока и Камчатки. Бюлл.МОИП, отд.геолог., № 4, 1969.

МИХАЙЛОВА М.С., ШОХОР Ф.А., КАЗАРИНОВ А.И. Минералогические особенности измененных пород как критерий поисков близповерхностного золотого оруденения. Разведка и охрана недр, № 6, 1969.

МОНИЧ В.К., БЕДРОВ Г.И., БАЛГОЖИНА А.Г. Геология и петрография Байназарской кольцевой системы магматических пород. Тр. ИГН АН КазССР, т. 3, 1960.

МОСКАЛЕНКО А.И. Геологическое строение, вещественный состав и условия локализации нового Южно-Сарбайского месторождения. Автореферат дисс. на соиск.уч.ст.канд.геол.-мин.наук. Л., 1968.

МУКАНОВ К.М. Солевые ореолы рассеяния на медноколчеданных месторождениях Акбастау и Кусмурун (хребет Чингиз). Труды ИГН АН КазССР, том 7, 1963.

МУРЗАЕВ С.П. Петрология флогопитоносных метасоматических пород Алдана. Автореферат дисс. на соиск.уч.ст.канд.геол.-мин.наук, Якутск, 1966.

МУСИН Р.А. О гидротермально измененных породах медно-молибденового месторождения Кальмакыр (Алматы). Узб.геол.журнал, № 2, 1959.

НАБОКО С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.

НАБОКО С.И. Химизм реальных минералообразующих растворов. Геология и геофизика, № 3, 1968.

НАБОКО С.И. Современные эпи- и мезотермальные рудоносные метасоматические формации областей активного вулканизма Мира. Сб. "Вулканизм, гидротермы и глубины земли" (матер.к 3-ьу Всесоюз. вулканол.совещ.). 1969.

НАИДЕНОВ Б.М., БОГОЛЕПОВ В.Г., ПОЛЫВЯННИЙ Э.Я. Поведение изотопов аргона в минералообразующих растворах пегматитов. Третий Всес. симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии. М., 1970.

НАКОВНИК Н.И. Коунрад и его вторичные кварциты. Проблемы сов.геологии, вып.4, 1934.

НАКОВНИК Н.И. Проблема новых руд в Казахской степи. Проблемы сов.геол., № 1, 1935.

НАКОВНИК Н.И. Месторождение вольфрамита в окрестностях Коунрада. Редкие металлы, № 1, 1935.

НАКОВНИК Н.И. Новое в минералогии боковых пород колчеданных месторождений Урала. Изв.АН СССР, серия геол., № 1, 1943.

НАКОВНИК Н.И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв.АН СССР, сер.геол., № 1, 1947.

НАКОВНИК Н.И. О метасоматическом минералообразовании в зонах равных объемов. Зап.Всес.минер.общ., вып.4, 1949.

НАКОВНИК Н.И. Вторичные кварциты. В сб. "Измененные околорудные породы и их поисковое значение". Госгеолтехиздат, 1954.

НАКОВНИК Н.И. Грейзены. В сб. "Измененные околорудные породы и их поисковое значение". Госгеолтехиздат, 1954.

НАКОВНИК Н.И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап.Всес.Минер.общ., ч.87, вып. 4, 1958.

НАКОВНИК Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. Изд-во "Недра", 1964.

НАКОВНИК Н.И. Состояние проблемы и задачи изучения вторичных кварцитов. В об.: "Проблемы метасоматизма". Изд-во "Недра", 1970.

НАРВАЙТ Г.Э. Новые данные по метаморфизму Западных Мугоджар. Вестник АН КазССР, № 9, 1968.

НАРКЕЛЮН Л.Ф. и др. Особенности геологии и вопросы генезиса Удоканского месторождения медистых песчаников. В об. "Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья", Чита, 1968.

НАРСЕЕВ В.А. Геохимические особенности метасоматически измененных гранитоидов Жарминской зоны (Восточный Казахстан). Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Алма-Ата, 1966.

НАРСЕЕВ В.А. Спонтанная полимеризация и ее роль в вулканическом процессе. В об. "Вулканизм и глубинное строение земли". Изд-во "Наука", 1966.

НАРСЕЕВ В.А. Зональность золото-серебряного месторождения Архарлы (Джунгария). Материалы к сессии, посвящ. 150-летию юбилею ВМО. Алма-Ата, 1969₁.

НАРСЕЕВ В.А. О выделении рудных столбов на месторождениях золота по данным декрепитации кварца. В об. "Проблемы образования рудных столбов". Новосибирск, 1969₂.

НЕВЕРОВ Ю.Л., ХВЕДЧЕНЯ О.А. Новые данные по геологии и рудной минерализации о.Уруп. Тр. СахКНИИ, вып. 12, 1962.

НЕВЕРОВ Ю.Л., ХВЕДЧЕНЯ О.А. О рудной минерализации четвертичного возраста на Курильских островах. Геология рудн. м-ний, 1966.

НЕКРАСОВ Б.В. Курсы общей химии. Геохимиздат, М., 1960.

НЕКРАСОВ И.Я. Первичная зональность в рудных месторождениях северо-восточной Якутии и ее значение для поисков скрытых рудных тел. Сб. "Вопросы изучения и методы поисков открытого оруденения", Геогеоинтехиздат, 1963.

НЕСТЕРЕНКО Г.В. Некоторые особенности процесса скариообразования месторождения Тырнауз, Геохимия, № 4, 1960.

НЕЧЕЛЮСТОВ Н.В., ПОПОВА Н.Н., МИНЦЕР Э.Ф. Распределение элементов-примесей в процессе гипогенного минералообразования в свинцово-цинковых и медно-молибденовых месторождениях Кармазара. Труды ИМГРЭ, вып. 5, 1961.

- НИКИТИН В.Д. К теории генезиса пегматитов. Записки ЛГИ, 1955.
- НИКОЛАЕВ В.А. Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, 1961.
- НИКУЛИН Н.Н. К вопросу об определении глубины формирования оловорудных тел по концентрации индия в касситеритах. В сб. "Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса". Владивосток, 1966.
- НИКУЛИН Н.Н. Распределение индия, ниобия и окандия в касситеритах Хинганского месторождения. Вестник ЛГУ, № 6, 1967.
- НОРШТЕЙН Г.Ш. О новом морфологическом типе скарновых образований на Турьинских медных месторождениях. Тр. ИГЕМ АН СССР, № 41, 1961.
- НОРШТЕЙН Г.Ш. Последовательность и условия образования скарновых зон Турьинских медных месторождений. Геология рудных месторождений, № 1, 1967.
- НУРБАЕВ В.М., ПОЛЕТАЕВ А.И. Новые данные о геологическом строении Коунрадского медно-порфирового месторождения. В сб.: "Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана", Алма-Ата, 1969.
- ОБОЛЕНСКИЙ А.А., ВАСИЛЬЕВ В.И., ОБОЛЕНСКАЯ Р.М. Геологическое строение и генезис Бело-Осиповского месторождения ртути в Кузнецком Алатау. В сб. "Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области". Изд-во "Наука", М., 1968.
- ОВЧИНИКОВ Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. Горно-геологического института УФАН СССР, вып. 31, 1960.
- ОВЧИНИКОВ Л.Н. О максимальной глубине образования гидротермальных месторождений и возможных давлениях в этих условиях. В сб. "Проблемы метасоматизма", Л., 1969.
- ОВЧИНИКОВ Л.Н., МАКСЕНКОВ В.Г. Термолимнеоценция минералов и факторы, влияющие на ее интенсивность. В кн.: "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала", т. III, Свердловск, 1963.
- ОЗЕРОВА Н.А., ЛЯДИНЬЯН Н.Х. и др. 1969. Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова). Геология рудных месторождений, 1969, № 5.

ОНТОВЕВ Д.О. Особенности генезиса магнетитовых месторождений Кустанайской области. В сб. "Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования". Изд-во АН СССР, 1958.

ОНТОВЕВ Д.О. Особенности околорудных изменений вмещающих пород в связи со стадийностью минерализации и зональностью оруденения Джидинского рудного поля. В кн.: "Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР". Изд-во "Наука", 1969.

ОРЛОВА О.С. Минералогия и особенности генезиса медно-золотого месторождения Ичкеульмес (Северный Казахстан). Автореф. дисс. на соиск.уч.ст.канд.геол.-мин.наук, Алма-Ата, 1971.

Основные черты геохимии урана. Изд-во АН СССР, 1963.

ПАВЛОВ А.Л. О геологических и физико-химических условиях образования вторичных кварцитов и связанных с ними сульфидных залежей. Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Ленинград, 1966.

ПАВЛОВ А.Л. Влияние эволюции кислотности-щелочности рудообразующих систем на поведение их компонентов. Сб. "Эндогенные рудные месторождения". Межд.геол.конгр., XXIII сессии., докл.сов.геол., пробл.7. Изд-во "Наука", М., 1968₁.

ПАВЛОВ А.Л. Физико-химическая обстановка миграции и отложения ртути и сопутствующих элементов при низкой температуре. В сб. "Вопросы металлогении ртути". Изд-во "Наука", М., 1968₂.

ПАВЛОВ А.Л., ОБОЛЕНСКИЙ А.А. Роль взаимодействия гидротермальных растворов и вмещающих пород в образовании ртутных месторождений. В сб. "Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем". Изд-во "Наука", М., 1970.

ПАВЛОВА И.Г. Об образовании фенакита по бериллу при калиевом метасоматозе. ДАН СССР, т.162, № 3, 1965.

ПАВЛОВА И.Г., БЕКНАЗАРОВ К.Б., САЛЬДАУ Э.П. О составе, парагенезисах и условиях образования гельвина в грейзенах. ЗВМО, ч.95, вып.6, 1966.

ПАМПУРА В.Д. Поведение рубидия, лития, бария и стронция в процессах околорудного метаморфизма гранитоидов (на примерах молибденовых месторождений Восточного Забайкалья). В сб. "Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований". М., Изд-во "Наука", 1965.

ПАМПУРА В.Д., АФОНИНА Г.Г. Гидротермальная аргиллизация гранитоидов близ кварц-молибденитовых жил Шахтаминского месторождения (Восточное Забайкалье). ДАН СССР, т.159, № 2, 1964.

ПАМПУРА В.Д., ГОРМАШЕВА Г.С. Зональность при околотрещинном метасоматизме близ кварцевых жил Шахтаминского молибденового месторождения. В сб. "Геохимия рудных месторождений". Изд-во "Наука", М., 1964.

ПАНЧЕНКОВ Г.М., ЛЕБЕДЕВ В.П. Химическая кинетика и катализ. Изд-во МГУ, 1961.

ПАРК Ч.Ф., МАК-ДОРМИД Р.А. Рудные месторождения. Изд-во "Мир", 1966.

ПЕРЕКАЛИНА Т.В. Кольцевые интрузии Центрального Казахстана. В сб. "Вопросы магм. и метаморф.", № 1, Изд-во ЛГУ, 1963.

ПЕРИЖНЯК Н.А., САГЛО В.В., СИБИРСКАЯ Н.А. Околорудно-измененные породы Гайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Мат-лы конф. по околорудному метасоматизму. ВСЕГЕИ, Л., 1966.

ПЕРЦЕВ Н.Н. Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах. "Наука", 1970.

ПЕРЦЕВ Н.Н., БОГОМОЛОВ М.А., НИКИТИНА И.Б. Новые находки харкерита и сахаита, их парагенезисы и продукты изменения. Новые данные о минералах СССР, вып.18, 1968.

ПЕРЧУК Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд. "Наука", 1964.

ПЕТРОВ В.П. (отв. редактор). Сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т.У1, Изд-во АН СССР, 1962.

ПЕТРОВА М.Г., БЕЛОВ П.Т. О генетической связи кварцевых порфиров и гранитного интрузива Шерловой Горы. Изв. ВУЗ, геология и разведка, № 11, 1966.

ПЕТРОВСКАЯ Н.В., БЕРНШТЕЙН П.С., МИРЧИК С.Г., АНДРЕЕВА М.Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золото-рудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып.45, 1961.

ПИЛИПЕНКО П.П. Скарны и оруденение. Тр. Московского геолого-разв. ин-та, т.13, 1939.

ПЛЯШКЕВИЧ Л.Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпитермального типа на Северо-Востоке СССР. В сб. "Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока". Магадан-

оков изд-во, 1967.

ПОКАЛОВ В.Т. О химизме гидротермальных изменений в гранитах Восточно-Коунрадского месторождения. Минеральное сырье, вып. 5. Госгеолтехиздат, 1962.

ПОЛЕТАЕВ А.И., ПУЧКОВ Е.В. Гидротермально-измененные породы медно-порфировых месторождений Центрального Казахстана и их поисковое значение. В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов", Алма-Ата, 1969.

ПОЛЯН Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. Изд-во "Наука", 1966.

ПОПОВ А.А. Составы мусковитов и парагонитов, синтезированных при температурах 350-500⁰. Геохимия, № 2, 1968.

ПОСПЕЛОВ Г.Л. Явления замещения при образовании эффузивных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири. Труды Всес. петрогр. совещания "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Изд-во АН СССР, 1955.

ПОСПЕЛОВ Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем. Геология и геофизика, № II, 12, 1962.

ПОСПЕЛОВ Г.Л. О типах и механизмах метасоматоза (к молекулярной теории метасоматоза). Геология и геофизика, № I, 1966.

ПОСПЕЛОВ Г.Л., ЛАПУХОВ А.С. Строение и развитие флюидных динамических систем метасоматических месторождений с полиморфной зональностью (на примере Салаирского рудного поля). Сб. "Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах". Изд-во "Наука", 1970.

ПРОКИН В.А. Условия образования первичной зональности Сибайского медно-колчеданного месторождения (Южный Урал). В сб. "Проблемы постмагматического рудообразования", т. I, Прага, 1963.

ПРОКИН В.А. Оценка колчеданных рудопоявлений по метасоматическим изменениям вмещающих пород (на примере Урала). Советская геология, № 9, 1967.

ПРОКИН В.А., ЗАХАРОВА А.А., АЛЕКСЕЕВ А.А. Метаморфизм вулканогенных толщ Бурибайского меднорудного района. Тезисы докл. П-го Уральск. петрогр. сов. Свердловск, 1966.

ПРОКИН В.А., ИСМАГИЛОВ М.И., ЗАХАРОВ А.А. Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфид-

ных залежей. Междунар. геол. конгресс, XXIII сесс., доклады сов. геологов, проб. 7, 1968.

ПРОКИН В. А., РУДАКОВ В. М., СОЛОДКИЙ Н. Н. Гипогенная зональность околорудных измененных пород колчеданных месторождений Сибай, Куль-Юрт-Тау и Бакр-тау. В кн. "Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы". Уфа, 1961.

ПРОКИН В. А., ТЕМИРГАЗИНА А. К. Зональность метасоматических изменений вмещающих пород и баланс вещества на Бурибаевском медно-колчеданном месторождении. В сб. "Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала". Изд-во "Наука", 1969.

ПУЗАНОВ Л. С. О возможности поисков скрытых на глубине минерализованных и магматических тел методом декрепитации кварца из вмещающих пород. Минеральное сырье, ВИМС, в. 17, 1967.

ПУЗАНОВ Л. С., ДМИТРИК А. Л. Некоторые вопросы методики исследований по декрепитации минералов. Литолог. и полезн. ископаемые, № 3, 1965.

ПУЗАНОВ Л. С., КУДАКОВА Л. П. К вопросу об определении относительных и абсолютных температур образования горных пород. Геохимия, № 12, 1964.

ПУЗАНОВ Л. С., КУДАКОВА Л. П. О соотношении температурных интервалов декрепитации в некоторых породах Алдана. ЭМО, вторая серия, ч. 95, в. 1, 1966.

ПУЧКОВ Е. В. Вторичные кварциты и рудообразование. Материалы к сессии, посвящ. 150-летию юбилею БМО, Алма-Ата, 1969.

ПУЧКОВ Е. В. Основные черты геологии медно-порфировых месторождений Казахстана. В сб.: "Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии". Алма-Ата, 1971.

ПУЧКОВ Е. В., ГИЛЬМУТДИНОВ Г. Х. Гидротермальный метаморфизм и оруденение на меднопорфировых месторождениях Центрального Казахстана. Сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". ОНТИ КазИМС, Алма-Ата, 1969.

ПУЧКОВ Е. В., ГУЛЯЕВ А. Л., СОКОЛОВ В. А. Структурные и генетические особенности Сокуркойского медно-порфирового месторождения. В сб.: "Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана", Алма-Ата, 1969.

ПУЧКОВ Е.В., СОКОЛОВ В.А., ГУЛЯЕВ А.П. К вопросу о зональности вторичных кварцитов и локализации оруденения на примере Сокурко-Йского месторождения (Центральный Казахстан). В сб. "Проблемы метасоматизма". Изд-во "Недра", 1970.

ПЭК А.В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 56, 1962.

РАДКЕВИЧ Е.А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6, 1956.

РАДКЕВИЧ Е.А. К вопросу о типах зональности в оловянных и полиметаллических месторождениях Тихоокеанского рудного пояса. В сб. "Проблемы постмагматического рудообразования". Изд-во Чехословацкой АН, т. I, 1963.

РАДКЕВИЧ Е.А., КОРОСТЕЛЕВ П.Г., КОКОРИН А.М. и др. Минерализованные зоны Комсомольского района. Изд-во "Наука", М., 1967.

РАЗМАХНИН Ю.Н. К вопросу о ядерно-купольной структуре рудных полей оловорудных месторождений Приморья. Сб. "Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов". Владивосток, 1968.

РАЗМАХНИН Ю.Н., РАЗМАХНИНА Э.М. О роговиковых полях Среднего Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении. В кн.: "Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность". Изд-во "Недра", М., 1966.

РАЗМАХНИН Ю.Н., РАЗМАХНИНА Э.М. О связи сихотэалинских биотитов и их кислотного выщелачивания с оловянным оруденением (на примере Приморья). В сб. "Проблемы метаморфогенного рудообразования", изд-во "Наукова думка", Киев, 1969.

РАЗМАХНИН Ю.Н., РАЗМАХНИНА Э.М. Биотиты и их связь с оловянными и оловянно-полиметаллическими месторождениями. В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов", Алма-Ата, 1969.

РАЙХЕНБЕРГ Д. Селективность ионного обмена. Сб. "Ионный обмен", ИЛ, М., 1968.

РАКЧЕВ А.Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнецихинского месторождения на Среднем Урале. Сов. геология, № 3, 1956.

РЕВЕРДАТТО В.В. Ионное замещение в каркасах некоторых полевых шпатов. Геология и геофизика, № II, 1960.

РЕВЕРДАТТО В.В. К проблеме генезиса скарнов. В кн. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т. I. Изд-во "Наука", М., 1969.

РОДИОНОВ Г.Г. Типы слюдосных пегматитовых тел и их промышленная оценка. Тр. ВИМС, вып. 4 (новая серия), 1959.

РОДИОНОВ Г.Г., ДАВИДЕНКО И.В. Некоторые геохимические особенности процессов образования пегматитов разных формаций. Геология месторождений редких элементов, вып. 22. Изд-во "Недра", 1964.

РОДИОНОВ Д.А. Статистические методы разграничения объектов по комплексу признаков. Изд-во "Недра", М., 1968.

РОЖДЕСТВЕНСКИЙ В.С. Ртутное оруденение о. Сахалин. Сб. "Вопросы металлогении ртути". Изд-во "Наука", Москва, 1968.

РОЙ Р. и ОСБОРН Е. Исследования в системе глинозем-кремнезем-вода. Сб. "Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования". Изд-во ИЛ, М., 1954.

РОМАНОВИЧ И.Ф. Роль содержания устойчивых компонентов при расчете изменения объемов и баланса вещества при метасоматозе. Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 7, 1961.

РУБ М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 33, 1960.

РУДЕНКО Б.М. Новые данные о геолого-структурном положении среднедевонских кремнистых пород в Кундуздинской синклинали Южных Мугоджар. Сб. "Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана". Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1969.

РУДНИК В.А. Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах. Тр. Всесоюз. мин. общ., ч. 91, 1962, вып. 6.

РУДНИК В.А. О балансе вещества при метасоматических процессах. Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 2, 1964.

"Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана" (Сб.). Изд-во "ФАН", Ташкент, 1967.

РУНДКВИСТ Д.В., ДЕНИСЕНКО В.К., ПАВЛОВА И.Г. Грейзеновые месторождения. Изд-во "Недра", 1971.

РУНДКВИСТ Д.В., ДЕНИСЕНКО В.К., НЕЖЕНСКИЙ И.А., ПАВЛОВА И.Г. О закономерностях размещения редкометальных месторождений Центрального Казахстана. В сб. "Закономерности размещения эндогенных рудных месторождений", 1966.

РУСИНОВА О.В. Некоторые результаты изучения глинистых минералов Балеянского золоторудного месторождения. Труды ЦНИГРИ, вып. 79, 1968.

РЫЖЕНКО Б.Н. Определение констант диссоциации угольной кислоты и расчет степени гидролиза CO_3^{2-} и HCO_3^- ионов в р-рах карбонатов и бикарбонатов при повышенных температурах. Геохимия, 1963, № 2.

РЯБЧИКОВ И.Д. Почедение элементов-примесей в процессе разделения фаз. В сб.: "Химия земной коры", т. I. Изд-во АН СССР, 1963.

РЯБЧИКОВ И.Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. В кн.: "Минералогическая термометрия и барометрия". Изд-во "Наука", 1965.

САВВИН С.Б., БАГРЕЕВ В.В. Заводская лаборатория, № 4, 1960.

САМОЙЛОВ В.С. Петрология щелочных и щелочно-карбонатных метасоматитов Восточной Сибири. Диссертация на соиск.уч.ст.канд. геол.-мин.наук, ИГЕМ, м., 1967.

САМОЙЛОВА Н.В. Петрохимические особенности ассоциации ийолито-мельтейгитовых пород и нефелиновых сиенитов. Труды ИГЕМ АН СССР, вып.76, 1962.

САПРЫКИН Е.П. К вопросу о генезисе гидротермального оруденения на примере касситеритово-сульфидных месторождений Кавалеровского рудного района (Приморье). Советская геология, № II, 1966.

САПРЫКИН Е.П. Первичная зональность в жильных месторождениях и проблема генезиса гидротермального оруденения. В кн. "Геохимические циклы Дальнего Востока", Владивосток, 1969.

ГАСИН Г.Г. Тектонические закономерности размещения полиметаллических оруденений Восточной Словакии, Северной Венгрии и Северной Румынии. Геол.сб. Льв.геол.о-ва, № 9. Изд-во "Недра", 1964.

СВИРСКИЙ М.А., ЧУМАЧЕНКО Н.М. Об изменении состава руд с глубиной на Савинском № 5 месторождении (Восточное Забайкалье). Геология рудных месторождений, № 2, 1966.

СЕВЕРОВ Э.А. Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. Материалы по геологии месторождений редких элементов в зарубежных странах. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып.6, 1960.

СЕВЕРОВ Э.А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов. Изв.АН СССР, серия геол., № I, 1962.

СЕДЛЕЦКИЙ Ю.Б., ПОЛЯКОВ В.А., ЯКУБОВСКИЙ А.В., ИСАЕВ Н.В. О соотношениях дейтерия и O^{18} в гидротермах района р.Паратунки как критерий их глубинности. Третий Всес.Симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии, М., 1970.

СЕЙФУЛЛИН Р.С. Связь естественных электрических полей с рудными месторождениями Восточного Забайкалья. Сб. "Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья". Чита, 1968.

СЕКУ-ДУКС В. Вертикальная зональность глинистых минералов, сопровождающая гидротермальное оруденение. РЖ, геология, реф. 4В298, 1966.

СЕМЕНОВ А.И. Принципы и методика составления металлогенической карты Восточного Казахстана. Сов.геология, сб.58, 1957.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П. ГЕНЕЗИС архейских железных руд Южной Якутии. В кн. "Железные руды Южной Якутии". Изд-во АН СССР, 1960.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П., ПАВЛОВ В.А. О генетических и геохимических особенностях борных месторождений. В сб. "Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций". Изд-во "Наука", 1967.

СЕРЫХ В.И., ИВАНОВ О.В., КОЗЫРЕВА Е.К. Поведение бериллия в процессе кристаллизации и метасоматического преобразования гранитов и вопросы геохимической специализации позднегерцинских интрузий. В сб. "Геология Центрального Казахстана". Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1969.

СИДОРОВ А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. Изд-во "Наука", 1966.

СИНЯКОВ В.М. Особенности формирования магнезиально-скарновых месторождений Горной Шории. Изд-во "Наука", Н-ск, 1967.

СЛАВСКАЯ А.И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. Изд-во АН УССР, 1957.

СЛОБОДСКОЙ Р.И. Контактные скарны Усть-Чуйского гранитоидного массива в Центральном Алтае. Геол. и геофиз., 1968, № 8.

СМИРНОВ В.И. Рудные месторождения Западных Карпат. Сов.геол., № 29, 1948.

СМИРНОВ В.И. Проблемы эндогенной металлогении. Изд-во АН СССР, М., 1965.

СМИРНОВ В.И. Геология полезных ископаемых. Изд-во "Недра", М., 1969.

СМИРНОВ В.И. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. Изд-во "Недра", 1968.

СМИРНОВ С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1955.

СМИРНОВ С.С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Изд-во АН СССР, 1961.

СМИТ Ф.Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. ИЛ, М., 1956.

СОБОЛЕВ Б.П., ПАШУТИН В.П. О фторидном переносе редких элементов в надкритических (паровых) растворах. Тр. ИМГРЭ, вып.18, 1963.

СОБОЛЕВ В.С., КОСТЮК В.П., БОБРИЕВИЧ А.П., ГОРБАЧЕВСКАЯ О.Н., СПИТКОВСКАЯ С.М., ФИШКИН М.Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд-во АН УССР, Киев, 1955.

СОБОЛЕВ В.С., ФИШКИН М.Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита. Минер.об. Льв.геол.о-ва, № 7, Л., 1953.

СОКОЛОВ В.А. О термине "вторичный кварцит". Материалы ко II конференции по окислительному метасоматизму. Л., 1966.

СОКОЛОВ В.А., ВОРОБЬЕВ Н.А., ИВКИН И.И., КОВБАНЬ В.И., ПУЧКОВ Е.В., ЧЕВЕРДИН В.А. Интенсивность проявления кислотного выщелачивания как критерий сульфидоносности. Тезисы докладов конференции "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании", Л., 1963.

СОКОЛОВ В.А., ЧЕВЕРДИН В.А. Некоторые основные особенности строения рудного поля Медного Коунрада. Материалы к сессии, посвящ. 150-летию юбилею ВМО, Алма-Ата, 1969.

СОКОЛОВ Г.А. Геология, закономерности состава и вопросы генезиса магнетитовых месторождений Тургайского прогиба. Тр.Объединенной Кустанайской научной сессии, т.2. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1958.

СОЛОДОВ Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометаллических гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, М., 1962.

СОТНИКОВ В.И., БЕРЗИНА А.П. Особенности процесса метасоматоза на Сорском месторождении. Геол. и геофиз. № 9, 1966.

СОТНИКОВ В.И., БЕРЗИНА А.П., СКУРИДИН В.А. О характере связи оруденения медно-молибденовой формации с магматическими образованиями. Геол. и геофиз., № 9, 1968.

СОТНИКОВ В.И., БЕРЗИНА А.П., НИКИТИНА Е.И., БОРОВИКОВА Г.А. Эволюция акцессорных минералов, петрогенных и акцессорных элементов в процессе метасоматического преобразования пород Жирекенского месторождения. Матер. по генетич. и эксперим. минералогии. Новосибирск, т.УП, 1970.

СОТНИКОВ В.И., ДУДАРЕВ А.Н. К динамике тепловых полей в зонах метасоматоза. Тр. П конф. по околорудному метасоматозу, Ленинград, 1969.

СПЕРАНСКАЯ И.М. Месторождение алунита типа вторичных кварцитов на Северо-Востоке СССР. ЗВМО, вторая серия, ч.90, вып.3, 1961.

СТАВРОВ О.Д., ИОВЧЕВА Э.И., ЗЛОБИН Б.И. Распределение бериллия в каледонских гранитоидах Северного Тянь-Шаня. Геохимия, № 12, 1966.

СТАВРОВ О.Д., СУРКОВ Б.К., ФЕЛЬДМАН Л.Г. Условия формирования колумбитоносных гранитов Северного Тянь-Шаня ("пегматитовая модель"). В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов", Алма-Ата, 1969.

СТЕПАНОВ В.В. Два редкометалльных штокверка в Каркаралинском районе. Изв. АН КазССР, сер.геол., вып.4, 1957.

СУДОВИКОВ Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.

СУЧКОВ П.Н., БУШЕВ А.Г., ДАВИДЕНКО И.В. Месторождения мусковита в гранит-пегматитах. Советская геология, № 5, 1970.

СЫРИЦО Л.Ф. Изучение распределения редкометалльного оруденения методом математической статистики. ЗВМО, ч.92, № 2, 1963.

СЫРИЦО Л.Ф. Вольфрамовая минерализация одного из редкометалльных месторождений Забайкалья. В кн. "Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений". Изд.ЛГУ, 1967.

СЫРИЦО Л.Ф., ЧЕРНИК Л.Н. Эволюция парагенезиса акцессориев в процессе метасоматического изменения гранитов одного из массивов Восточного Забайкалья. Зап.Всес.минерал. об-ва, ч.94, вып.4, 1965.

СЫРОМЯТНИКОВ В.Ф. Некоторые теоретические вопросы возникновения и развития гидротермальных растворов. Изв.АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

ТАРАСОВ В.А. Курусайское рудное поле. Изд-во "Фан" УзССР, Ташкент, 1967.

ТАТАРИНОВ П.М., БОГОЛЕПОВ В.Р. К истории одного из главнейших геологических открытий в Центральном Казахстане. Зап.ВМО, вып. I, 1965.

ТАТТЛ О.Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. В сб. "Физико-химические проблемы формирования гранитных пород и руд", т. I, ИЛ, 1961.

ТАУСОН Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, М., 1961.

ТАУСОН Л.В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм. В сб. "Химия земной коры", т. 2. Изд-во "Наука", 1964.

ТЕМНИКОВ Ю.И., ТУНИН Б.М. Разведка и охр.недр, № 2, 1965.

Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. Изд-во "Недра", М., 1968.

ТЕРНОВОЙ В.И., АФАНАСЬЕВ Б.В., СУЛИМОВ Б.И. Геологическое строение и условия образования Ковдорского месторождения флогопита. Советская геология, № 2, 1967.

ТЕСАЛОВСКИЙ М.Д., ШАРАПОВ А.Ф. О фаменских и нижнетурнейских отложениях на восточном крыле Магнитогорского прогиба. Труды Свердловского горного института им.В.В.Вахрушева, вып. 53, 1968.

ТЕТЕРЕВ Г.М. Тургайские магнетитовые месторождения, их перспективная оценка и поисковые критерии. Автореферат дисс.на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, УОАН СССР, Свердловск, 1966.

ТОЛОК А.А., РАЗМАХНИН Ю.Н. Контактво-метасоматические и метасоматические биотитовые роговики Сихотэ-Алиня и их парагенетический анализ. Сб. "Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса". Владивосток, 1966.

ТРУБНИКОВ Л.М. Результаты и дальнейшее направление поисковых работ на медно-порфировые руды в Прибалкашье. В сб. "Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана". Алма-Ата, 1969.

ТУГАРИНОВ А.И., ПАВЛЕНКО А.С., КОВАЛЕНКО В.И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным. Геохимия, № 12, 1968.

ТУГАРИНОВ А.И., ПАВЛЕНКО А.С., КОВАЛЕНКО В.И. Генезис апогранитов в свете геохимических данных. Геохимия, № 1, 1969.

ТУЛЕГЕНОВ Т. О пространственном соотношении метасоматически измененных пород и оруденения. Сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". ОНТИ КазИМС, Алма-Ата, 1969.

ТЮРИН Н.Г. К вопросу о составе гидротермальных растворов. Геология редких месторождений, № 4, 1963.

УАЙТ Д. Термальные источники и эпитеральные рудные месторождения. В кн. "Проблемы рудных месторождений", ИЛ, 1959.

УГАРОВ В.А., СМЫСЛОВ А.А. Математическая обработка результатов геохимического картирования горных пород. В сб. "Основные принципы и методика радиогеохимического картирования горных пород". Л., 1968.

УКОЛОВ М.М. Особенности структур позднегерцинских вулканоплутонических комплексов Северо-Западного Прибалхашья. Тезисы докл. Первого Казах. петрограф. совещания, Алма-Ата, 1965.

УКОЛОВ М.М. К вопросу о строении Актаасской зоны разломов. В сб. "Геология, геохимия и минералогия местор. редк. эл-тов Казахстана", Алма-Ата, 1966.

УКОЛОВ М.М., МИХАЙЛОВ А.Г. Грейзены Кызылрая. Материалы к сессии, посвящ. 150-летию юбилею ВМО, Алма-Ата, 1969.

УКОЛОВ М.М., САДОВСКИЙ Ю.А. О рудной зональности кольцевых гранитоидных структур некоторых районов Казахстана. В сб. "Морфогенез и зональность интрузивов". Новосибирск, 1968.

УСТИЕВ Б.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1950.

ФАЙФ У., ТЕРНЕР Ф., ФЕРХУГЕН Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, М., 1962.

ФЕДОРОВА О.В., ПОЛЕТАЕВ А.И., ГИЛЬМУТДИНОВ Г.Х. О последовательности формирования руд Коунрадского медно-порфирового месторождения. Материалы к сессии, посвящ. 150-летию юбилею ВМО, Алма-Ата, 1969.

ФЕДОРЧУК В.П. О генезисе глинистых минералов в ртути-сурьмяных месторождениях Южной Ферганы. Зап. ВМО, ч. 88, вып. 6, 1959.

ФЕДОРЧУК В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. Изд-во "Недра", 1964.

ФЕДЧИН Ф. Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. Изд-во "Наука", 1964.

ФЕРСМАН А. Е. Избранные труды, т. III. Изд-во АН СССР, 1955.

ФЕРСМАН А. Е. Избранные труды, том VI. Изд-во АН СССР, М., 1960.

ФИШКИН М. Ю. Минералогические фации и условия образования вторичных кварцитов Береговского холмогорья в Закарпатье. Минер. об. Львов. геол. об-ва, № 12. Львов, 1958.

ФИШКИН М. Ю. Гидротермально измененные породы Закарпатья, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Сб. "Закон. размещ. пол. ископ.", т. УП, изд-во АН СССР, М., 1964.

ФИШКИН М. Ю. К проблеме адуляризации вулканогенных пород в связи с оруденением. Матер. 2-й конф. по околорудн. метасоматизму. Л., 1966₁.

ФИШКИН М. Ю. Особенности формирования близповерхностных месторождений Советских Карпат и их связь с эффузивно-интрузивным комплексом. Сб. "Современный вулканизм". Тр. 2-го Всес. вулкан. совещ., т. I. Изд-во "Наука", 1966₂.

ФИШКИН М. Ю. Экструзии Закарпатья и их рудоносность. В кн.: "Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне". Тезисы докладов к III-му Всес. вулканолог. совещ. Изд-во Львов. ун-та, 1969₁.

ФИШКИН М. Ю. Метасоматическая зональность в близповерхностных месторождениях Закарпатья и ее поисковое значение. Сб. "Критерии рудоносности метасоматитов", Алма-Ата, 1969₂.

ФИШКИН М. Ю. Метасоматические процессы в вулканогенных породах Закарпатья и их роль в рудообразовании. В об.: "Проблемы гидрологии и генетической минералогии". Изд-во "Наука", 1970.

ФИШКИН М. Ю., МАЛАШЕВСКИЙ В. В. Процессы адуляризации на Береговском полиметаллическом месторождении и их поисковое значение. Матер. конф. к XX-летию геол. ф-та. Львов. гос. ун-та, Львов, 1966.

ФИШКИН М. Ю., ЧЕМУРАКО В. Я. Геохимические ореолы рассеяния основных рудных и сопутствующих им элементов на Беганьском барито-полиметаллическом месторождении. Геохимия, № 10, 1970.

ФОМИЧЕВ В.И., ЗАМЯТИН Н.И. Изотопный состав серы и этапность оруденения в Саякском районе. Геохимия, 1968, № 7.

ФОМИЧЕВ В.И., КУЛКАШЕВ Н.Т. О структурных условиях локализации метасоматитов в Саякском рудном районе. В сб.: "Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана". Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1969.

ФРЕМД Г.М. Роль эффузивного вулканизма в эндогенной металлогении Южной Джунгарии. Вестник АН КазССР, 1960, № II.

ФРЕМД Г.М., ИСАЕВА М.Д. Минеральные фации, метасоматическая зональность и генезис вторичных кварцитов и пропилитов Южной Джунгарии. В сб.: "Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Тр. лаборатории палеовулканологии Каз.Ин-та минер. сырья, вып. 3, 1964.

ФРОЛОВ А.А., БАГДАСАРОВ Ю.А. Большетагчинский массив щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Советская геология, № 12, 1967.

ФРОЛОВ А.А., БАГДАСАРОВ Ю.А. Особенности проявления формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов в Енисейском криже". Изв. ВУЗов, геология и разведка, 1970.

ФУКС Э., ДЕ-ЛОНЕ Л. Курс рудных месторождений. СПб, 1903.

ХАДЖИЕВ Т.Ш. Пример образования известковых скарнов в магматическую стадию (Кумышканское рудное поле, Курамин зая подзона). Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму, Ленинград, 1966.

ХАМРАБАЕВ И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1978.

ХАМРАБАЕВ И.Х. и др. Петрография Узбекистана, кн.2. Изд-во "Наука" УзССР, Ташкент, 1965.

ХЕТЧИКОВ Л.Н. Геологическое строение и минералогия месторождения Первый Советский Рудник (Тетяхе). В сб. "Материалы по геологии, пол.иск. и минералогии южной части Дальнего Востока". Изд. АН СССР, 1960.

ХЕТЧИКОВ Л.Н., АНИКИН И.Н., СМИРНОВА С.А. Образование щелочных пород и перенос металлов в парах фторсиликатного расплава. Советская геология, 1969, № 5.

ХЕТЧИКОВ Л.Н., ОНТОВЕЗ Д.О., ДОРОГОВИН Б.А. Некоторые генетические особенности редкометалльных месторождений Забайкалья по данным изучения газово-жидких включений в кварце. Геология рудных месторождений, № 4, 1970.

ХИТАРОВ Н.И., ИВАНОВ Л.А. О взаимосвязи молибдена с кремниевой кислотой. ДАН СССР, т.27, № 7, 1940.

ХИТАРОВ Н.И., КАДИК А.А., ЛЕБЕДЕВ Е.Б. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. Геохимия, 1967, № II.

ХИТАРОВ Н.И., НАГОПЯН Л.Б., ЛЕБЕДЕВ Е.Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования). Геохимия № 3, 1969.

ХИТАРОВ Н.И., РЫЖЕНКО Б.Н. Об условиях возможного существования кремнемолибдата натрия в рудообразующих растворах. Сб. "Экспериментальные исследования в области глубинных процессов", 1962.

ХИТРОВ В.Г., КОРТМАН Р.В. Основные итоги межлабораторного исследования стандартных магматических пород. В сб. "Вопросы петрохимии", Л., 1969.

ХЛЕСТОВ В.В., ДОБРЕЦОВ Л.Н. К проблеме термодинамического равновесия в метаморфических и метасоматических породах. Изв.АН СССР, сер.геол., № 8, 1967.

ХОДАКОВСКИЙ И.Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах. Геохимия, № 8, 1966.

ХОМИЧ В.Г. Надрудный ореол гидротермального изменения пород-критерий поисков скрытого близповерхностного золотого оруденения. Тр.Иркутск. Политехнич. ин-та, вып.42, сер.геол., 1968.

ХОМИЧ В.Г., ЧЕГЛОКОВ С.В. О верхней границе оруденения близповерхностных месторождений золота (Балейское рудное поле). В сб. "Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья", вып. 2, Чита, 1966.

ЧЕРНИК Л.Н., БАБКИН А.С. Метасоматически измененные граниты в Восточном Забайкалье и некоторые особенности их генезиса. Зап. Всес. об-ва, ч.92, вып.2, 1963.

ЧЕРНЫШЕВ В.Ф. Особенности геологического строения Турьинского скарнового рудного поля на Урале. Сб. "Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений", 1960.

ЧЕТВЕРИКОВ С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, 1956.

ЧОЛПАНКУЛОВ Т.Ч. Вторичные кварциты Центрального Казахстана и их полезные ископаемые. Тр. Карагандинской объединенной научной сессии АН КазССР, МГ и ОН КазССР, т.2, 1959.

ЧОЛПАНКУЛОВ Т.Ч. Меденосность вторичных кварцитов Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН КазССР, т.25. Изд-во "Наука" КазССР, Алма-Ата, 1968.

ЧОЛПАНКУЛОВ Т.Ч. Полигены в геологии. В кн. "Критерии рудоносности метасоматитов", ОНТИ КазИМС, Алма-Ата, 1969.

ЧУГУЕВСКАЯ О.М., БЕЛЯШОВ Н.М., НОВОХАТСКИЙ И.П. Этапы образования и генетические типы железных руд в Тургайской палеозойской вулканоплутонической формации. Вестник АН КазССР, вып. 9 (269), 1967.

ЧУГУЕВСКАЯ О.М., НОВОХАТСКИЙ И.П., ТРОФИМОВ Н.А. О вулканогенно-осадочном происхождении Сарбайского магнетитового месторождения в Тургайском прогибе. Сб. "Вулканизм и рудообразование", Новосибирск, 1969.

ЧУХРОВ Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып.50, 1960.

ЧУХРОВ Ф.В., ШЛАЙН Л.Б. О количественной характеристике зонального изменения состава грейзенов на примере Восточного Коунрада. В сб. "Проблемы постмагматического рудообразования", т.1, Прага, 1963.

ШАБЫНИН Л.И. О магнезиально-скарновой рудной формации. В кн. "Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений". Изд-во "Наука", М., 1966.

ШАБЫНИН Л.И. О генетических условиях образования везувияна в скарнах. Геохимия, № 10, 1968.

ШАБЫНИН Л.И. О фассаитовом характере клинопироксенов магнезиальных скарнов. Докл. АН СССР, т.187, № 6, 1969.

ШАБЫНИН Л.И. Магнетитовое оруденение магматической стадии в месторождениях магнезиально-скарновой рудной формации. Геол. рудн.-м-ний, № 4, 1969.

ШАБЫНИН Л.И. Некоторые вопросы послемагматического скарнообразования в доломитовых контактах гипабиссальной фации. Сб. "Очерки физ-хим. петрологии", т.2, "Наука", 1970.

ШАБЫНИН Л.И., ЗАРЕВИЧ И.П. Об относительной роли доломитов в формировании гипабиссальных окарновородных месторождений. Геол. рудн.м-ний, № 6, 1967.

ШАРАПОВ В.Н., ЛАПИН С.С. О влиянии состава замещаемых пород на распределение железа в рудных телах некоторых метасоматических месторождений Алтае-Саяна. Геология рудных месторождений, № 1, 1965.

ШАРЛО Г. Методы аналитической химии. Изд-во "Химия". М.-Л., 1965.

ШАХОВ Ф.Н. К теории контактовых месторождений. Тр. горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. I, 1947.

ШАХОВ Ф.Н. Геология жильных месторождений. Изд-во "Наука", 1965.

ШЕВЧЕНКО Е.В. Структурные особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Изд. Львов. ун-та, 1951.

ШИПУЛИН Ф.К. К теории процессов контактового метаморфизма. Геология руд. месторожд., № 3, 1960.

ШМАКИН Б.М., МАКРЫГИНА В.А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. Изд-во "Наука", М., 1969.

ШНАЙДЕР М.С., АСТАФЬЕВ М.П. Магматогенные брекчии Ново-Золотушинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. Сов. геология, № II, 1965.

ШТРУНЦ Х. Минералогические таблицы. Госгортехиздат, М., 1962.

ШУМЛЯНСКИЙ В.А., ГОРУНОВА А.М. Некоторые черты гидротермального перераспределения химических элементов в микрокварцитах рудоносной углеродисто-кремнистой формации. Сб. "К геохимии и литологии Средней Азии (научная сессия)". Ташкент, 1967.

ШУРКИН К.А., ГОРЛОВ Н.В., САЛЪЕ М.Е., ДУК В.Л., НИКИТИН Ю.В. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, Л., 1962.

ЩЕГОЛЕВ Д.И., ТОЛСТИХИН Н.И. Подземные воды в трещиноватых породах. Госгортехиздат, 1939.

ЩЕРБА Г.Н. Заметки о грейзенах Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. II, 1949.

ЩЕРБА Г.Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1957.

ЩЕРБА Г.Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960.

ЩЕРБА Г.Н. Геотектоногены и рудные пояса. Изд-во "Наука" КазССР, Алма-Ата, 1970.

ЩЕРБА Г.Н., ГУКОВА В.Д., КУДРЯШОВ А.В., СЕНЧИЛО Н.П. Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибдено-вольфрамовых месторождений Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1964.

ЩЕРБА Г.Н., ЕРШОВ Б.В., ИВАНОВ А.И., КУДРЯШОВ А.В., СЕНЧИЛО Н.П. О возможном мезозойском возрасте хоргосского интрузивного комплекса в Джунгарском Алатау. Труды ИГи АН КазССР, т.6, Алма-Ата, 1962.

ЩЕРБА Г.Н., СТЕПАНОВ В.В., МУХЛЯ К.А. Месторождения редких металлов. "Геология и металлогения Успенской тектонической зоны", том 2. Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1967.

ЩЕРБАК В.М. О некоторых генетических особенностях месторождений Елтайско-Куржункульского рудного района в Тургае. Вестник АН КазССР, вып.12, 1966.

ЩЕРБАК В.М. Геолого-структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Елтайско-Куржункульского рудного района. В сб. "Геология и генетич.особ.магнетитовых месторождений Тургая". Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1969.

ЩЕРБАНЬ И.П. Гидротермальная аргиллизация вмещающих пород Акташского месторождения. Геология и геофизика, 1962, № 9.

ЩЕРБАНЬ И.П. Некоторые черты минералогии и генезиса гидротермально-метасоматических доломитов. Сб. "Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области". Изд-во "Наука", М., 1968.

ЩЕРБИНА В.В. Формы переноса химических элементов и условия их концентрации. Сб. "Вопросы геохимии редких элементов". Изд-во АН СССР, 1962.

ЩЕРБИНА В.В. Нахождение элементов в природе в виде хлоридов и фторидов в зависимости от положения элементов в периодической системе. Геохимия, № 8, 1963.

ЩЕРБИНА В.В. О разделении изоморфных элементов. Сб. "Проблемы геохимии". Изд-во "Наука", М., 1965.

ЭГЕЛЬ Л., ЖЕМКОВЦЕВ Б., УШАКОВ В. К вопросу о металлогенической специализации некоторых интрузивных комплексов МНР. В кн. "Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена", СЭВ, М., 1966.

ЭЙГСТЕР Г.П. Новые экспериментальные исследования стабильности и фазовых соотношений водных силикатов железа. В кн. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. I. Изд-во АН КазССР, М., 1961.

ЭРВИН Г., ОСБОРН Е. Система глинозем-вода. Сб. "Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования". Изд-во ИЛ, М., 1954.

ЮГАЙ Т.А. Гидротермальный метаморфизм и золотое оруденение на месторождении Белая Гора. Геология и геофизика, 1967, № 5.

ЮРГЕНСОН Г.А. К вопросу о минералогии и условиях формирования древней коры выветривания на Удоканском месторождении меди. Сб. "Геология и разведка полезных ископаемых Забайкалья", Чита, 1968.

ЯКШИН А.А. Слюдяные месторождения Северо-Западного Прибайкалья. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. ГОНТИ, вып. XV, 1939.

ЯКОВЛЕВ Г.Ф., АВДОНИН В.В., ВОРОБЬЕВ В.И., ГОНЧАРОВА Т.Я., ЕРЕМИН И.И. и др. Важные особенности геологии колчеданных районов Южного Урала - основа прогнозно-металлогенических карт. Вест. МГУ, сер. IV, геология, 1968.

ЯКОВЛЕВ Г.Ф., АВДОНИН В.В., ГОНЧАРОВА Т.Я., КРОПACHEВ С.М. Тектономагматическое развитие и колчеданное оруденение Южного Урала в палеозое. Вестн. МГУ, сер. IV, геология, 1966.

ЯРЕНСКАЯ М.А. Минералогические и структурно-текстурные особенности колчеданных руд колчеданных месторождений Чингиза. Труды ИГН АН КазССР, т. 7, 1963.

ЯРОЦКИЙ Г.П. К вопросу об эффективности геофизических методов при поисках скрытого серного оруденения в Северо-Камчатском сероносном районе. Сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым"

ым Корякского нагорья". Дальневосточное книжное изд-во, Петропавловск-Камчатский, 1969₁.

ЯРОЦКИЙ Г.П. Применение магнитометрии при изучении вторичных кварцитов Камчатки. Сб. "Молодые гидротермально измененные породы Камчатки и Курильских островов". Изд-во "Наука", М., 1969₂.

ЯРОЦКИЙ Г.П. Физические свойства вулканитов и измененных пород Северо-Камчатского озерноосного района. Геол. и геофизика, № 3, 1970.

BAILEY E.H., EVERHART D.L. Geology and Quicksilver Deposits of the New Almaden District, Santa Clara County, California. Washington, 1964.

BARNES H.L. (Ed.) et al. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York, 1967.

BUTLER B.S. Influence of the Replaced Rock on Replacement Minerals Associated with Ore Deposits. Econ. Geol. V XXVII, Nb1, 1932.

DAMON P.E. Behavior of Some Elements During Magmatic Crystallization. Geochim. et Cosmochim. Acta, V 32, Nb5, 1968.

DOWEL F.W., RULP I.L. Age of Intrusion and Ore Deposition in the Robinson Mining District of Nevada. Ec. Geol. V 62, Nb7, 1967.

EISENMAN G. Cation Selective Glass Electrodes and their Mode of Operation. Biophysical, V 2, Nb, 1962.

EISENMAN G. On the Elementary Origin of Equilibrium Ionic Specificity, in Symposium on Membrane. Transport and Metabolism. Kleinzeller, Kotyk A. New York Academic, 1962.

GINDY A.R. Progressive Replacement of Limestone Inclusions in Granite at Ballynacarrick, Co. Donegal. Geol. Mag., V 90, Nb3, 1953.

GUNDLASH H. Chemische Aspekte des Transportes von Metallen in Hydrothermalen Lösungen. - Sympos. Problems of Postmagmatic Ore Deposition. Geol. Surv. Czechoslov., Publishing House Czechoslovakia Acad. Sci., Prague, 1963.

HAMILTON D.L., BURNHAM C.W., OSBORN E.F. The Solubility of Water and Effects of Oxygen Fugacity and Water Content on Crystallization in Mafic Magmas. I. Petrology, V 5, Nb1, 1964.

HEINRICH E.Wm. The Geology of Carbonatites. Chicago, 1967.

HEY M.H. A New Review of the Chlorites. Mineral. Mag., 1954.

JACOBSON R.R.E., MACLEOD W.N., BLACK R. Ring-Complexes in the Younger Granite Province of Northern Nigeria. Mem. Geol. Soc. London, 1958, Nb1.

JAHUS R.H., BURNHAM C.W. Experimental Studies of Pegmatite Genesis : Melting and Crystallization of Granite and Pegmatite. Bull.Geol.Soc.Amer., V 69, Nb12, 1958.

LEBOY P.C. Correlation of Copper Mineralization with Hydrothermal Alteration in the Santa Rita Porphyry Copper Deposit, New Mexico. Bull.Geol.Soc.Amer., V 65, Nb8, 1954.

LINDGREN W.M. Metasomatism. Bull.Geol.Soc.Amer., 36, 1925.

MAC KEVETT E.M., BERG H.C. Geology of the Red Devil Quicksilver Mine Alaska. U.S.Geol.Surv.Bull., Nb1142-G, 1963.

MAGLEOD W.N. The Geology of the Jos-Bukuru Younger Granite Complex with Particular Reference to the Distribution of Columbite. Rec.Geol.Surv. Nigeria., 1954, 17-34.

MUNOZ I.L. and EUGSTER H.P. Synthesis and Stability of Lepidolites. Trans.Amer.Geophys.Union, 46, Nb1, 1965.

NOCKOLDS S.R., SCOON J.H. The "Pseudodiorites" of Dielette. Mineral.Mag., V 34, 1965.

NOCKOLDS S.R. The Behavior of Some Elements During Fractional Crystallization of Magma. Geochim. et Cosmochim.Acta, V 30, Nb3, 1966.

NORTON J.J. Ternary Diagrams of the Quartz-feldspar Couteuf of Pegmatites in Colorado. U.S.Geol.Surv.Bull., 1241, 1966.

NORTON, PAGE. Methods Used to Determine Grade and Reserves of Pegmatites. Mining Engineering, V 8, Nb4, 1956.

PATTON H.B. Topaz-Bearing Phylolite of the Thomas Range, Utah. Bull.Geol.Soc.Amer., V 19, pls.12-13, 1908.

PITCHER W.S. Calc-silicate Skarn Veins in the Limestone of Lough Anure. Mineral.Mag., V 29, Nb209, 1950.

POURBAIX M. Atlas d'Equilibres Electrochimique. Paris, 1963.

RICHARD D.H. and CHARLS I.V. Wallrock Alteration in the Goldfield District, Nevada. Journal of Geology Nb5, 1964.

SAINSBURY C.L., MAC KEVETT E.M. Quicksilver Deposits of Southwestern Alaska. U.S.Geol.Surv.Bull., 1187, 1965.

SCHWARTZ G.M. Hydrothermal Alteration in the Porphyry Copper Deposits. Econ.Geol. V 62, Nb4, 1947.

SCHWARTZ G.M. Argillic Alteration and Ore Deposits. Economic Geol., V 51, Nb4, 1956.

SHAWE D.R., MOUNTJOY W. and DUKE W. Lithium Associated with

Beryllium in Rhyolitic Tuff at Spor Mountain, Wester Juab County, Utah. U.S. Geol. Surv. Research, 1964.

SHEPPARD S.M.F., NIELSEN R.L., Taylor H.P. Oxygen and Hydrogen Isotope Ratios of Clay Minerals from Porphyry Copper Deposits. Econ. Geol. V 64, Nb7, 1969.

STAATZ M.H. and Griffiths W.R. Beryllium-bearing Tuff in the Thomas Range, Juab County, Utah. Econ. Geol., V 56, Nb5, 1961.

STEWART D.B. Petrogenesis and Mineral Assemblages of Lithium-rich Pegmatites. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., Nb76, 1964.

TUTTLE O.F. and BOWEN N.L. Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $\text{Na Al}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 1958.

WILLIAMS F.A., MECHAN J.A., PAULO K.L. et al. Economic Geology of the Decomposed Columbite-bearing Granites, Jos Plateau, Nigeria. Ec. Geol., Nb4, 1956.

WYLLIE P.J., TUTTLE O.F. Experimental Investigation of Silicate Systems Containing Two Volatile Components. Part III. The Effects of SO_3 , P_2O_5 , HCl and Li_2O in addition to H_2O , on the Melting Temperatures of Albite and Granite. Amer. J. Sci., V 262, Nb7, 1964.

ZUTH W.C., JAHUS R.H., TUTTLE O.F. The Granite System to 10000 bars H_2O . Trans. Amer. Geophys. Union, 44, Nb1, 1963.

| | |
|---|----|
| ПРЕДИСЛОВИЕ | 3 |
| ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ, БЕРЕЗИТЫ, ПРОПИЛИТЫ И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ОБРАЗОВАНИЯ | |
| Л.К.Алексеева. Критерии рудоносности вторичных кварцитов Северного Прибалхашья | 7 |
| Л.К.Алексеева, П.К.Куков, В.В.Колесников, А.М.Смирнов, В.В.Солодидлова. Вторичные кварциты северо-восточной части Балхашско-Илийского вулканического пояса, их рудоносность и закономерности размещения | 16 |
| Ю.А.Алехин. Влияние метаморфической зональности на золотоносность древних толщ Северо-Западного Тянь-Шаня | 24 |
| Б.Г.Балкиров. Углефикация горных пород - околорудное изменение колчеданных месторождений (на примере месторождения Текели) | 28 |
| Г.М.Бенидзе. Минералогические особенности гидротермальных метасоматитов в качестве поисковых критериев на медно-колчеданное оруденение (Даутское месторождение, Северный Кавказ) | 32 |
| Н.И.Бородаевский. Признаки золотоносности лиственитов и родственных им пород | 39 |
| Г.П.Воларович, А.И.Казаринов, М.С.Михайлов, Ю.М.Щепотьев, Ф.А.Шохор, Ю.А.Эпштейн. Критерии и признаки золотоносности пропилитов и метасоматитов золоторудных месторождений в породах андезито-дацитової формации (на примере группы месторождений Востока СССР) | 47 |
| В.Г.Гарьковец, Ю.Ф.Баскаков, Н.И.Крылов, А.К.Воронков. Метасоматиты древних осадочно-метаморфизованных толщ Кызылкумов, как поисковый признак рудных месторождений | 55 |

| | |
|---|-----|
| И.М.Голованов, Т.Тулегенов, А.Т.Рахубенков. Количественная оценка соотношения кварцево-серицитовых метасоматитов и меднопорфировых руд месторождения Дальнего (Алматы, УзССР) | 59 |
| В.Н.Долженко. Рудовмещающие метасоматиты Султансары (Северный Тянь-Шань) и их поисковое значение | 69 |
| Н.М.Жуков. Зональность окolorудных метасоматитов месторождения "50 лет Октября" | 74 |
| М.И.Исмагилов, М.З.Исмагилова. Соотношение руд и метасоматических пород золото-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района на Южном Урале | 85 |
| С.К.Карапов. Перспективы рудоносности вторичных кварцитов хр.Алтын-Эмель (Южная Джунгария)..... | 91 |
| А.Ф.Коробейников, В.И.Баженов, И.В.Кучеренко, Л.Г.Осипов. Гидротермально измененные породы золоторудных полей Саяно-Алтайской складчатой области и их поисковое значение | 96 |
| А.Ф.Коробейников, Г.В.Щубин. О золотоносных щелочных метасоматитах | 104 |
| А.И.Кривцов. Соотношения метаморфизма, метасоматизма и колчеданного оруденения в юго-восточной части Башкирского Урала | 114 |
| Л.М.Дурье. Зональность окolorудных метасоматитов и рудных тел трещинно-метасоматических полиметаллических месторождений Восточного Кармазара (на примере Зимбарак-Тары-Эканского и Караташкотан-Канимансурского рудных полей) | 122 |
| В.А.Нарсеев. О соотношении вертикальной зональности руд и метасоматитов на близповерхностных месторождениях золота | 126 |
| Б.Д.Петраченко. Рудоносность полей вторичных кварцитов Курильских островов | 130 |

| | |
|---|-----|
| Л.Н.Пляшкевич. Пропилиты и вторичные кварциты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, их связь с золото-серебряным оруденением и поисковое значение отдельных фаций метасоматоза | 136 |
| В.А.Прокин, А.К.Тимергазина. Отличие состава околорудных изменений пород висячего и лежащего боков Молодежного колчеданного месторождения (Южный Урал) | 151 |
| Е.В.Пучков. Вторичные кварциты и золото-медно-молибденовое оруденение | 157 |
| Р.И.Романова. Вторичные кварциты Тетюхинского серного рудопроявления | 167 |
| Р.И.Романова, Е.Д.Петраченко. Метасоматиты рудных полей в эффузивах Приморья | 173 |
| Н.Н.Семенова, В.Г.Ершова. Рудоносные метасоматиты и руды колчеданных месторождений Северного Урала и северной части Среднего Урала | 178 |
| А.А.Сидоров, Р.А.Еремин, В.И.Найбородин. Околорудные изменения на месторождениях золото-серебряной формации Северо-Востока СССР | 181 |
| А.М.Смирнов. Некоторые особенности распределения оруденения во вторичных кварцитах (Северное Прибалхашье)..... | 193 |
| А.М.Смирнов. Некоторые петрохимические особенности формирования вторичных кварцитов Северного Прибалхашья | 198 |
| М.Д.Тесаловский. Этапы, типы метаморфизма и место колчеданного оруденения в Айдырлинском рудном районе (Южный Урал) | 204 |
| В.Г.Хомич, С.С.Максимов, Г.А.Юргенсон, В.П.Бородин, Ю.И.Симонов. Типы метасоматических преобразований пород Балейского рудного поля и их соотношения с золотоносными жилами | 210 |
| М.Ю.Филкин. Критерии рудоносности метасоматитов Закарпатья | 220 |

- Ю.С.Шалаев. Пространственное размещение ореолов березитизированных пород и места локализации в них золотого оруденения (месторождение Джеламбет, Северный Казахстан) 234
- С.Д.Шер, И.М.Юдин. Метасоматические преобразования рудовмещающей толщи на золоторудном месторождении Мурунтау и возможности их использования при поисках месторождений Мурунтауского типа 240

НЕКЛАССИФИЦИРОВАННЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ, ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
И ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

- Ю.А.Багдасаров. Особенности распределения редкометальной минерализации в некарбонатных метасоматитах щелочно-ультраосновных массивов 251
- И.В.Давиденко. Применение геохимии микрокомпонентов для поисков и оценки пегматитов 258
- А.П.Карасев, В.И.Красников, Р.С.Сейфуллин, В.А.Фаворов, Т.А.Шемонаева. Влияние метасоматических процессов на физические свойства горных пород и рудных минералов 269
- С.С.Лапин. Структурные признаки метасоматического происхождения тел по данным массового точечного физического опробования 273
- А.С.Лапухов. О некоторых вещественных и структурных критериях связи оруденения с автометаморфизмом порфирировых интрузий (на примере Салаирского рудного поля).. 284
- А.А.Оболенский, А.Л.Павлов. Взаимосвязь процессов гидротермального метаморфизма и рудоотложения на ртутных месторождениях 289
- Л.С.Пузанов, А.В.Колтуе. Некоторые физические признаки рудоносных метасоматитов в эффузивах, вмещающих плавикошпатовое оруденение 301
- В.С.Розенков С.К.Каюпов, Т.Г.Мулдагалиев. Гидротермально измененные породы Кундуздинской синклинали и соотношение с ними ртутного оруденения 306

| | |
|---|-----|
| В.И.Сотников, А.Н.Дударев, А.П.Берзина. О теплофизической неоднородности метасоматических образований и ее возможном влиянии на гидротермальный процесс | 309 |
| Е.Н.Суханова. Роль метасоматических процессов в формировании руд норильского типа | 317 |
| Г.П.Яроцкий... Геофизические поисковые признаки серного оруденения во вторичных кварцитах Камчатки | 322 |
| Решение Симпозиума | 333 |
| Список литературы | 335 |

КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ

Труды симпозиума

ч.2

Редактор В.Г.Боголепов

Технический редактор С.П.Геллер

УД 05491

Подписано к печати

26.IV.1973 г.

Формат 60x84 1/16 23 печ.л. уч.изд.л. Тираж 1000 экз.

Заказ 57

Цена

75 коп.

Отпечатано на ротапринтере ОНТИ КазИМС, ул.К.Маркса, 105

Цена 75 коп.

9855