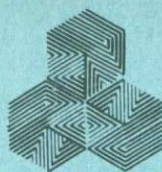


Литература

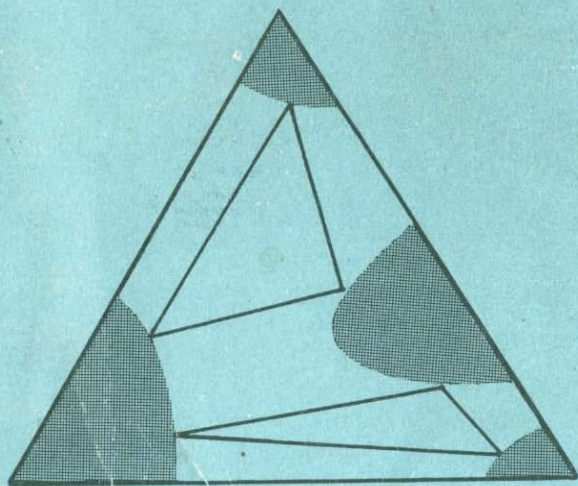


по геологии

«Наука»

В.Л.Русинов

# Метасоматические процессы в вулканических толщах





АКАДЕМИЯ НАУК СССР

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

В.Л.Русинов

# Метасоматические процессы в вулканических толщах

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Н.Н. ПЕРЦЕВ



МОСКВА НАУКА  
1989



Метасоматические процессы в вулканических толщах / В.Л. Русинов. — М.: Наука, 1989. 214 с. — ISBN 5-020032-00-X

Метасоматические процессы в вулканических толщах характеризуются большим градиентом температуры, что является следствием малой глубинности и влиянием активного магматического контакта. Исследование взаимоотношений между метасоматитами различных формаций, между метасоматитами и магматическими образованиями, а также строения вертикальной метасоматической зональности позволило выявить закономерности эволюции метасоматического процесса и особенности его проявления в разных условиях глубинности. Впервые выделена формация калиевых "роговиков", а формация пропилитов рассматривается с новых позиций. Рассмотрены вопросы рудоносности метасоматических формаций.

Книга предназначена для специалистов, изучающих рудные месторождения. Ил. 67. Табл. 38. Библиогр. 168 назв.

Рецензенты В.Б. ЧЕКВАИДЗЕ, А.М. БОРСУК

Редактор издательства *К.В. Ильин*

Metasomatic processes in volcanic complexes have some characteristic features due to the shallow depth, high temperature gradient and remarkable influence of the active magmatic contacts. These factors affect the genetic relations between different associations of metasomatites, between metasomatites and magmatic rocks and define the type of vertical metasomatic zoning studied in the wide range of ore deposits (mainly of epithermal and massive sulfide types) and in regions of recent volcanic activity.

The metasomatic rocks assemblage named "potash hornfels" is firstly recognised and propylitic assemblage is treated from the new point of view.

Some aspects of ore deposition connected with different metasomatic processes and some elements of correspondence between vertical ore and metasomatic zoning are also discussed.

The book is intended for investigators of ore deposits.

1804020000—417  
P ————— 341—89, кн. 2  
055 (02)—89

© В.Л. Русинов, 1989

ISBN 5-020032-00-X

## ВВЕДЕНИЕ

Целью работы являлась разработка схемы эволюции метасоматического процесса и вертикальной зональности его продуктов в вулканических толщах на разных уровнях глубинности в зависимости от различий в геологической обстановке развития процесса. Для достижения этой цели решался ряд частных задач: изучение закономерностей вертикальной метасоматической зональности; уточнение геологических условий формирования метасоматических формаций и выяснение генетических отношений между ними; парагенетический анализ метасоматических фаций; выяснение различий между метасоматизмом в субаэральных и субмаринных толщах; исследование условий, определяющих рудоносность метасоматитов; разработка критериев определения глубины эрозионного среза рудных тел и месторождений.

Метасоматизм — это процесс преобразования минерального состава горных пород, сопровождающийся изменением их химического состава [43]. В участках интенсивного метасоматизма может происходить полный вынос вещества исходных пород и минералообразование путем заполнения возникших пустот. Метасоматические процессы часто сопровождаются формированием генетически связанных с ними кварцево-рудных и других жил, которые отнесены в работе к продуктам эволюции тех же гидротермальных процессов, что и предшествующий им метасоматизм. Рассматриваются только эндогенные метасоматические явления в вулканических толщах. Эти явления характеризуются небольшой глубинностью и генетически связаны с магматической деятельностью, вулканической и интрузивной, что определяет главные особенности условий метасоматизма, заключающиеся в большом градиенте температуры, в участии потоков магматогенных флюидов и подземных вод, в зависимости гидротермального процесса от эволюции магматизма.

Д.С. Коржинский обнаружил фундаментальную закономерность развития гидротермальных процессов, заключающуюся в волнообразном изменении кислотности-щелочности растворов во времени и обуславливающую главные черты вертикальной метасоматической зональности. Существует несколько гипотез, объясняющих эту закономерность. Теоретическая модель кислотно-основной эволюции гидротермальных растворов Д.С. Коржинского [42] рассматривает изменение характера метасоматизма в результате саморазвития движущейся путем фильтрации через породы порции гидротермального раствора в основном под действием внутренних

факторов, которые обуславливают инверсию кислотности и формирование фильтрационной зональности. Однако во многих реальных геологических объектах большое и даже преобладающее влияние на строение вертикальной метасоматической зональности оказывают внешние факторы: градиент температуры, глубинность, фугитивность углекислоты и кислорода, широкое вовлечение на определенных этапах в процесс подземных вод метеорного или морского происхождения. Это обуславливает отклонения от теоретической модели фильтрационной зональности, для учета которых требуется обобщение результатов изучения примеров формирования вертикальной зональности в разных геологических условиях. Методологическую основу для разработки геологических вариантов модели метасоматического процесса образует формационный подход, основанный на генетических определениях формаций, содержащихся в работе В.А. Жарикова [26] и Б.И. Омеляненко [76], которые принципиально близки между собой в том, что оба определения характеризуют метасоматическую формацию как совокупность фаций, возникших в ходе "одного петрогенетического процесса" или в сходных геологических условиях.

Несмотря на то что большинство исследователей в настоящее время как будто придерживаются формационного подхода при изучении метасоматитов, обычно характеристика метасоматических формаций сводится к особенностям минерального состава образующихся пород, т.е. к фациальному анализу. Вследствие субъективности оценки границ метасоматических формаций, выделяемых по минеральному составу, встречается неоднозначное толкование ряда формаций, таких, как пропилиты, вторичные кварциты и аргиллизиты. В то же время существуют группы метасоматитов, возникновение которых возможно лишь во вполне определенной геологической обстановке, т.е. имеющих ясный "геологический образ". Сходные с ними по составу метасоматиты (относящиеся к той же фации) могут возникать и в иной геологической обстановке вследствие конвергенции физико-химических параметров, но они принадлежат к другой формации. Исследование вертикальной метасоматической зональности и метасоматических формаций с генетических позиций служит основой для установления места оруденения в общей эволюции гидротермального процесса и закономерностей пространственной локализации оруденения в метасоматически преобразованных породах.

В последние годы накоплен большой фактический материал по проявлению вертикальной метасоматической зональности в разных геологических условиях, который свидетельствует о значительных отклонениях от теоретически ожидаемых результатов. Поэтому разработка модели, более полно учитывающей геологическую позицию изучаемого объекта и связи метасоматизма с оруденением, является насущной задачей. Особенно актуально развитие представлений о вертикальной зональности в связи с растущим интересом к рудам цветных и благородных металлов, не выходящих на поверхность и требующим для поисков теоретического прогноза на глубину. В метасоматически преобразованных вулканических толщах заключены проявления рудной минерализации разнообразных металлов, в том числе весьма важных для промышленности в настоящее время (медь, цинк, молибден, вольфрам, золото, серебро и др.), что определяет актуальность задачи выявления условий рудоносности метасоматических формаций.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ В ТЕКСТЕ

<i>Аб</i>	— альбит	<i>Лом</i>	— ломонит
<i>Ад</i>	— адуляр	<i>Марк</i>	— марказит
<i>Акс</i>	— аксинит	<i>Мзт</i>	— магнезит
<i>Акт</i>	— актинолит	<i>Монт</i>	— монтмориллонит
<i>Ал</i>	— алунит	<i>Мт</i>	— магнетит
<i>Амф</i>	— амфибол	<i>Мус</i>	— мусковит
<i>Анг</i>	— ангидрит	<i>Олг</i>	— олигоклаз
<i>Анд</i>	— андалузит	<i>Орт</i>	— ортоклаз
<i>Анк</i>	— анкерит	<i>Пар</i>	— парагонит
<i>Ап</i>	— апатит	<i>Пи</i>	— моноклинный пироксен
<i>Арс</i>	— арсенопирит	<i>Пир</i>	— пирит
<i>Берт</i>	— бертьерин	<i>Пирр</i>	— пирротин
<i>Би</i>	— биотит	<i>Пл<sub>50</sub></i>	— плагиоклаз и содержание в нем анортитового компонента
<i>Блек</i>	— блеклые руды	<i>Прт</i>	— пренит
<i>Бор</i>	— борнит	<i>Прф</i>	— пирофиллит
<i>Бр</i>	— брейнерит	<i>Пу</i>	— пумпеллит
<i>Вал</i>	— валлернит	<i>Рог</i>	— роговая обманка
<i>Гем</i>	— гематит	<i>Сер</i>	— серицит
<i>Гр</i>	— гранат	<i>Сид</i>	— сидерит
<i>Гс</i>	— гидрослюда	<i>Сф</i>	— сфалерит
<i>Ди</i>	— диопсид	<i>Топ</i>	— топаз
<i>Диас</i>	— диаспор	<i>Тет</i>	— тетраэдрит
<i>Дол</i>	— доломит	<i>Тур</i>	— турмалин
<i>Дюм</i>	— дюмортьерит	<i>Фл</i>	— флогопит
<i>Зун</i>	— зунит	<i>Фук</i>	— фуксит
<i>Ка</i>	— кальцит	<i>Хл</i>	— хлорит
<i>Каол</i>	— каолинит	<i>Хл-М</i>	— хлорит-монтмориллонит
<i>Карб</i>	— карбонат	<i>Хп</i>	— халькопирит
<i>Кв</i>	— кварц	<i>Ц</i>	— цеолит
<i>Ко</i>	— корунд	<i>Цун</i>	— цуннит
<i>Кор</i>	— кордиерит	<i>Эп</i>	— эпидот
<i>КПШ</i>	— калиевый полевоы шпат		
<i>Куб</i>	— кубанит		

# Часть I

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ

---

### Глава I

#### ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В основе существующих генетических классификаций метасоматических пород лежит понятие "метасоматическая формация". Разные исследователи толкуют его несколько различно. Если определение В.А. Жарикова [26] лаконично и общо: формация — "совокупность различных метасоматических фаций, образовавшихся в результате одного петрогенетического процесса", то определение Б.И. Омеляненко [76] значительно более детальное, развернутое: "под метасоматической формацией следует понимать совокупность метасоматических пород, характеризующихся рядом статистически устойчивых признаков, которые выдерживаются в пределах крупных рудоносных провинций и повторяются в сходных геологических условиях в других районах". К числу таких признаков относятся: место в геологической истории района, связь с магматизмом, минеральный и химический состав, металлогенетическая и геохимическая специализация, условия локализации и строение залежей. Оба определения, несмотря на некоторые расхождения, подчеркивают главную роль геологической обстановки при выделении метасоматических формаций. Однако в геологической литературе очень часто авторы, формально соглашаясь с таким определением, при выделении метасоматических формаций руководствуются минеральным составом метасоматитов и физико-химическими условиями их формирования, т.е. применяют фациальный подход. Конечно, метасоматизм, связанный с разными геологическими процессами, протекающий при различных условиях, приводит к формированию пород, различающихся по минеральным парагенезисам, но при определении формационной принадлежности метасоматитов минеральный состав, хотя и характеризует их, но не может служить главным определяющим признаком. Например, некоторые исследователи [10, 67] объединяют в пропилитовую формацию породы, содержащие хлорит и карбонат, но образовавшиеся при разных процессах (при региональном метаморфизме, сольфатарной аргиллизации, околорудном метасоматизме), т.е. принадлежащие к разным формациям.

При низкотемпературном метасоматизме обычно возникают породы, содержащие глинистые минералы. Такие породы принято называть аргил-

лизированными, причем часто их объединяют в формацию аргиллизированных пород независимо от того, образовались они на сольфатарных полях вулканических аппаратов, в области разгрузки термальных вод или при формировании рудных месторождений на малой и умеренной глубине. На необходимость различать среди этих пород формации аргиллизитов "гидротермальных" и "фумарольно-сольфатарных" указывал Б.И. Омеляненко [76], но в его классификации к формации фумарольно-сольфатарных аргиллизитов отнесены не только образования в областях активного вулканизма, но и околорудные породы большой группы "эпитермальных" месторождений. Подобное отождествление околорудных метасоматитов с продуктами синвулканических гидротермальных процессов широко распространено в литературе [13]. Оно базируется в основном на сходстве некоторых ассоциаций вторичных минералов в обоих типах метасоматитов. Внимательное изучение показывает, что помимо общей особенности: широкого развития смешанослойных минералов типа слюда—монтмориллонит, гидрослюда и каолинита, между этими двумя типами имеются существенные различия в минеральном составе, связанные с большей глубинностью, связью с интрузивным магматизмом и другими особенностями эпитеpmальных месторождений сравнительно с синвулканическими образованиями. Околорудные изменения в эпитеpmальных месторождениях происходят после захоронения вулканической толщи и внедрения в нее гранитоидных интрузивов. Гидротермальные растворы обычно парагенетически связаны с интрузивами и производят изменения как гранитоидов, так и вмещающих толщ. При этом характерны переходы аргиллизированных пород в более высокотемпературные образования. Напротив синвулканическая аргиллизация сопровождается вулканический процесс, является доинтрузивной и связана со струями вулканических газов, поднимающимися по магмовыводящим каналам из глубины.

Существующие классификации принимают в качестве главного фактора, определяющего группировку формаций, кислотно-основную эволюцию ювенильного потока гидротермальных растворов, которая была обнаружена и исследована Д.С. Коржинским [42]. Соответственно объединяются в группы формации, возникающие на разных стадиях эволюции: раннещелочной, кислотной, поздней щелочной. В последнее время большое количество исследований активных и палеогидротермальных систем в районах вулканизма и на рудных полях, особенно колчеданного и "порфирирового" типов, выявили, что метасоматизм кислотной стадии может производиться подземными водами, нагретыми и активизированными в районе магматических куполов. Это дает основание считать, что по крайней мере в некоторых случаях продукты ранней щелочной и кислотной "стадий" относятся не только к разным стадиям, но к разным этапам гидротермального процесса, которые могут проявляться и независимо друг от друга. Изучение с этой точки зрения продуктов метасоматизма на ряде крупных рудных полей показало, что часто геологически отчетливо обособляются две группы метасоматитов: одна — прогрессивного этапа развития магматогидротермальной системы и другая — регрессивного этапа. Метасоматиты второй группы в большинстве своем отличаются более низкой температурой образования, преимущественно гидрокарбонатным составом растворов и удаленностью от активного магматического контакта. Метасоматиты

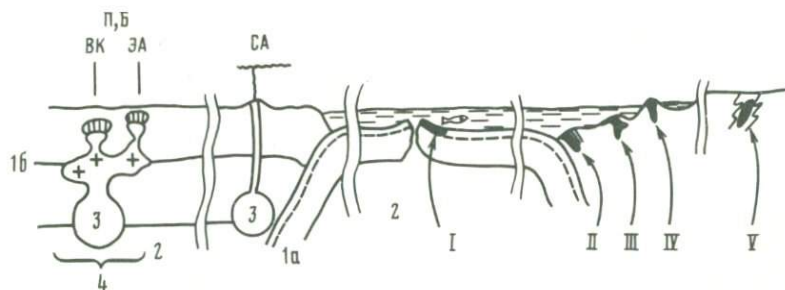


Рис. 1. Геотектоническая приуроченность метасоматических формаций

1 — плиты (а — океанические, б — континентальные); 2 — верхняя мантия; 3 — очаги гранитоидных магм; 4 — зоны внутриконтинентальной активизации и окраинные вулканические пояса. Метасоматические формации: П — пропилитов, Б — березитов, ВК — вторичных кварцитов, СА — синвулканических аргиллизитов, ЗА — эпитермальных аргиллизитов; формация колчеданосных метасоматитов: I—V — типы: I — кипрский; II — Бесши; III — куроко; IV — среднегорский; V — алтайский

прогрессивного этапа имеют щелочной характер, а регрессивного — как щелочной, так и кислотный. Важным обстоятельством является то, что в один и тот же момент времени характер преобразования пород в данной магмато-гидротермальной системе различен по температуре и кислотности в зависимости от расстояния до активного интрузивного контакта. По мере удаления от контакта не только снижается температура процесса, но изменяется и характер гидротермального раствора: в его составе быстро возрастает доля метеорного компонента, а условия циркуляции приближаются к таковым захороненных вод, в отличие от асцендентного ювенильного потока в приконтактной области.

В метасоматическом преобразовании рудовмещающих толщ участвуют компоненты флюидов магматогенного характера. Их присутствие фиксируется по данным изотопных исследований и по обнаружению в составе флюидов индикаторных ювенильных компонентов — фтора, ртути и др. Доля магматогенных компонентов в гидротермальных растворах варьирует от ничтожной до преобладающей. Обычно она возрастает с глубиной, но зависит также и от условий движения растворов и магмы к поверхности. Например, островодужный андезитовый вулканизм происходит вследствие вывода слабо дифференцированной магмы глубоко залегающих очагов на поверхность через открытые, т.е. хорошо проницаемые для магмы, разломы (рис. 1). При этом газы тоже быстро поднимаются по разлому и взаимодействия между ними и вмещающими породами на пути следования практически не происходит. Такой вулканизм в пределах окраинных вулканических поясов и островных дуг по границе континентальной и океанической плит в субэдральных условиях сопровождается только синвулканической приповерхностной аргиллизацией. В субмаринных условиях образуются кварц-хлорит-гидросланцевые метасоматиты, вмещающие колчеданную минерализацию.

При отсутствии открытых, сквозных разломов глубинного заложения в окраинных зонах на орогенном этапе и в зонах активизации внутри континентов продвижение газов и расплавов к поверхности происходит

## Некоторые характеристики геологической позиции метасоматических формаций

Глубина, км	Положение относительно магматического контакта, стадии				
	Эндокон- тактовое	Приконтактовое и экзо- контактовое		Удаленные от контакта	
		1	1	2	1
0–0,5	–	–	–	–	Кварц-серицит-хлоритовая
0,5–1,0	–	–	–	–	Эпитермальных аргиллизитов
1,0–1,5	–	–	Вторичных кварцитов	Пропилитов	
1,5–2,0 и более	Кварц-полевошпатовая	Калиевых роговиков			Березитов

Примечание. Стадии: 1 – магматическая, 2 – постмагматическая

медленно, с задержками, возникают крупные внутрикоровые магматические очаги (см. рис. 1), с которыми связаны на больших глубинах гранитизация и региональный метаморфизм. Формирование апофиз глубинного очага, проникающих ближе к поверхности, сопровождается интенсивным преобразованием вмещающих толщ магматогенными флюидами. На этапе прогрессивного продвижения магмы в зоне контакта происходит магматическое замещение пород, ороговикование, метасоматизм "ранней щелочной стадии" по терминологии Д.С. Коржинского, а на удалении от контакта – пропилитизация. Остановка и кристаллизация магмы сопровождается "регрессивным", нисходящим движением изотерм и процессами кислотного метасоматизма во вмещающей среде.

Таким образом, группа метасоматических формаций, возникающих синхронно с формированием вмещающей толщи (вулканогенные), характерна в основном для вулканизма пограничной зоны континентальной и океанической коры, а группа постинтрузивных формаций (эпигенетических относительно вмещающей толщи) – для внутриконтинентальных и окраинных зон магматической активизации (посторогенный этап развития коры). Для более конкретной характеристики принципиальные соотношения глубинности, расстояния до магматического контакта и стадии эволюции магмато-гидротермальной системы применительно к исследованным метасоматическим формациям показаны в табл. 1. Расположение формаций в таблице определяется геологическими условиями, от которых зависит также в каком сочетании эти формации проявляются. Обычно для крупных магмато-гидротермальных систем характерно развитие двух и более формаций метасоматитов, закономерно располагающихся в пространстве и сменяющих друг друга во времени. Д.С. Коржинский [42, 43] расположил метасоматические процессы и их продукты в генерализованный идеальный ряд в порядке понижения температуры, что совпадает с последовательностью от ранних к поздним. Однако плавная эволюция темпера-

туры и кислотности процесса довольно редко наблюдается в природных объектах. Обычно между становлением метасоматических формаций отмечается перерыв во времени и скачкообразное изменение температурного режима и кислотности. Выяснение взаимоотношений между формациями было одной из задач формационного анализа метасоматитов, результаты которого приводятся ниже.

## Глава 2

### ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩ НА ПРОГРЕССИВНОМ ЭТАПЕ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

#### Продукты магматического замещения и приконтактового метасоматизма

Процессы магматического этапа в вулканических толщах имеют ограниченное распространение по сравнению с областями глубинного ультраметаморфизма. Они представлены диоритизацией, сенинитизацией и ороговикованием. Помимо ограниченного пространственного распространения, эти процессы на малых глубинах характеризуются и другими существенными особенностями, рассмотренными на трех примерах, из которых два связаны с магматизмом калиевого ряда, а один — натриевого.

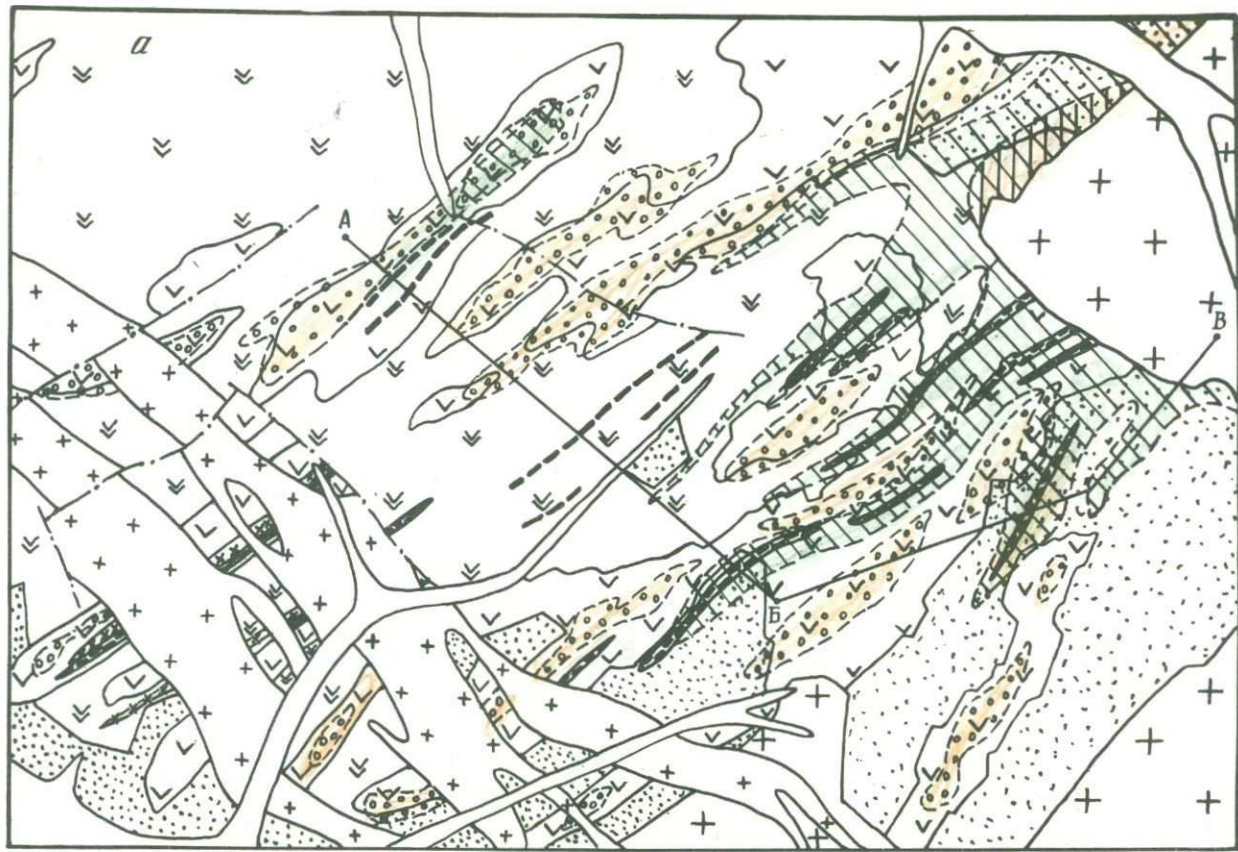
Улский массив щелочных порфировых гранитоидов расположен в Нижнем Приамурье. Он прорывает толщу юрских—меловых терригенно-осадочных пород, верхнемеловых—палеогеновых вулканитов и имеет сложное многофазное строение [82]. Фазы палеоген-неогенового возраста сложены биотит-роговообманковыми гранодиорит-порфирами, монцодиорит-порфиритами и граносиенит-порфирами, находящимися в сложных пространственных взаимоотношениях и часто образующими между собой постепенные переходы. Внутри массива обычны меланократовые шпирь и метаморфизованные реликты вмещающих терригенных и вулканических пород. В эндоконтактах и особенно в апофизах отмечается увеличение содержания калиевого полевого шпата, которым замещаются плагиоклаз и частично цветные минералы вплоть до образования местами кварц-ортоклазовых пород, обладающих пегматоидными структурами. Калиевый полевой шпат образует крупные порфиробласты до 2—4 см длиной. В экзоконтактах породы ороговикованы, причем в вулканитах андезитового состава и в терригенных породах (алевролитах) зональность роговиков несколько различается (табл. 2). В обоих случаях происходит уменьшение числа минералов в направлении от исходных пород к контакту вплоть до биминеральных парагенезисов, что свидетельствует о формировании роговиков не только под влиянием метаморфизма, но и метасоматическим путем в результате действия потока флюидов. Внутренние зоны характеризуются парагенезисами, соответствующими повышенной активности калия (диопсид+калиевый полевой шпат или биотит+кордиерит), причем более отчетливо это выражено в случае замещения андезитов.

## Зональность метасоматитов формации роговиков в районе Улского массива

№ зоны	Парагенезисы минералов	Реакции между зонами	Ведущие параметры или тип процесса
Роговики по алевролитам			
0	$Kв + Ка + Мус + Хл$	0-1 $Хл + Мус = Би$	$T$
1	$Kв + Ка + Мус + Би$	1-2 $Ка + Мус + Кв = Олг$	$T$
2	$Kв + Ка + Олг + Би$	2-3 $Кв \rightarrow Корд$	Магнезиальный метасоматизм
3	$Корд + Олг + Би$ с линзами	3-4 $Кв$ в раствор	Щелочной метасоматизм
4	$Олг + Би$	4-5 Плавление и кристаллизация из расплава	
5	$Олг + Орт + Кв + Би + Рог + Мт$		
Роговики по андезитам			
0	$Аб + Эн + Хл + Ка + Мус + Кв + Мт$	0-1 $Хл = Би$	$T, \mu K_2O$
1	$Аб + Эн + Би + Ка + Мус + Кв + Мт$	1-2 $Ка + Мус = Эн$	$T$
2	$Аб + Эн + Би + Мус + Кв$	2-3 $Аб + Эн = Олг + Кв$	$T$
3	$Олг + Би + Мус + Кв$	3-4 $Мус + Кв = Орт$	$T, \mu K_2O$
4	$Олг + Би + Орт + Кв$	4-5 $Олг + Би = Орт + Ди$	$\mu K_2O$
5	$Олг + Ди + Орт + Кв$	5-6 $Олг + Кв = КПШ$	$\mu K_2O, pH$
6-а	$Ди + Орт + Кв$	6-7 Плавление и кристаллизация из расплава	$T$
6-б	$Орт + Кв$		
7	$Кв + Олг + КПШ + Рог + Би + Мт$		

Именно при замещении андезитов чаще всего наблюдаются также упоминавшиеся зоны кварц-ортоклазовых пород, граничащие непосредственно с гранодиорит-порфирами. Эти зоны лишены цветных минералов, из них вынесены все щелочноземельные компоненты, и это свидетельствует о проявлении относительно кислотной обстановки при формировании кварц-ортоклазовой зоны.

В андезитах и алевролитах, примыкающих к роговикам, развиты зоны кварцевых эпидозитов с ортоклазом и амфиболизированных и биотитизированных пород, в которых соответственно содержание кальция и магния повышено по сравнению с исходными породами. Многофазность интрузива усложняет выяснение принадлежности эпидотизации именно к поздним гранодиорит-порфирам V фазы [82]. По крайней мере отчасти продукты этих процессов связаны с более ранними интрузиями IV фазы сходного состава, синхронными с андезито-дацитовым вулканизмом, но в любом случае они располагаются закономерно во внешних экзоконтактных зонах вокруг гранитоидных массивов, обнаруживающих признаки магматического замещения. Схема геологических



00 56 718

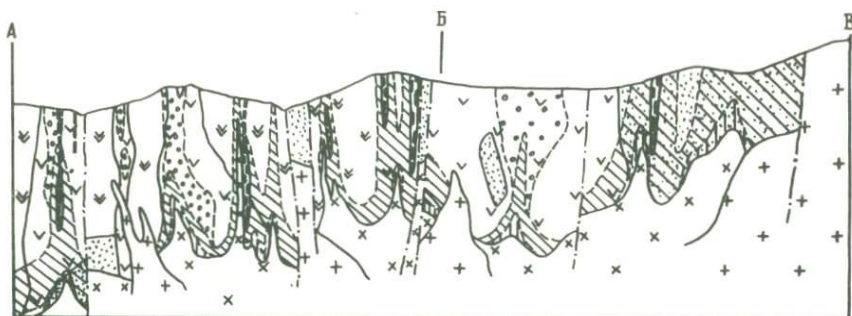


Рис. 2. Схема распространения метасоматических фаций в районе Улского гранитоидного массива

*а* — план; *б* — разрез по линии А–Б–В; 1 — аллювий; 2 — жильная серия гранитоидов V фазы; 3 — гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты V фазы; 4 — сиенит-гранодиорит-порфиры IV фазы; 5, 6 — андезито-дацитовая формация: 5 — субвулканическая и жерловая фации, 6 — покровная фация; 7 — алевролиты и песчаники; 8 — контактовые роговики; 9–12 — метасоматические фации: 9 — биотитовые пропилиты, 10 — эпидот-хлоритовые пропилиты, 11 — зоны околожильных березитов с кварцево-рудными жилами, 12 — зоны надрудных метасоматитов

взаимоотношений продуктов метасоматизма, магматического замещения и интрузивного магматизма изображена на рис. 2.

Метасоматизм в роговиках связан с нарастанием к тыловым зонам колонки активности калия, более отчетливым в случае андезитов. В тыловых зонах роговиков наблюдаются признаки плавления пород и кристаллизации из расплава многоминеральной породы, соответствующей по составу и структуре сиено-гранодиорит-порфиру. Дайки гранодиорит-порфиров, отходящие от массива в боковые породы, пересекают зоны роговиков, что доказывает образование роговиков в магматическую стадию. Между роговиками и гранодиорит-порфирами местами встречаются участки кварц-ортоклазного состава, из которых вынесены почти все компоненты, кроме алюминия и кремния. Трансмагматические флюиды имели в данном случае калиевый характер, в них проявилась опережающая волна кислотных компонентов, имевшая, правда, малую длину — порядка первых десятков метров, и зона переотложения вынесенных при выщелачивании кальция и магния во внешних частях ореола роговиков.

Другой особенностью района является двухстадийное проявление процессов магматического этапа: ранние, связанные с IV фазой гранитоидов, и поздние, связанные с V фазой интрузий гранодиорит-порфиров, выразившиеся в скарнировании карбонатных образований в рудных жилах. Продукты метасоматизма, сопровождающего раннюю фазу, представлены в основном внешними зонами (биотитизации и эпидотизации), а более внутренние зоны вскрыты лишь в некоторых естественных обнажениях и горных выработках, так как залегают на более глубоких горизонтах. По геофизическим данным, кровля гранитоидного массива фиксируется на глубине порядка 0,3–0,5 км ниже самого глубокого горизонта выработок. В интервале глубин, доступном для наблюдений, отмечаются дайки гранодиорит-порфиров IV фазы, сопровождающиеся интенсивной адуляриза-

Таблица 3

Химический состав минералов калиевых роговиков, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	35,21	33,35	52,83	51,64	48,71
TiO <sub>2</sub>	4,81	5,17	0,13	0,22	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,10	15,38	1,10	1,46	4,52
FeO*	16,77	17,34	8,98	8,98	12,47
MnO	0,26	0,32	0,77	0,53	0,56
MgO	14,72	14,61	14,19	14,57	15,77
CaO	0,27	0,91	21,46	20,62	10,93
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,15	0,30	0,31	0,90
K <sub>2</sub> O	7,34	7,01	0,02	0,12	0,42
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,08	1,13	—	—	0,32
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	Не обн.	—	—	4,47
Сумма	99,36	99,84	99,82	98,45	99,33

\* Суммарное железо.

Примечание. 1, 2 — флогопиты; 3, 4 — диопсид; 5 — роговая обманка; 6 — калиевый полевой шпат; 7, 8 — плагиоклазы; 9, 10 — эпидоты; 11 — магнетит. Анализ проведен на микрозонде MS-46 Н.В. Троневой.

	6	7	8	9	10	11
	62,37	55,55	37,56	37,56	42,37	1,65
	0,00	0,00	0,03	0,07	0,02	2,72
	18,64	27,06	22,26	23,89	23,45	1,61
	0,01	0,36	1,45	11,54	2,32	90,99
	0,00	0,01	0,00	0,52	0,01	0,03
	0,03	0,03	0,45	0,18	1,03	0,46
	0,43	8,97	1,33	21,33	24,78	0,21
	1,36	7,00	10,46	0,09	0,03	—
	16,06	0,54	0,11	0,00	0,11	—
	0,96	—	—	—	—	—
	—	—	—	4,47	Не обн.	—
	99,33	99,56	100,04	99,68	98,59	97,67

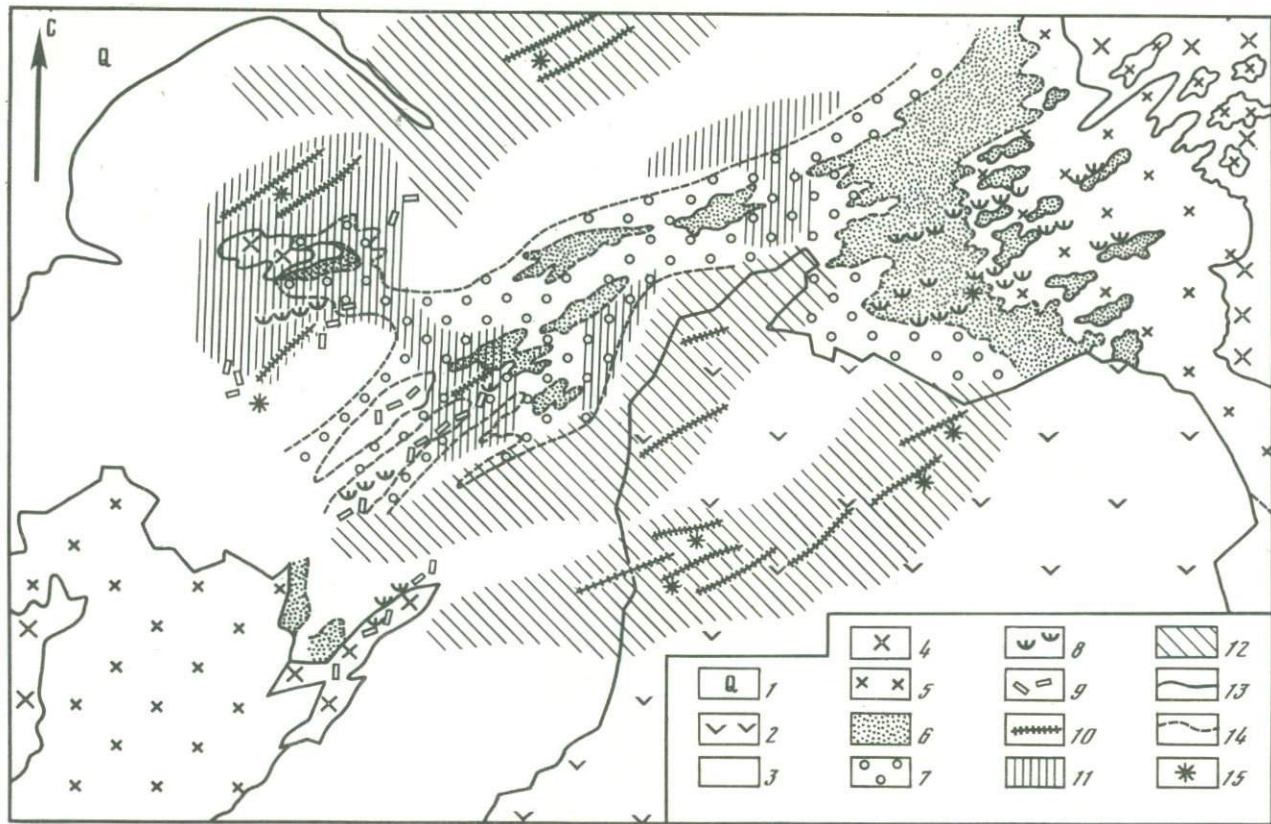
цией в эндо- и экзоконтактах. Обобщенная схема размещения продуктов магматического этапа приведена на рис. 2д. На них впоследствии наложились более низкотемпературные процессы.

В другом исследованном примере (Лоякский массив в Кураминском хребте, Средняя Азия) вмещающая толща имеет более древний палеозойский возраст, сложена вулканитами андезитового и дацитового состава и прорвана интрузивными массивами гранодиорит-порфиров, сиенит-диоритовых порфиров, граносиенит-порфиров, дайками того же состава, а также дайками диабазовых порфиров, фельзитов и микросиенитов. Возраст вулканической толщи С<sub>2-3</sub> [113]. В районе присутствуют массивы кислых ультракалиевых вулканитов и игнимбритов, возраст которых С<sub>3</sub>—Р. Внутренняя часть гранитоидного массива сложена преимущественно гранодиорит-порфирами (олигоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка), которые по мере приближения к контактам сменяются сиенит-диоритовыми порфиритами за счет уменьшения содержания кварца и увеличения — калиевого полевого шпата. В районе эндоконтактов в сиенит-диоритах местами исчезает роговая обманка и появляется диопсид, породы прорваны дайками гранодиорит-порфиров, микросиенитов, фельзитов. Сиенит-диоритовые порфириты вблизи от контакта имеют очень неоднородный состав, пронизаны зонами калишпатизации, содержат многочисленные реликтовые участки ороговикованных андезитов, количество которых нарастает к контакту. Четкой границы между сиенит-диоритами и ороговикованными андезитами нет, во внутренней зоне содержатся участки со структурой интрузивных пород, а состав роговиков сходен с сиенит-диоритовым, отличаясь лишь присутствием кварца в основной массе (олигоклаз+КПШ+

биотит+диопсид+кварц). Среди роговиков наблюдаются участки, сложенные трех- и двуминеральными парагенезисами: КПШ+кварц+биотит и КПШ+кварц. В них порфировая структура не сохраняется. Роговики пересекаются дайками фельзитов, микросиенитов и сиенит-диоритовых порфиров.

Ороговикованные андезиты отличаются от исходных по внешнему виду только большей твердостью и темно-серым цветом. Вкрапленники в них сложены плагиоклазом № 30, диопсидом, флогопитом и магнетитом, а основная масса представляет собой мелкозернистый агрегат кварца с калиевым полевым шпатом, имеющий микророговиковую, местами гранофировую структуру. Химический состав этих пород приведен в табл. 3, где видно увеличение в них содержания калия по сравнению с исходными породами. Парагенезис диопсида с флогопитом не характерен для вулканических пород, но обычен в контактовых образованиях типа магнезиальных скарнов, кальцифиров и роговиков. Особенно показательна крайне низкая глиноземность флогопита, близкого по составу к тетраферрифлогопиту метасоматитов магматической стадии (см. табл. 3). Таким образом, приведенная совокупность свойств: положение в экзоконтакте интрузива, характер минеральных парагенезисов и особенности микроструктуры основной массы — позволяет отнести рассматриваемые породы к роговикам. Однако от обычных продуктов термального контактового метаморфизма их отличает привнос калия в процессе ороговикования и сохранение порфировой структуры.

В области перехода от калиевых роговиков к слабоизмененным андезитам располагаются зоны локальной эпидотизации, приуроченные к трещинам и системам трещин. Эпидот ассоциирует с кварцем и ортоклазом, часто



слагающая эпидозиты (эпидот-кварц-ортоклазовые породы). В некоторых участках на эпидозиты наложена сульфидная минерализация (халькопирит, пирит, галенит, реже — молибденит). Эпидот обладает умеренной железистостью, не содержит примесей марганца (см. табл. 3). Далее от контакта с интрузивом (рис. 3) явления калиевого метасоматизма отмечаются только вдоль нарушений и даек гранодиорит-порфиров и диабазовых порфиритов. В дайках гранодиорит-порфиров развиты крупные порфиробласты калиевого полевого шпата длиной до 4—6 см. Вкрашленники других минералов имеют размер на порядок меньше. Порфиробласты заключают в себе в виде включений участки основной массы породы, вкрашленники плагиоклаза и цветных минералов. Калиевый полевой шпат порфиробласт практически не содержит натрия и кальция.

Переход от роговиков к андезитам осуществляется постепенно, причем порфировая структура вулканитов наследуется роговиками. Андезиты сложены андезитом-лабрадором, роговой обманкой, биотитом и магнетитом. Вдоль разрывных нарушений в андезитах отмечается калишпатизация, которая распространяется на довольно большое расстояние от контакта с массивом. В ореоле метасоматической калишпатизации наблюдаются участки локальной диоритизации андезитов. В этих участках среди частично ороговоженных пород обнаружены многочисленные полосы, линзы и желваки, сложенные крупнозернистым полнокристаллическим агрегатом плагиоклаза № 50 и роговой обманки, имеющим диоритовую структуру. Иногда здесь же встречаются лейкогранитовые шпирь калишпат-кварцевого состава с признаками кристаллизации из расплава с графическими сростаниями кварца с полевым шпатом. Выходы зоны диоритизации образуют полосу субширотного — северо-восточного простирания на продолжении выступа кровли гранодиорит-порфирового интрузива (см. рис. 3), трассирующую, по-видимому, приподнятый гребень кровли.

В стороне от оси гребня, окаймляя зону диоритизации, располагаются зоны околотрещинной адуляризации вмещающих андезитов. Адуляризация проявилась в виде псевдоморфного замещения калишпатом вкрашленников плагиоклаза в андезитах и в дайках диабазовых порфиритов и значительно реже — в формировании мелких прожилков кварц-адулярового состава в адуляризованных породах. В парагенезисе с адуляром находятся кварц, хлорит, иногда — карбонат. К зонам адуляризации пространственно приурочены проявления сульфидной минерализации с блеклыми рудами, теллуридами и золотом.

Охарактеризованные преобразования андезитовой толщи в районе выходов Лоякского массива являются результатом калиевого метасоматизма, произведенного потоком высокотемпературных высококальциевых растворов, которые поднимались от центральной части массива к его периферии и



Рис. 3. Схема метасоматических фаций в Ангрэнском районе Кураминского хребта  
 1 — алловиальные отложения; 2 — трахилипаритовая формация ( $C_3-P_1$ ); 3 — андезито-дацитовая формация ( $C_{2-3}$ ); 4 — гранодиорит-порфиры ( $C_2-P_1$ ); 5 — сиенит-диориты ( $C_3-P_1$ ); 6 — калиевые "роговики"; 7 — зона слабого ороговоживания андезитов; 8 — эпидот-ортоклазовые зоны; 9 — адуляр-хлоритовые зоны; 10 — дайки диабазовых порфиритов; 11—12 — фации березитов: 11 — кальцит-серицитовая, 12 — анкерит-серицитовая; 13, 14 — границы: 13 — геологические, 14 — метасоматические; 15 — проявления рудной минерализации

дальше во вмещающие породы. Соответственно зональность продуктов от центра (от гранодиорит-порфиров) следующая: 1) граносиенит-порфиры и сиенитовые диорит-порфириты; 2) калиевые роговики с подзонами "порфировых" роговиков и диоритизированных андезитов; 3) кварц-ортоклазовые эпидозиты; 4) зона порфиробластов калиевого полевого шпата в дайках; 5) зоны адуляризации (см. рис. 3,4). Эта зональность соответствует понижению температуры от зон 1–2 к зоне 5 приблизительно от 500–600°С (температура образования аналогичного парагенезиса в магнезиальных скарнах) до 100–200°С (температура адуляр-карбонатного парагенезиса). Рудная минерализация приурочена в основном к внешней зоне (зона адуляризации) ореола.

Охарактеризованные калиевые роговики являются своеобразными метасоматическими породами, не описанными ранее в литературе. По своему положению между продуктами магматического замещения (сиенитами, диорит-порфиритами) и типично гидротермальными проявлениями калиевого метасоматизма они близки к фенитам, но отличаются химической направленностью процесса образования: отсутствием привноса магния, характерного для фенитизации. "Калиево-кремниевый" метасоматизм широко распространен в медно-молибденопорфировых месторождениях, но он отличается от рассматриваемого случая мощным развитием кислотного выщелачивания и окварцевания контактовой зоны интрузива, тесной связью оруденения непосредственно с калиевыми метасоматитами. В эпитермальных месторождениях золото-серебряного типа также обычны явления калиевого метасоматизма, однако процесс калишпатизации (адуляризации) происходит при низких температурах и к тому же тесно связан с интенсивным окварцеванием пород, что не характерно для разобранных нами примера. Вероятно, калиевые роговики, подобные описанным, имеют более широкое распространение в природе, чем представляется сейчас. Метасоматиты соседних с ними зон сиенитизации и порфиробластов калиевого полевого шпата отмечаются в месторождениях олова и золота в Приамурье, Приморье, Карпатах. Сами же роговики легко могли быть пропущены из-за своего внешнего сходства со слабоизмененными андезитами.

Обобщенная схема распространения продуктов прогрессивного этапа изображена на рис. 3. Отличие от первого примера гранитизации в Ульском массиве состоит в относительно слабом проявлении зоны кислотного выщелачивания, выразившейся главным образом в некотором обеднении пород внутренних зон роговиков кальцием (покисление плагиоклаза) при незначительном изменении содержания магния. Соответственно из зон переотложения выщелоченных компонентов наблюдается только эпидотизация, а магнезиальный метасоматизм не проявился.

В третьем из исследованных примеров магматическое замещение связано с гранитоидами натриевого ряда, причем в зависимости от варьирующих геологических условий в районе проявилось три разных типа зональности метасоматитов, связанных с магматическим замещением. Кедабекский район, расположенный на территории Малого Кавказа, сложен толщей вулканитов андезито-дацитового состава среднеюрского возраста. Толща прорвана интрузиями плагиогранитов и плагиогранодиоритов верхнеюрского возраста [37]. При общем сходстве состава плагиогранитных массивов ( $Pl_{50} + Kfs + Pox + Bt + Mt$ ) условия кристаллизации их различа-

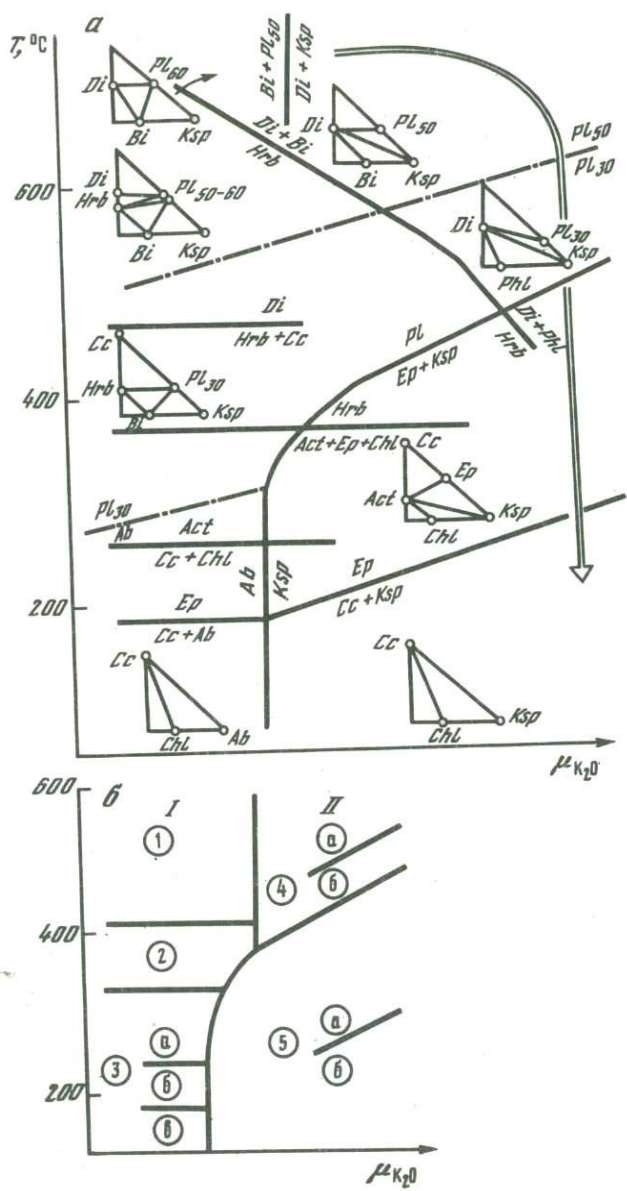


Рис. 4. Парагенезы калиевых роговиков

*a* — диаграммы парагенезисов; *б* — схема фаций; I — фации пониженной щелочности; II — ряд фаций с высоким  $\mu K_2O$ ; фации: 1 — биотит-плагиоклаз-роговообманковая; 2 — биотит-актинолитовая; 3 — зеленосланцевая (субфации: *a* — эпидот-актинолитовая, *б* — эпидот-хлоритовая, *в* — кальцит-хлоритовая); 4 — диопсид-калишпатовая (*a* — андезин-лабрадоровая, *б* — олигоклазовая); 5 — хлорит-эпидот-калишпатовая (*a* — эпидот-ортоклазовая, *б* — хлорит-адуляровая). Стрелкой показана смена парагенезисов от массива гранодиорит-порфиров

Зональность метасоматитов, связанных с магматическим замещением андезитов

№ зон	Парагенезисы минералов	Реакции между зонами	Ведущие параметры процессов
Район Лоякского массива Кураминского хребта			
0	$Анд-Пл_{s_0} + Рог + Би + Мг \pm Кв$	0-1 $Анд-Пл_{s_0} \rightarrow Олг + Орт$ $Рог = Би$	$\mu K, pH$
1	$Олг + Орт + Би + Кв \pm Мг$	1-2 $Би = КПШ + Фл$	$\mu K$
2	$Орт + Фл + Ди \pm Кв + Мг$	2-3 $Ди = Фл$	pH
3	$Орт + Кв \pm Фл + Мг$	3-4 Плавление и кристаллизация из расплава	T
Кедабекский район Малого Кавказа			
0	$Аб + Хл + Эп + Кв + Мг$	0-1 $Эп + Аб = Олг$	T
1	$Олг + Би + Эп + Кв + Мг$	1-2 $Эп + Кв = Олг$	pH
2	$Олг + Би + Кв \pm Мг$	2-3 $Би = Кв$	pH
3	$Олг + Кв$	3-4 Плавление и кристаллизация из расплава	T
4	$Анд + Кв + Рог + Би + Мг$		T

лись, вследствие этого различается и характер метасоматитов в приконтактной области. Так, в кровельной части массива Хар-Хар развиты вторичные кварциты с медно-молибденовой минерализацией порфирирового типа, частично наложенные на кварц-олигоклазовые роговики и кварц-альбитовые метасоматиты. В контактах Кедабекского массива образовались диопсид-олигоклазовые, биотит-олигоклазовые роговики, магниезиальные скарны, переходящие во внешних зонах в пропилиты эпидот-хлоритовой фации, которые имеют субрегиональное распространение. Со скарнами связана магнетит-халькопиритовая минерализация. Между Кедабекским и Хархарским массивами располагается область понижения кровли интрузива, в которой встречаются отдельные выходы гранитоидов и участков гранитизации среди пропилитизированных андезито-дацитов. Вследствие меньшего общего прогрева вмещающей толщи в ореоле гранитизации отсутствуют биотитовые роговики и рудная минерализация, а в остальном зональность метасоматитов аналогична таковой Кедабекского участка. В двух последних примерах между пропилитами и роговиками часто присутствует зона окварцевания, в которой кварцем замещаются все минералы, включая кислый плагиоклаз. Эта зона отличается от обычных зон выщелачивания при гидротермальных процессах полным отсутствием серицита. Альбит и олигоклаз здесь инконгруэнтно растворяются с осаждением кварца и переходом в раствор остальных компонентов, в том числе и алюминия. Зона сложена 20–50% олигоклаза № 30 и 80–50% кварца, чисто кварцевых пород не наблюдается. Поскольку в породе отчетливо

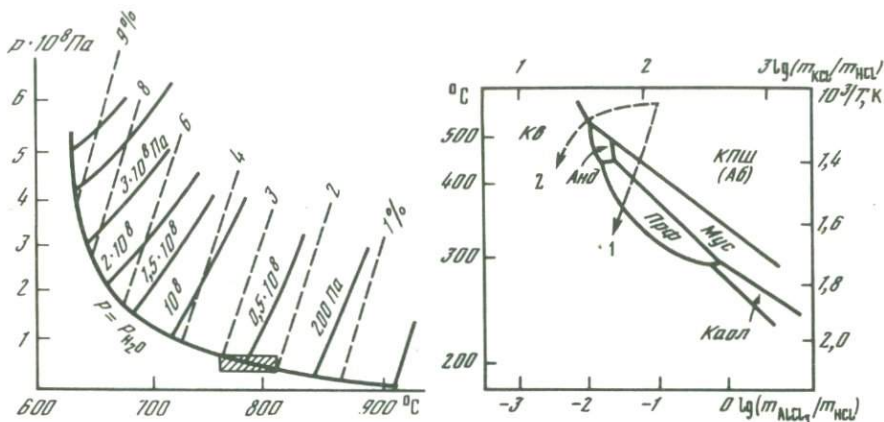


Рис. 5. Диаграмма плавления гранита при разном содержании воды [80]

Заштрихована область кристаллизации гранодиорит-порфиров Лоякского массива Кураминского хребта

Рис. 6. Схематическая диаграмма соотношений полевых шпатов (АБ, КПШ) с продуктами их замещения (составлена с использованием данных [36])

1-2 — тренды реакций замещения: 1 — при малом градиенте температуры, 2 — при большом градиенте температуры

видны признаки замещения олигоклаза кварцем, это может означать лишь, что процесс окварцевания не прошел до конца из-за недостатка времени. Причинами могут быть низкое отношение вода/порода в зоне и быстрое охлаждение растворов. Более вероятным представляется первое объяснение: истощение раствора при взаимодействии с породами и замедление вследствие этого реакции вплоть до полного прекращения. Зона окварцевания проявлена не повсеместно вдоль контакта, а отмечается в отдельных участках (табл. 4).

В целом процесс магматического замещения в случае натриевого магматизма протекает аналогично калиевому, за исключением того, что в продуктах вместо калиевого шпата устойчив альбит. Кроме того, здесь проявляется зона высокотемпературного окварцевания, лишенная серицита, которая не наблюдалась нами для случаев калиевого ряда.

Рассмотренные примеры воздействия флюидов магматического этапа на вулканические толщи характеризуются относительно небольшой глубиной процесса — порядка 1,5–3 км и, следовательно, малой величиной литостатического давления, не превышающей 1 кбар. При таком давлении расплав гранитного состава может растворить не более 4 мас.% воды, а минимальная температура плавления гранита такого состава равна приблизительно 720–740°С (рис. 5). Парагенезисы роговиков, находившихся в контакте с расплавом, соответствуют зеленосланцевой-эпидот-амфиболитовой фации, т.е. температурам ниже 700°С. Единичные определения температуры метаморфизма по минералогическим геотермометрам для роговиков и эндоконтактных сиенит-диоритов показали от 650 до 700°С (табл. 5). Таким образом, образование сиенит-диоритового и гранодиоритового расплавов происходило вблизи кривой начала плавления (см. рис. 5),

Температура образования контактовых роговиков Лоякского массива по распределению компонентов между минералами [80]

Минералы	№ в табл. 3	$X_{Mg}$	$X_{Ca}$	$K_D$	$T^{\circ}C$
Плаггиоклаз	7	—	0,42	0,51	640
Амфибол	5	0,68	0,83		
Амфибол	5	0,68	—	0,94	650
Пироксен	3	0,72	—		
Пироксен	4	0,72	—	1,20	700
Биотит	2	0,60	—		

они не были перегретыми и даже небольшое падение температуры должно было вызывать быструю кристаллизацию. Кроме того, близость к кривой плавления обуславливала парциальный характер плавления. В частности, переходу в расплав избирательно подвергалась стекловатая и мелкокристаллическая основная масса андезитов и микролиты плаггиоклаза, тогда как более крупные вкрапленники плаггиоклаза сохранялись в твердом состоянии, а возможно, даже увеличивались в размерах благодаря меньшей величине удельной поверхности по сравнению с микролитами. Покишение плаггиоклаза в таких вкрапленниках связано с диффузионным обменом под воздействием на них щелочных трансмагматических флюидов. В результате возникли порфиривидные сиенит-диориты и гранодиорит-порфиры. В более глубоко залегающих гранитоидных массивах крупность зерен в породах в среднем возрастает, разница между основной массой и вкрапленниками нивелируется вплоть до возникновения равномерно-зернистых гранодиоритов, сиенит-диоритов, диоритов. Это объясняется тем, что с повышением общего давления фигуративная точка расплава на  $P-T$  — диаграмме удаляется от кривой плавления, расплав становится перегретым и происходит более полное расплавление субстрата и менее быстрая его кристаллизация при охлаждении массива.

Особенностью проявления кислотной стадии на магматическом этапе является окварцевание пород без образования мусковита (серицита), хотя кварцем замещаются не только цветные минералы, но и полевые шпаты. Окварцевание полевого шпата (альбита) можно рассматривать в некотором приближении как процесс конгруэнтного растворения без выпадения серицита. На диаграмме (рис. 6) видно, что конгруэнтное растворение альбита возможно при более высокой температуре и малом температурном градиенте, а замещение его серицитом — при более низкой температуре или при большом температурном градиенте. Малый градиент температуры (кривая 2 на рис. 6) фактически предполагает в качестве главной причины смены минеральных парагенезисов нарастание кислотности (уменьшение отношения  $MeCl/HCl$ ) в эндоконтактной зоне интрузива, что можно рассматривать как признак прохождения опережающей волны кислотных компонентов во флюидах магматической стадии. При более значительном перепаде температуры полевой шпат должен замещаться ассоциацией андалузита с кварцем. Такие именно условия свойственны формированию вторичных

кварцитов. Нельзя исключать также возможности замещения полевого шпата непосредственно кварцем в результате слишком быстрого охлаждения контактовых частей интрузива. Если температура падает достаточно быстро, то реакции последовательной гидратации полевого шпата не успевают пройти до того, как система окажется в поле устойчивости кварца, где мусковит и пиррофиллит не устойчивы.

Изучение химической направленности процессов магматического этапа выявило вариации в распределении калия, кальция и магния в эндо- и экзо-контактных зонах. Для Улского массива характерен привнос в экзоконтактные метасоматические роговики магния, обуславливающий биотитизацию вмещающих андезитов. В Лоякском массиве подобного привноса магния не наблюдается, но характер распределения кальция и калия в обоих массивах идентичен; наблюдается вынос кальция из зоны контакта (ортоклаз-биотитовые, олигоклаз-биотитовые породы) и привнос его во внешние зоны роговиков с образованием там эпидозитов. Распределение же калия обнаруживает максимум его содержания в зоне контакта и понижение как внутрь массива, так и вне его. Особая роль зоны контакта массива, где сравнительно локально проявилась волна кислотности, отличает рассмотренные процессы от типичной гранитизации. Переотложение в экзоконтактах кальция и магния, вынесенных при магматическом замещении, объясняется слабым и локальным общим прогревом вмещающей толщи и, как следствие этого, большим градиентом температуры у контактов массивов. Резкое понижение температуры по ходу фильтрации растворов вызывает падение растворимости в них компонентов и осаждение последних в виде гидротермальных биотита и эпидота.

Таким образом, в местах проявления процессов магматического замещения типа сиенитизации на прогрессивном этапе возникает определенный комплекс метасоматитов, включающий роговики и эпидозиты. В отличие от обычных контактовых роговиков, обнаруживающих чисто температурную зональность, "метасоматические роговики" образуются со значительным перемещением вещества, с привносом магния, калия и кальция и с уменьшением числа минералов к контакту с интрузивом. Эпидотизация распространяется вдоль трещин, секущих как эндо-, так и экзоконтактные части интрузива, т.е. строго говоря, происходит при охлаждении массива, после затвердевания по крайней мере части его. Однако генетически она тесно связана с явлениями магматического этапа и является следствием выноса кальция из приконтактных участков при магматическом замещении андезитов. Подобные примеры эпидотизации в приконтактных частях гранитоидных интрузий известны в литературе. Они описаны для Зекарской интрузии в Закавказье, Меградзорского сиенитового массива и для многих других интрузивов. Эпидот маложелезистый (15–20% пистацитового минала) и ассоциирует с калиевым полевым шпатом, кварцем, иногда с магнетитом; отличается от пропилитового, ассоциирующегося с альбитом, кальцитом и хлоритом, обладающего более высокой железистостью (до 33% пистацитового минала).

Генетическое единство всех рассмотренных метасоматитов и их связь с явлениями магматического замещения (с сиенитизацией либо с плагиогранитизацией) позволяют выделить среди них два ряда — К-магматическое замещение и Na-магматическое замещение. Эти ряды различаются

своим геотектоническим положением: натриевый свойствен геосинклинальной стадии, а калиевый — орогенной и посторогенной стадиям развития коры.

### Формация пропилитов

В настоящее время в литературе термины "пропилиты" и "пропилитизированные породы" применяются к объектам, которые можно объединить по способу образования в четыре группы: 1) продукты дорудной и прерудной пропилитизации в рудных полях месторождений золота и цветных металлов; 2) продукты регионального метаморфизма зеленосланцевой фации; 3) продукты синвулканического метасоматизма в геотермальных системах; 4) породы зон "слабого изменения" вокруг кварцевых жил и кварц-серицитовых метасоматитов. Геологические процессы, при которых они возникают, принципиально различны, поэтому, согласуясь с принятыми определениями, мы не можем объединять их в одну формацию. Какой из выделенных групп присвоить статус формации пропилитов — вопрос, решение которого в значительной степени субъективно. Чтобы обосновать наш выбор и доказать генетические различия между выделенными группами, кратко рассмотрим главные особенности геологических условий их проявления.

Понятие "пропилиты" было введено для обозначения вулканических пород, вмещающих рудные месторождения (Рихтгофен, 1868 г.), и последующая эволюция этого термина была связана прежде всего с исследованиями метасоматизма в рудных полях. Это дает, на наш взгляд, основание закрепить название "пропилитовая формация" за образованиями первой группы, один из детально изученных примеров которой характеризуется ниже.

Вулканическая толща, вмещающая Улский массив щелочных гранитоидов в Нижнем Приамурье, подверглась интенсивной пропилитизации в эпидот-хлоритовой фации. Этому процессу изменения подверглись также дорудные дайки гранодиорит-порфиров (IV фазы внедрения), тогда как в дайках и в крупных массивах более поздних, послерудных, порфировидных гранитоидов V фазы и базальтов признаков пропилитизации не обнаружено. Пропилиты эпидот-хлоритовой фации образуют довольно однородный фон изменений, на котором выделяются зоны интенсивной пропилитизации и участки эпидот-актинолитовой фации. Зоны интенсивной пропилитизации выражаются в увеличении содержания эпидота вплоть до образования кварцевых эпидозитов, имеющих вид прожилков, метасоматических жил и желваков (овоидов). Зоны кварцевых эпидозитов вытянуты в северо-восточном направлении вдоль линий вулканических жерловин и дорудных даек гранодиорит-порфиров, имеют на поверхности наибольшую мощность в самом глубокоэродированном блоке и не встречаются в наименее эродированном. Границы зон, простираясь в целом согласно с простираемением линий вулканических жерловин, все же пересекают границы отдельных тел эксплозивных брекчий, крупнопорфировых андезитов и даек дорудных гранодиорит-порфиров. С зонами эпидотизации непосредственно граничат и частично перекрываются зоны биотитизации, имеющие точно такое же залегание. У поверхности они имеют тенденцию выклиниваться, а на глубоких горизонтах мощность их резко возрастает. Схематически соотношения эпидотизированных и биотитизированных пород пока-

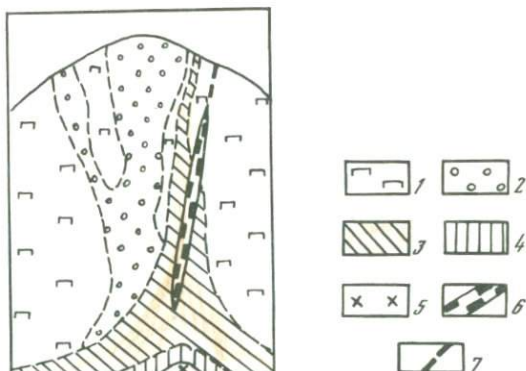


Рис. 7. Схема взаимоотношений пропилитовых фаций в Улской вулканоструктуре  
 1 — пропилиты эпидот-хлоритовой фации; 2 — эпидозиты; 3 — пропилиты биотитовой фации; 4 — контактные роговики; 5 — гранодиорит-порфиры IV фазы; 6 — кварцевые жилы с околосильными березитами; 7 — надрудные метасоматиты

заны на рис. 7, где видно также положение кварцево-рудных жил. Породы альбит-кальцит-хлоритовой фации по составу соответствуют пропилитам, но в действительности являются результатом преобразования эпидот-хлоритовых пропилитов под действием кислых растворов около кварцево-рудных жил. Такие породы развиты исключительно в виде оторочек вокруг кварцсерицитовых пород и отделяют последние от пропилитов (рис. 8). Эпидот-актинолитовая фация проявлена в виде отдельных небольших участков и не образует сплошных ореолов. Главным образом ее присутствие отмечается в пределах Восточной зоны, вблизи выходов гранитоидов IV фазы, преимущественно диорит-порфиритов. Таким образом, в схеме наблюдается вертикальная зональность распределения продуктов пропилитизации и сопряженных процессов: в основании разреза располагается кровля активного гранитоидного массива с явлениями гранитизации и ороговикования, выше — зона обширной биотитизации, верхняя граница которой примерно совпадает с контактом терригенных пород ( $J_3$ ) и перекрывающих их вулканитов ( $K_2-P_1$ ). Над этой границей развиты пропилиты эпидот-актинолитовой фа-

Таблица 6  
 Возраст биотитизированных пород, определенный К-Аг методом

Исходная порода	Минеральная ассоциация	К, мас. %	Возраст, млн лет
Алевролит	$Му + Би + Хл + Кв + Пир$	$5,47 \pm 0,05$	$74 \pm 4$
Субвулканическая дай-ка андезитов	$Аб + Хл + Би + Кв + Му$	$3,00 \pm 0,03$	$75 \pm 4$
Алевролит	$Би + Хл + Му + Кв$	$4,40 \pm 0,04$	$76 \pm 3$
Андезит	$Аб + Хл + Би + Кв$	$2,76 \pm 0,03$	$81 \pm 4$
Алевролит	$Би + Кв + Му + Пир$	$3,60 \pm 0,04$	$81 \pm 3$
Андезит	$Аб + Хл + Би + Кв + Эн$	$2,32 \pm 0,03$	$76 \pm 4$

Примечание. Определения проведены в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР.

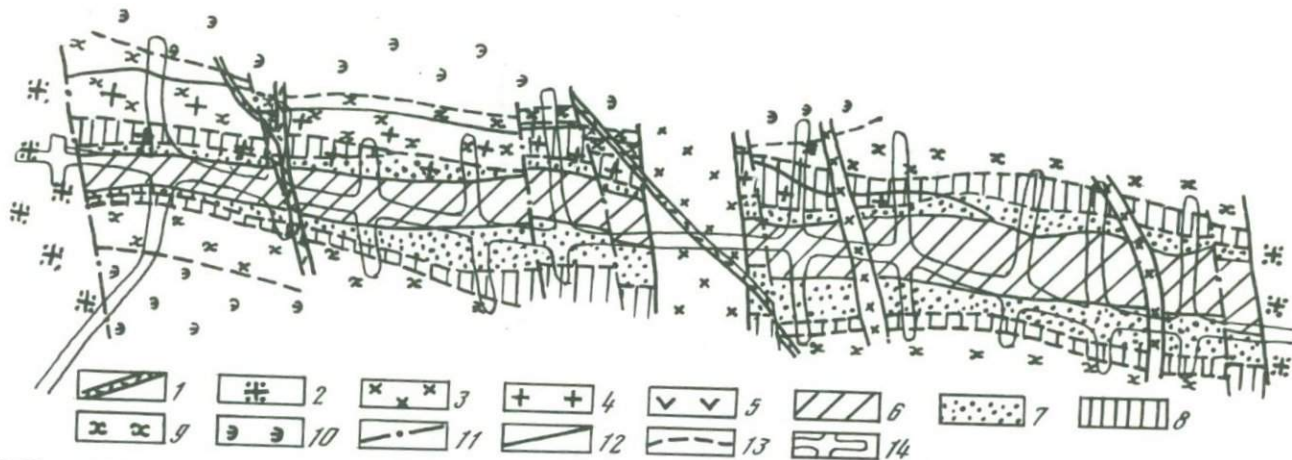


Рис. 8. Положение альбит-кальцит-хлоритовых пород в околожильных метасоматитах на плане штольни 32-го проявления в Улской вулканоструктуре, М 1 : 500 (составлено с использованием материалов [51])

1 – дайки диабазов; 2 – сиенит-гранодиорит-порфиры V фазы; 3 – жильные диориты V фазы; 4 – сиенит-гранодиорит-порфиры IV фазы; 5 – андезит-дациты; 6 – кварцевая жила; 7–10 – метасоматиты: 7 – кварц-серicitовые, 8 – кварц-серицит-хлоритовые, 9 – альбит-кальцит-хлоритовые, 10 – эпидот-хлоритовые; 11 – разрывные нарушения; 12, 13 – границы: 12 – геологические, 13 – метасоматические; 14 – горные выработки

Химический состав биотитизированных пород, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	64,96	59,20	56,52	56,18	68,00	64,40	81,50	81,00
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,82	0,80	0,50	0,38	0,53	0,35	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,31	17,92	18,50	12,50	6,77	17,05	7,75	8,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,71	1,05	6,40*	12,00*	4,02	1,36	1,38	1,87
FeO	2,15	4,09			3,78	3,66	1,73	0,84
MnO	0,07	0,14	0,14	0,28	0,36	0,10	0,08	0,07
MgO	0,61	2,96	2,42	5,70	5,80	1,77	0,30	0,74
CaO	3,64	3,70	3,30	1,67	7,60	0,98	1,15	0,17
Na <sub>2</sub> O	0,40	4,07	3,33	2,02	0,27	3,17	0,91	0,96
K <sub>2</sub> O	2,25	3,21	4,82	3,63	0,31	4,34	3,12	2,97
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,39	0,20	0,21	0,16	0,37	0,16	0,17	0,19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	2,68	1,65	1,24	1,65	1,93	1,07	1,32
S	0,81	0,00	1,06	3,80	0,07	0,03	0,02	0,03
CO <sub>2</sub>	Не обн.	0,08	0,44	0,14	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
F	"	Не обн.	0,23	0,24	"	0,00	0,22	"
Cl	"	0,05	Не обн.	0,081	"	0,061	0,001	"
SO <sub>3</sub>	"	Не обн.	0,00	0,56	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	"	0,093	0,22	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,25	0,28	0,13	0,12	0,12	0,05	0,05
П.п.п.	6,93	0,30	0,00	0,00	0,00	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,84	99,75	99,70	99,89	99,47	99,64	99,70	99,50

Примечание. 1 — пропилитизированный андезит; 2 — биотитизированный туф (Би + Аб + Кв + Мг + Тур + Сер); 3 — биотитизированный пропилит (Аб + Би + Кв + Хл + Мг); 4 — биотитизированная порода (Амф + Эл + Кв + Би + Хл + Пир); 5 — кварц-актинолитовая порода (Кв + Акт + Лейк (Мг) + Гем); 6 — слабобиотитизированный пропилит (Би + Аб + Сер + Кв); 7 — биотитовый роговик (Кв + Би); 8 — окварцованный и серицитизированный туф (Кв + Сер + Би + Хл + Аб).

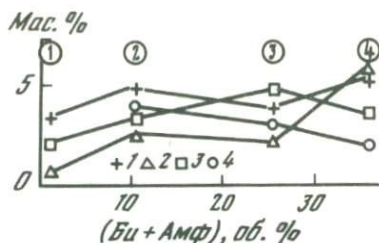


Рис. 9. Зависимость химического состава биотитизированных пород от интенсивности процесса, оцениваемой по содержанию биотита и амфибола

1 — суммарное железо; 2 — магний; 3 — калий; 4 — натрий. Цифры в кружках соответствуют номерам анализов в табл. 7 (пониженное содержание калия в обр. 4 связано с преобладанием амфибола над биотитом)

ции у контактов штоков и даек субвулканических диорит-порфиров и эпидот-хлоритовой фации на удалении от контактов. Процесс биотитизации вдоль крупных долгоживущих нарушений распространялся в виде узких зон вверх, в эпидот-хлоритовые пропилиты.

Нарушения приурочены к контактам субвулканических даек гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров, являющихся некками дацитовых и андезитовых вулканов. Эти же нарушения использовались рудоносными растворами, образовавшими кварцево-рудные жилы. Биотитизированные породы слагают "чехол", вмещающий кварцевую жилу и прилежащие к ней кварц-серицитовые метасоматиты. Около жилы биотит замещается кварцем и серицитом и, следовательно, имеет дорудный возраст. С внешней стороны биотитизация накладывается на эпидот-хлоритовые пропилиты, замещающая их. Наблюдаются случаи замещения новообразованным биотитом пропилитового хлорита: в поле хлорита различаются многочисленные мелкие листочки новообразованного зеленовато-бурого биотита.

Определение К-Аг методом возраста метасоматических биотитов (табл. 6) показало, что они возникли во времени близко к субвулканическим дайкам диорит-порфиров и околосильным кварц-серицитовым породам (70–76 млн лет). Наиболее вероятный интервал возраста биотитов 76–81 мян лет. Это самый древний возраст пород, определенный на описываемом месторождении. Образцы, для которых установлен более молодой возраст (70–74 млн лет), были взяты из зоны околосильного изменения и содержали значительное количество позднего серицита. Биотит в них в различной степени серицитизирован. Можно предполагать, таким образом, близость по времени биотитизации и пропилитизации вулканогенной толщи. Это совпадает с изложенными геологическими и петрографическими наблюдениями. Возраст массива интрузивных гранодиоритов и гранодиорит-порфиров значительно моложе (60–62 млн лет), что противоречит концепции контактово-метаморфического происхождения биотита.

Результаты химических анализов биотитизированных пород приведены в табл. 7. При биотитизации вулканических пород в них возрастает количество железа, магния, калия; убывает — натрия, в некоторой степени глинозема и кремнезема. Зависимость содержания некоторых компонентов породы от интенсивности процесса метасоматизма видна на рис. 9. Интенсив-

ность оценивалась по степени замещения новообразованными биотитом и амфиболом материала пропилитов, т.е. по содержанию биотита и актинолита в породе. Уменьшение количества натрия происходит при возрастании содержания калия и магния с замещением альбита биотитом.

Парагенезисы биотитовых метасоматитов ограничены частью системы, бедной кальцием. Эпидотсодержащие пропилитовые парагенезисы соответствуют более высокому содержанию кальция в породах. По мере развития процесса биотитизации содержание СаО уменьшается, при этом происходит смена парагенезисов:  $Эп+Хл \rightarrow Би+Аб$  или  $Эп+Хл \rightarrow Би+Акт$ , а в дальнейшем идет замещение:  $Аб \rightarrow ЖПШ$  или  $Би$ . На биотитизацию наложены процессы околожильного кислотного выщелачивания — окварцевание и серицитизация. Это проявляется в заметном увеличении содержания  $SiO_2$  и выносе остальных компонентов из пород.

В алевролитах биотитизация приводит к сходным изменениям химического состава (см. табл. 7). Однако в этих породах более отчетливо, чем в вулканических, выражено уменьшение количества кремнезема и увеличение — калия и железа. Глинозем и кальций местами тоже привносятся, хотя вариации содержания кальция менее закономерны в связи с колебаниями количества кальцита, являющегося часто гистерогенным минералом. Сравнительно высокое содержание натрия в биотитизированных алевролитах, по-видимому, обусловлено присутствием мелких реликтовых зерен обломочного альбита, которые в некоторых случаях даже неразличимы под микроскопом.

Перечисленные особенности химического состава исследованных биотитизированных пород и их сравнение с химизмом аналогичных пород в некоторых оловорудных месторождениях более глубинного генезиса позволяют сделать предположение о характере и эволюции растворов, вызвавших биотитизацию. Судя по накоплению оснований в породах, это были сравнительно щелочные растворы, характеризовавшиеся повышенной активностью  $K_2O$ ,  $MgO$  и, вероятно, железа. В более глубинных горизонтах процесс метасоматической "базификации" пород был интенсивным и изменения содержания компонентов в породах значительными. В менее глубинных горизонтах интенсивность процесса меньше. Привнос железа здесь незначителен, а кальций даже выносятся.

Химический состав изученных биотитов (табл. 8) близок к составу метаморфических биотитов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации с парагенезисом:  $Би+Хл+Рог+Аб+Эп+Кв+Карб+Мт$ , но отличается в ряде случаев более широкими вариациями содержания  $MgO$  и  $TiO_2$ . Отклонения в сторону их увеличения свойственны породам роговикового генезиса. В нашем случае в этом же направлении сопряженно растет сумма окислов железа.

Результаты пяти анализов биотита не позволяют делать более глубокие выводы о вариациях его состава. Малое число анализов объясняется, с одной стороны, исключительной трудностью выделения монофракций биотита из пород, а с другой — затруднениями при анализе на микрозонде, связанными с интенсивным испарением калия из биотита под действием рентгеновского пучка. В табл. 8 приведены наиболее представительные из приведенных анализов. На их основе построены графики зависимости между различными компонентами биотита. В частности, на рис. 10 отчетли-

Результаты химического анализа гидротермальных минералов (мас. %) из экзоконтакта Улского массива

Компонент	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6	№ 7
SiO <sub>2</sub>	41,1	37,5	40,0	35,0	34,30	52,6	26,0
TiO <sub>2</sub>	0,12	2,4	1,5	2,02	3,98	Не обн.	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,5	19,1	23,4	19,13	18,81	37,9	18,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,18	7,19	Не опр.	Не опр.
FeO	18,5	15,9	15,0	13,39	14,91	0,75	21,9
MnO	0,46	0,74	0,30	0,34	0,15	Не обн.	1,5
MgO	13,3	10,1	12,0	9,61	7,64	1,1	17,9
CaO	Не обн.	Не обн.	0,2	1,85	0,76	0,7	0,13
Na <sub>2</sub> O	"	0,15	Не обн.	0,35	0,10	Не обн.	Не опр.
K <sub>2</sub> O	7,5	9,0	7,5	8,5	6,00	6,7	"
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,16	0,34	Не опр.	"
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	"	"	"	3,87	5,25	"	"
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	"	"	"	0,82	0,24	"	"
F	"	"	"	0,16	Не обн.	"	"
Сумма	96,38	94,89	99,9	100,13	99,67	99,7	86,03

## Кристаллохимические формулы минералов

K	0,713	0,86	0,664	0,813	0,585	0,514	—
Na	0,0	0,02	0,0	0,05	0,018	0,0	—
Ca	0,0	0,0	0,017	0,149	0,064	0,047	0,01
H <sub>2</sub> O	0,287	0,12	0,319	0,0	0,383	0,439	—
Fe <sup>2+</sup>	0,956	0,993	0,867	0,836	0,946	0,039	1,94
Fe <sup>3+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,298	0,41	0,0	—
Mg	1,469	1,125	1,236	1,076	0,868	0,097	2,83
Mn	0,03	0,047	0,017	0,023	0,01	0,0	0,13
Ti	0,004	0,132	0,08	0,113	0,228	0,0	—
Al <sup>VI</sup>	0,72	0,48	0,662	0,33	0,29	1,861	1,08
Si	3,045	2,8	2,762	2,635	2,61	3,173	2,76
Al <sup>IV</sup>	0,955	1,2	1,238	1,365	1,39	0,827	1,24
O <sup>2-</sup>	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
OH <sup>-</sup>	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	8,0
X <sup>Би</sup> <sub>Fe</sub>	0,39	0,47	0,41	0,51	0,61	—	—
n <sub>m</sub>	1,630	1,640	1,638	—	—	—	1,595

Примечание. Анализы № 1-7: 1 - биотит зеленый из пропилитов в ассоциации с *Кв*, *Аб*, *Эп*, *Сер*, *Хл*, *Пир*; 2 - биотит коричневый из пропилитизированного туфа андезитов в ассоциации с *Кв*, *Аб*, *Мус*, *Пир*, *Ап*; 3 - биотит коричневый из пропилитов в ассоциации с *Кв*, *Аб*, *Пир*, *Ап*; 4 - биотит коричневый из биотитовых метасоматитов; 5 - биотит коричневый из биотитовых "роговиков" в ореоле гранитной интрузии; 6 - серицит в ассоциации с биотитом; 7 - хлорит зеленый из пропилитов в ассоциации с *Кв*, *Карб*, *Мг*. Анализы № 1-3, 6, 7 выполнены на рентгеновском микроанализаторе.

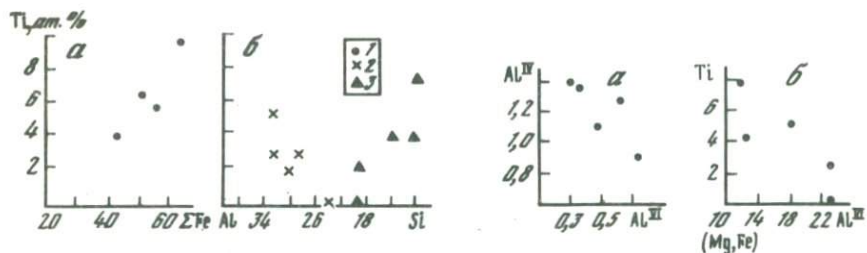


Рис. 10. Фрагменты треугольных диаграмм зависимости содержания в биотите титана от соотношений железа и магния (а) и алюминия—кремния (б), по данным анализов [101]

1 — суммарное железо; 2 —  $Al^{VI}$ ; 3 —  $Al^{IV}$

Рис. 11. Распределение алюминия по подрешеткам в биотите, по данным анализов [101]

а —  $Al^{IV}-Al^{VI}$ ; б — соотношения  $Al^{VI}$  с Ti и (Mg + Fe) (фрагмент треугольной диаграммы)

во видна прямая зависимость содержания титана от железистости, а на рис. 11 показана зависимость распределения алюминия между октаэдрическими и тетраэдрическими позициями от содержания титана. При общем приблизительно постоянном содержании Al увеличение количества Ti приводит к перераспределению Al из октаэдрических позиций в тетраэдрические. При этом преобладающим типом изомерфизма является  $Si \rightarrow Al + K$  при подчиненной роли замещений типа  $Si + Mg = 2Al$ . На это указывает обратная зависимость между  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$  (см. рис. 11, а): в случае второго типа изомерфизма количества алюминия в тетраэдрах и октаэдрах должны находиться друг от друга в прямой зависимости. Отмеченное перераспределение алюминия по подрешеткам минерала зависит от кислотности среды: в тетраэдрах он замещает более кислотный кремний, а в октаэдрах сам вытесняется более сильными двухвалентными основаниями. Уменьшение октаэдрического алюминия сопровождается возрастанием доли такого слабого основания, как титан, в октаэдрах (см. рис. 11, б), что подтверждает предполагаемую зависимость состава биотита от pH раствора.

Исследованные биотиты представлены, как правило, негидратированными разновидностями, хотя изредка встречаются смеси биотита с гидробиотитом ( $d_{001} = 11 \text{ \AA}$ ). Эти образцы взяты из поздних тектонических нарушений. Циркулировавшие по ним сравнительно холодные растворы, вероятно, преобразовали биотит; кроме того, он подвергался околожильной серицитизации. Замещение биотита происходит послойно, причем под микроскопом листочки серицита часто трудно заметить. Биотит постепенно как бы обесцветивается, его светопреломление уменьшается. Можно видеть в шлифах весь спектр "перехода" биотита в мусковит. Однако рентгенодифрактометрические исследования, проведенные О.В. Русиновой, показали, что такие "промежуточные разности" представлены смесью биотита с мусковитом. Изучение смесей на микроанализаторе позволило убедиться в том, что "осветленный" биотит представляет собой чередование тончайших прослоев биотита и мусковита с толщиной слоев порядка 1–2 мкм (рис. 12, а). Мусковит, находящийся в контакте с биотитом, совершенно гомогенный и практически не содержит включений биотита (см. рис. 12, б).

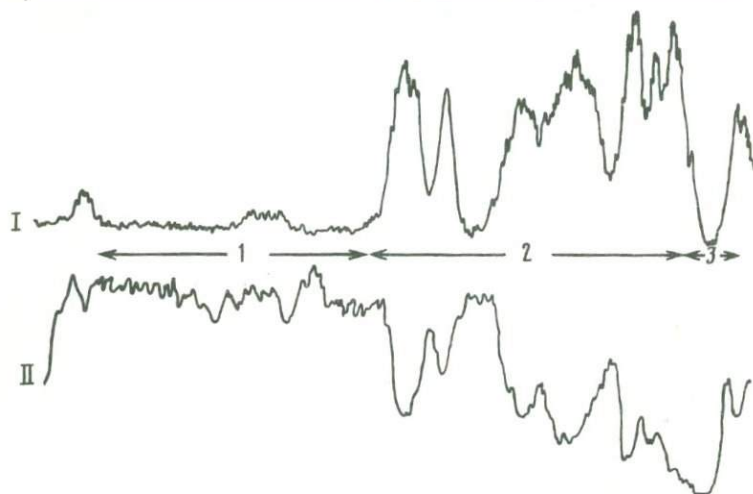
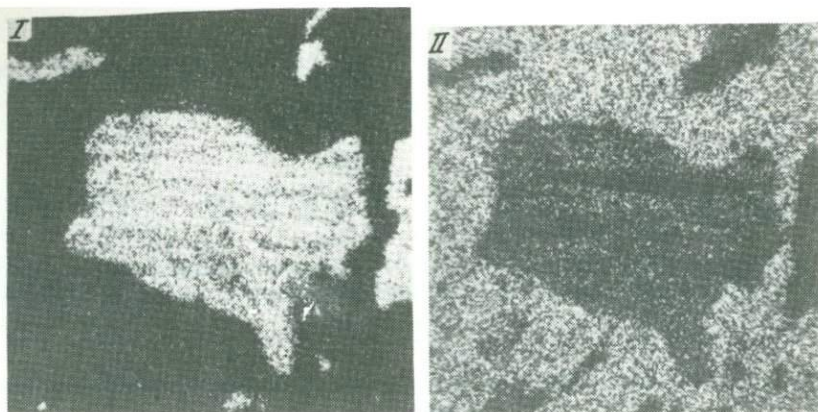


Рис. 12. Распределение компонентов в биотите, по данным микроанализатора MS-46, аналитик Г.Н. Муравецкая

*а* – растровые изображения распределения К (I) и F (II) в листочке биотита и в окружающем его пирите (150 × 150 мкм). Темные полоски в биотите соответствуют прослойкам мусковита; *б* – распределение по профилю через листочек биотита железа (I) и калия (II).

1–мусковит; 2–биотит; 3–кварц

Метасоматический биотит встречается в разнообразных породах. Часто он развит в виде мелких чешуек по основной массе вулканитов и по вкрапленникам альбита, не сопровождаясь другими новообразованиями, кроме кварца, но наблюдаются и тесные сростания биотита с амфиболом, реже с ортоклазом и эпидотом без взаимного замещения между этими минералами. Обычна ассоциация биотита с турмалином. Иногда кристаллы турмалина расположены в прожилках биотита, но, как правило, турмалин – более поздний минерал. Состав турмалина зависит от ассоциаций минералов, с которыми он встречается: в ассоциации с биотитом он густо окрашен, обладает

резким плеохроизмом и более высоким показателем преломления ( $n_g = 1,659$ ), тогда как в кварц-серицитовых породах турмалин представлен бледноокрашенной разностью с меньшей величиной светопреломления ( $n_g = 1,645$ ), что указывает на меньшую его железистость.

В терригенных породах, представленных чередующимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками, наиболее обычны ассоциации биотита с серицитом и хлоритом. Не подвергшиеся биотитизации алевролиты и аргиллиты состоят в основном из кварца, серицита и хлорита с вкрапленностью пирита, иногда с примесью кальцита. Биотит развит в виде гнезд, прожилков и рассеянных в массе породы листочков, замещающих главным образом мусковит и зерна пирита. Довольно обычны случаи нарастания листочков биотита на кристаллы пирита с замещением последнего. Однако это замещение ограничивается начальной стадией, и главная масса пирита сохраняется. Биотитизированные алевролиты, как правило, содержат обильную вкрапленность пирита. Вероятно, это объясняется избытком привносимого растворами железа. Количество хлорита при биотитизации судя по наблюдениям в шлифах, существенно не меняется. В некоторых случаях обнаружено реакционное образование биотита в виде каймы по границе гнезд хлорита в серицитовой породе. Развитие биотита за счет серицита терригенных пород отмечено в образцах, взятых на удалении от кварцевых жил. Вблизи жил преобладают обратные соотношения: биотит серицитизируется под воздействием наложенных процессов околожильного кислотного выщелачивания. Результатом биотитизации терригенных пород обычно являются биотит-хлорит-серицит-кварцевые или биотит-серицит-кварцевые, редко существенно кварцевые с примесью биотита породы со структурой, сходной с роговиковой. В них часто встречаются прожилки биотита с кварцем или чистого биотита. Наблюдаются также породы с пятнистой текстурой, в которых пятна кордиерита окружены кварц-биотитовым агрегатом. При этом кордиерит обычно замещен серицитом. Вблизи гранодиоритового массива, в зоне наиболее интенсивной переработки пород, в алевролитовых роговиковоподобных породах отмечается ортоклаз в ассоциации с биотитом и мусковитом. Таким образом, при описываемом процессе изменения пород в основном возникают трех-четырёхминеральные парагенезисы, но в местах более интенсивной проработки вдоль трещин развиваются биминеральные  $Би + Кв$ ,  $Би + Ор$  и мономинеральные биотитовые агрегаты, что является признаком метасоматического характера этого изменения и подвижности наряду с калием также магния и железа.

В вулканических породах биотитсодержащие ассоциации отличаются довольно обычным присутствием кальциевых минералов: амфибола ряда актинолит—роговая обманка или эпидота. Часто встречаются тонкие прожилки как метасоматического облика, так и продукты заполнения трещин, сложенные биотитом, а также  $Би + Кв$ ,  $Би + Амф$ , реже  $Би + Тур$  (турмалин здесь более поздний). Следовательно, и в этом случае проявляется направленность процесса к образованию мономинеральных биотитовых агрегатов. Однако в большинстве образцов ассоциации биотита полиминеральны. Количество минералов уменьшается возле трещин (биотитовые прожилки), а также в направлении на северо-восток, к участку наибольшей интенсивности процесса. Здесь встречаются биотит-ортоклаз-кварцевые и биотит-кварцевые метасоматиты с микрочастками чистого биотита в виде

метасоматических прожилков и гнезд. На основании этих наблюдений можно предположить, что упомянутая полиминеральность ассоциаций биотита обусловлена недостаточной интенсивностью процесса, и как следствие этого, малой скоростью реакции и недостижением полного равновесия породы с раствором. Увеличение интенсивности процесса приводит к замещению эпидота амфиболом с биотитом с выносом кальция, а затем амфибола — биотитом с ортоклазом. Продуктами наиболее полно прошедшей биотитизации среди наблюдавшихся пород являются биотит-кварц-ортоклазовые, а также биминеральные биотит-кварцевые и биотит-ортоклазовые метасоматиты. Они не сохраняют ни структурных, ни минералогических признаков исходных пород и образуются, по-видимому, как по терригенным, так и по вулканогенным породам.

Главным результатом исследований биотитизации с точки зрения уточнения представлений о пропилитовой формации служит вывод о наложении биотита на пропилитовые минералы, в частности на хлорит и альбит, при сближенности по времени процессов биотитизации и пропилитизации. Следовательно, пропилитизация происходила в условиях повышающейся температуры, т.е. на прогрессивном этапе развития магмато-гидротермальной системы.

На основании всестороннего изучения продуктов метасоматизма и магматизма в районе предлагается следующая схема процесса, приведшего к пропилитизации вулканитов. После формирования вулканической толщи в ее основание внедрился массив гранодиорит-порфиров, сопровождаемый явлениями магматического замещения окружающих терригенных и вулканических пород и их ороговикования в контактах. Трансмагматические флюиды, производившие замещение и ороговикование, обусловили прогрев большого объема толщи пород. Вследствие относительно малой глубины интрузивной кровли (порядка 2 км) прогрев толщи был неоднородным, существовал большой градиент температуры в толще пород в вертикальном направлении и около крутопадающих трещин. Большому градиенту способствовала и гидродинамическая обстановка: нижний структурный этаж, сложенный сильно дислоцированными терригенными породами был неблагоприятен для циркуляции подземных вод, тогда как несогласно залегающие на нем недислоцированные вулканогенные породы, включающие прослойки туфов и туфопесчаников, допускали свободную циркуляцию вод. Таким образом, если нижний этаж хорошо прогревался благодаря близости интрузивного контакта и струям ювенильных флюидов, то верхний этаж, насыщенный циркулирующими в нем холодными водами, прогревался значительно хуже. В нижнем этаже еще горячие ювенильные флюиды производили биотитизацию, а в верхнем они смешивались с подземными водами, температура их понижалась, возрастала кислотность и они производили пропилитизацию вулканитов. По прогретым трещинам зона биотитизации проникала в верхний этаж.

Обращаясь к литературным данным, проследим взаимоотношения между вулканизмом, интрузивным магматизмом и пропилитизацией. В месторождении Комсток [135] пропилитизацией эпидотхлоритовой фации охвачены вмещающие вулканические породы и прорывающий их шток монцит-порфиритов. На глубоких горизонтах месторождения среди пропилитов отмечаются явления биотитизации, а на верхних — калишпатиза-

ции. Оруденение в виде кварцево-рудных жил, сопровождаемых околожильной серицитизацией, наложено на перечисленные продукты дорудного метасоматизма.

Для пропилитовых полей, развитых по периферии батолита Береговых Хребтов (США), и связанных с ними золото-серебряных месторождений характерно наложение пропилитизации на интрузивные массивы монцонит-порфира — спателлиты Берегового батолита [149]. В Карпатской провинции в месторождении Кремница (ЧССР) пропилитизированы наряду с рудовмещающими вулканитами также и прорывающие их массивы диоритовых порфиритов [98]. Послеинтрузивный характер пропилитизации свойствен золотым и серебряным месторождениям и в других регионах: в Индонезии, на Филиппинских и Японских островах, в Центральной и Южной Америке и т. д. (см., напр.: [13]). Для пропилитов Камчатки нами была предпринята попытка определить возрастные соотношения с помощью изотопной геохронологии [97]. Гидротермально-измененные серицитизированные дациты, вмещающие залежь поствулканических серноалунитовых кварцитов, показали по К — Аг методу возраст  $16 \pm 2$  млн лет. Единственным калийсодержащим минералом в них был вторичный серицит, поэтому истинный возраст самих дацитов древнее, чем 16 млн лет. Из монцодиоритового порфира, прорывающего рудовмещающую вулканическую толщу дацитов, был проанализирован тем же методом калиевый полевой шпат, имевший магматическую природу. Его возраст составил  $10 \pm 1$  млн лет. Монцодиоритовый порфирит пропилитизирован в западной и южной частях массива в той же эпидот-пренитовой фации, что и вмещающие дациты, а на пропилиты наложен процесс березитизации с возникновением кварц-серицитовых метасоматитов. Изотопный возраст серицита из последних равен  $5 \pm 1$  млн лет. Серицит, показавший сравнительно древний возраст (16 млн лет), по-видимому, является продуктом синвулканической гидротермальной деятельности, с которой связано образование серноалунитовых залежей. Второй, поздний гидротермальный импульс, давший пропилиты и кварцево-рудные жилы, оторван по времени от вулканизма, и предполагается его генетическая или парагенетическая связь с монцодиоритовыми порфиритами.

Все перечисленные примеры касаются объектов, связанных с андезитовым (или андезито-дацитовым) вулканизмом и интрузиями сходного состава. Большая аналогия состава интрузивов и вулканитов служит одним из главных доводов в пользу объединения их в андезито-диоритовую вулкано-плутоническую ассоциацию. При этом интрузивы рассматриваются как субвулканические тела, корни вулканических аппаратов. Однако обзор химических анализов интрузивных пород, с которыми связаны пропилиты, показывает, что эти породы отличаются от вмещающих андезитов повышенным содержанием калия, высоким отношением калия к натрию (рис. 13). Содержание калия возрастает к эндоконтактам, сложенным часто монцонитами. Непосредственно в контактах массивов и в их апофизах типичны "алюситовые граниты" [26], сложенные кварцем и калиевым полевым шпатом. Экзоконтакты таких массивов обычно орговикованы, обнаруживают признаки магматического замещения вмещающих вулканитов и биотитизации последних. Эти особенности свидетельствуют не только о высоком отношении калия к натрию в магме, но и о высокой

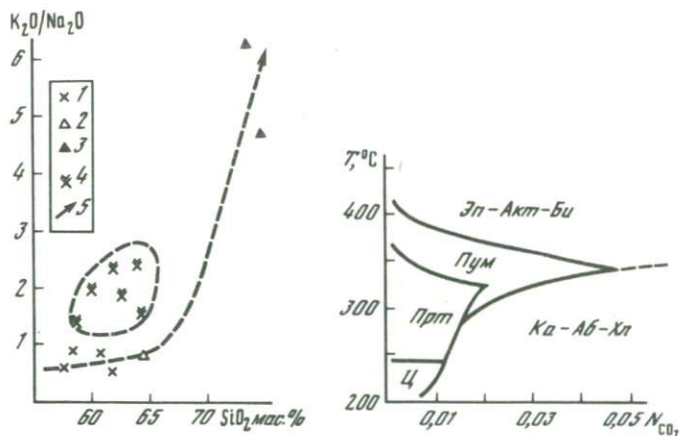


Рис. 13. Вариационная диаграмма для вулканитов в районе Акшуранской депрессии (Кураминский хребет)

1 — андезиты-дациты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — трахидиариты; 4 — калишпацизированные андезиты-дациты; 5 — тренд эволюции магматизма

Рис. 14. Диаграмма полей устойчивости кальциевых минералов в зависимости от  $N_{CO_2}$  и  $T$ ; составлена по данным [83, 36]

активности калия в равновесном с ней трансмагматическом флюиде. От таких "активных" интрузивов отличаются субвулканические тела диорит-порфиритов, которые имеют одинаковое с комагматичными с ними андезитами калий-натриевое отношение, почти не обнаруживают вариации состава от центра к краям и обладают пассивными контактами с андезитами. Следовательно, несмотря на близость времени образования и, возможно, общий очаг генерации магмы, интрузивные монодиоритовые порфириты нельзя рассматривать как точные комагматы с вмещающей андезитовой толщей. Их внедрение и формирование связано с импульсом высококальциевых флюидов, отделившихся от очага (или проходивших через очаг) и активно взаимодействовавших с магмой.

С другими магматическими формациями пропилиты связаны относительно редко. Исключение представляет контрастно-дифференцированная липарит-базальтовая (или спилит-альбитофирная) формация геосинклиналей. В ее пределах вокруг колчеданных залежей образуются альбит-кальцит-хлоритовые породы, развитые локально в пределах месторождения и сменяющиеся в древних толщах на удалении от месторождения регионально метаморфизированными породами, обычно зеленосланцевой фации (эпидот-хлоритовой или эпидот-актинолитовой ступени). В ряде случаев их можно рассматривать как внешние зоны кварц-серицитовых метасоматитов.

Ко второй группе относятся продукты зеленокаменного регионально-го метаморфизма. По минеральным ассоциациям они часто не отличимы от пропилитов (первая группа) и именно поэтому объединяются с ними многими исследователями [10]. Однако в результате целенаправленных исследований удалось выявить некоторые различия между этими образованиями [58], касающиеся как геологического положения, минерального

состава, так и физико-химических условий формирования. Главными отличительными особенностями метаморфических зеленокаменных пород являются следующие: региональное развитие и большая мощность, указывающая на относительно небольшой температурный градиент; существование переходов к эпидот-амфиболитовой, с одной стороны, и к пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фациям — с другой; отсутствие связи с конкретными гранитоидными интрузиями, за исключением контактового метаморфизма около некоторых крупных интрузивов; процесс изменения пород имеет натриевую направленность порой с увеличением содержания натрия, возникновением таких богатых натрием минералов, как парагонит и глаукофан, в отдельных местах — с образованием существенно альбитовых пород, адинол [102]. Для этих пород не характерны проявления продуктов кислотного выщелачивания и адуляризации. Среди образований этой группы наиболее типичны породы метаморфических поясов, "зеленые туфы" Японии и других районов молодого вулканизма, иногда продукты контактового метаморфизма.

Зеленокаменные метаморфизованные породы могут возникать в связи со складчатыми деформациями либо в доскладчатый период. Синскладчатый (дислокационный) метаморфизм достаточно ясно отличается от пропилитизации, а основные сомнения связаны с доскладчатым региональным метаморфизмом. Примерами доскладчатого зеленокаменного метаморфизма служат зеленые туфы в молодых вулканических областях и проявлениях пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма в палеозойских толщах Южного Урала. В ранней работе я допускал возможность отнесения зеленых туфов к пропилитовой формации [97], но опыт, накопленный в результате дальнейших исследований, показал что это скорее результат аргиллизации в областях разгрузки вулканических терм. Т. Мацукума и Е. Хорикоси [64] рассматривают зеленые туфы как продукт доскладчатого регионального метаморфизма. Они различают в области развития месторождений Куроко продукты регионального метаморфизма (зеленые туфы) и метосоматизма, непосредственно связанного с рудоотложением (пропилитизацию). В регионально-метаморфизованных породах М. Утада (см. [58]) выделяет пять зон, из которых четыре относятся к цеолитовой фации, а одна — к началу зеленосланцевой. Границы между зонами не совпадают со стратиграфическими, располагаясь под небольшими углами к ним, что доказывает эпигенетический характер метаморфических ассоциаций.

Зеленокаменные породы западного крыла Магнитогорского синклиория на Южном Урале изучались В.М. Нечеухиным [74], который показал наличие переходов между пренит-пумпеллиитовой, эпидот-хлоритовой и эпидот-актинолитовой фациями метаморфизма в районе, причем наиболее высокотемпературная, эпидот-актинолитовая фация приурочена к низам разреза  $D_2$  (к ирендыкской свите). Выше по разрезу она сменяется эпидот-хлоритовой и далее — пренит-пумпеллиитовой. При общей стратифицированности метаморфических фаций границы между ними не всегда совпадают со стратиграфическими контактами. Местами отмечается наложение метаморфических ассоциаций на интрузивные породы габбро-диоритового комплекса. В результате В.М. Нечеухин пришел к выводу, что описанный им метаморфизм имеет региональный характер и происходил позже погру-

жения и захоронения вмещающей вулканогенной толщи, хотя и до D<sub>3</sub>. Автор при этом допускает возможность связи околорудного метасоматизма на колчеданных месторождениях в карамалыташской свите с региональным метаморфизмом. В более поздней работе В.М. Нечеухин [75] ясно высказал мысль о тождественности процессов околорудной пропилитизации и регионального метаморфизма. Крайнее выражение эта точка зрения нашла в работах М.М. Василевского [10], который считал, что определенных и ясных признаков различий между ними не существует, что единственным критерием отличия пропилитов является присутствие в них "эпиметасоматического" оруденения. Если же такое оруденение отсутствует, то отличить пропилиты от метаморфических пород невозможно.

В противовес таким взглядам детальное изучение метасоматитов в районе колчеданных залежей позволило выявить локально развитые пропилиты и отличить их от продуктов более позднего регионального зеленокаменного метаморфизма [33, 58]. К обсуждавшимся ранее признакам отличия пропилитизации от регионального метаморфизма добавим различие в режиме углекислоты при этих процессах. Экспериментально было показано [83], что при повышении мольной доли углекислоты в растворе (в условиях открытой системы при метаморфизме – при повышении активности или фугитивности углекислоты) такие минералы, как пумпеллит, а затем и пренит (при доле CO<sub>2</sub> > 0,1), оказываются неустойчивыми, уступая место пропилитовому парагенезису кальцита с альбитом. На рис. 14 показано, как изменяются поля устойчивости минералов ассоциаций зеленокаменных пород в зависимости от нарастания мольной доли на основании данных экспериментов. Таким образом, как правило, пропилитизация происходит при повышенной активности углекислоты и неустойчивости пумпеллита и пренита. Цеолиты в пропилитовом процессе не образуются по той же причине. Цеолитовые прожилки в пропилитах возникают лишь в конце процесса, когда активность углекислоты снижается. Региональный зеленокаменный метаморфизм происходит при низкой активности углекислоты, вследствие чего при этом возникают мощные (до нескольких километров) зоны пренит-пумпеллитовых и цеолитовых ассоциаций. В связи с рассмотренными различиями пренит-пумпеллитовые и цеолитовые метасоматиты, выделенные, например, В.И. Гугушвили [22] в Аджаро-Триалетской зоне Кавказа как пропилиты, должны быть отнесены к продуктам регионального метаморфизма, хотя полностью исключать пренитовые парагенезисы из числа пропилитовых нельзя. Известны локально развитые околорудные пропилиты, в которых в небольшом количестве встречаются пренит и цеолиты, но пумпеллит никогда [135, 97].

Третья группа – это метасоматиты, возникающие в геотермальных полях в приповерхностных условиях в районе активного вулканизма. Главная масса таких метасоматитов представлена аргиллизированными породами, сложеными монтмориллонитом, гидрослюдами, смешанослойными минералами, цеолитами, кальцитом и реликтовыми минералами вулканических пород. Среди них в наиболее горячих зонах (температура около 200°С и выше) отмечается образование вторичных альбита, калиевого полевого шпата и эпидота [69, 97], что и явилось основанием для отнесения содержащих эти минералы метасоматитов к пропилитам. Альбит растет в виде скелетных кристаллов на месте растворенных вкрапленников пла-

гиоклаза и обычно представлен неупорядоченной несдвойникованной разностью [97]. Эпидот встречается в виде отдельных мелких кристалликов длиннопризматического габитуса, местами рассеянных в основной массе породы, обладает высокой железистостью. Наименьшая глубина, начиная с которой наблюдался новообразованный эпидот, — около 600 м.

Метасоматиты третьей группы, следовательно, относятся некоторыми исследователями [70, 67] к пропилитам лишь по минералогическому признаку. Они представляют собой наиболее высокотемпературные зоны в общем комплексе аргиллизированных пород, которые образуются в приповерхностных условиях в районах активного вулканизма, но вне связи с конкретным вулканическим аппаратом или с интрузивным телом. Это позволяет подобные образования рассматривать как фацию в формации сольфатарных аргиллизитов.

Наконец, в четвертую группу входят породы внешних зон ореолов выщелачивания около кварцевых жил, гидротермальных кварцитов и аргиллизированных пород в эпитермальных месторождениях [70]. Эти породы имеют зеленокаменный облик, сложены альбитом, хлоритом, кальцитом, кварцем, обычно с серицитом и пиритом и, следовательно, по составу сходны с пропилитами. Они описывались на золото-серебряных месторождениях Дальнего Востока, где слагают внешние зоны околожильного изменения по границе с неизменными породами, а в некоторых случаях подстилают пачки аргиллизированных пород. На склонах горы Алуניתовая в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе виден контакт рудоносных аргиллизированных пород вверху с безэпидотовыми пропилитами внизу. Контакт совпадает с границей между риолитами (и их туфами), залегающими сверху, и андезитами, подстилающими их. Возрастные взаимоотношения между аргиллизитами и пропилитами в этом случае неясны. Подобные же контакты пропилитов с аргиллизитами типичны и для других эпитермальных месторождений, например для Балейского [93], некоторых закарпатских и др. Пространственные взаимоотношения всегда в принципе одинаковы и трактуются как фациальная вертикальная зональность. Поскольку во всех случаях нет твердых доказательств одновременности аргиллизитов и пропилитов, не исключается и альтернативная трактовка: пропилиты являются более ранними субрегиональными образованиями, а аргиллизиты — более поздними локальными. В последнем случае пропилиты выступают как самостоятельное формационное образование, а не как внешняя зона в колонке аргиллизации.

Зеленые породы внешних зон около кварцевых жил и гидротермальных кварцитов всегда являются внешней зоной в колонке выщелачивания и поэтому самостоятельного формационного значения не имеют. К таким образованиям относятся также большинство пропилитоподобных пород, окружающих кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты на колчеданных месторождениях.

Из проведенного анализа геологического положения пропилитов следует, что характерной чертой пропилитовой формации является возникновение ее в вулканических толщах в результате гидротермального процесса, связанного с внедрением в толщу порфиридных гранитоидных интрузий повышенной щелочнометальности. В глубокой, тыловой зоне, примыкающей к интрузиву и к областям магматического замещения, развиваются магне-

зиальные метасоматиты или калиевые роговики, выше — биотитовая фация пропилитов, сменяющаяся вверх эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой фациями. Биотитовая фация является переходным звеном между высокотемпературными контактово-метасоматическими образованиями ранней щелочной стадии и среднетемпературными пропилитами, формирующимися в условиях нейтральной или слабокислой среды. Наложение биотитизации на пропилиты доказывает их образование на прогрессивном этапе. При остывании интрузива и понижении температуры в его экзоконтактах пропилитизация может накладываться на более высокотемпературные приконтактные образования. Пропилитизация, таким образом, является процессом, связанным с деятельностью и эволюцией трансмагматических флюидов на прогрессивном этапе в экзоконтактовом ореоле порфировых интрузий, где щелочные флюиды охлаждались и, смешиваясь с вадозными водами, образовывали нейтральные среднетемпературные гидротермальные растворы. Связь пропилитизации с крупными магматическими очагами и с потоками трансмагматических флюидов вытекает из принадлежности пропилитов к внешней (верхней) зоне в общей фациальной зональности от массива порфировидных гранитоидов и продуктов сиенитизации (внизу) через роговики и зону биотитизации до пропилитов вверх. Пропилитизация не является результатом деятельности гидротерм, отделяющихся при кристаллизации отдельных небольших тел гранитоидов (сателлитов батолита), но связана с ними парагенетически общностью магматического очага, внедрением которого объясняется общий прогрев большого объема вулканической толщи до уровня эпидот-хлоритовой фации.

При общем прогреве толщи локальные градиенты температуры и кислотности около трещин в ней были невелики, вследствие чего рудоотложения при пропилитизации обычно не происходило. Лишь после общего охлаждения толщи внедрение в нее горячих гидротермальных струй по трещинам создавало достаточно большие локальные градиенты температуры, благоприятные для выпадения из растворов рудных компонентов. Процессы рудоотложения обычно тесно связаны с явлениями кислотного выщелачивания, с образованием березитов и вторичных кварцитов, которые обсуждаются ниже.

Большинство пропилитовых минералов (хлорит, кальцит, пирит, серицит, кварц) свойственны и другим метасоматическим формациям, а такие характерные материалы, как эпидот, встречаются не во всех пропилитах. Самым надежным признаком служит устойчивость альбита в парагенезисе с хлоритом и эпидотом (или кальцитом). Устойчивость альбита вследствие незначительной кислотности среды отличает пропилиты от березитизированных и аргиллизированных пород, в которых из-за более кислой среды или низкой температуры кальциевые плагиоклазы вулканитов непосредственно замещаются карбонатом с серицитом (либо с глинистым минералом) либо цеолитами.

В формации пропилитов выделяются следующие фации: актинолит-эпидотовая, хлорит-эпидотовая, биотитовая и альбит-кальцит-хлоритовая. Последняя из них редко имеет самостоятельное значение, а по большей части является результатом воздействия кислых растворов на эпидот-хлоритовые пропилиты. Биотитовая фация [89, 101] непосредственно

связана с переносом магния из зон магматического замещения, является корневой в пропилитовых полях и связывает пропилиты с продуктами метасоматизма магматической стадии. Адуляр-хлоритовая фация имеет локальное развитие, накладываясь на пропилитизированные породы как внешняя зона метасоматических калиевых роговиков.

В соответствии с данной характеристикой пропилитов сходные с ними по минеральному составу, но возникшие в иной геологической обстановке породы являются фациями соответствующей формации (аргиллизированных пород или продуктов зеленосланцевого регионального метаморфизма). Называть же их можно в соответствии с минеральными ассоциациями, но при этом не смешивать с фациями пропилитовой формации.

Пропилитовая формация представляет собой совокупность фаций пропилитизированных пород, образовавшихся на глубине порядка 1–3 км в вулканогенно-осадочных толщах в условиях большого градиента температуры на магматическом этапе во внешней зоне экзоконтактового воздействия гипабиссальных и субвулканических гранитоидных интрузий.

Для пропилитизированных пород характерно:

устойчивость во всех фациях альбита, хлорита, а для большинства также эпидота и пирита (или магнетита);

развитие ассоциаций эпидота с пренимом и цеолитами только в редких случаях, в наиболее приповерхностных условиях:

сохранение структуры исходных пород;

возникновение температурной зональности по мере удаления от магматического контакта;

наложение на пропилиты продуктов кислотного метасоматизма.

### Общая схема метасоматизма прогрессивного этапа

Рассмотренные в настоящей главе метасоматические формации объединяются тем, что возникают на прогрессивном этапе развития магматической системы, в процессе подъема магмы и замещения ею пород кровли. В соответствии с концепцией Д.С. Коржинского [45], развиваемой в работах И.А. Зотова и Н.Н. Перцева [48], магматическое замещение происходит вследствие воздействия на породы кровли трансмагматических флюидов глубинного происхождения. В сфере наших исследований оказалась зона инверсии свойств этих флюидов при превращении их в гидротермальные растворы в экзоконтактовой области гранитоидных массивов. На прогрессивном этапе следы переходной зоны стираются наступающим фронтом переплавления и могут наблюдаться в ореоле над остановившимся фронтом магматического замещения. Возникающая при этом зональность различается составом зон в разных геологических условиях, но в целом для нее характерна следующая последовательность: 1) монцогранодиорит-порфир либо плагиогранодиорит-порфир; 2) зона магматического осветления кварц-ортоклазового (или кварц-альбитового) состава; 3) биотитовые, биотит-кордиеритовые роговики или калиевые "роговики" с зонами эпидотизации; 4) биотитовые пропилиты; 5) эпидот-актинолитовые и эпидот-хлоритовые пропилиты. Для всех зон характерны признаки замещения их более внутренними, более глубинными зонами. Такая совокупность и последовательность формаций свойственна гипабиссальной—субвулканической

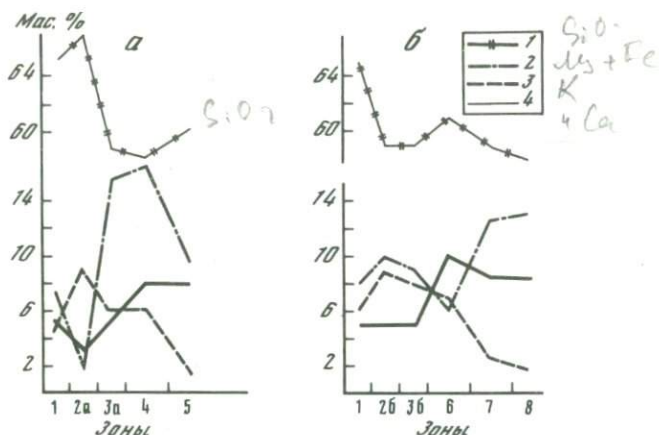


Рис. 15. Сравнение химического состава метасоматических и исходных пород по разрезам в экзоконтактах гранитоидных массивов: а – Улского; б – Лояжского

Зоны: 1 – гранодиорит-порфиры  $Pl_3_0 + K\Pi\Pi + Kв + Бу + Pог + Mт$ ; 2 – эндоконтактовые фации (а – кварц-ортоклазовые породы, б – сиенит-диоритовые порфиры  $Pl_3_0 + K\Pi\Pi + Флог + Ди + Mт \pm Kв$ ); 3 – контактовые и "метасоматические" роговики (а –  $Kв + Pl_3_0 + Бу + K\Pi\Pi + Корд \pm Mт$ ; б –  $Pl_3_0 + Kв + K\Pi\Pi + Флог + Mт \pm Ди$ ); 4, 5 – фации пропилитов: 4 – биотитовая, 5 – эпидот-хлоритовая; 6 – ортоклаз-эпидотовые метасоматиты  $Kв + Эп + Орт \pm Mт$ ; 7 – ороговикованные андезиты  $Pl_3_0 + Бу + Kв + K\Pi\Pi + Mт \pm Pог$ ; 8 – андезиты  $Pl_3_0 + Pог + Бу + Mт \pm Ka \pm Хл$ ; 1 –  $SiO_2$ ; 2 –  $MgO + FeO$ ; 3 –  $K_2O$ ; 4 –  $CaO$

кой фациям глубинности. Представление о химизме процесса дают диаграммы распределения химических компонентов по разрезу через контакт порфировых гранитоидов с андезитами на рис. 15. Первая (рис. 15, а) составлена для пород Улского массива с зоной биотитовых и эпидот-хлоритовых пропилитов, вторая (рис. 15, б) – для пород Лояжского массива с формацией калиевых "роговиков" без пропилитов. Отчетливо проявлена зона выноса двухвалентных оснований и привноса калия в эндоконтакте массива и зоны обогащения кальцием (рис. 15, б) или кальцием и магнием (рис. 15, а) в экзоконтактовом ореоле. Отсутствие зоны обогащения магнием на рис. 15, б объясняется более основным (более железисто-магнезиальным) составом краевых частей интрузивного массива, близким к составу вмещающих андезитов.

Граница магматического флюида и гидротермального (жидкообразного водного) раствора располагалась приблизительно в районе кварц-ортоклазовой зоны, поскольку признаки плавления пород в более внешних зонах наблюдаются лишь спорадически.

Уплотнение флюида при его сжижении в соответствии с моделью Д.С. Коржинского [70] должно было сопровождаться увеличением кислотности флюида, что и наблюдается, судя по выносу магния и кальция из кварц-ортоклазовой зоны. Однако зона выщелачивания имеет малую мощность – от метров до первых десятков метров и проявлена не сплошной каймой, а в виде отдельных участков, околотрещинных зон и жил. Вследствие большого градиента температуры в эндоконтактах массива и гораздо меньшего общего прогрета толщи по сравнению с процессом гранитизации

на больших глубинах растворы уже вблизи контакта охлаждаются и становятся пересыщенными кальцием и магнием, осаждая их в виде эпидота и биотита. Таким образом, можно говорить о возникновении волнового изменения кислотности растворов в зоне перехода трансмагматических флюидов в жидкообразный гидротермальный раствор. Последний сохраняет повышенную активность калия даже в зонах низкотемпературного (ортотлазхлоритового) метасоматизма, удаленных от магматического контакта.

Метасоматизм этого этапа сменяется среднетемпературным метасоматизмом регрессивного этапа, происходящим на фоне остывания магматического массива.

## Глава 3

### ПЛУТОНОГЕННЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РЕГРЕССИВНОГО ЭТАПА

#### Формация вторичных кварцитов

Вокруг термина "вторичный кварцит" и обозначаемых им пород долгое время в советской геологической литературе велась бурная дискуссия. В иностранной литературе термин не употреблялся: породы назывались по минеральному составу (алунитовые, серицитовые, андалузитовые кварциты и т.д.). Существует три основные точки зрения относительно объема термина "вторичные кварциты" и генезиса соответствующих пород. Д.С. Коржинский [44] подчеркивал приуроченность вторичных кварцитов к контактам гранитоидных интрузивов, генетическую связь процесса окварцевания с интрузивным магматизмом и относительно большую глубину образования вторичных кварцитов. Н.И. Наковник [71], напротив, доказывал генетическую связь вторичных кварцитов с вулканизмом, приуроченность их к жерловым фациям и приповерхностные условия формирования. В широком кругу геологов, изучающих рудные месторождения, к вторичным кварцитам часто относятся все метасоматические породы, сложенные кварцем с серицитом, каолинитом, алунитом, андалузитом или с другими высокоглиноземистыми минералами, независимо от связи с вулканизмом или с интрузиями и от глубинности образования. Г.М. Власов и М.М. Василевский [11], отражая третью точку зрения, выделяли среди вторичных кварцитов два семейства: сернокислотное и галогенно-кислотное. Первое соответствует вулканогенным ("сульфатарным"), а второе — связанным с интрузиями (глубинным) вторичным кварцитам. Разногласия в понимании термина и генезиса обсуждаемых метасоматитов сохраняются и в настоящее время. Часто они ведут к взаимному непониманию, смешению понятий при характеристике околорудных метасоматитов. Сам по себе этот вопрос имеет терминологический характер, но если придавать вторичным кварцитам формационное значение, с чем мы обычно встречаемся в литературе, то отнесение метасоматитов к данной формации должно однозначно определять их геологическую позицию и условия генезиса.

Например, во многих эпитермальных месторождениях рудные тела заключены в аргиллизированных породах, составляющих главную массу мета-

соматитов. Аргиллизированные породы перекрыты пологолежащими линзами или пластообразными залежами каолиновых, алунитовых и монокварцитов. Одни геологи относят метасоматиты на месторождении в целом к формации вторичных кварцитов, другие — к формациям аргиллизитов, третьи видят смену формаций по вертикали: аргиллизитов внизу вторичными кварцитами вверху. При спорах за основу принимается минеральный состав метасоматитов и практически игнорируется их геологическая позиция. В данном примере определяющим являлся процесс аргиллизации, т.е. образования глинистых минералов при воздействии кислого гидротермального раствора на вулканические породы. Каолиновые и другие кварциты сформировались как фации аргиллизированных пород при интенсивном окислении сероводорода до серной кислоты в верхних горизонтах. Принципиально иное геологическое положение занимают андалузитовые, корундовые и другие кварциты, приуроченные к кровле гранитоидных интрузий и явно связанные с постинтрузивной гидротермальной деятельностью. Именно к таким образованиям применял М.П. Русаков (1926 г.) термин "вторичные кварциты". Некоторые их фации (кварц-серицитовая, кварц-каолиновая и некоторые другие) аналогичны по минеральному составу фациям аргиллизитов, но это можно рассматривать как пример конвергенции с образованием аналогичных ассоциаций минералов вследствие частичного перекрытия диапазона вариаций параметров в двух различных процессах.

Вторичные кварциты, образующиеся в результате приконтактового выщелачивания, сменяются по направлению в глубь интрузивного массива кварц-полевошпатовыми метасоматитами, а в породах кровли — серицитовыми кварцитами. Молибденовое оруденение отлагается в зоне кварц-полевошпатового и кварц-серицитового метасоматизма и синхронно с последним метасоматическим процессом. По-видимому кварц-полевошпатовую и кварц-серицитовую зоны можно рассматривать как приблизительно одновременные образования в фациальной зональности регрессивного приконтактового метасоматизма. Выделяются две группы фаций вторичных кварцитов: бедных и богатых летучими. К первой группе относятся корундовые, диаспоровые, андалузитовые, пирофиллитовые и каолиновые фации кварцитов, различающиеся по температуре формирования. Температура оценена по имеющимся экспериментальным данным, а также косвенно по зависимости растворимости кремнезема от температуры. С ростом температуры растворимость кремнезема повышается, следовательно, активность его уменьшается и более кремнеземистые фазы (с более высоким отношением Si/Al) должны сменяться менее кремнеземистыми. На рис. 16 в очень грубом приближении показана схема соотношений фаций вторичных кварцитов в зависимости от температуры и интегральной фугитивности летучих компонентов, включая фтор, хлор и бор. В числе второстепенных минералов вторичных кварцитов отмечается турмалин [71], но его присутствие в небольших количествах во вторичных кварцитах имеет скорее минералогическое, чем петрологическое значение. Турмалин является минералом, чуждым формированию вторичных кварцитов и, видимо, представляет собой результат наложения на кварциты более поздних гидротермальных процессов.

Высокотемпературные и бедные летучими фации кварцитов обычно нерудоносны, с ними связаны только залежи высокоглиноземистого сырья.

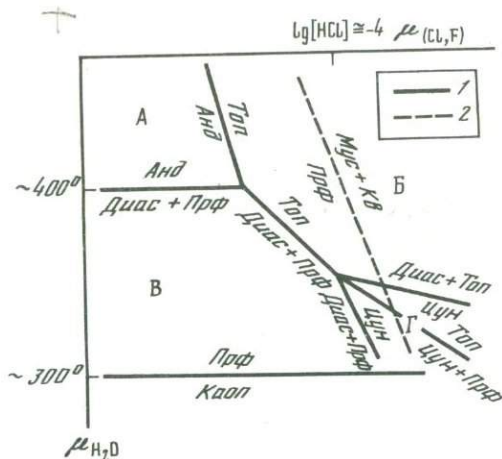


Рис. 16. Схематические соотношения фаций вторичных кварцитов в зависимости от активности фтора, хлора и от химического потенциала воды

1 — моновариантные равновесия; 2 — приближительное положение равновесия  $Прф + Мус + Кв$ . Фации вторичных кварцитов: А — высокотемпературная с низкой активностью летучих; Б — средне-высокотемпературная с высокой активностью летучих; В — среднетемпературная с низкой активностью летучих; Г — среднетемпературная с высокой активностью летучих. Приближенная градуировка координатных осей дана с использованием [36]

Минерализация меди, золота и других металлов бывает приурочена к серицитовым кварцитам. Обычно серицитизация отмечается как более поздний процесс разложения высокоглиноземистых парагенезисов. От эпитермальных аргиллизитов вторичные кварциты отличаются по обратной схеме вертикальной зональности. Во вторичных кварцитах в нижней (приконтактной) зоне располагается область максимального окварцевания (анхимомо-минеральные кварциты), выше кварц-пиррофиллит-андалузитовые и другие высокоглиноземистые фации, еще дальше от контакта — серицитовые кварциты и на самой периферии — кварц-серицит-каолиновые породы. В эпитермальных аргиллизитах в основании располагаются кварц-монтмориллонит (или хлорит)-серицитовые породы, выше — кварц-серицитовые (или гидрослюдистые), а сверху все эти метасоматиты перекрыты залежами каолиновых, алунитовых и анхимомо-минеральных кварцитов, соответствующих максимальной кислотности активных растворов.

Непосредственно во вторичных кварцитах проявления рудной минерализации не характерны. Они размещаются, как правило, в кварц-серицитовых породах, могут местами накладываться на ранние ассоциации вместе с серицитизацией. Обобщение и анализ данных по высокоглинистым кварцитам мира, произведенные Р.Г. Шмидтом [156], свидетельствует о существовании тенденции к отделению безрудных вторичных (высокоглиноземистых) кварцитов с андалузитом, диаспором и другими минералами от менее окварцованных, обычно кварц-серицитовых пород с рассеянным медным, молибденовым или вольфрамовым руденением порфирирового типа. В то же время часто наблюдается наложение руд и метасоматитов порфирирового типа на высокотемпературные ассоциации кварцитов.

Таким образом, вторичные кварциты – это продукты воздействия кислых и ультракислых постинтрузивных растворов на вулканические породы кровли и интрузивные породы эндоконтакта в апикальных частях порфировых гранитоидных интрузивов. Приконтактные зоны вторичных кварцитов являются высокотемпературными, глубинность их соответствует субвулканической и гипабиссальной фациям, они являются постоянными спутниками медно- и молибденпорфировых месторождений.

Месторождениям медно-молибден-порфировой формации в геологической литературе уделяется большое внимание, особенно с середины 70-х годов. В последнее время "порфировый" тип месторождений расширился за счет включения в него проявлений оловянной и вольфрамовой минерализаций [160, 139]. Общим для них является приуроченность к апикальным частям и кровле гранитоидных порфировых интрузивов, закристаллизованных на малой глубине (субвулканическая-гипабиссальная фация глубинности). Отмечается, что молибденовая и оловянная минерализация тяготеют к более кислым интрузивам (к гранит-порфирам), а медная и вольфрамовая – к более основным (гранодиорит- и монзонит-порфирам). Однако для всех типов минерализации характерна тесная связь с порфировыми интрузивными гранитоидами повышенной щелочности. Поскольку большинство "порфировых" месторождений образовались в орогенный и посторогенный этапы развития коры, то в гранитоидах обычно калий преобладает над натрием, иногда значительно. Известны, однако месторождения такого типа, возникшие на геосинклинальном этапе развития и приуроченные к плагиогранитоидам, в которых натрия преобладает над калием. В некоторых из подобных примеров натриевая специализация интрузий не отразилась принципиально на характере околорудного метасоматизма, за исключением малого развития в последних калиевого полевого шпата. Например, в Кедабекском районе Малого Кавказа проявление вкрапленно-прожилковой минерализации приурочено к Хархарскому массиву плагиогранодиоритов. В интрузиве отсутствует калиевый полевой шпат и зоны эндоконтактной калишпатизации, но около контактов, как всегда, развиты места биотитизации, а в экзоконтактах – кварц-серпичитовые метасоматиты с рудной минерализацией. В других случаях возникают принципиально иные метасоматиты. В месторождении Макинтайр-Холлинджер (Онтарио, Канада) ядро метасоматического ореола сложено зоной интенсивной альбитизации, в центре которой расположена брекчиевая трубка. Зона альбитизации окружена ангидритгематитовыми метасоматитами, сменяющимися на периферии зоной пиритизации, в которой расположена зона золотоносных кварц-анкерит-альбитовых жил [145]. В этом примере натриевая направленность прослеживается в метасоматитах вплоть до рудных образований.

В типичном случае "порфировые" месторождения располагаются в зоне контактов интрузива, но исследованиями последних лет на Урале выявлено, что порой "порфировая" рудная минерализация распространяется на расстояние в 1–2, реже до 10 км во вмещающей вулканогенно-осадочной толще [20]. Внутри такой рудоносной зоны заключен пояс гранитоидных порфировых даек, с которыми парагенетически связано оруденение, как, например, в Новониколаевском рудном поле. В противоположность распространенному мнению рудоносные порфировые интрузии далеко не

всегда являются корневыми частями вулкано-плутонических ассоциаций. Часто они бывают заключены в осадочной толще без признаков вулканических пород, как в некоторых уральских месторождениях. В других случаях устанавливается значительный разрыв во времени между становлением вмещающей вулканической толщи и прорывающими ее рудоносными порфировыми интрузиями.

Для рудовмещающих метасоматитов характерны более щелочные условия минералообразования, чем для вторичных кварцитов. Например, в Алмалыкском рудном поле наблюдалась следующая вертикальная зональность метасоматитов и руд от поверхности вглубь [16]: 1) барит-кальцитовая; 2) карбонат-цеолитовая с гематитом; 3) кварц-карбонатная с пиритом, полисульфидами и теллуридами; 4) кварц-ангидрит-магнетитовая с пиритом, халькопиритом, золотом и серебром; 5) кварц-ангидритовая (вверху с медно-молибденовой, ниже — с молибденовой и внизу — с молибден-вольфрамовой минерализацией). Почти во всех зонах наряду с кварцем присутствует серицит. В месторождении Актогай в Казахстане [28] в его центральной части кислотная стадия проявилась интенсивно и образовалось кварцевое ядро. Однако непосредственно с ним граничит зона кварц-калишпатовая, которая еще дальше к периферии сменяется зоной умеренной калишпатизации и далее — биотит-калишпатовой, биотит-кварц-альбитовой и биотитовой. Помимо более щелочной обстановки, метасоматизм отличается широким развитием ангидрита на глубоких горизонтах, что не типично для вторичных кварцитов. Строение зональности метасоматитов на порфировых месторождениях детально исследовано [78,65] и в грубой схеме может быть представлено сменой снизу вверх зон биотит-калишпатовой (часто с ангидритом) кварц-серицитовой и затем пропилитовой. Наблюдаются различные варианты этой схемы зональности, выражающиеся, например, в развитии каолинит-алунит-кварцевых пород в виде верхней зоны метасоматитов. Эти породы могут быть безрудными, но могут содержать сульфидную и золотую минерализацию. В месторождении Гунаоанг (о-в Лусон, Филиппинские острова) зона аргиллизированных пород, обогащенных каолинитом и алунитом, содержит высокосернистые минералы — энаргит, лаунит, а также халькозин и ковеллин и образует покров над серицитизированными породами [161]. В этом месторождении наиболее глубинная зона с биотитом, магнетитом и калиевым полевым шпатом подверглась интенсивному преобразованию на регрессивном этапе и сохранилась лишь в виде реликтов. Замещение ранней "калиево-кремнистой" ассоциации низкотемпературными метасоматитами кварц-серицитовой стадии отмечалось в небольшом медно-порфировом месторождении Элкорн в штате Монтана (США) [163]. Ранняя ассоциация здесь своеобразна — калиевый полевой шпат + андалузит, хотя, по-видимому, ее нельзя считать парагенезисом, так как андалузит вместе с кварцем и серицитом располагается вдоль границ поздних выделений калиевого полевого шпата. Таким образом, андалузит скорее сам принадлежит к поздней кварц-серицитовой ассоциации.

Необычная зональность исследована А.И. Грабежевым и др. в некоторых медно-порфировых месторождениях Урала [20]. Необычность ее состоит в развитии в периферийных зонах карбонатсодержащих ассоциаций. Схема зональности показана на рис. 17, где видно, что зональность в се-

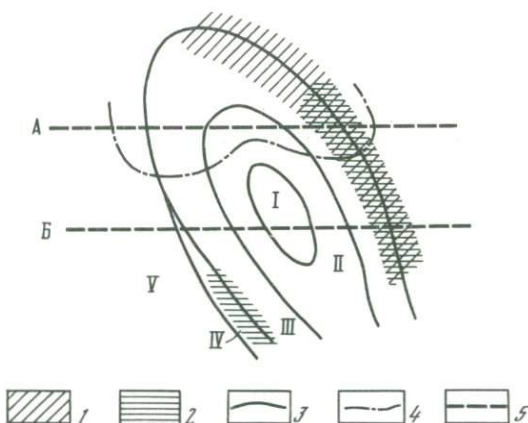


Рис. 17. Схема метасоматической зональности медно-порфировых объектов Урала в вертикальном сечении (по: [20] с упрощениями)

1 — медная минерализация; 2 — медно-молибденовая минерализация; 3 — границы метасоматических зон; 4 — нижняя граница распространения карбонатизации; 5 — уровни эродированности месторождений (А — слабоэродированных, Б — сильноэродированных). Метасоматические зоны: I — кварц-серicitовая, II — серицитовая, III — серицит-хлоритовая, IV — биотит-калийшпатовая, V — актинолит-эпидотовая

рицитизированных породах концентрического вида сходна с зональностью в березитах. Очевидно, что располагающаяся внизу биотит-калийшпатовая зона возникла раньше и подвергается замещению березитоподобными ассоциациями. Приведенные примеры показывают существование двух этапов формирования метасоматитов: нижнего, раннего, калишпат-биотитового и верхнего, позднего, кварц-серицитового. В верхних частях порфировых систем на Урале наблюдается формирование колчеданных залежей в ореоле кварц-серицитовых пород. Генетические взаимоотношения между порфировыми и колчеданными месторождениями пока окончательно не выяснены, но интересен сам факт существования взаимных переходов.

Одной из наиболее ярких особенностей "порфировых" месторождений являются трубообразные тела брекчий. Брекчии бывают как магматические, так и гидротермальные, причем магматические брекчии образуются как в дорудное, так и в послерудное время. По подобным взрывным брекчиям существует обильная литература, а в данной работе они отмечены как признак флюидонасыщенности системы, сохраняющейся на разных стадиях ее развития. Примером дорудных магматических эксплозивных брекчий может служить тело биотитизированной минерализованной брекчии в Западном штоке кварцевых диоритов в Западном Прибалхашье [12], ряд брекчиевых тел в сиенитах-кварцевых монцонитах в северной части Центральной Монтаны (США) с минерализацией меди, золота и серебра [144]. Послерудная эксплозивная брекчия описана в медно-порфировом месторождении Эль-Теньенте (Чили), где она под названием "формация Браден" прорывает минерализованные породы, содержит обломки окварцованных и сульфидизированных пород наряду с неизменными [133]. Таким образом, характерна длительная деятельность магмато-гидротермальной системы при насыщенности расплава флюидными компо-

## Параметры минералообразования в "порфировых" месторождениях

Ассоциация и стадия	$T, ^\circ\text{C}$	$P$ , кбар	Минерализация в % экв.	Дополнительные данные	Источник
К-метасоматизм магматической стадии	700	2	40		[137]
$Mt + Kв$ (ранняя)	685–680	–	–	По $\delta^{18}\text{O}$	[136]
Стадия раннего К-метасоматизма	425–525	–	50–60	25–30% $\text{KCl}$ 40–45% $\text{NaCl}$	[136]
Отделение флюида от расплава	745	1	–	По биотиту	[143]
К-метасоматизм	670–580	–	–	"	[143]
$Би + КПШ + Mt$	350–550	–	–	"	[143]
$Би$ -содержащие филлизиты	370–310	–	–	"	[143]
$Кв + Сер + Би +$ сульфиды (рудная стадия)	350–400	0,3–0,4	–	По биотиту и серициту	[144]
$Сер + КПШ$	450–200	–	–	По содержанию $\text{Fe}$ в сериците	[114]
Фенгит + Кварц	300–100	–	–	По содержанию $\text{K}_2\text{O}$ в фенгите	[114]
Кварц + касситерит	360–160	–	–	Гомогенизация ГЖВ	[139]

Таблица 10

 $P$ – $T$  условия эволюции "порфировых" систем

Стадии метасоматизма	Пределы $T, ^\circ\text{C}$	$P$ , кбар
Отделение флюида от расплава	Около 750	1–2
Ранняя магнетит-кварцевая	700–680	1–2
Ранняя калишпатизация	670–425	1–2
$КПШ + Сер$	450–200	–
Бiotитсодержащие филлизиты	400–310	0,3–0,4
В том числе сульфидное оруденение	400–350	0,3–0,4
$Sn$ -оруденение	360–160	–
$(Кв + Сер)$ метасоматиты	300–100	–

нентами. Состав флюидов оценивается как косвенными методами, по характеру минеральных парагенезисов, так и прямым изучением газово-жидких включений.

Главными парагенезисами в метасоматитах являются кварц+серицит, калиевый полевой шпат+кварц, в некоторых случаях присутствуют алунит, каолинит, высокоглиноземистые минералы, реже турмалин. В связи со щелочными интрузиями наблюдаются редкие эгирин-ортотлазовые и

микроклин-серицитовые месторождения [114]. Более распространены цеолитовые ассоциации, наблюдающиеся во внешнем метасоматическом ореоле, например в Панагюрском рудном районе в Болгарии [112]. Отмечается также пренит в тесной ассоциации с халькопиритом. В месторождении Актогай в Казахстане эти минералы образуют совместные прожилки в биотит-калишпатовых метасоматитах. Развитие цеолитов и пренита может свидетельствовать о повышенной щелочности среды минералообразования и низкой фугитивности углекислоты.

Встречаются экзотические ассоциации, связанные с особенностями состава исходных пород. Так, в рудном районе Камиока (Япония) молибденосодержащие гранит-порфиры внедрены в пироксеновые мигматиты, известняки и развивавшиеся по ним скарны [166]. В результате образовались калиевый гастингсит, олигоклаз, калиевый полевои шпат, флюорит, серицит, актинолит, биотит. Гастингсит развивался по пироксеновым мигматитам, актинолит — по геденбергиту скарнов. В целом изменения соответствуют зоне калиевого метасоматизма.

Прямые измерения растворов, заключенных в вакуолях в минералах, дают возможность разделить разные метасоматиты по температурам образования. В табл. 9 приведены имеющиеся в литературе сведения об определении температур минералообразования различными методами. В табл. 10 эти данные обобщены и отнесены к последовательным стадиям гидротермального процесса. Процесс начинается при высокой температуре, близкой к температуре кристаллизации расплава, но дальше идет с понижением температуры и, следовательно, относится к регрессивному этапу.

Приведенные примеры доказывают, что в месторождениях порфиrowого типа бывают совмещены продукты этапа наступления магматического фронта (роговики и пропилиты биотитовой и эпидотовой фаций) с продуктами регрессивного постмагматического этапа, когда в эндоконтакте образуются кварц-полевошпатовые метасоматиты, а в зоне контакта — высокоглиноземистые кварциты. Процесс в некоторых случаях прекращался на стадии формирования "собственно" вторичных кварцитов. Дальнейшее же его развитие связано с поступлением более низкотемпературных растворов и увеличением в них доли углекислоты. В результате периферийные зоны метасоматического ореола слагаются кварц-серицитовыми породами, которые обычно накладываются не только на пропилиты, но и на более внутренние зоны высокотемпературных кварцитов. По геологическому положению, соотношению с высокотемпературным метасоматизмом и по составу кварц-серицитовые породы соответствуют березитам. Именно с ними связана главная масса оруденения порфиrowых месторождений.

На рис. 18 показаны принципиальные соотношения различных типов метасоматитов в порфиrowых месторождениях и эволюция параметров гидротермального процесса. За начальное принято положение магматического контакта в момент остановки его продвижения (переход от "прогрессивного" этапа к "регрессивному"). Относительно этого момента намечены линии смещения нижнего и верхнего пределов метасоматического ореола по времени, а внутри ограниченного ими поля показаны ориентировочно распределения кислотности в изопактах и температур. Внизу показано время формирования метасоматитов в районе нижней границы метасоматизма,

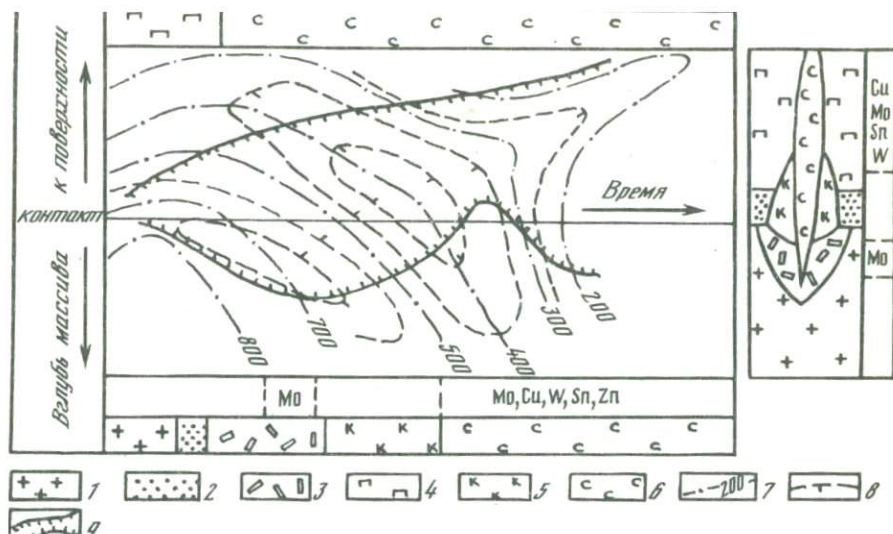


Рис. 18. Схема строения (справа) и развития (слева) вертикальной зональности вторичных кварцитов

1 — порфиroidные гранитоиды; 2 — роговики; 3 — кварц-полевошпатовые метасоматиты; 4 — пропилиты; 5 — высокотемпературные фации вторичных кварцитов; 6 — кварц-серицитовые породы; 7 — изотермы; 8 — изопакиты; 9 — границы распространения метасоматических явлений

вверху — в районе верхней границы, в периферических зонах. Видно, что на ранних стадиях и верхняя и нижняя границы имеют тенденцию смещаться вверх. Однако в конце формирования вторичных кварцитов происходит падение температуры и на стадии безритунизации нижняя граница углубляется надвигаясь на зону вторичных кварцитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов. "Обратное" смещение нижней границы свидетельствует о нисходящем движении растворов, о разрастании верхней зоны за счет нижних. Такая инверсия направленности гидротермального процесса отражает вовлечение в него подземных вод и существование нисходящих потоков в системе.

Формация вторичных кварцитов — это совокупность фаций существенно кварцевых и генетически связанных с ними метасоматических пород, образовавшихся при кислотном метасоматизме гранитоидов и вмещающих вулканитов в зоне контакта габбисальных порфировых интрузий.

Характерны особенности вторичных кварцитов:

пространственная ассоциация существенно кварцевых пород с залегающими глубже полевошпатовыми метасоматитами и наложение на пропилиты биотитовой и эпидот-актинолитовой, эпидот-хлоритовой фаций;

постоянное присутствие в кварцитах высокоглиноземистых минералов (диаспор, пирофиллит, андалузит, корунд);

низкое содержание сульфидов в высокоглиноземистых фациях;

наложение на высокоглиноземистые фации кварцитов серицитизации, сопровождаемой сульфидным оруденением.

Магма  
О.И.И.И. 1974г

## Формация березитов

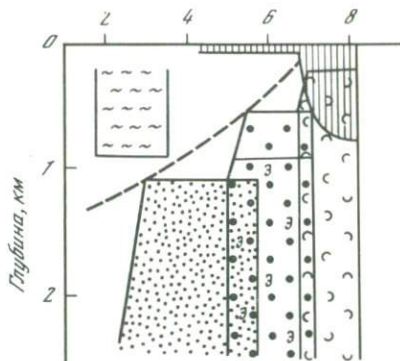
Под березитами обычно понимают осветленные околорудные породы, сложенные в основном кварцем, серицитом, пиритом и магнезиально-железистым карбонатом. Существуют разногласия, следует ли относить к березитам бескарбонатные кварц-серицитовые породы, а также породы, в которых состав карбоната соответствует кальциту. В классификации [27] кварц-серицитовые метасоматиты выделены в особую формацию. Исследование околорудных пород на месторождениях разных типов показало, что кислотные метасоматиты, главными минералами которых являются кварц и серицит, образуются в различных геологических условиях, при разных гидротермальных процессах. Выделяются группы пород, сопровождающих колчеданные месторождения (кварц-серицит-хлоритовая формация), вторичные кварциты и околорудные породы жильных и вкрапленных гидротермальных проявлений минерализации цветных и благородных металлов (березитовая формация). Геологическое положение березитов характеризуется удаленностью от магматического контакта гипабиссальным уровнем глубинности и возникновением на стадии кислотного метасоматизма после пропилитизации. В пределах березитовой формации различаются фации по составу карбонатов и степени изменения пород. Карбонатсодержащие березиты обнаруживают переходы к бескарбонатным кварц-серицит-пиритным разностям, а кальцитсодержащие березиты — к фациям с магнезиально-железистыми карбонатами даже в пределах одной жилы или зоны [123]. Березитизация является главным типом околорудного метасоматизма в исследованных проявлениях рудной минерализации в Кураминском хребте Средней Азии и в Улском массиве Нижнего Приамурья. В менее глубинных из них развита кварц-серицит-анкеритовая фация, а в более глубинных — кварц-серицит-кальцитовая и кварц-серицитовая фации. На основании тесной пространственной и генетической связи между этими фациями мы включаем их в формацию березитов.

Глубинность является важным фактором, ограничивающим вертикальный интервал проявления процесса березитизации. В сторону больших глубин (свыше 3—4 км) господствуют в целом высокотемпературные процессы с образованием по полевым шпатам мусковита с кварцем при неустойчивости карбоната, т.е. приближающиеся к грейзенизации. На малых глубинах — менее 1 км — фугитивность углекислоты недостаточно велика для протекания реакций карбонатизации кальциевых плагиоклазов. Плагиоклазы замещаются гидрослюдой, смешанослойными минералами, иногда с цеолитами, либо каолинитом, что соответствует формации аргиллизитов. Минимальное значение фугитивности углекислоты для карбонатизации плагиоклаза уменьшается при возрастании щелочности среды, поэтому, например, кальцит-альбит-хлоритовая фация пропилитов может возникать и на глубинах менее 1 км, а кальцит-монтмориллонитовые синвулканические аргиллизиты (рН 6—8) возникают вплоть до земной поверхности (рис. 19).

Березитизация может захватывать большой вертикальный интервал в толще пород (1—1,5 км), превышающий вертикальную протяженность рудных жил. В районе Улского массива березитизированные породы прослеживаются вниз после выклинивания жил в биотитовой фации пропилит-

Рис. 19. Глубина верхнего предела распространения различных метасоматических формаций

1 — синвулканические аргиллизиты; 2 — эпitherмальные аргиллизиты; 3 — околорудные аргиллизиты урановых месторождений; 4 — пропилиты (а — кальцит-альбитовые, б — эпидот-хлоритовые); 5 — березиты



тов на несколько десятков метров, но интенсивность метасоматизма резко падает и мощность зон сокращается. Глубина залегания магматического контакта гранитоидов IV фазы под нижним выклиниванием березитов составляет 300—400 м. В Кураминском хребте область пород, охваченных березитизацией, отделена от залегающего ниже гранитоидного интрузива зоной ороговикованных андезитов мощностью порядка 500 м. При углублении в зону ороговикования березиты быстро выклиниваются.

Большая часть известных по литературе березитов либо развивается по интрузивным породам, либо развиваясь по вулканитам генетически связана с гранитоидными интрузиями. Особую группу составляют березиты колчеданно-полиметаллических месторождений, для которых далеко не во всех случаях устанавливается связь с интрузивным магматизмом.

Березитизация, развитая по гранитоидам [54, 108], представляет заключительные стадии постмагматического гидротермального процесса, непосредственно предшествуя рудоотложению и предваряясь явлениями щелочно-калийевого или натриевого метасоматизма. Щелочной метасоматизм проявляется в образовании микроклинных оторочек около кварцевых жил и в слабой прожилковой калишпатизации во вмещающих породах [116], иногда в формировании ранних кварц-полевошпатовых метасоматитов. При наложении березитизации калиевый полевой шпат замещается серицитом и кварцем. Сами березиты безрудны, пирит березитов не содержит золота, а отмечающееся иногда несколько повышенное содержание золота в березитизированных породах бывает связано с наложенными мелкими золотоносными прожилками в них [116]. Рудоотложение в березитах сопровождается локальным окварцеванием около кварцево-рудных прожилков и жил и формированием местами мусковит-карбонатных метасоматитов. Березитизация проявлена локально, образуя оторочки вокруг кварцево-рудных жил мощностью от нескольких метров до десятков метров. Внутренние зоны березитов сложены кварцем с сульфидами либо кварцем с серицитом и сульфидами. В промежуточных зонах отмечаются карбонаты разного состава (анкериты, доломиты, брейнериты, а также сидерит, олигонит и др.) в смеси друг с другом и с кальцитом. Характерно повышение марганцовистости карбонатов к наиболее поздним ассоциациям. Мусковит-карбонатные метасоматиты наблюдаются местами в виде линзообразных тел среди кварц-серицит-карбонатных пород и могут

рассматриваться как сопряженные с ними метасоматиты стадии осаждения перемещенных алюминия и магния.

Судя по геологической позиции и минеральным ассоциациям, к продуктам березитизации относятся также предрудные преобразования андезитовых лав в Карпатской провинции, которые М. Лазаревич (1913 г.) отнес к пропилитам В. Они сложены серицитом, кварцем, карбонатом, пиритом, местами с реликтовыми альбитом и хлоритом, которые интенсивно замещаются серицитом. В более редких случаях отмечаются реликты неальбитизированного кальциевого магматического плагиоклаза. Эти образования распространены среди регионально пропилитизированных пород, содержащих альбит, хлорит, кальцит, магнетит, иногда эпидот, и именно в них по большей части заключена рудная минерализация. Березитизация наложена на пропилиты, которые, в свою очередь, развивались не только по андезитам, но и по прорывающим их интрузивным телам дацитов и по подстилающим массивам гранодиоритов и диоритов [129, 132]. Около интрузивов в пропилитах развивается эпидот. Из этого следует, что березитизация и соответствующее оруденение связаны не непосредственно с вулканизмом, но с сопутствующими ему интрузиями гранитоидов в субвулканической фации глубинности.

На удалении от интрузивов в местах, где березитизация проявилась слабо, в измененных породах хорошо сохраняется альбит, отсутствует эпидот и порода имеет облик низкотемпературного пропилита. По-видимому, именно такие породы были описаны под названием пропилитов трансильванского типа, относящихся к субвулканической фации глубинности (Коржинский, 1966 г.).

В обобщенной работе В.Б. Чекваидзе [120] дана исчерпывающая характеристика минерального состава и геологического положения метасоматитов в колчеданно-полиметаллических месторождениях. Исследованные продукты кислотного метасоматизма автор относит к кварц-серицитовой формации, однако из описаний следует, что в большинстве случаев в промежуточных зонах метасоматического ореола обычны карбонаты: доломит, брейнерит, кальцит, и др. В некоторых рудных полях, как, например, в Тишинской рудоносной зоне на Алтае, установлено присутствие дорудных порфировых интрузивных образований. Как они, так и вмещающие вулканы подверглись сначала низкотемпературной пропилитизации, а затем — березитизации и оруденению. На Тишинском месторождении отмечены прожилково-вкрашенные выделения калиевого полевого шпата в порфиритах, которые О.В. Андреева [2] рассматривает как доберезитовые, связанные с пропилитизацией. Таким образом, способ проявления и состав характеризуемых метасоматитов вполне соответствует существующему представлению о березитах. Выделенная В.Б. Чекваидзе [120] формация карбонат-хлоритовых метасоматитов, по существу, является фацией березитов, возникающей в условиях отложения перемещенных из зоны выщелачивания (березитизации) кальция, магния и алюминия. В отличие от колчеданно-полиметаллических месторождений алтайского типа уральские медно-цинковые колчеданные месторождения характеризуются иным типом метасоматизма, приводящим к образованию кварц-серицит-хлоритовых или кварц-серицитовых пород. Отличие их состоит не только в минеральном составе, но и в геологической позиции. Если упомянутые месторождения

алтайского типа образовывались в зонах смятия на некоторой глубине от земной поверхности (или дна моря), о чем говорит развитие надрудных метасоматитов стадии осаждения, то уральские колчеданы в большинстве относятся к эксталяционно-гидротермальному типу [110] и метасоматиты в них развиты почти исключительно в лежачем боку. Это дает основание ставить вопрос об отделении формации кварц-серицит-хлоритовых пород от березитов.

В районе Лоякского массива гранодиорит-порфиры и сиенитовых диорит-порфиров в Кураминском хребте в Средней Азии широко проявились явления березитизации в связи с более ранним высокотемпературным калиевым метасоматизмом магматического этапа. Выше была охарактеризована зональность калиевых метасоматитов относительно контактов Лоякского массива и показано, что внешними зонами этого изменения были участки низкотемпературной адуляризации андезито-дацитов на удалении от массива. Рудная минерализация приурочена к таким участкам, однако непосредственно рудоотложению предшествовала интенсивная березитизация пород, которая наложилась на адуляризованные разности с замещением адуляра карбонатом и в меньшей мере серицитом. Рудные минералы отлагались во внутренних зонах березитов, в участках окварцевания или в кварц-карбонатных прожилках. Несмотря на генетическую связь оруденения с березитами, все же закономерное расположение участков рудной минерализации в зонах адуляризации свидетельствует о существовании не случайной пространственной, но причинной связи между рудоотложением и калиевым метасоматизмом.

Березитизированные породы распространены по периферии ареала калиевых метасоматитов, приурочиваясь к зоне низкотемпературной адуляризации. Березитизация является наиболее типичным процессом околорудного изменения вмещающих вулканических толщ, которые выразились в замещении первичных (магматических) минералов пород ассоциаций карбонатов, серицита, кварца и пирита. В зависимости от состава исходных пород и геологической обстановки проявления березитизированные породы представлены различными фациями. Наибольший объем измененных пород охвачен кальцит-серицит-хлоритовой фацией, пространственно отдельно от нее распространена анкерит-серицитовая фация, которая иногда встречается и вместе с кальцит-серицит-хлоритовой, образуя с ней взаимные переходы.

Расположенные среди березитированных пород дайки диабазовых порфиров подверглись лиственизации (хлорит + карбонат ± серицит). Для некоторых месторождений характерно развитие наряду с карбонатсодержащими березитами также кварц-серицитовых бескарбонатных пород. Такие породы пространственно тесно связаны с березитами и выделены как фация последних. Все перечисленные типы березитизации являются предрудными образованиями, имеющими субрегиональное распространение. Внутри зон наиболее сильной березитизации располагаются участки развития кварц-карбонатных прожилков, анхимономинеральных выделений серицита и хлорита, а также прожилков гипс-ангидритного и кварц-баритового состава, которые возникли в стадию рудоотложения и названы нами рудосопровождающими образованиями березитовой формации.

Лиственитовая фация развивается по дайкам диабазовых порфиров.

## Химический состав измененных жильных диабазовых порфиров из проявлений золота в Кураминском хребте

Компонент	Тип изменения					
	карбонат-хлоритовый	кварц-карбонатный	серицит-карбонатный	слабоизмененный	кальцит-серицит-хлоритовый	серицит-карбонат-адуляровый
	обр. 170	обр. 171	обр. 174	обр. 424	обр. 425	обр. 427
Минерал, об. %						
<i>Пи</i>	—	—	—	15–20	—	—
<i>Пл</i>	—	—	—	50	—	—
<i>Аб</i>	10–15	20	—	—	—	—
<i>КПШ</i>	2–5	5	—	—	—	—
<i>Хл</i>	50	20	5	15	30	5
<i>Сер</i>	5	—	50	1–3	25	40
<i>Ка</i>	20	40	40	5–10	40	50
<i>Кв</i>	2–5	10	—	—	—	—
<i>Мт</i>	5	5	2–5	5	5–10	5–10
Окисел, %						
SiO <sub>2</sub>	43,90	42,80	44,66	43,50	43,56	51,00
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,10	1,16	1,20	1,20	1,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	15,18	14,90	15,60	15,70	15,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,32	3,55	2,18	3,37	2,78	2,61
FeO	6,66	6,45	3,50	6,43	8,78	2,00
MnO	0,16	0,18	0,30	0,15	0,21	0,20
MgO	5,53	6,14	3,73	6,05	6,00	2,50
CaO	7,58	10,14	8,43	10,56	5,68	7,38
Na <sub>2</sub> O	1,61	2,11	0,12	2,21	0,37	0,16
K <sub>2</sub> O	1,54	1,30	4,03	0,98	2,25	4,29
H <sub>2</sub> O*	6,66	5,00	3,67	4,45	5,84	3,95
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,62	0,36	2,20	0,30	0,98	1,68
S <sub>общ</sub>	0,31	0,31	0,35	0,36	0,38	0,36
CO <sub>2</sub>	3,69	4,42	10,00	4,82	6,16	7,12
Сумма	97,58	98,86	99,23	99,83	99,41	99,16

Она характеризуется устойчивостью магниезильно-железистого карбоната (анкерита) с хлоритом и серицитом обычно при отсутствии кварца. Исходная порода, диабазовый порфирит, подвергается лиственнитизации только в пределах рудных полей, а вне их остается малоизмененной, что отличает данный процесс от автометаморфического.

При березитизации сохраняется порфировая структура породы, вкрапленники плагиоклаза замещаются серицитом с карбонатом, цветные минералы — хлоритом или хлоритом с карбонатом, а основная масса — хлоритом,

карбонатом, пиритом (часто вместо пирита присутствует реликтовый магматический магнетит). В сильно измененных разностях возникают миндалины, выполненные карбонатом с серицитом и обычно имеющие зональное строение: внутренняя часть сложена анкеритом, а внешняя кайма — серицитом. Около рудных зон лиственитизированные диабазовые порфиры подвергаются активному воздействию кислых безрезитизирующих растворов, которые вызывают интенсивные серицитизацию и окварцевание. Конечным продуктом безрезитизации диабазовых порфиритов является кварц-серицит-карбонатная порода с пиритом. При изменении этих пород характерно сохранение на всех стадиях процесса высокого содержания титана (табл. 11), а также низкое содержание кремнезема вплоть до сильной степени изменения. При лиственитизации, происходит вынос натрия и отчасти кальция, привнос калия, воды и углекислоты, иногда серы. При дальнейшем наступлении фронта безрезитизации выносятся магний и железо, привносится кремнезем и калий. Калиевый полевой шпат, образовавшийся в результате более раннего калиевого метасоматизма, хорошо сохраняется при лиственитизации, а в сильноизмененных породах замещается хлоритом и карбонатом, но не серицитом.

Формация березитов является совокупностью фаций осветленных метасоматических пород, образующихся на глубине 1–3 км, в удалении нескольких сотен метров от активного магматического контакта гипабиссальных гранитоидов и, как правило, заключающих в себе рудную минерализацию; их обязательными компонентами являются кварц, серицит и (в большинстве случаев) карбонаты и пирит.

Для березитов характерно:

замещение кальциевых плагиоклазов непосредственно серицитом с карбонатом при неустойчивости альбита; образование во внутренних зонах сети прожилков кварц-карбонатного состава, часто содержащих рудные минералы и являющихся синрудными.

### **Формация эпитермальных аргиллизитов**

К этой формации мы относим аргиллизированные породы, связанные с "магматизмом завершающих стадий развития подвижных зон" по Г.Т. Волостных [13], образующиеся в процессе околорудного метасоматизма на эпитермальных месторождениях. Общим для формации является возникновение метасоматических ассоциаций глинистых минералов в условиях малых глубин и низкой температуры в связи с постмагматической деятельностью гранитоидных порфировых субвулканических интрузий, в кислой среде и обычно в сопровождении последующей рудной минерализации. Там, где эпитермальные аргиллизиты встречаются вместе с эпидот-хлоритовыми пропилитами, обычно обнаруживаются признаки замещения пропилитов аргиллизитами, располагающимися на более высоких горизонтах. Характерными особенностями эпитермальных аргиллизитов являются отчетливая вертикальная зональность, развитие сильно окварцованных пород с каолинитом (и иногда с алунитом) в верхних зонах, отсутствие, как правило, высокотемпературных высокоглиноземистых минералов. Примеры рассматриваемой формации многократно описаны в литературе, поэтому кратко остановимся лишь на обосновании предложенной трактовки ее.

Ряд проявлений эпитермальной аргиллизации известен в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе [24]. Например, в Арманской вулканоструктуре вдоль тектонического нарушения обнажаются трахилипариты и игнимбриты, подвергшиеся интенсивной аргиллизации и окварцеванию. Низы вулканической толщи, сложенные вулканитами среднего состава, интродуцированы крупным гранитоидным массивом, в контактах которого отмечаются признаки ороговикования, биотитизации, а далее от контактов — пропилитизация вмещающих андезитов и дацитов. Взаимоотношения между пропилитизированными андезитами и перекрывающими их аргиллизитами, которые развиты по игнимбритовой толще, неясны. Однако хотя серицитизация и накладывается на пропилиты, наблюдается синхронность в изменении ассоциаций обоих типов метасоматитов: там, где появляется эпидот в пропилитах, в аргиллизированных породах гидрослюда I M сменяется серицитом модификации  $2M_1$ . Это позволяет предполагать, что процессы пропилитизации и аргиллизации происходили в близкое время, в пределах действия теплового поля гранитоидной интрузии, хотя пропилитизация является более ранним процессом.

Типичным примером подобных изменений служит рудопроявление горы Алунитовой на Северо-Востоке СССР [99]. Минерализация заключена в кислых вулканогенных породах хольчанской свиты (верхний мел) и прорывающих ее липаритах, которые подверглись интенсивной аргиллизации и окварцеванию. В аргиллизированных породах отчетливо проявлена вертикальная зональность, выражающаяся в смене зон снизу вверх: 1) кварц-гидрослюдистой (а — собственно гидрослюдистой, б — обогащенной гидроокислами железа), 2) кварц-каолининовой, 3) кварц-алунитовой, 4) монокварцевой. Аргиллизированные породы подстилаются пропилитизированными андезитами и перекрыты также преобразованными породами ольсковой свиты. Большинство границ метасоматических зон резкие и имеют горизонтальное или пологое залегание. Кварц-гидрослюдистые породы сложены агрегатом кварца и мелкочешуйчатой (либо тонковолокнистой) гидрослюды, в котором часто сохраняются реликтовые порфировые, игнимбритовые или обломочные структуры. В верхней части зоны местами встречаются более рыхлые породы, окрашенные в рыжий цвет, что связано с интенсивным окислением мелкокрапленных пирита и гематита и замещением их гидроокислами железа. Выше зона резко сменяется кварц-каолининовой, которая, в свою очередь (но менее резко), переходит в кварц-каолинит-алунитовую. Кварц-каолининовые породы сложены кварцем, диккитом и каолинитом с подчиненным количеством гидрослюды (в виде примеси встречаются гематит и пирит). Среди них располагаются согласные линзы, сложенные агальмотолитовыми агрегатами минералов группы каолинита. В алунитсодержащей зоне главным минералом является кварц, в нем рассеяны мелкие гнезда и прожилки диккита, а также залегают жилы и линзовидные обособления розового алунита. Каолинит пересечен прожилками алунита. Самый верх разреза сложен серыми монокварцитами.

Таким образом, общая направленность вертикальной зональности заключается в закономерном увеличении кислотофильности минеральных ассоциаций снизу вплоть до самой верхней зоны, что соответствует нарастанию в этом направлении кислотности активных растворов с максимумом

кислотного выщелачивания в самом верху — в зоне монокварцитов. Породы экранирующей Ольской свиты гидрослюдизированы только непосредственно в контакте с расположенными ниже монокварцитами, а выше лишь слабо изменены.

Метасоматические зоны горы Алунитовой приурочены к периферии Арманской вулкано-тектонической структуры в Охотско-Чукотском вулканическом поясе [23]. Вулканизм в регионе протекал в условиях поднятия территории и прекращения осадконакопления, при интенсивной эрозии. Вследствие этого гидротермальное преобразование пород происходило в субаэральной обстановке, как и формирование вмещающей толщи вулканитов, при интенсивной аэрации подземных вод в условиях горного рельефа. С этим связано развитие в аргиллизированных породах верхних кварц-алунитовых зон [99].

Зональность, подобная описанной на горе Алунитовой, наблюдалась и описывалась для ряда месторождений из вулканических поясов: Сопка Рудная и Валунистое на Северо-Востоке СССР, Ред-Маунтин в Колорадо, Голдфилд в Неваде, Береговое в Закарпатье, для массивов вторичных кварцитов в Казахстане и др. Для аналогичных месторождений в районе Грэйт Бэсин (Невада), включая Голдфилд и Комсток Лоуд, были произведены изотопные исследования кислорода и водорода [169], из которых следует, что минерализующие флюиды в основном состояли из метеорных вод с незначительной примесью ювенильных и резко отличаются в этом отношении от флюидов руд Куроко. Только на глубоких горизонтах возможно увеличение доли ювенильного компонента во флюиде, о чем может свидетельствовать определение из глубокого горизонта рудника Кон Вирджиния (рудное поле Комсток Лоуд). Существенно метеорный характер флюида предполагает субаэральную обстановку минералообразования, а также и формирование вулканической толщи, так как геологическое время этих событий не очень различается. Отмечается связь процессов аргиллизации с производными гранитоидного массива в виде субвулканических тел трахилитаритов, как в описанном случае, и в виде мелких штоков гранодиорит-порфиров, как на одном золото-серебряном месторождении. В этом месторождении наблюдается сходная с описанной вертикальная зональность метасоматитов, но на глубоких горизонтах скважинами вскрыто тело гранодиорит-порфиров. По направлению к интрузиву повышается температурная ступень метасоматических преобразований пород до эпидот-хлоритовой. Сами гранодиорит-порфиры тоже пропилитизированы. Эти соотношения показаны на разрезе, составленном по данным А.Н. Некрасовой и О.В. Русиновой (рис. 20), где видно также наложение аргиллизации на пропилиты.

Сходным геологическим положением и минеральными ассоциациями характеризуются метасоматиты золото-серебряных месторождений Закарпатье. Большая часть из них на территории Румынии и Словакии заключена в пропилитах и руды сопровождаются кварц-серичитовыми и кварц-адуляровыми метасоматитами, но на некоторых месторождениях проявлена аргиллизация. В качестве примера приведем месторождение Телькибана в Токайских горах. М. Жеки-Фукс (1965 г.) выделила в нем четыре зоны метасоматических пород, сменяющиеся сверху вниз: 1) каолиновая; 2) монтмориллонитовая; 3) хлоритовых пропилитов; 4) эпидотовых

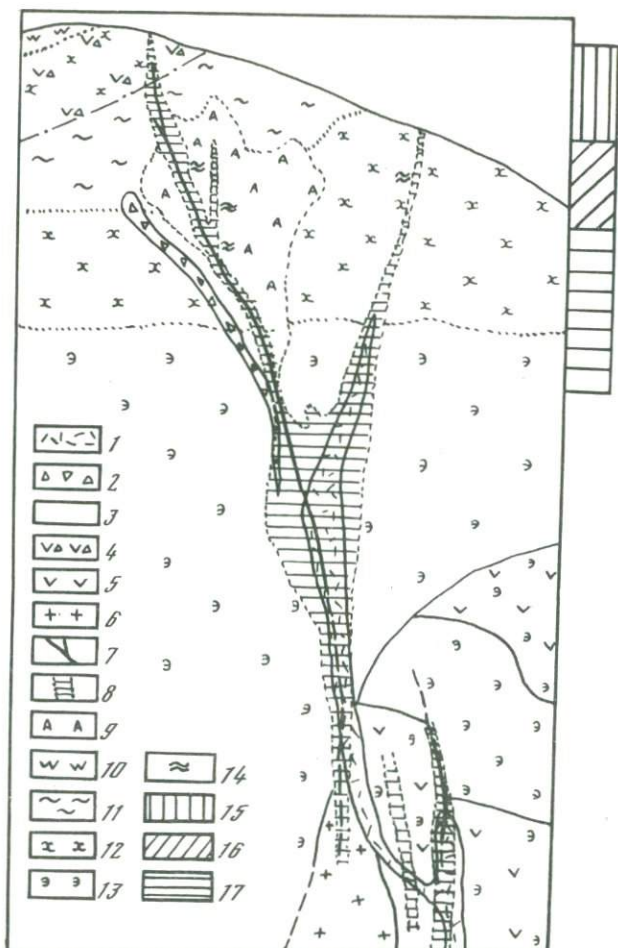


Рис. 20. Схематический геологический разрез золото-серебряного месторождения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе по данным [73]

1 – субвулканические липариты; 2 – взрывные брекчии; 3 – дациты; 4 – туфобрекчии; 5 – андезиты; 6 – гранодиорит-порфиры; 7 – кварцевые жилы; 8 – зоны интенсивной серицитизации; 9 – зоны адуляризации; 10 – каолиновые и алуниновые кварциты; 11 – зона гидрослюдизации; 12 – кальцит-хлоритовые пропилиты; 13 – эпидот-хлоритовые пропилиты; 14 – ритмично-полосчатые кварц-адулярьевые агрегаты; 15–17 – рудные зоны: 15 – золото-канфилдит-фрейбергит-халькопиритовая, 16 – золото-пирит-сфалеритовая, 17 – галенит-канфилдитовая

пропилитов. Общая вертикальная мощность аргиллизированных пород – 1,5 км. Кварцево-рудные жилы располагаются в каолиновой и монтмориллонитовой зонах, но максимальные концентрации благородных металлов приходятся на монтмориллонитовую зону. Особенно высокие содержания отмечаются в жилах монтмориллонита. В верхних двух зонах довольно сильно проявлены процессы окисления и возможно, что часть глинистых минералов имеет гипергенное происхождение. Эпидотовые

пропилиты, появляются на глубине около 1,5 км, содержат первичную сульфидную минерализацию. Анализ геологических условий локализации рудных месторождений Закарпатья показывает, что эпидотовые пропилиты всегда появляются в районе дорудных интрузивных тел дацитов или гранодиорит-порфиров [132]. Поэтому, хотя М. Жеки-Фукс не указывает на развитие в Телькибаня интрузивных пород, мы имеем достаточно оснований полагать близкое их присутствие. Неясны возрастные взаимоотношения между пропилитами и аргиллизитами, но для соседнего района на территории Румынии (горы Гургуи) самым ранним является процесс пропилитизации (цветные минералы замещаются хлоритом, эпидотом, серицитом, серпентитом, а плагиоклаз — альбитом), за ним следует каолинизация (с возникновением местами гидрослюд, диаспора при сохранении хлорита), а завершает процесс "силификация", при которой все минералы замещаются кварцем и опалом (Трайбер, 1962 г.).

В ряде случаев взаимоотношение аргиллизации с пропилитизацией и с проявлениями магматизма остается неясным, как, например, в Береговском месторождении, в ряде проявлений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, где некоторые исследователи рассматривают пропилиты как внешние зоны аргиллизированных пород [24]. Обычно при этом имеются в виду низкотемпературные безэпидотовые пропилитизированные породы, имеющие локальное развитие. Эпидотовые пропилиты, охватывающие большой объем вулканических толщ, как правило, образуются раньше, в связи с интрузивной деятельностью, тогда как наложенная на пропилиты аргиллизация прямой связи с интрузивной деятельностью не обнаруживает, хотя и является постинтрузивным процессом.

В Балейском рудном поле аргиллизация имеет площадной характер и проявлена неравномерно [93]. Наиболее измененные участки приурочены к крутопадающим трещинам и системам трещин, которые впоследствии заполнились кварцевыми и рудными жилами. На верхних горизонтах такие участки разрастаются и сливаются в ряд пологозалегающих линзообразных залежей сильноаргиллизированных и окварцованных пород. Кровлю аргиллизированных пород слагают линзообразные тела монокварцитов, залегающие субпараллельно стратиграфическим контактам. Под ними залегают тоже стратифицированные тела с резкими контактами каолинит-кварцевых пород, а ниже следует пачка существенно аргиллизированных (гидрослюдизированных) пород с постепенными переходами между зонами внутри нее [131]. Гидротермальные изменения захватили толщу пород, богатых глинистыми минералами. В распределении последних наблюдается региональная зональность, выражающаяся в том, что по направлению вверх в смешанослойных минералах типа слюда — монтмориллонит возрастает количество монтмориллонитовых пакетов. На эти породы наложена зональность, вызванная последующими гидротермальными процессами, связанными с рудоотложением. Общая схема зональности имеет вид (снизу вверх): 1) кварц-карбонат-хлоритовые пропилитизированные вулканыты, подстилающие континентальные осадочные отложения; 2) зона аргиллизации, сложенная кварц-гидрослюдистыми породами с карбонатом (мощность ее до 150 м, а вдоль крутопадающих трещин — до 600 м и более); 3) зона выщелачивания с подзонами: внизу — кварц-

каолининовая (мощность 15 м), вверху — реликтового кварца; 4) моно-кварцита (мощность до 22 м).

В нижней части толщи метасоматизм ограничивается узкими околожильными зонами. В верхней трети разреза ореолы расширяются и даже сливаются в общий фон. Расширение приурочено приблизительно к одному и тому же горизонту глубины по всем жилам. В самом верху образуются пластообразные тела каолининовых кварцитов, свидетельствующие о растекании растворов в субгоризонтальном направлении. Пржилки диккита, минерала кварц-каолининовой зоны, наблюдаются в гидрослюдистой зоне, что можно объяснить нисходящими потоками растворов. Таким образом, можно полагать образование около верхних выклиниваний кварцевых жил конвективных ячеек циркуляции гидротерм. Причиной конвекции являлся вертикальный градиент температуры в аргиллизированных породах, составляющий около  $15-20^{\circ}$  100 м (Ляхов, 1981 г.).

Воздействие на вмещающие осадочные породы, таким образом, выразилось в некотором сокращении межслоевых промежутков и степени разбухания гидрослюд по сравнению с продуктами диагенеза континентальных отложений в околожильном метасоматизме и в возникновении вверху ореола выщелоченных кварцевых и кварц-каолининовых пород. Уменьшение разбухаемости гидрослюд, вероятно, вызвано их частичной дегидратацией вследствие прогрева толщи. Явления метасоматизма и кислотного выщелачивания непосредственно связаны с циркуляцией активных растворов вдоль трещин и водоносных горизонтов. Причем существование "шляпы" кварц-каолининовых пород свидетельствует о резком повышении кислотности растворов по сравнению с более глубокими горизонтами. Это сближает описанную зональность с зональностью в месторождениях вулканических поясов. Однако в отличие от них здесь отсутствует зона алунитовых кварцитов, что может быть связано с недостаточно высокой кислотностью раствора или с более восстановительными условиями.

Геологическая позиция Балейской группы месторождений принципиально отличается от позиции месторождений окраинных вулканических поясов тем, что они, во-первых, формировались во внутриконтинентальной обстановке среди терригенных толщ, во-вторых, их образование происходило в опустившемся блоке земной коры (в Балейском грабене). Заложение Балейского грабена, являющегося частью Ундино-Даинской депрессии, относится к юре — нижнему мелу (Петровская и др., 1961 г.). Впоследствии, в нижнемеловое время, в опускавшийся участок сносился обломочный материал с бортов грабена. Этот материал оставил основу рудовмещающей балейской свиты и перекрывающих ее отложений. В свите наряду с конгломератами широко распространены косослоистые песчаники и аргиллиты, являющиеся отложениями озер, а также пропластки болотных отложений, богатые углистым веществом. Таким образом, формирование толщи происходило при опускании коры, на дне депрессии со сравнительно гладким рельефом, в условиях озерно-болотного ландшафта. Во время гидротермальной деятельности, с которой связано и рудоотложение, опускание замедлилось и колебания поверхности имели переменный знак. Однако, согласно данным В.Г. Хомича, большая часть территории все еще была покрыта озерами и заболочена.

В случае стратифицированных субгоризонтальных аргиллизированных

залежей, так же как и в случае крутопадающих жилообразных зон, изначально кислый или ультракислый гидротермальный раствор воздействует на перекрывающую толщу, нейтрализуется при взаимодействии с ней, вызывая в ее породах изменения типа слабой аргиллизации или низкотемпературной пропилитизации. Это отличает эпитермальную аргиллизацию от аргиллизации в геотермальных полях в районах активного вулканизма, где исходный раствор близок к нейтральному и только в зоне конденсации газов, богатых кислотными компонентами, у земной поверхности становится ультракислым.

В литературе описываются примеры околорудных аргиллизированных пород в эпитермальных месторождениях, в которых отсутствуют наиболее кислотофильные ассоциации с каолинитом и гидрослюдой. В Центральной Камчатке проявление золото-теллуридной формации заключено в неоген-четвертичной вулканической толще, сложенной андезитами и базальтами [94]. На подрудном уровне вмещающие породы пропилитизированы в эпидот-хлоритовой фации, а вверх по разрезу они сменяются аргиллизированными породами корренситовой фации. При этом корренсит характерен для рудного и верхнерудного интервалов, а выше рудных зон вместо него развит хлорит или слабо разбухающий хлорит. Аргиллизация происходила позже пропилитизации, что проявилось, в частности, в изменении структуры пропилитового хлорита в местах наложения аргиллизации: хлорит становится разбухающим. Рудные жилы сложены кварцем с адуляром, карбонатами. Метасоматические адуляр и карбонат отмечаются и в прилегающих к жиле аргиллизированных породах. Таким образом, по геологическим соотношениям и общей позиции метасоматиты этого проявления соответствуют формации эпитермальных аргиллизитов, но минеральный состав их определяется развитием магнийсодержащих глинистых минералов (ректорит-корренсит, хлорит, разбухающий хлорит) при отсутствии каолинита и малом распространении гидрослюд, слабом окварцевании. Все же, несмотря на отсутствие наиболее кислотофильных ассоциаций, процесс аргиллизации имел кислотный характер, хотя и слабо-выраженный. Это видно по замещению хлорита пропилитов корренситом, менее богатым магнием, или ректоритом, значительно менее магниевым и более высококремнистым, чем хлорит. Слабое развитие явлений кислотного выщелачивания на этом проявлении связано с высокой основностью вмещающей вулканической толщи, обусловившей быструю нейтрализацию аргиллизующих растворов. Присутствие метасоматического карбоната так же, как хлорита и хлорит-монтмориллонита, нехарактерно для аргиллизитов и в данном случае может быть объяснено расширением поля устойчивости карбонатов в связи с пониженной кислотностью среды и, возможно, несколько большей глубиной процесса. В пользу последнего говорит и развитие эпидота в рудных жилах.

Плодами специфических проявлений аргиллизации являются залежи бентонитовых глин. Обычно они обнаруживают связь с щелочными (калиевыми) метасоматитами, на которые накладываются. В некоторых случаях предполагается их связь с оруденением. Для Забайкальских месторождений А.Д. Коробов [49] выявил тесную связь бентонитов с алунитовыми кварцитами, образующимися в едином процессе аргиллизации после образования полевошпат-цеолитовых метасоматитов. Это позволяет отнести бенто-

Калий-аргоновый возраст гидротермальных образований и даек в районе Улского массива (Нижнее Приамурье)

№ образца	Порода, минеральная ассоциация	Характеристика пробы	Содержание К, мас. %	Возраст, млн. лет
7564	Кварц-серицитовая порода	Монофракция серицита	6,69 ± 0,05	74 ± 3
7593	То же	Валовая проба	5,18 ± 0,04	74 ± 3
75226	"	Обогащенная фракция серицита	5,60 ± 0,05	73 ± 3
75360	"	То же	5,30 ± 0,04	70 ± 2,5
4263	"	Монофракция серицита	6,96 ± 0,06	77 ± 4
4275	"	То же	5,64 ± 0,05	65 ± 4
75324	Кварц + адуляр (жила)	Валовая проба	1,60 ± 0,03	72 ± 5
4266	То же	То же	2,51 ± 0,03	74 ± 4
429	"	Монофракция адуляра	9,10 ± 0,07	73 ± 4
75361	Монцогранодиорит-порфир	Валовая проба	3,30 ± 0,04	60 ± 3
75356	"	То же	5,16 ± 0,04	65 ± 3
9-754	"	"	3,26 ± 0,04	62 ± 3
76388	Диорит-порфирит	"	5,28 ± 0,04	72 ± 3
	Биотитизированные породы			
76121	Туф андезита	Валовая проба	3,81 ± 0,04	70 ± 4
75126	То же	То же	2,32 ± 0,03	76 ± 3
75349	Андезит	"	2,76 ± 0,03	81 ± 4
76299	Алевролит	Обогащенная слюдой фракция	4,40 ± 0,04	76 ± 3
75314	"	То же	5,59 ± 0,05	72 ± 3
ТК-73-114	"	"	5,47 ± 0,05	74 ± 4
76357	"	Валовая проба	3,60 ± 0,04	81 ± 3

Примечание. Образец ТК-73-114 из коллекции Т.Н. Косовец.

ниты к фации малой кислотности в формации эпитеpmальных аргиллизитов.

Пониженная кислотность растворов характерна также для формирования обнаруженного недавно нового типа околорудных метасоматитов в ртутных месторождениях Тувы [122]. Своеобразие аргиллизированных пород там заключается в устойчивости калиевого шпата вплоть до внутренних зон, а также в присутствии во внешних зонах пумпеллита и цеолитов. Подобные особенности свидетельствуют о повышенной активности калия и низкой фугитивности углекислоты в растворах (пумпеллит и цеолиты при повышении фугитивности CO<sub>2</sub> разлагаются с образованием кальцита).

Определения калий-аргонового возраста гидрослюд и адуляра из околорудных метасоматитов и жил (табл. 12) показывают более молодой их возраст по сравнению с вмещающими неизменными вулканитами [100]. Таким образом, метасоматизм и оруденение, свойственные данной формации, не являются в строгом смысле вулканогенными, а связаны с гранодиорито-

выми интрузиями, завершившими становление вулканоплутонического комплекса.

Рассмотренные примеры, не охватывая всего многообразия аргиллизированных пород, все же позволяют выявить принципиальные особенности формирования эпитермальных аргиллизитов в части минеральных парагенезисов, геологических условий проявления и формирования. Минеральный состав эпитермальных аргиллизитов специфичен благодаря широкому разнородию глинистых минералов, среди которых наиболее показательны минералы групп каолинита и монтмориллонита, а также корренситы, ректориты и другие смешанослойные образования. Менее специфичны, но широко развиты гидрослюды. Характерно развитие зон сильного окварцевания с выносом всех, кроме кремнезема, или почти всех компонентов, в которых при высокоокислительных условиях может образовываться алунит. Появление ассоциаций глинистых минералов с калиевым полевым шпатом может объясняться повышенной активностью калия в растворе, связанной, например, с основностью вмещающих пород, при низкой температуре [36].

Эпитермальные аргиллизиты развиваются в субаэральных вулканических толщах, приуроченных к островным дугам, реже к областям активизации на окраинах и внутренних частях континентов. Аргиллизация, как правило, связана с внедрением массивов гранодиорит-порфиров, сопровождаемых ореолом ороговикования и пропилитизации. Аргиллизиты накладываются как на пропилиты, так и на неизменные породы более внешней зоны, но обычно по границе с неизменными породами возникает реакционная зона "слабого изменения", обозначаемая многими исследователями как зона пропилитизации. Минеральные парагенезисы этой зоны соответствуют низкотемпературным (альбит-кальцит-хлоритовым) пропилитам, тогда как пропилиты, подстилающие аргиллизированные породы и предшествующие им по времени образования, могут принадлежать к эпидот-хлоритовой фации. Подобное различие наглядно показывает принципиальную генетическую разницу между метасоматитами пропилитовой формации и "пропилитами" зон слабого изменения. Таким образом, формация эпитермальных аргиллизитов по своему положению в магмо-гидротермальной системе, отношению к более ранним пропилитам и к наложенному оруденению аналогична березитам. Различие заключается в приповерхностной обстановке проявления аргиллизитов и более глубокой — березитов. Соответственно для аргиллизации характерен большой вертикальный градиент температуры и активности кислорода, тогда как березитизация происходит при значительно меньшем градиенте этих параметров. Наблюдавшиеся наряду с восходящими признаки нисходящего и субгоризонтального течения гидротермальных растворов позволяют предполагать существование конвективных потоков подземных вод, активизированных теплом и заимствованными компонентами гидротерм, поднимающихся по разломам. Глубинность процесса, судя по высокоокислительным условиям аргиллизации и по данным реконструкции стратиграфического разреза, малая — порядка 0,5–1,0 км.

Формация эпитермальных аргиллитов представляет собой совокупность фаций кислотных метасоматитов, образовавшихся на глубине 0,5–1 км на постмагматической стадии в удалении от магматического контакта гранитоидных интрузий субвулканического уровня глубинности и сложенных в основном кварцем и глинистыми минералами.

Для метасоматитов этой формации характерны:

кислотность ассоциаций, в которых главными породообразующими минералами являются кварц, гидрослюды, серицит, минералы, группы каолинита, смешанослойные минералы (слюда-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит), пирит, алунит;

относительно небольшой вертикальный интервал проявления аргиллизации (первые сотни метров);

отчетливо проявленная вертикальная зональность, которая выражена в уменьшении степени гидратации гидрослюд вплоть до образования серицита по мере увеличения глубины, а также в формировании верхней зоны существенно кварцевых, кварц-каолиновых и кварц-алунитовых метасоматитов, к которым в литературе часто применяют термин "вторичные кварциты";

высокоокислительные условия минералообразования, связанные с субаэральным характером и хорошей аэрированностью вмещающей вулканической толщи.

## Глава 4

### ВУЛКАНОГЕННЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

#### Формация синвулканических аргиллизитов

В формацию синвулканических аргиллизитов входят продукты метасоматизма на сольфатарных полях действующих вулканов и в областях разгрузки вулканических терм. К этой группе метасоматитов относят также продукты преобразования пород в зонах разгрузки углекислых рассолов типа Солтон Си (Калифорния), Красное море, Челекен, но действие этих рассолов проявляется в специфической геологической обстановке и не связано с вулканическими толщами. Поэтому метасоматиты с ними связанные, здесь не рассматриваются. Очень близки по минеральному составу к системам в областях разгрузки вулканических терм гидротермально-измененные породы на некоторых урановых месторождениях [17], но на их сходстве и отличиях подробнее мы остановимся ниже.

Метасоматизм на сольфатарных полях действующих вулканов выражается в формировании разнообразных по минеральному составу продуктов. Разнообразие связано с широкими вариациями в составе горячих вод, производящих метасоматизм. Вулканические аппараты, связанные с деятельностью андезитового и андезито-базальтового вулканизма, располагаются на крупных глубоких разломах, выводящих магму и сопутствующие газы непосредственно на поверхность земли при очень ограниченном их взаимодействии с подземными водами. Синвулканическая гидротермальная деятельность на таких вулканах проявляется в виде высокотемпературных фумарол, исторгающих газы преимущественно галоидного состава. Воздействие газов на боковые породы имеет локальный характер: породы преобразуются на глубину от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Главным же результатом является осаждение минералов из газов на стенках трещин и пустот в породах. Вулканы дацитового состава обычно

имеют менее глубинные промежуточные очаги и, по-видимому, приурочены к менее протяженным в вертикальном направлении разломам. Доставка магмы и газов к поверхности осуществляется не прямо, а ступенчато, с остановками. Вследствие этого происходит более значительное взаимодействие газов с подземными водами на разных глубинных уровнях, что является одним из главных факторов разнообразия термальных вод при дацитовом вулканизме.

Другим фактором может быть дифференциация самих вулканических газов: известны проявления исходно сульфатных газов ювенильного происхождения и на тех же вулканах — существенно сероводородные струи [55]. Причина такой дифференциации в настоящее время дискуссионна, но результаты ее вполне реальны и проявляются в виде разной направленности процессов приповерхностного минералообразования. Например, на вулкане Менделеева (о-в Кунашир) на северо-восточном сольфатарном поле располагаются выходы сероводородных газов, при окислении которых на стенках каналов и на поверхности земли отлагается самородная сера в виде корок и серных бугров. Вмещающие пирокластические породы с поверхности замещаются опалом, иногда с примесью каолинита, а на глубине в несколько сантиметров отлагается тонкодисперсный дисульфид железа (смесь в основном пирита и марказита с примесью грейгита и других разновидностей).

В некоторых местах отложение сульфидов происходит концентрированно, так что образуются линзообразные залежи серно-сульфидного состава [57]. В этих залежах наблюдается совмещение минерализации сульфидов железа и самородной серы. Залежи имеют метасоматическую природу, образуясь за счет линз и пластов пирокластических пород. Реликты этих пород встречаются внутри залежи и в окружающих ее опаловых метасоматитах. Метасоматиты содержат, кроме опала, также каолинит и алунит. Предполагается возможность такого сульфидного минералообразования вследствие встречи хлоридных растворов, содержащих растворенное из пород железо, с ювенильными струями сероводородных газов.

При окислении сероводорода, помимо самородной серы, образуются сернистые газы, которые растворяясь в воде образуют серную кислоту и обуславливают ультракислый характер растворов. Продуктами их деятельности и являются сольфатарные аргиллизиты в точном смысле этого термина. Они сложены опалом, каолинитом, алунитом, сульфидами железа с незначительной примесью других минералов. Как правило, на тех же вулканах, где наблюдается подобная аргиллизация, развиваются так называемые грязевые котлы, которым свойствен иной состав растворов, менее кислый. Продуктами их деятельности являются опал, монтмориллонит, каолинит, смешанослойные минералы, пирофиллит. Исходя из того, что грязевые котлы и сольфатары в результате синвулканической деятельности одного и того же вулкана, хотя и различаются по составу вод и пространственному положению, можно отнести их к разным фациям, но к одной подформации сольфатарных аргиллизитов.

Метасоматические образования в областях разгрузки термальных вод значительно отличаются от рассмотренных сольфатарных аргиллизитов. Примеры гидротермальных систем в областях разгрузки вод многочисленны и хорошо изучены [67, 155, 164]. Они характеризуются маломинерали-

зованными субнейтральными (до слабокислых) растворами и большими размерами. Например, площадь геотермальной системы Йеллоустонского парка составляет свыше 10 000 км<sup>2</sup>.

Основу метасоматически измененных пород составляет ассоциация монтмориллонита с цеолитами. В них проявлена зональность, отвечающая падению температуры в стороны от потока термальных вод. Иногда эта зональность имеет вид вертикальной при нарастании температуры в глубину. В этом случае сверху вниз сменяются зоны: опалитовая, цеолит-монтмориллонитовая, адуляр-гидрослюдистая и альбит-хлоритовая. Названия зон даны по преобладающим или характерным ассоциациям, хотя другие минералы могут также присутствовать. Например, монтмориллонит и смешанослойный хлорит-монтмориллонит встречаются во всех зонах, в альбит-хлоритовой зоне встречаются эпидот, пренит. Альбит-хлоритовая зона по составу соответствует пропилитам, и в литературе за ней утвердилось это название [67]. В рамках принятого нами подхода к систематике метасоматитов альбит-хлоритовая зона рассматривается как составная часть, или как фация, в формации синвулканических аргиллизитов, поскольку генетически и пространственно неразрывно связана с остальными зонами аргиллизированных пород. Однако за ней может быть оставлено название "пропилитовая зона" (или "пропилитовая фация") аргиллизированных пород, поскольку этот термин широко применяется в литературе. Важно только применяя этот термин иметь в виду, что он имеет чисто минералогический, но не генетический смысл.

Положение участков, в которых проявлено метасоматическое развитие калиевого полевого шпата (адуляризация) в аргиллизитах, дискуссионно. В некоторых случаях зона адуляризации приурочена к нижней части измененных пород и располагается конформно с остальными зонами [67]. В других случаях наблюдается несогласное залегание зоны, приуроченность ее к крутым нарушениям и отложениям адуляра позже основной массы глинистых минералов и цеолитов. Такие соотношения известны в районе Вайракей (Новая Зеландия), Горячего Пляжа (о-в. Кунашир) и др. [68, 164, 155].

По характеру минеральных преобразований пород и геологическому положению к аргиллизитам современных геотермальных полей близки образования типа "зеленых туфов" в Японии, на Курильских островах и в других районах. Минеральные ассоциации в них и зональность их распределения в разрезе описаны в работе [91]. В районе Могами (о-в Хонсю) М. Утада (см. ссылку в: [58]) выделил пять зон в вертикальном разрезе вулканогенно-осадочной толщи: 1) неизменное стекло местами с вторичным опалом и монтмориллонитом; 2) клиноптилолит, морденит, опал, монтмориллонит; 3) анальцит, гейландит, адуляр, хальцедон, кварц, монтмориллонит, хлорит; 4) ломонтит, адуляр, альбит, хальцедон, кварц, монтмориллонит, хлорит, серицит; 5) альбит, адуляр, кварц, хлорит, серицит, эпидот. На характер образовавшейся зональности оказывает влияние неоднородность состава исходных пород, но в целом она соответствует зональности в областях разгрузки вулканических терм. Характерно отсутствие на глубине переходов к более высокотемпературным фациям метаморфизма (пренит-пумпеллиитовой, эпидот-хлоритовой и т.д.), свойст-

венных продуктам регионального метаморфизма в метаморфических поясах.

Отличие данного разреза от зональности в геотермальных полях состоит в нарастании температуры метаморфизма вглубь вплоть до основания осадочно-вулканогенной толщи. В геотермальных полях максимум температуры приходится на уровень водоносных горизонтов, вмещающих потоки гидротерм, а глубже температура обычно начинает снижаться. Второе отличие заключается в несколько пониженном градиенте температуры для описанного разреза. При мощности толщи около 2 км температура самой горячей, нижней зоны, судя по минеральным ассоциациям, достигала 200–250°С. Если принять температуру верхней зоны 0–50°С, то градиент составлял 80–100°/км (8–10° на 100 м). Для сравнения – градиент температур в Паужетском геотермальном поле составляет 15–20° на 100 м. В других проявлениях зеленых туфов часто развиты еще более низкотемпературные парагенезисы без видимой зональности. Характер парагенезисов в них сходен с ассоциациями, возникающими при подводном изменении базальтов океанического дна (смектиты, цеолиты, кальцит, кварц или хальцедон). Это свидетельствует о том, что метасоматизм происходил в результате разогрева захороненных морских вод и их взаимодействия с пластами вмещающих вулканогенно-осадочных пород. Разогрев может быть связан с общим поднятием изотерм на этапе активизации вулканической деятельности. Таким образом, при значительном сходстве с продуктами аргиллизации в геотермальных полях зеленые туфы имеют несколько иное происхождение.

Выше упоминалось о сходстве продуктов аргиллизации в геотермальных полях с аргиллизированными породами некоторых урановых месторождений. Согласно данным В.А. Головина и О.В. Андреевой [17], это сходство касается характера минеральных ассоциаций, основу которых составляют монтмориллонит и цеолиты. Кроме этих минералов, в урановых проявлениях в отличие от геотермальных полей встречается флюорит, сопровождающий вместе с цеолитами завершающие стадии гидротермального процесса и отложение урановой минерализации. Отличие состоит также в отсутствии ясно выраженной вертикальной зональности в ураноносных аргиллизитах и в гидродинамической обстановке процесса минералообразования. Если в геотермальных полях аргиллизации подвергаются водоносные пласты горных пород и общий контур измененных пород грубо конформен с литологическими контактами, то в урановых месторождениях аргиллизация распространяется вдоль трещин, как крутопадающих, так и пологих, между которыми остаются блоки слабоизмененных или неизмененных пород. Такое различие связано с тем, что в геотермальных полях аргиллизация происходила в сравнительно слабобитифицированных, незахороненных толщах, сохранивших большую пористость, а в урановых месторождениях изменялись палеопороды, уже подвергшиеся после захоронения диагенетическим преобразованиям, значительно менее пористые и разбитые трещинами в связи с наложенными тектоническими движениями и, возможно, интрузивной деятельностью. Отмечается асцендентный характер гидротермальных растворов по данным палеотермометрии. Таким образом, аргиллизированные породы урановых месторождений являются

специфическими образованиями и в настоящей работе детально не рассматриваются.

Аргиллизированные породы уже описывались в гл. 3 в связи с эпитеpmальными месторождениями. Некоторые исследователи склонны отождествлять их с аргиллизитами зон активного вулканизма и даже применяют к ним название "сульфатарные" аргиллизиты. Уже сравнение минеральных парагенезисов упомянутых образований между собой выявляет довольно существенные различия: в эпитеpmальных аргиллизитах мощно проявлена кислотная стадия с окварцеванием пород и по этому признаку их можно сравнивать с продуктами деятельности сульфатар. Но сульфатарная аргиллизация — это поверхностный процесс, не имеющий глубоких корней и затухающий на глубине первых десятков метров или меньше, да и характер минерализации здесь иной: отсутствует вертикальная зональность, столь типичная в эпитеpmальных месторождениях. Зональность наблюдается в геотермальных полях, но в них действуют близнеутральные растворы и формируется цеолит-монтмориллонитовая ассоциация. Кислотная же стадия не проявлена: опалиты и травертины на поверхности имеют слишком малую мощность и не сопоставимы с зонами кварц-серицитового или кварц-гидрослюдистого изменения эпитеpmальных аргиллизитов. В синвулканических аргиллизитах характерно большое количество реликтов свежих исходных пород, сохранившихся вкрапленников магматических плагиоклаза, пироксенов, биотита, магнетита и т.д. даже в участках опализации. При эпитеpmальной аргиллизации свежих пород вообще не сохраняется, а измененные реликты значительно более редки. В геологическом отношении эпитеpmальные аргиллизиты, как было показано, связаны с постинтрузивной гидротермальной деятельностью и образуются после захоронения вмещающей толщи.

Разумеется, разделение формаций эпитеpmальных и синвулканических аргиллизитов не может быть резким. Существуют образования, сочетающие в себе признаки обеих формаций. Такими образованиями, в частности, являются серно-алунитовые кварциты, описанные в молодых вулканических толщах Камчатки, Курильских островов и других районов [11]. С одной стороны, они характеризуются присутствием минералов сульфатарных аргиллизитов (сера, алунит, возможно, раскристаллизованный опал), а с другой — обнаруживают вертикальную зональность, как в эпитеpmальных аргиллизитах, имеют большую протяженность на глубину (сотни метров). Они содержат минерализацию мышьяка (аурипигмент) и самородной серы. Существует предположение об их гибридном генезисе, т.е. о совмещении продуктов сульфатарной деятельности и наложенных впоследствии процессов более глубинного метасоматоза [32]. В этом случае происходит пространственное совмещение двух метасоматических формаций, имеющее в общем случайный характер.

Таким образом, процессы метасоматизма в областях активного вулканизма проявляются непосредственно вблизи от поверхности, распространяясь в некоторых случаях на глубину до нескольких сотен метров и даже более километра. При фумарольном процессе на андезитовых вулканах высокая доля фтора, присутствие гелия и водорода в газах доказывают непосредственное происхождение этих газов из глубинного источника при отсутствии заметного взаимодействия их с толщей пород на пути подъема

к поверхности. Для вулканов с более дифференцированной магмой дацитового и липаритового состава характерно развитие сольфатар с иным, более разнообразным составом газов и растворов. Здесь значительную роль приобретают сероводородные и сернистые газы, а данные изотопии свидетельствуют о большой роли метеорных и морских вод и, вероятно, морского сульфата в составе растворов.

Проявления этих типов синвулканического метасоматизма, а также аргиллизация в областях разгрузки вулканогенных термальных вод связаны с гидротермальными растворами, несущими не только ювенильные компоненты, но и тепло. Прогрев толщ происходит главным образом этими гидротермами. В областях развития "зеленых туфов" характер градиента температуры свидетельствует об общем прогреве толщ на более глубоких горизонтах, возможно в связи с поднятием магматических масс. В этих случаях можно предполагать сближение в пространстве близких по времени процессов сининтрузивного и синвулканического метасоматизма.

Формация синвулканических аргиллизитов является совокупностью фаций метасоматитов, образующихся синхронно с вулканической толщей в сольфатарах, грязевых котлах и в областях разгрузки вулканических гидротерм на поверхности и до глубины 1–1,5 км, сложенных в основном глинистыми минералами и минералами кремнезема.

#### **Формация апобазальтовых метасоматитов океанического дна**

Эта группа метасоматитов резко отличается от других прежде всего тем, что образуется под дном океана по океанической коре при большой высоте водного столба (несколько километров), имеет своеобразные минеральный состав и механизм формирования. Систематическое исследование океанических метасоматитов началось около 20–25 лет тому назад. До того времени данные по драгированию дна океана были малочисленными и в основном характеризовали состав абиссальной равнины, в пределах которой базальтовый слой мало подвержен гидротермальным изменениям. В поднятых тогда образцах содержались свежие базальты с неразложенным стеклом, лишь покрытые тонкой коркой подводного выветривания. Необычайную свежесть океанических базальтов отмечал Д.С. Коржинский, доказывая невозможность спилитизации базальтов при их излиянии в морскую воду. В 1965 г. появилось первое сообщение о находке аутигенного калиевого полевого шпата в образцах базальтов из подводного хребта Карлсберг в Индийском океане [146]. Впоследствии было обнаружено много проявлений этого минерала в Среднем Атлантическом и в Тихоокеанских подводных хребтах [109, 152]. Проявлением калиевого полевого шпата сопутствует широкое развитие в базальтах глинистых минералов: смектитов и селадонита, а также кальцита и цеолитов. В результате анализа накопленных данных И.М. Симанович [109] пришел к выводу, что калиевый полевой шпат отсутствует в молодых базальтах срединных хребтов, а характерен для более древних базальтов океанических поднятий. Часто изменение базальтов ограничивается образованием глинистых минералов, кальцита и цеолитов. В этих случаях неясно, был ли процесс изменения гидротермальным или представлял собой гальмиролиз (взаимодействие

базальта с морской водой при низкой температуре). Произведенные нами [79, 148] исследования материала из скв. 417 и 418 проекта DSDP на южном склоне Бермудского поднятия позволили получить аргументы в пользу гидротермального происхождения калиевого полевого шпата и ассоциирующих с ним глинистых минералов.

Низкотемпературные изменения базальтов южного склона Бермудского поднятия проявлены во всех интервалах керна буровых скважин, но характеризуются различной интенсивностью и составом новообразований. Наиболее изменены базальты в брекчированных или сильнотрещиноватых участках и тонкозернистые базальты подушечных лав из зоны, смежной с зоной закалочного стекла, которая часто бывает совершенно свежей или палагонитизированной. Наименее изменены полнокристаллические долериты.

Минеральный состав продуктов изменения в общих чертах соответствует характеру изменений базальтов Срединного Атлантического хребта из скважин, пробуренных в 37-м рейсе "Гломара Челленджера" [152], и драгированных образцов [140, 158]. Отмечены смектиты, гидрослюды, смешанослойные образования, селадонит, хлорит-монтмориллонит, хлорит, карбонаты, адуляр, цеолиты, анальцим, апофиллит, минералы кремнезема, гидроокислы железа и марганца.

Изучение слоистых силикатов [153] позволило выделить три группы смектитов: 1) бурые магниевые ферросмектиты, образующиеся по вулканическому стеклу, по оливину, выполняющие миндалины и трещинки; 2) зеленые и светло-бурые магниевые алюмосмектиты, образующиеся в основной массе, в выполнениях миндалин и жил; 3) бесцветные и светлоокрашенные кальциевые алюмосмектиты, возникающие почти исключительно в продуктах изменения плагиоклазов. Для селадонита характерен ярко-зеленый или (реже) яркий красно-бурый цвет из-за загрязнения гидроокислами железа. Смектиты и селадонит чаще имеют резкие границы между собой, но иногда возникают постепенные цветовые переходы, вызванные образованием смешанослойных разностей.

Карбонаты, главным образом кальцит, развиты также очень широко; иногда они преобладают над глинистыми минералами, образуя прожилки, выполнения миндалин, псевдоморфозы по оливину, и присутствуют в основной массе. Кроме кальцита, изредка встречается манган-кальцит (до 10 мас.% MnO), доломит и железистый магнезит [148].

Кварц и халцедон сравнительно редки. Среди цеолитов обнаружены натролит и филлипсит. Последний обычен в скв. 417А и 418А. Он распространен в измененных брекчиях стекловатых частей подушечных лав, а в межподушечных брекчиях образует даже псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза. Он характеризуется низким содержанием СаО и преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O [148], отличаясь этим от филлипсита 37-го рейса. Среди продуктов изменения базальтов встречены гидроокислы железа и марганца, небольшие количества сульфидов (главным образом пирита, реже халькопирита, марказита). Анальцим развит в умеренно измененных базальтах и присутствует в виде друз в пустотках, микропрожилках и продуктах изменения вкрапленников плагиоклаза. В двух участках керна скв. 418А встречен апофиллит в виде таблитчатых выделений размером до 8 мм. Он присутствует вместе со смектитом на участках сильных изменений, среди слабоизмененных базальтов.



Рис. 21. Базальт из южного склона Бермудского поднятия

Центральная часть плагиоклаза замещена КФС (темный). При одном никеле; увел. 60

Калишпатизация отмечена в ряде горизонтов верхних частей скважин. Калиевый полевой шпат (часто калиевый микроклин со степенью упорядоченности около 0,5) образует псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза. При этом в зональных вкрапленниках замещению калиевым полевым шпатом подвергается часто только более основное ядро. Каймы вкрапленников и микролиты остаются незамещенными (рис. 21). При более интенсивном процессе изменения последние тоже преобразуются в калиевый полевой шпат, вместе с которым в псевдоморфозах часто присутствует кальцит, бесцветный смектит и цеолиты. Проявления калишпатизации коррелируются с появлением гидроокислов железа в основной массе базальтов возле брекчиевых или трещиноватых зон.

Наиболее подверженными изменению оказываются оливин вкрапленников и основной массы и стекло из основной массы неполнокристаллических базальтов. При замещении оливина смектитом происходит вынос окислов Fe и Mn, значительной части Mg, немного  $\text{SiO}_2$ , а также привнос щелочей, извести,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и воды. При замещении смектитом стекла осуществляется вынос  $\text{SiO}_2$ , CaO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , привнос  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Общая тенденция при изменении базальтов – вынос в океан Ca, Mn, Na и экстракция воды и  $\text{K}_2\text{O}$ .

Интенсивность изменения базальтов может быть выражена в зависимости от содержания воды [152],  $\text{K}_2\text{O}$ , от степени окисления Fe, но наиболее универсальной оказалась зависимость от изменения содержания CaO (за вычетом CaO, связанной с кальцитом). Так, содержание воды не отражает интенсивности изменений в калишпатизированных базальтах, тогда как на графике  $\text{K}_2\text{O}$ –CaO (рис. 22) отчетливо видно увеличение  $\text{K}_2\text{O}$  по мере убывания

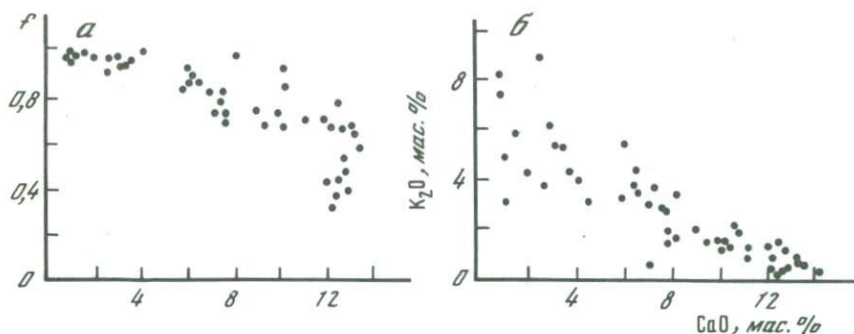


Рис. 22. Вариационные диаграммы измененных базальтов Бермудского поднятия

CaO в породе. В случае интенсивной калишпатизации плагиоклазов зависимость между содержаниями этих компонентов выражается приблизительно прямой линией с отрицательным наклоном. Реальные точки, однако, в большинстве лежат ниже этой прямой, так как наряду с калиевым полевым шпатом плагиоклазы замещаются смектитом с низким содержанием  $K_2O$ .

Степень окисления Fe в базальтах в общем возрастает по мере их изменения и выноса CaO (см. рис. 22). В неизмененных базальтах она колеблется в пределах  $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ , 0,4–0,7, а в наиболее измененных достигает 1,0. Отклонение от этой зависимости, по-видимому, свидетельствует о существовании в отдельных участках восстановительных условий.

Изменения базальтов, по-видимому, процесс достаточно длительный и неоднородный. Об этом говорит подновление прожилков с дроблением первоначального материала выполнения трещин и залечивание их новым материалом. В брекчиях отдельные обломки базальтов имеют разный тип изменения — смектитовый, селадонитовый или карбонатный — даже в пределах одного шлифа. При этом цементом брекчий является новый смектит. Четкий возрастной порядок образования тех или иных вторичных минералов отсутствует, но все же удается выявить тенденции в смене парагенезисов.

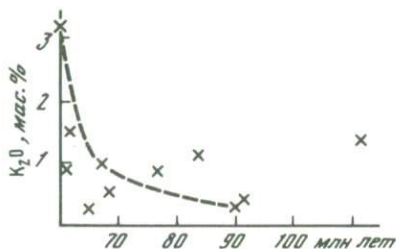
Селадонит является одним из ранних минералов, образует внешние каймы выполнения миндалинов; реже он формируется и позже смектита. Пржилки кальцита с селадонитом могут рассекать ранний смектит в выполнениях миндалинов. В тектонических брекчиях ранние смектиты и селадонит цементируются поздним смектитом. Установлено несколько генераций кальцита. Цеолиты, анальцит, апофиллит, калиевый полевой шпат и окислы — одни из самых поздних вторичных минералов. Наиболее широкий возрастной интервал проявляют смектиты и кальцит.

Изучение возраста базальтов [154] показало, что абсолютный возраст слабо измененных базальтов по K–Ar методу близок возрасту, определяемому палеомагнитным и палеонтологическим методами. Наиболее сильно измененные базальты с обильной калишпатизацией дают в основном более молодые значения возраста — 60–70 млн лет, хотя имеются и более древние значения — 112 и 87 млн лет в скв. 418А (рис. 23). Самым вероятным объяснением более молодого возраста сильноизмененных базальтов является приуроченность вторичных изменений к этапам повышенной тектонической активности, когда породы дробились, смещались, создавая благо-

приятные пути для движения растворов. Вероятно, такая сильная вспышка произошла 60–70 млн лет назад.

Какие-либо среднетемпературные процессы изменения изученных базальтов отсутствуют. Температура вторичных изменений определена по изотопии кислорода кальцитов из основной массы (Мюленбах, Скарф, устное сообщение) и составила 37–40°С. Аналогичные изменения в базальтах Среднего Атлантического хребта (37-й рейс "Гломара Челленджера") дают только 4°С. Таким образом, повышенная температура существовала на каком-то отрезке времени изменений базальтов, характеризуя повышенный тепловой поток.

Рис. 23. Зависимость К–Аг возраста базальтов Бермудского поднятия от содержания в них  $K_2O$  [156]



Калиевый полевой шпат, часть цеолитов, апофиллит локально накладываются на общий фон более равномерных изменений, выраженный развитием селадонита, смектита, кальцита, пирита. Корреляция калишпатизации с окислением в некоторых зонах дробления верхней части скважин свидетельствует в пользу участия в изменениях теплых вод, обогащенных калием и кислородом. Появление апофиллита в участках сильных изменений базальтов говорит об участии гидротермальных растворов, несущих F неморского происхождения.

Совокупность изложенных данных позволяет сделать предположение о возможности участия гидротермальных глубинных растворов (хотя и низкотемпературных) на втором этапе изменения исследованных базальтов. Гидротермальная деятельность наложилась на гальмиролиз и была приурочена к этапам повышенной тектонической активности.

К выводу о двухстадийном характере гидротермальных изменений океанических базальтов пришел также В.Б. Курносоев [53] на основании обобщения материалов по глубоководному бурению в разных частях Атлантического и Тихого океанов. Согласно предложенной им модели, в зоне спрединговой оси в базальтах происходят изменения ранней, "неокислительной", стадии с образованием триоктаэдрических смектитов. Предполагается, что на этой стадии базальт находится в зоне восходящих струй конвективной ячейки и возможно участие ювенильных растворов. С течением времени базальт смещается в сторону от спрединговой оси и от восходящих струй и попадает в зону нисходящих холодных струй ячейки. Этот период соответствует поздней, "окислительной", стадии изменений, во время которой образуются селадонит, гидроокислы железа, цеолиты, калиевый полевой шпат. Эти выводы в общем совпадают с результатами наших исследований в районе Бермудского поднятия [79]. Однако в нашем случае мы не наблюдали признаков перемещения с удалением от зоны восходящих растворов. Напротив, апофиллит, фтористый минерал, являющийся признаком участия восходящих ювенильных растворов с фтором, образовывался в позднюю ста-

Концентрации компонентов в морской воде (по: [85, 119])

Компонент	Концентрация		Компонент	Концентрация	
	г/л	г · моль/л		г/л	г · моль/л
Ca <sup>2+</sup>	0,400	0,01	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,003	3 · 10 <sup>-5</sup>
Na <sup>+</sup>	10,500	0,456	Cl <sup>-</sup>	2,712	0,028
Mg <sup>2+</sup>	0,380	0,01	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	19,353	0,545
Si	1,350	0,055	B	0,142	0,002

Таблица 14

Коэффициенты активности ионов в морской воде для разной температуры

Ионы	lg γ <sub>i</sub>			
	298K	400K	500K	600K
Na <sup>+</sup>	0,2023	0,2546	0,3361	0,5679
Ca <sup>2+</sup>	0,6420	0,8052	1,0531	1,7600
K <sup>+</sup>	0,2326	0,2935	0,3900	0,6643

Примечание. Коэффициенты *A*, *B* при расчете γ<sub>i</sub> взяты по таблицам для 403, 503 и 603 К.

дию изменений. Разрыв между стадиями, по нашим данным, составил около 30–40 млн лет.

Вопрос о том, является ли калишпатизация продуктом гидротермальной деятельности или продуктом взаимодействия застывших базальтов с холодной морской водой, на основании наблюдаемых геологических соотношений однозначно решить не удастся. Поэтому была рассчитана зависимость свободной энергии реакции калишпатизации плагиоклаза в морской воде от температуры и параллельно с этим реакция альбитизации плагиоклаза [102]. Расчеты предприняты, чтобы выяснить необходимость привноса натрия для процесса альбитизации плагиоклазов (или калия при калишпатизации), т.е. необходимость участия ювенильных растворов в преобразовании океанических базальтов.

Рассмотрим замещение плагиоклаза № 50 альбитом:



При расчете свободной энергии этой реакции в интервале температур 0–33°С концентрации компонентов раствора были приняты соответствующими морской воде по Р. Хорну [119] и Н.И. Попову и др. [85] (табл. 13), поскольку одним из главных является вопрос, может ли производить альбитизацию плагиоклаза морская вода, взаимодействующая с базальтом. Коэффициенты активности рассчитаны по формуле Дебая-Хюккеля, коэффициенты *A* и *B* в уравнении взяты по Г.Б. Наумову и др. [72], *a*<sup>o</sup> – по Р.М. Гаррелсу и Ч.Л. Крайсту [14], ионная сила рассчитана

Свободная энергия альбитизации плагиоклаза № 50

T, K	Свободная энергия, ккал/моль		
	$\Delta G^\circ$	$RT \lg K$	$RT \lg K + \Delta G^\circ$
298	-10,072	13,556	+3,484
400	- 6,283	10,775	+4,492
500	- 4,487	10,131	+5,644
600	-20,608	11,838	-8,770

Таблица 16

Свободная энергия реакции калишпатизации плагиоклаза № 50

T, K	Свободная энергия, ккал/моль		
	$\Delta G^\circ$	$RT \lg K$	$RT \lg K + \Delta G^\circ$
298	-15,665	15,398	-0,267
400	-6,125	15,118	+8,993
500	-4,627	15,745	+11,118
600	-5,425	19,053	+13,628

Таблица 17

Свободная энергия образования минералов и компонентов раствора

Фазы и компоненты	Свободная энергия, ккал/моль				Источник
	298	400	500	600	
Альбит	-883,988	-865,822	-847,6	-829,536	[153]
Анортит	-955,626	-937,460	-919,19	-901,214	[153]
Плагиоклаз № 50	-919,9	-901,9*	-883,5*	-865,5	[153]
Адуляр	-892,602	-874,647	-856,7	-838,82	[153]
H <sub>2</sub> O	-56,688	-53,834	-50,198	-46,69	[72]
H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	-313,07	-304,303	-292,34	-280,95	[72]
Na <sup>+</sup>	-62,672	-64,04	-65,88	-67,11	[72]
K <sup>+</sup>	-67,557	-69,31	-71,55	-74,77*	[72]
Ca <sup>2+</sup>	-132,1	-132,54	-132,71	-132,38	[72]

\* Рассчитано экстраполяцией.

для среднего солевого состава морской воды:

$$\mu = 0,5 (4[Ca^{2+}] + [Na^+] + [K^+] + 4[Mg^{2+}] + 4[SO_4^{2-}] + [Cl] + [HCO_3^-]) = 0,678 \text{ г} \cdot \text{ион/л.}$$

Вычисленные коэффициенты активности приведены в табл. 14. Свободная энергия реакции равна

$$\Delta G = \Delta G^\circ + RT \ln K = \Delta G^\circ + 2,303 RT \lg \left( \frac{[Ca^{2+}]^{0,5} \gamma_{Ca^{2+}}^{0,5}}{[Na^+] \gamma_{Na^+} [H_4SiO_4]} \right).$$

Величины  $\Delta G$  рассчитаны для 298, 403, 503, 603 К (табл. 15, 16). Исходные термодинамические данные показаны в табл. 17, величина свободной энергии иона  $K^+$  при 600 К рассчитана экстраполяцией (рис. 24).

При расчетах учитывалось, что концентрация кремнезема в растворе, сильно влияющая на ход реакции, заметно изменяется при взаимодействии с породами, особенно при повышенной температуре, и зависит от растворимости компонентов базальта при данной температуре. Наибольшее возрастание концентрации кремнезема в растворе с повышением температуры можно ожидать для поровых растворов в породах, содержащих кварц, халцедон и опал. При отсутствии фаз чистого кремнезема

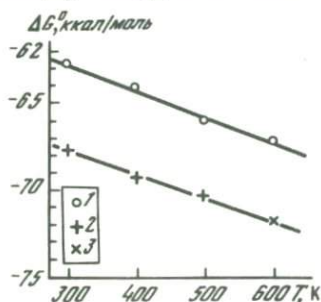


Рис. 24. Зависимость свободной энергии образования ионов  $K^+$  и  $Na^+$  от температуры

1 — натрий; 2 — калий; 3 — калий, рассчитанный экстраполяцией

концентрация последнего в поровом растворе должна быть соответственно ниже. Анализ термальных рудоносных рассолов из впадин Атлантис и Дискавери в Красном море [8] показал, что в них содержится 0,0035—0,0276 г/кг кремнезема (приблизительно 0,0001—0,001 г·атом/л). Рассол находится в контакте с осадками, которые сложены глинистыми минералами, аморфным материалом, включающим и кремнезем, карбонатами, сульфидами, обломками кварца, полевых шпатов при температуре 56°С. Видимо, здесь концентрация кремнезема близка к максимальной, равновесной с аморфным кремнеземом. При взаимодействии такого рассола с базальтами при той же температуре равновесная концентрация кремнезема, очевидно, должна быть ниже. Однако при расчетах принята концентрация, соответствующая указанным пределам, чтобы произведенные расчеты имели "запас прочности".

Эксперименты по растворимости некоторых пород в гидротермальных растворах при 300°С производили В.С. Балицкий и Е.И. Зубкова [4]. Они использовали хлоридно-натриевые растворы (5М NaCl + 0,4 М KCl с рН около 6—8), длительность опытов — до 30 сут. В опытах проверялось достижение равновесия вода—порода. Растворялись плагиогранит, кварцевый амфиболит, кварцевый песчаник и графитовый сланец. Результаты по разным породам получились близкие, а наибольшая концентрация кремнезема в растворе после опыта составляла около 700 мг/л (0,0117 г·моль/л кварцевых амфиболитах, наиболее близким к интересующим нас базитам, концентрация была равна 620 мг/л, а в бескварцевых базальтах должна быть еще ниже. К сожалению, соответствующие данные отсутствуют, но можно предполагать, что концентрация не намного превышает 500 мг/л. На основании изложенных данных в расчетах принята растворимость кремнезема при 300°С  $5 \cdot 10^{-3}$  г·моль/л, а для 0° принято со-

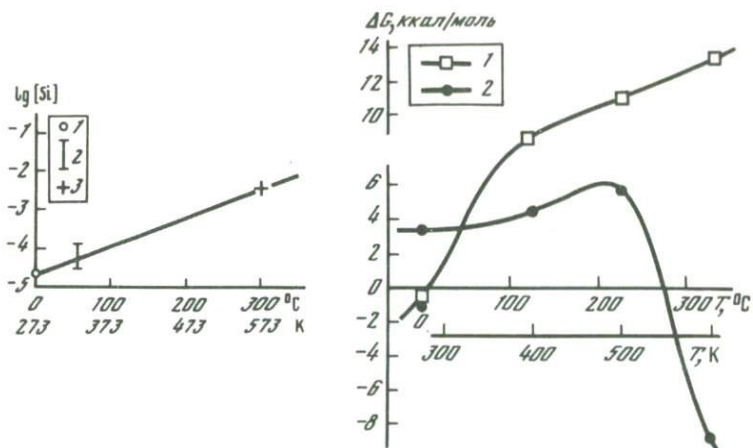


Рис. 25. Зависимость концентрации кремнезема в морской воде, контактирующей с базальтом, от температуры

1 — морская вода; 2 — рассол из впадины Дискавери в Красном море [8]; 3 — экспериментальный раствор [4]

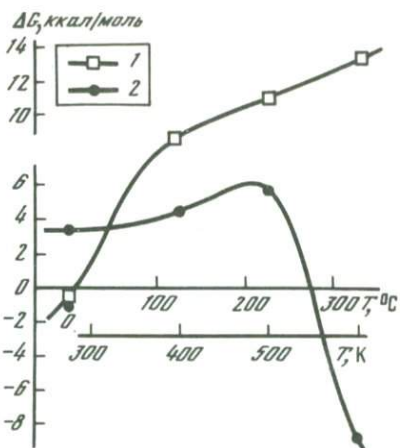


Рис. 26. Свободная энергия реакций замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом (1) и альбитом (2) [102]

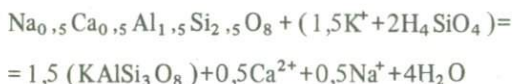
держание кремнезема в морской воде  $3 \cdot 10^{-5}$  г·моль/л. Ориентировочно зависимость растворимости кремнезема от температуры для растворов, контактирующих с базальтом, показана на рис. 25.

Концентрация других компонентов (кальция, натрия), по-видимому, заметно не изменяется от взаимодействия вода-порода при разных температурах. Например, в опытах [4] в бескальциевых растворах концентрация CaO после контакта с амфиболитом достигла 250 мг/л (0,0046 г·моль/л), что намного ниже концентрации в морской воде (0,01 г·моль/л). В исходном безнатриево-м растворе  $\text{NH}_4\text{F}$  (рН 6,7–7,0;  $T=300^\circ\text{C}$ ,  $P=300$  атм) после опыта с амфиболитом содержание окиси натрия было 0,01–0,09 г/л (0,0005–0,005 г·моль/л), что также намного меньше, чем в морской воде (0,456 г·моль/л). Поэтому при дальнейших расчетах использовались концентрации этих компонентов в морской воде во всем охваченном расчетами температурном интервале.

Результаты представлены в табл. 15, 16 и на рис. 26. В области низких температур (0–300°C) свободная энергия реакции альбитизации положительна и плагиоклаз в этом интервале температур не должен замещаться альбитом при взаимодействии с морской водой. Следовательно, морская вода в этом интервале температур не может вызывать зеленокаменное перерождение базитов с широкой альбитизацией плагиоклаза — для этого необходим привнос извне раствором натрия. При наличии такого "натриевого" потока альбитизация становится возможной и, как показывают примеры регионального метаморфизма, широко развитой в температурных условиях прениит-пумпеллиитовой и в меньшей мере цеолитовой фаций. Верхняя температурная граница этих фаций соответствует приблизительно 180–200°C [83]. В условиях температур выше 300°C контакт морской

воды с базальтами может вызвать реакцию альбитизации плагиоклаза.

На рис. 26 также показано, что свободная энергия реакции замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом



близка к нулю и отрицательна около  $0^\circ\text{C}$ , а с повышением температуры становится положительной и постоянно возрастает. Отсюда следует, что калишпатизация плагиоклаза в морской воде термодинамически возможна при температуре, близкой к  $30^\circ\text{C}$ , а при более высоких значениях требует значительного привноса калия. Это соответствует данным о широком развитии калиевого полевого шпата при гальмиролизе базальтов на океаническом дне [109] и отсутствии этого минерала в продуктах более высокотемпературных изменений базальтов.

Главным выводом из рассмотренных соотношений является то, что известные проявления метаморфизма базальтов океанического дна свидетельствуют о преимущественно термальном характере их преобразования. Участие фильтрующих растворов было очень локальным и в основном ограничивалось поровыми растворами, по составу близкими к морской воде. Именно поэтому в породах слабо проявлена альбитизация плагиоклазов и отсутствуют такие высоконатриевые минералы, как глаукофан и паргонит. Метаморфизм ассоциирует с базальтовым вулканизмом.

Участие гидротермальных растворов в подводном преобразовании базальтов получило подтверждение данными изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов. Мантийный углерод, аналогичный по изотопному составу углероду алмазов и свежих карбонатов, был обнаружен в карбонатах из гидротермальных жерл Галапагосского рифта и в карбонатах Восточно-Тихоокеанского хребта на  $21^\circ$  с.ш. [164]. Химический состав гидротерм, производивших изменения базальтов, отличается от состава морской воды (Краснов, 1986 г.) присутствием сероводорода, повышенным содержанием щелочей и тяжелых металлов и отсутствием сульфат-иона. Сходный характер изменений в базальтах зафиксирован в районах отложения сульфидной минерализации на морском дне. В осадках впадины Атлантис II в Красном море [126] главным продуктом изменения осадков является триоктаэдрический железистый сапонит, который самопроизвольно переходит в диоктаэдрический вследствие окисления железа. В Восточно-Тихоокеанском поднятии на  $12^\circ 50'$  с.ш. в базальтах под действием гидротермальных флюидов с температурой около  $300^\circ\text{C}$  образуются тальк, хлорит, смектит, пирит и халькопирит [130]. Изменения считаются синхронными с образованием штокверка, подстилающего "сульфидные думы". Как показали термодинамические расчеты авторов, для упомянутого поднятия и для сульфидной минерализации в Калифорнийском заливе справедлива модель смешивания гидротермальных ювенильных растворов с морской водой.

Таким образом, вырисовывается специфическая метасоматическая формация "океанских апобазитов", развивающаяся по породам океанического дна под действием струй гидротермальных флюидов, которые смешиваются с морскими водами, содержат сероводород, местами фтор и

меют в целом нейтральную или слабощелочную реакцию. Их температура варьирует в разных местах от 30—40 до 300°С. По минеральному составу в формации выделяются калишпатовая, сапонитовая и тальк-хлоритовая фации.

### Формация колчеданосных метасоматитов

Колчеданные месторождения представляют собой довольно разнородную в генетическом отношении группу, но объединяются общими чертами: стратифицированностью, связью с вулканизмом преимущественно контрастного типа, полигенетическим характером (т.е. образованием под влиянием нескольких последовательно проявившихся геологических процессов), составом руд (сложены в основном сульфидами и дисульфидами железа), металлогенической специализацией (медь, цинк, полиметаллы), специфическим комплексом околорудных метасоматитов. И. Смирнов [110] различает три промышленных разновидности колчеданных руд: 1) серноколчеданные (карельский тип); 2) медноколчеданные (уральский тип); 3) полиметаллически-колчеданные (алтайский тип). Первым двум типам соответствуют кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, а третьему — березиты. В дальнейшем в качестве метасоматитов колчеданных месторождений мы рассматриваем кварц-серицит-хлоритовые разновидности. Метасоматиты в третьем типе месторождений идентичны березитам других рудных месторождений и отнесены к соответствующей формации.

Колчеданные месторождения Урала, несмотря на большое разнообразие условий локализации, состава руд и особенностей генезиса, характеризуются некоторыми существенными общими чертами, в частности общим типом околорудно-измененных пород. Наиболее распространенными метасоматитами колчеданных месторождений являются кварц-серицит-хлоритовые. Для формации колчеданосных метасоматитов характерно следующее: связь начального этапа метасоматизма с вулканизмом, с экструзивами кислого состава, а последующих этапов — с граптоидными интрузиями и региональным метаморфизмом; субвертикальное движение гидротерм в корневых частях систем и пластовое, субгоризонтальное — в верхних, а как следствие этого, стратифицированный характер верхних зон метасоматитов и секущий — нижних; глубокая кислотно-основная дифференциация в потоке минералообразующих растворов и благодаря этому отчетливая вертикальная зональность; вязь массивованного сульфидоотложения с метасоматизмом осаждения в верхних зонах; кислотный характер метасоматизма при низкой фугтивности углекислоты с формированием кварц-серицит-пирит-хлоритовых парагенезисов. Эти общие черты позволяют отнести разнообразные проявления рассматриваемых пород к продуктам определенного комплекса, последовательности петрогенетических процессов и выделить их как самостоятельную формацию кварц-серицит-хлоритовых колчеданосных метасоматитов. Уральские колчеданные месторождения представляют собой благоприятный объект для характеристики фациального азнообразия этой формации.

Вариации в степени метаморфизма руд и околорудных метасомати-

## Ассоциации минералов в метасоматических рудах колчеданных месторождений

Характер метаморфизма			Примеры месторождений	Типичные ассоциации минералов	
Фация	Субфация	Степень		рудных	метасоматических околорудных
Пренит-пумпеллиитовая	Пренитовая	Низкая	Комсомольское	$Пир + Марк^* + Хп + Бор + Сф$	$Кв + Гс^*Хл + Гем^{**} + Пир + Сер(1М)^*$
		Высокая	Сибайское	$Пир + Пирр^* + Хп + Сф + Мт^{**} + Кв + Сер(1М^* + 2М_1^{**}) + Хл + Пир + Сид^{**}$	
	Пумпеллиит-актинолитовая	Низкая	Учалинское	$Пир + Хп + Сф + Тет$	$Кв + Сер(2М_1)^{**} + Хл + Тур^{***}$ $Акс^{***} + Фук^{***} + Пир$
		Высокая	Гайское Кабанское	$Пир + Хп + Сф$ $Пир + Хп + Сф$	$Кв + Хл + Сер + Пир^{**} + Прф^{**} + Гр^{**}$ $Сер + Прф^{***} + Анд^{***} + Ко^{***} + Цун^{***} + Тол^{***} + Диас^{***}$
Зелено-сланцевая	Эпидот-хлоритовая	Левихинское	$Пир + Хп + Сф$	$Кв + Сер(2М_1)^{**} + Хл + Гипс(Анг)$	
Эпидот-амфиболитовая		Маукское	$Пир + Пирр^{**}Мт^{**} + Хп + Сф + Куб^{**} + Вал^{**}$	$Рог^{**} + Би^{**} + Гр^{**} + Мус(2М_1)^{**} + Кв + Мт + Пл_3^{**}$	

\*минерал первичный; \*\*метаморфический; \*\*\*позднегидротермальный дометаморфический; остальные минералы не имеют ярко выраженных признаков времени образования.

тов уральских месторождений являются одним из главных факторов разнообразия их минеральных парагенезисов. Кроме метаморфизма, характер парагенезисов определялся субаэральным или субмаринным типом вмещающих пород. Вообще различия между субаэральным и субмаринным типами рудоотложения отчетливо наблюдаются в молодых неметаморфизованных образованиях (Кууроко в Японии и Среднегорские в Болгарии и Югославии) [60]. Для метаморфизованных месторождений Урала признаки субаэрального минералообразования установить сложнее. Пользуясь выявленными нами ранее критериями [60, 99], можно лишь предполагать по находкам алунита в околорудных породах субаэральные условия образования Кушиновского месторождения. Околорудные метасоматиты типа вторичных кварцитов в Южно-Кабанском [59] и Красногвардейском месторождениях [19] предполагают повышенные температуры минералообразования. Присутствие в них ассоциаций с корундом, зунитом, топазом и пирофиллитом, а также отчетливая зональность размещения этих ассоциаций позволяют отнести метасоматиты к высокотемпературной приконтактовой фации вторичных кварцитов.

Исследуя вопрос о связи оруденения на Урале с метаморфизмом с общих геологических позиций, В.А. Прокин [87] показал приуроченность колчеданных месторождений Южного Урала к границам метаморфических фаций. В настоящей работе обсуждается более частный вопрос о влиянии метаморфизма на характер минеральных парагенезисов в околорудных метасоматитах колчеданных месторождений Урала. Кратко данные о зависимости минеральных парагенезисов от метаморфизма суммированы в табл. 18, где в качестве примеров приведены месторождения, из которых изучался материал и которые характеризуются в порядке нарастания степени метаморфизма.

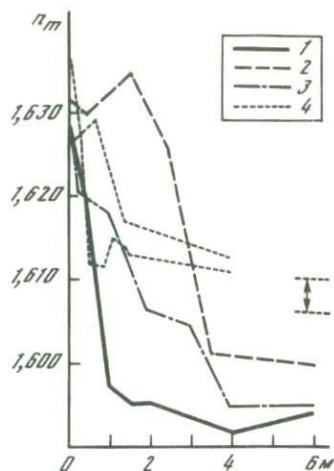
Блявинская группа месторождений медноколчеданной формации [60] залегает в толще силитов и кремнистых отложений силура, перекрытой липаритами и дацитами нижнего девона. Вулканические породы силура и девона прорваны интрузиями диоритов. Вулканические и интрузивные породы подверглись региональному метаморфизму пренит-пумпеллитовой фации, содержат прожилки и гнездовые выделения эпидота, эпидота с пренитом и кварцем. Характер метаморфических ассоциаций аналогичен в породах надрудной, рудовмещающей и подрудной толщ, но около колчеданных залежей диабазы нижнеблявинской свиты изменены в эпидот-хлоритовой и кальцит-альбит-хлоритовой фациях. Эти изменения локализованы в пределах рудного поля, окружены пренит-пумпеллитовой фацией и на этом основании рассматриваются нами как проявление пропилитизации. Признаки температурной зональности в пропилитах, выраженные в смене эпидот-хлоритовой фации на кальцит-альбит-хлоритовую вверх по стратиграфическому разрезу, позволяют предполагать повышенный температурный градиент в зоне пропилитизации, возможно связанный с интрузиями диоритов. Диориты оказывают контактовое воздействие на вмещающие диабазы надрудной толщи, выражающееся в интенсивной эпидотизации последних и в образовании у контакта зоны эпидозитов мощностью от 20 до 50 м. Эпидозиты иногда имеют конкопалосчатое сложение вследствие чередования существенно эпидо-

товых и бедных эпидотом полос. Сами диориты в эндоконтакте осветлены и превращены в кварц-альбитовые породы. Внутренние части массива диоритов изменены в пренит-пумпеллитовой фации. Таким образом, пропилитизация связана с внедрением диоритов и имеет дометаморфический возраст.

В зоне развития колчеданной минерализации широко проявлены ассоциации с участием цеолитов. В разрезе по скв. 618 цеолитизацией захвачен в основном надрудный интервал (около 150 м), но в других случаях цеолиты распространены и в лежащем боку. Цеолиты представлены главным образом ломонтитом и десмином. Наблюдаются случаи пересечения цеолитовых выделений прожилками кварц + серицит и сульфидов, а непосредственно в рудном теле цеолиты практически отсутствуют, сменяясь хлоритом, серицитом, карбонатами, что свидетельствует о дорудном образовании цеолитов. В плане цеолитизированные породы слагают полосу субмеридионального простирания, пересекающую рудное поле и уходящую за его пределы, но приуроченную к рудовмещающей вулканической толще. Поскольку цеолитизация проявилась до рудоотложения, а возраст последнего близок к возрасту вмещающих вулканитов, цеолитизацию можно рассматривать как синвулканический приразломный процесс типа аргиллизации в геотермальных полях, а не как цеолитовую фацию регионального метаморфизма. В целом региональный метаморфизм в районе Блявинской группы месторождений, хотя и достигает пренит-пумпеллитовой фации, но отличается малой интенсивностью: часть вулканических пород остается слабоизмененными, сохраняются кальциевые плагиоклазы, моноклиновый пироксен, смектиты, замесившие стекло базальтов [29], дометаморфические цеолиты, а в рудах — марказит.

Околорудный метасоматизм более детально изучался нами на Комсомольском месторождении Блявинской группы, где он развивался преимущественно в лежащем боку рудных залежей, как обычно в колчеданных месторождениях. В работе Г.П. Зарайского и др. [29] были выделены три типа продуктов околорудного гидротермального изменения в лежащем боку сульфидных руд: пирит + серицит + хлорит + кварц; пирит + кварц + хлорит; пирит + хлорит + кальцит (только в контакте с рудным телом). Нами получены дополнительные данные по метасоматитам как лежащего, так и всячего бока колчеданных залежей. Породы в кровле рудного тела подверглись хлоритизации, содержат прожилки карбонатов и хлорита, степень изменения незначительная, за исключением непосредственного контакта с рудой, где местами возникли зоны кварц-хлоритовых и карбонат-хлоритовых пород мощностью от 0,1 до 1 м. В строении метасоматического ореола наблюдается зональность: в всячем боку наибольшую мощность имеет зона карбонатных прожилков. В интервале 0—100 м от контакта с рудой в породах, кроме того, наблюдаются зоны хлоритизации, приуроченные к участкам дробления и трещиноватости, пропласткам дацитов и липаритов. Часто к этим же участкам приурочена также интенсивная цеолитизация. В 20-метровой зоне всячего бока наблюдаются сульфидные прожилки. В лежащем боку под интервалом хлорит-пиритовых пород, слагающих нижнюю часть колчеданной залежи, располагаются кварц-серицит-пиритовые метасоматиты по дацитам и липаритам (около 70 м). Ниже и до забоя скважины располагаются мин-

Рис. 27. Вариации светопреломления хлоритов в зависимости от расстояния до рудной залежи в колчеданных месторождениях Урала  
 1 — Красногвардейское; 2 — Комсомольское; 3 — Левихинское; 4 — Учалинское. Стрелкой показан фоновый уровень величины  $n_m$  хлоритов для Учалинского месторождения



далекаменные диабазы подрудной толщи, хлоритизированные, с вкрапленностью пирита.

В хлорите установлено повышение железистости у контакта с сульфидной залежью (рис. 27). Вдали от руды (фон) хлорит представлен железисто-магнезиальной разновидью, а у руды — магнезиально-железистой. Скачок в железистости происходит довольно резко примерно в 1,5 м от руды. В ассоциации с хлоритом обычно находится кальцит, а около руды — железистый кальцит ( $n_0 = 1,668 \pm 0,002$ ), имеющий в образце светло-желтый цвет.

Сибайское месторождение медно-цинково-колчеданной формации заключено в вулканитах карамалыташской свиты среднедевонского возраста, метаморфизованных в пренит-пумпеллиитовой фации. Степень метаморфической переработки пород выше, чем в Блявинском районе: слабоизмененных вулканитов не встречается, низкотемпературный парагенезис *Хл* + *Прт* сменяется на более высокотемпературный *Пум* + *Аб*. Распределение метаморфических минералов в породах весьма неравномерное. Наряду с кварц-пумпеллиитовыми и богатыми пренитом разновидями присутствуют и лишенные этих минералов. Пренит-пумпеллиитовая фация распространена как в над-, так и в подрудной толщах. В диабазовых карамалыташской свиты наблюдаются горизонты, обогащенные вкрапленниками калиевого полевого шпата и гнездами *Кв* + *КПШ*, *Эп* + *Пум* + *КПШ*. Впервые проявления *КПШ* были обнаружены В.М. Нечухиным, а впоследствии в измененных породах в сибайском карьере — А.Г. Жабиным. Калиевый полевой шпат по оптическим свойствам соответствует ортоклазу ( $2V = 60^\circ$ ) и почти не содержит примеси натрия. Для регионального метаморфизма характерна натриевая направленность с возникновением альбита, парагонита и глаукофана. Ортоклаз при этом может образоваться лишь в ходе преобразования калийсодержащих пород, тогда как развитие ортоклаза в диабазовых требует привноса калия в породы, т.е. является признаком метасоматического процесса. Стратифицированность участков локализации процесса калишпатизации позволяет высказать предположение о его аналогии с калишпатизацией базальтов океанической коры, изу-

Таблица 19

## Химический состав хлоритов, мас.%

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	35,10	25,13	24,95	29,80	24,52
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,06	0,16	0,28	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,12	19,46	19,53	18,95	18,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08	27,68	13,65	4,30	4,27
FeO	6,23		10,96	16,96	27,23
MnO	0,27	0,27	0,33	0,30	0,45
MgO	17,70	11,84	16,11	15,34	10,50
CaO	0,30	0,50	0,30	0,65	1,60
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,06	0,09	0,36	0,65
K <sub>2</sub> O	2,22	0,07	0,31	0,08	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,29	1,05	0,92	0,57	0,65
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,24	8,41	12,47	9,90	10,83
BaO	—	—	—	1,36	—
SO <sub>3</sub>	(0,13)*	—	—	(0,30)*	—
CO <sub>2</sub>	0,10	0,16	—	—	0,84
Сумма	100,12	100,04	99,78	99,48	100,21

\*Сульфидная сера.

Примечание. Аналитики: Л.П. Некрасова, С.А. Горбачева, Г.Е. Каленчук, Л.С. Абрамова, Е.И. Ломейко, О.Г. Острогорская (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР); Месторождения: 1, 2 — Комсомольское, 3—5 — Сибайское, 6—9 — Учалинское, 10 — Левишинское, 11 — Маукское.

ченной в ряде поднятий океанического дна. Последующий региональный метаморфизм толщи обусловил перекристаллизацию выделений калиевого полевого шпата и сегрегацию их.

Околорудные измененные породы представлены в основном кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми разностями [86], а к выклинкам колчеданных залежей приурочены стратифицированные тела анхимоно-минеральных серицитовых пород [25]. Серицит представлен в большинстве случаев смесью модификаций 1М и 2М<sub>1</sub>. В кровле верхней сульфидной линзы располагается узкая зона хлоритолитов, сложенных высокожелезистым хлоритом [25], а диабазы висячего бока сильно хлоритизированы. В стратиграфически нижних частях месторождения присутствуют пирротиновые руды, около которых измененные породы сложены кварцем с серицитом и хлоритом. Хлоритсодержащие метасоматиты встречаются и в некоторых других участках месторождения среди кварц-серицитовых пород с пиритом, причем в них серицит замещается хлоритом. В зоне "подводящего канала" со стороны лежащего бока месторождения кварц-серицитовые породы пересекаются прожилками темно-зеленого хлорита, содержащими пирит. Вне прожилков пирит не наблюдался. Таким образом, возникновение железистого хлорита в подрудном и рудовмещающем горизонтах происходило позже явлений кислотного метасоматизма и было связано с сульфидоотложением.

	6	7	8	9	10	11
	24,32	25,37	24,64	25,24	38,56	26,25
	1,14	0,35	0,50	0,35	0,93	0,29
	17,02	19,53	17,40	19,83	15,52	20,31
	2,88	2,83	4,27	3,55	14,08	3,98
	26,51	27,10	27,23	27,56	5,20	22,62
	0,36	0,55	0,45	0,53	0,38	0,80
	10,37	11,05	10,58	10,54	7,99	14,67
	3,64	1,16	2,14	0,83	4,54	0,00
	0,00	0,02	0,42	0,03	1,41	0,09
	0,01	0,05	0,02	0,10	0,23	0,05
	0,20	0,34	0,50	1,23	3,09	0,31
	9,98	11,19	11,00	9,97	7,98	10,72
	—	—	—	—	—	—
	—	0,07	0,00	—	—	—
	3,01	—	1,00	—	—	—
	99,44	99,61	100,15	99,81	99,91	100,09

Ранее было показано, что пирротиновые руды месторождений Озерного и Сибайского являются дометаморфическими, отлагались вместе с основной сульфидной залежью. Процесс регионального метаморфизма выразился в замещении пирротина Сибайского месторождения парагенезисом пирит + сидерит.

Учалинское месторождение залегает в вулканической толще того же возраста, что и Сибайское; вмещающие породы метаморфизованы также в пренит-пумпеллитовой фации. Детальные исследования разрезов через рудное тело в Учалинском карьере показали, что с приближением к колчеданной залежи на расстоянии 100—200 м метаморфические парагенезисы пренит-пумпеллитовой фации сменяются типично пропицитовыми (эпидот + альбит + хлорит + магнетит или гематит). Схематично зональность околорудных метасоматитов в направлении от висячего бока к лежащему имеет следующий вид: пропицитизированные диабазы и туфы порфиринов (Хл + Аб + Эн + Кар + Кв + Мг, Гем) серицитизированные основные породы (Хл + Эн + Кар + Сер + Кв) — кварц-серицит-эпидотовые метасоматиты (Сер + Кв + Эн + Пир) — зона пирит-хлоритовых пород (железистый Хл + Пир) — залежь массивных сульфидных руд — серицитолит (Сер + Пир + Сф + Хн) — кварц-серицитовые породы или кварциты (Кв + Сер + Пир) — серицитизированные альбитофиры (Сер + Кв + Аб + Пир) — слабосерицитизированные альбитофиры (Сер + Хл + Аб + Кв +

+ Пир) и пропилитизированные альбитофиры, отличающиеся присутствием эпидота в виде прожилков и метасоматических гнезд. Вблизи от рудного тела эпидот ассоциирует с серицитом в виде биминеральных гнезд, а также с кварцем и пиритом. Хлорит широко распространен, и его состав варьирует в зависимости от положения в околорудном ореоле. В диабазах всякого бока, как и в метаморфических породах фона (за исключением оторочки темного хлорита по контакту с рудным телом), хлорит оптически положителен, а в метасоматитах лежачего бока, развитых по альбитофирам, он имеет отрицательный знак. По химическому составу (табл. 19) хлорит в породах всякого бока отвечает железо-магнезиальным либо магнезиально-железистым разностям, а в оторочках колчеданных тел — железистым. В альбитофирах лежачего бока хлорит содержит меньше двухвалентных оснований при более высокой железистости, что связано с большей кислотностью среды минералообразований в этой зоне. При измерении показателей преломления хлоритов (см. рис. 27) обнаружено отчетливое увеличение показателя у контакта с массивными сульфидами, причем увеличение происходит довольно резко на расстоянии около 1–3 м. Проведенные сопоставления оптических данных с химическими анализами в контрольных образцах выявили в целом соответствие между ростом железистости и величины  $n_m$  в изучаемых хлоритах. Эти хлориты характеризуются низким двупреломлением ( $n_g - n_p = 0-0,004$ ), в большинстве случаев они оптически положительны, хотя наблюдались случаи появления в контакте с рудой оптически отрицательных разностей. При измерении  $n_m$  хлоритов в одном разрезе, если их двупреломление меняется незначительно (не более чем на 0,004–0,006), величина светопреломления хлоритов находится в прямой зависимости от их железистости. Карбонаты, как правило, ассоциируют с хлоритом и представлены в большинстве случаев кальцитом.

Слюда исследовались нами ранее [62]. Они представлены разностью, близкой по составу к мусковиту, процент фенгитового минала в них не превышает 25%, характерно сильное преобладание трехвалентного железа над двухвалентным ( $Fe^{3+} : [Fe^{3+} + Fe^{2+}] = 0,77-1,00$ ) при относительно невысокой железистости ( $Fe : [Fe + Mg] = 0,00-0,17$ ). Исключение составляет слюда в обр. 21/V-73, которая отличается повышенным содержанием хрома (0,95 мас.%) и титана (1,83 мас.%). Слюда имеет ярко зеленый цвет, образует прожилки в кварц-серицитовых породах лежачего бока. В образце, кроме слюды, содержалась примесь кварца, барита, карбоната и магнетита. От других учалинских серицитов слюда отличается также повышенным содержанием ванадия (0, n %), фенгитовой составляющей (~ 35%) и низкой степенью окисленности железа ( $Fe^{3+} : [Fe^{3+} + Fe^{2+}] = 0,42$ ). По данным рентгеноструктурного анализа слюда относится к политипной модификации  $2M_1$ , как и большинство исследованных серицитов месторождения. По составу (табл. 20) изученная слюда соответствует фукситу с небольшим содержанием хрома и высоким — титана.

В экзоконтактах послерудной дайки габбро-диабазы, пересекающей пропилитизированные диабазы, выявлена метаморфическая зональность, состоящая в смене все более высокотемпературных ассоциаций минералов по направлению от вмещающих пород к контакту с дайкой. На расстоянии около 20 м от дайки в породах появляется актинолит, в 5–10 м

наряду с актинолитом обнаружена сине-зеленая роговая обманка в виде самостоятельных кристаллов и кайм вокруг выделений актинолита. В 1–2 м от контакта и ближе актинолита не отмечается, порода сложена сине-зеленой роговой обманкой, хлоритом, олигоклазом, магнетитом с редкими зернами граната. Температура контактового метаморфизма соответствовала в 0–5 м от контакта эпидот-амфиболитовой фации.

К особенностям Учалинского месторождения относятся проявления борной минерализации, обнаруженной П.И. Пирожком в виде жил аксинита в измененных порфиритах, вскрытых скважиной, и вкрапленности турмалина в массивных пиритных рудах. Аксинит наблюдался в виде агрегатов зерен розового цвета, заполнявших жилу. Дебаеграмма аксинита соответствует эталонной; светлая розовая окраска и сравнительно низкий показатель светопреломления позволяют относить минерал к маложелезистой разновидности с примесью марганца. Турмалин, образующий игольчатые кристаллы в пиритной руде и ассоциирующий с кварцем, напротив, характеризуется высокой железистостью [81]. Он образовался позже раннего пирита и приурочен к зонам дробления в нем, которые залечены поздними генерациями сульфидов. Среди редких минералов интересен флюорит, который обнаружен в тонких прожилках в пропильтизированных диабазах кровли рудного тела. К продуктам поздней низкотемпературной деятельности относятся прожилки цеолитов и монтмориллонита. Цеолиты представлены, судя по дебаеграммам, ломонитом.

Гайское месторождение принадлежит к этой же группе проявлений, метаморфизованных в пренит-пумпеллиитовой фации, но отличается тем, что местами в околорудных породах обнаружены более высокотемпературные парагенезисы с парагонитом, пирофиллитом, гранатом, глаукофаном и хлоритом. В качестве редкого минерала отмечается флюорит, который приурочен к прожилкам карбонатов, нарастает на стенки пустот в пористых халькопирит-борнит-пиритовых рудах и рассматривается как один из поздних минералов.

Колчеданные месторождения Среднего Урала служат примерами более высоко метаморфизованных колчеданных залежей и околорудных пород. Левихинские колчеданные месторождения залегают в вулканитах Кировоградской диабаз-альбитофировой формации преднижнедевонского возраста [60]. Толща метаморфизована в эпидот-хлорит-актинолитовой ступени фации зеленых сланцев, а породы перекрывающей ее шуралинской порфиритовой свиты метаморфизованы в пумпеллиит-актинолитовой ступени пренит-пумпеллиитовой фации. Пумпеллиит отличается высокой железистостью с примерным равенством окисного и закисного железа (см. табл. 20). В рудовмещающей толще эпидотизация усиливается в районе колчеданных залежей. Эпидот из жил в метаморфизованных диабазах лежащего бока имеет высокую железистость, близкую к максимальной для эпидотов. Околорудные породы в основном представлены кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми разновидностями, "Серицит" в таких породах представлен смесью калиевой слюды с парагонитом в разных соотношениях вплоть до почти равных ( $K_2O = 2,83\%$ ,  $Na_2O = 3,78\%$ ) [62]. Состав калиевой слюды (серицита) характеризуется малой примесью фенгитового компонента (см. табл. 20), высоким содержа-

серпидот

Таблица 20

Химический состав серпидитов и других минералов, мас.%

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	41,19	58,82	47,29	47,47	54,99	51,75	50,30	36,81
TiO <sub>2</sub>	1,83	0,05	0,14	0,32	0,37	0,00	0,00	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,54	23,86	32,15	30,89	29,86	32,16	32,05	22,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	2,43	2,30	2,08	0,80	0,24	0,68	5,46
FeO	0,47	0,10	1,42	0,79	0,87	0,14	0,14	4,44
MnO	0,01	0,00	0,10	0,03	0,00	0,19	0,00	0,07
MgO	1,27	1,73	0,62	1,03	1,24	1,20	1,38	1,17
CaO	0,21	0,10	0,86	0,99	0,88	0,84	0,70	22,42
Na <sub>2</sub> O	0,64	1,07	0,98	0,49	0,74	0,80	0,96	0,20
K <sub>2</sub> O	8,88	7,51	7,01	8,10	4,61	6,79	7,64	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,38	0,20			1,48	1,87	0,53	5,58
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,84	3,45	6,58	7,41	3,48	3,20	5,07	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	3,19	0,20	-	-	0,20	0,40	0,23	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	-	-	-	-	-	-	-
SO <sub>3</sub>	2,00	-	-	-	0,07	0,11	0,27	-
F	-	0,15	-	-	0,21	0,30	0,19	-
Сумма	100,24	99,59	99,45	99,60	99,80	99,99	100,14	99,59

\*Сульфидная сера.

Примечание. Аналитики: Л.П. Некрасова, С.А. Горбачева, Г.Е. Каленчук, Л.С. Абрамова, Е.И. Ломейко, О.Г. Острогорская (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР). 1-7 - серпидиты; 8, 9 - эпидот; 10, 11 - биотит; 12, 13 - амфибол; 14 - гранат; 15, 16 - плагиоклаз. Примеси минералов: 1 - барит; 2, 5 - кварц; 4 - хлорит. Месторождения: 1, 2 - Учальи; 3, 4 - Сибай; 5-7 - Озерное; 8, 9 - Левиха; 10-16 - Маук.

нием калия и низким — воды. Рентгеновское изучение подтвердило, что в слюде практически отсутствуют разбухающие пакеты, а структура всех изученных слюд отвечает политипной модификации 2M<sub>1</sub>. Были установлены признаки метаморфизма околорудных серпидитов, выразившиеся в перекристаллизации и переориентировке листочков слюды [62], а также в развитии среди них парагонита. Хлорит трех типов присутствует в исследованном объекте: метаморфический в ассоциации с эпидотом, кальцитом, альбитом и магнетитом; околорудный в кварц-серпидит-хлоритовых породах; околорудный в контактах с колчеданной залежью. Первые два типа представлены магниально-железистой разностью (см. табл. 19), а последний отличается от них более высокой железистостью. Выявлено заметное возрастание величины  $n_m$  (и железистости) хлоритов с приближением к рудному телу Левихи Южной, как и в Учалинском месторождении.

Кабанское и Красногвардейское месторождения, залегающие в вулканической толще верхнесилурийского возраста, отличаются от других исследованных колчеданных объектов парагенезисами исходных околорудных метасоматитов. Анализ строения метасоматической зональности алю-

Маук

	9	10	11	12	13	14	15	16
	45,55	39,65	37,18	43,20	41,82	37,17	60,86	61,04
	0,59	2,05	1,90	0,44	0,77	0,25	0,00	0,00
	18,29	16,75	17,68	10,98	12,91	20,40	24,52	24,34
	12,85	0,73	0,11	5,62	8,69	0,35	0,00	0,34
	0,24	14,13	16,63	15,53	14,43	30,52	0,02	0,06
	0,27	0,22	0,19	0,63	0,54	1,18	0,00	0,00
	0,25	11,85	11,36	8,35	5,27	0,90	0,00	0,01
	20,23	1,84	1,10	9,37	9,74	8,78	5,84	5,82
	0,16	0,18	0,25	2,02	2,30	0,00	8,18	8,08
	0,13	8,30	7,80	0,98	0,67	0,00	0,02	0,09
	0,00	0,00	0,10	0,13	0,20	0,00	0,00	0,00
	1,61	3,19	4,24	2,33	2,38	0,00	0,00	0,00
	-	0,17	-	-	-	0,55	-	-
	-	-	1,31	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	0,57	0,34*	0,08*	-	-	-
	-	0,14	0,00	0,14	0,12	-	-	-
	100,17	100,20	100,43	100,06	99,90	100,10	99,44	99,48

мосилицитов Кабанского месторождения, детально исследованной В.П. Логиновым [59], позволяет предположить следующую схему зональности (от центра ореола, т.е. от канала циркуляции гидротермальных растворов, к внешним частям): андалузит-корундовая; диспор-зуниитовая; топаз-пирофилитовая; флюорит-кварцевая зоны. На все зоны наложен поздний серпидит. Зональность отчетливо связана с существованием градиента температуры от канала растворов в стороны во время минералообразования. Этот факт, а также характер самой зональности не позволяют рассматривать изученные алюмосилициты как продукты регионального метаморфизма, тем более что температура метаморфизма не превышала порядка 300°С (низы фации зеленых сланцев), а температура образования алюмосилицитов по сделанным ранее нами оценкам достигала максимум 400–500°С, выдерживаясь в среднем на уровне 350–400°С. Смена зуниитовых и топазовых парагенезисов на бесфтористые указывает также на градиент химического потенциала фтора, уменьшавшегося от канала к краям. В центральной зоне минералы фтора и хлора отсутствуют, но это, по-видимому, объясняется высокой температурой в этой зоне, соответствовавшей парагенезису корунда с андалузитом (выше 400°С). При такой тем-

Температура метаморфизма по распределению компонентов между фазами [80]

№ пар	Минерал	№ в табл. 20	$X_{Mg}$	$X_{Ca}$	$K_D$	$T, ^\circ C$
1	Амфибол	12	0,42	0,80	0,85	525
	Биотит	11	0,54	—		
2	Амфибол	12		0,80	1,71	500
	Плаггиоклаз	15		0,30		
3	Амфибол	13	0,30	0,80	1,71	500
	Плаггиоклаз	16	—	0,30		
4	Амфибол	12	0,42	—	0,038	490
	Гранат	14	0,05			

пературе степень диссоциации галоидных кислот очень мала и соответственно низким должен быть химический потенциал ионов хлора и фтора. По направлению к внешним зонам температура уменьшалась и возрастала степень диссоциации кислот и химический потенциал галоидных анионов (зуниитовая зона). В еще более внешних зонах изменение химического потенциала регулировалось диффузией ионов и он уменьшался с удалением от канала.

Среди высокометаморфизованных месторождений изучалось Маукское в Уфалейском районе. Оно залегает в метаморфических сланцах и порфироидах, аспекты метаморфизма которых исследованы В.А. Марксом. Породы сложены кварцем, биотитом, олигоклазом, роговой обманкой, эпидотом и гранатом с примесью хлорита, мусковита и магнетита, парагенезисы соответствуют эпидот-амфиболитовой фации. На основании полученного химического состава сосуществующих амфибола и биотита, амфибола и граната, амфибола и плаггиоклаза (см. табл. 20) вычислены коэффициенты распределения компонентов между компонентами пар и оценена температура метаморфизма (табл. 21), которая близка к  $500^\circ C$  при хорошей сходимости по разным минеральным парам. Причем температуры, определенные для минералов в удалении от руды и в контакте с рудной массой, совпали, что говорит о равномерном прогреве толщи. Околорудные метасоматиты были сложены кварцем, серицитом и хлоритом, которые при метаморфизме реагировали с образованием биотита и сине-зеленой роговой обманки. Роговая обманка особенно характерна для контактов с сульфидной рудой, где она образует идиоморфные кристаллы, прорастающие в пирротинный агрегат. Амфибол в руде имеет меньшую железистость, чем в удалении от руды (см. табл. 20).

Изложенный материал дает дополнительные сведения об условиях формирования колчеданных месторождений Урала. Хотя в большинстве случаев серноколчеданные руды обнаруживают признаки синвулканического образования и удовлетворяют модели рециклинга, тем не менее в ряде месторождений наблюдаются признаки деятельности ювенильных растворов. К последним относятся: галоидная минерализация (фтора,

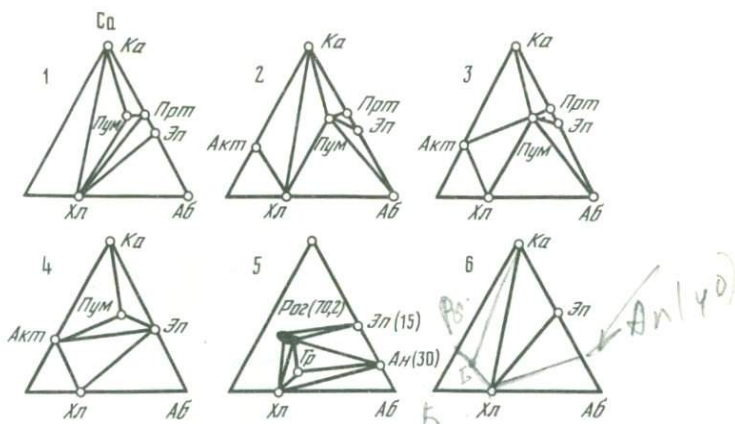


Рис. 28. Парагенезисы минералов в околорудных породах колчеданных месторождений, подвергшихся метаморфизму разных степеней

1 – пренит-хлоритовой (месторождение Комсомольское); 2 – пумпеллит-эпидотовый (Сибай); 3 – пумпеллит-актинолитовой (Учалы); 4 – актинолит-эпидотовой (Левиха); 5 – эпидот-амфиболитовой фации (Маук); 6 – в пропилитах хлорит-эпидотовой фации

бора) с подавляющим преобладанием фтора над хлором, следов которого в минералах не обнаружено (Учалы, Гай, Кабан); метасоматиты формации вторичных кварцитов в Красногвардейском районе; повышенные содержания хрома и ванадия в калиевой слюде (Учалы); эпидот-хлорит-актинолитовые пропилиты послесерноколчеданного возраста, связанные с внедрением гранитоидных интрузий (Блявинский район). Все исследованные месторождения были метаморфизованы, хотя и в разной степени, так что "исходных" околорудных метасоматитов не сохранилось. Серициты кварц-серицитовых пород, по-видимому, представляют собой продукт переработки гидрослюд. Степень переработки позволяет внутри пренит-пумпеллитовой фации выделить ступени: низкую – Блявинскую (слюда 1М), среднюю – Сибайскую (смесь 1М + 2М<sub>1</sub>) и высокую – Учалинскую (слюда 2М<sub>1</sub>). Ступени различаются и характером парагенезисов (рис. 28). Таким образом, намечена последовательность гидротермальных явлений, начиная с синвулканических метасоматитов, сопровождающих отложение первичных колчеданных руд. После их захоронения – пропилитизация, образование вторичных кварцитов и фтор-борной минерализации. Возможно, с этим этапом связано формирование некоторых медно-цинковых руд. Наконец, региональный метаморфизм "доводит" парагенезисы минералов до современного вида. Общая длительность истории формирования колчеданной залежи варьирует в таком случае от 30–40 до 60–70 млн лет. Региональный метаморфизм характеризовался окислительной обстановкой, что отразилось в высоком содержании Fe<sup>3+</sup> в хлорите и в развитии парагенезиса пирит + сидерит по пирротину (Сибай) при T не выше 300°С. При высоком метаморфизме с T = 500°С (Маук), наоборот, по пириту развивался пирротин. В контакте сульфидных тел при метаморфизме пирит диссоциировал. При низкой температуре железо диффундировало и связывалось в хлорите, повы-

шая его железистость. При высокой температуре пирит замещался пиротином и освобождающаяся сера поглощала железо силикатов. Поэтому возникающая роговая обманка менее железистая в руде, чем в удалении от нее.

Месторождения типа Куроко не подверглись метаморфизму в отличие от уральских, так что ассоциации метасоматических минералов и околорудная зональность имеют в них несколько иной характер. В качестве примера рассмотрим зональность околорудных пород месторождения Мацумине в Японии [35].

Основная часть измененных пород располагается под пологолежащими линзовидными залежами массивных сульфидов, так что относительно рудных тел вертикальная зональность асимметрична. Снизу вверх пропитизированные дациты и риолитовые туфы сменяются хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистой зоной. В этой зоне альбит и частично основная масса замещены кварцем со смешанослойным минералом слюда-монтмориллонит (50% монтмориллонитовых пакетов) и хлоритом. Вкрапленники цветных минералов замещены хлоритом или монтмориллонитом. Окварцевание пород слабое. Выше располагается зона, в которой окварцевание усиливается. В породе, кроме кварца, присутствуют пирит и слюда-монтмориллонит с 10% монтмориллонитовых пакетов. Кверху смешанослойный минерал сменяется гидрослюдой с выносом магния, и окварцевание здесь проявлено наиболее интенсивно. Эта зона гидрослюдистокварцевых пород по сравнению с другими зонами обеднена основными компонентами (в том числе и глиноземом) и характеризуется самым высоким содержанием кварца (железо здесь связано с прожилками и вкрапленностью пирита).

В верхней части зоны залегают рудные тела. Вблизи рудных тел, местами внутри них и непосредственно под ними широко развиты существенно серицитовые и хлорит-серицитовые породы с подчиненным количеством кварца. Эти породы, обогащенные глиноземом, калием и в ряде случаев магнием, могут рассматриваться как участки отложения перемещенных компонентов, вынесенных при кислотном выщелачивании из нижних зон.

Таким образом, главной особенностью описанной зональности является нарастание кислотофильности ассоциаций минералов и степени окварцевания вверх до уровня рудных тел, а затем переход к почти бескварцевым гидрослюдистым породам, обогащенным глиноземом, калием и отчасти магнием, выщелоченными из нижних частей разреза. Наиболее кислотофильной ассоциацией является кварц + серицит (с пиритом).

В литературе отмечалось присутствие каолинита в некоторых месторождениях типа Куроко [167]. Однако его проявления чрезвычайно локальны. Каолинит встречен как продукт замещения плагиоклазовых вкрапленников, подвергшийся впоследствии замещению гидротермальными минералами — монтмориллонитом и серицитом. Такие проявления, очевидно, образовались до околорудного изменения пород. В других случаях каолинит и диксит образуют мономинеральные пропластки в рудах "куроко" и "око" [167]. В этом случае они не связаны с процессами кислотного выщелачивания, а скорее являются аналогами описанных серицитовых пород зоны отложения.

Обнаруженный в последние годы уральскими геологами новый вид

медно-порфировых месторождений и пространственные связи с ними некоторых колчеданных залежей [20] позволяют ставить вопрос о возможности генетических связей между типами минерализации и о родственности соответствующих околорудных метасоматитов.

Метасоматические изменения пород на разных видах колчеданных месторождений, рассмотренные выше, в известной мере аналогичны изменениям, свойственным формациям эпитермальных и синвулканических аргиллизитов, вторичных кварцитов и березитов. Однако метасоматиты колчеданных месторождений обладают специфическими особенностями, сложившимися в результате их полигенного характера [110, 88]. Полигенность стирает индивидуальные особенности, свойственные ранним этапам становления месторождений и подчеркивает общность последовательности преобразования пород и руд в этой группе месторождений. В результате формируется общий кварц-серицит-хлоритовый профиль околорудных метасоматитов, внутри которого фациальные различия связаны со степенью наложенного метаморфизма, вариациями окислительных условий и состава вмещающих пород.

Формация колчеданоносных кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов объединяет фации кислотных метасоматитов, сформировавшихся в результате диагенетического и эпигенетического преобразований продуктов синвулканической аргиллизации, часто не обнаруживающих видимой связи с интрузивной деятельностью и сопровождаемых вкрапленностью, прожилками и телами массивных сульфидных агрегатов.

## Часть II

# ЗАВИСИМОСТЬ АССОЦИАЦИЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ ОТ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

### Глава 5

## ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

### Парагенезисы высокотемпературных метасоматитов

Если метасоматические формации определяются в первую очередь совокупностью геологических условий, то при выделении фаций главное значение приобретают парагенезисы минералов в породах. Характер парагенезисов зависит от большого числа факторов, из которых важнейшими являются температура, фугитивности углекислоты и кислорода, кислотность раствора, активности щелочей, магния и железа.

Парагенезисы метасоматитов нижней части вертикальной метасоматической зональности образуются при более высокой температуре, чем метасоматиты верхней части, и характеризуются иными факторами равновесия. Их образование связано с высокотемпературными щелочными растворами, а возникающие парагенезисы зависят от уровня активности щелочей и магния. На рис. 29, а показана качественная схема вариаций метасоматических парагенезисов, связанных с послеинтрузивными гидротермальными явлениями, которые сопровождают гранитоидный магматизм. На диаграмме выделяются поля фаций: ортоклазовой (малая величина  $\mu_{\text{MgO}}$ ), флогопитовой (большая величина  $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$  и умеренная  $-\mu_{\text{MgO}}$ ), биотитовой (умеренные  $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$  и  $\mu_{\text{MgO}}$ ) и хлорит-амфиболовой (большая величина  $\mu_{\text{MgO}}$  при умеренной или низкой  $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ ) (см. рис. 29, в).

Ортоклазовая фация включает парагенезисы с калиевым полевым шпатом, но без железо-магнезиальных силикатов: кварц + ортоклаз, мусковит + ортоклаз, мономинеральные ортоклазовые выделения. Она проявляется в виде линз и зон прожилков в апикальной части гранитоидных массивов и выделений неправильной или линзообразной формы в ороговикованных вулканитах экзоконтакта. Ортоклаз-мусковитовая ассоциация характерна для определенных зон метасоматитов грейзеновой формации [91]. Фация ограничена равновесиями разложения ортоклаза на кварц-с мусковитом, а при более высокой активности калия — равновесиями образования биотита и флогопита за счет ассоциации ортоклаза с мусковитом в присутствии кварца.

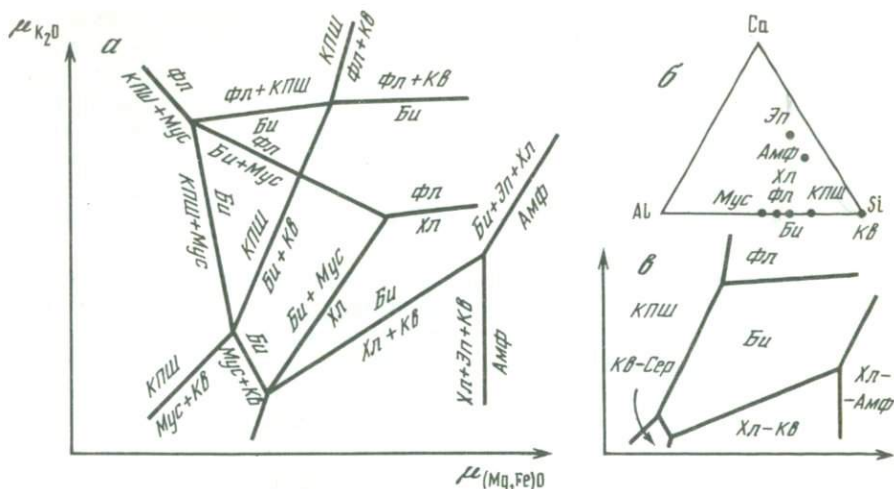


Рис. 29. Парагенезисы метасоматизма на стадии наступления магматического фронта  
 а — диаграмма парагенезисов; б — состав минералов; в — схема фаций

Флогопитовая фация (высококалиевая) характеризуется устойчивостью бедного алюминием флогопита. Состав последнего (см. гл. 2) отличается от биотитового, помимо малой железистости, дефицитом октаэдрического, а в некоторых образцах и тетраэдрического алюминия. Благодаря этому при инертности глинозема смена биотита флогопитом происходит с отложением полевого шпата либо мусковита и соответствует, следовательно, повышению активности калия в растворах. В парагенезисе с флогопитом, как было показано, встречаются ортоклаз, кварц, диопсид, магнетит. В целом флогопитовая фация отвечает невысоким значениям активности магния, примерно таким же, как и значительная часть биотитовой фации пропилитов.

Биотитовая фация является менее калиевой, биотит в ней ассоциирует с ортоклазом, амфиболом, кварцем, мусковитом. Встречается парагенезис биотита с хлоритом, например в олово-рудных месторождениях, в котором мусковит неустойчив. Наоборот, в биотит-мусковитовых ассоциациях хлорит, если и встречается, то как гистерогенный минерал, замещающий биотит.

По указанным минеральным парагенезисам можно выделять субфации, соответствующие разным значениям активностей оснований и щелочей. В области высокой активности магния и железа располагается хлорит-амфиболовая фация, для которой свойственны парагенезисы амфибола с хлоритом или биотитом, хлорита с кварцем, мономинеральные зоны хлорита, реже амфибола. Часто отмечается присутствие в этих парагенезисах турмалина. Для минералов хлорит-амфиболовой фации характерна высокая железистость в отличие от высокомагнезиальных парагенезисов флогопитовой фации. Ограничением хлорит-амфиболовой фации служат равновесия разложения амфибола на хлорит с кварцем и с кальцийсодержащей фазой (обычно с эпидотом) и образования парагенезиса биотита с плагиоклазом (или с эпидотом) вместо парагенезиса амфибол + хлорит.

Показанные на рис. 29 соотношения фаций соответствуют температуре выше  $400^{\circ}\text{C}$  ( $400\text{--}450^{\circ}\text{C}$ ), на положение их границ оказывает влияние как колебание температуры в указанных пределах, так и в вариации кислотности. Так, при повышении температуры и рН среды сужается поле мусковит кварцевой ассоциации и расширяются поля биотитовых парагенезисов за счет хлоритовых. В целом обсуждаемая диаграмма не является строго изотермичной, поскольку парагенезисы флогопитовой фации более высокотемпературны, чем парагенезисы хлорит-амфиболовой и той части биотитовой, которая содержит эпидот.

На диаграмме показаны вариации условий метасоматизма в исследованных нами и описанных проявлениях. Калиевым роговикам Лоякского массива в Кураминском хребте соответствуют поля с высоким химическим потенциалом калия, располагающиеся в области устойчивости не биотита, а флогопита с калиевым полевым шпатом. Зонам роговиков и биотитовых пропилитов экзоконтактов Улского массива соответствует область повышенного химического потенциала магния располагающаяся ниже линии разложения биотита. Роговики в этом проявлении содержат парагенезисы биотита с калиевым полевым шпатом, пироксена с плагиоклазом и местами с калиевым полевым шпатом. Таким образом, несмотря на то, что калиевость пород интрузивных массивов в этих случаях была сходной, активность калия при метасоматизме магматической стадии была выше в экзоконтактах Лоякского интрузива сиенит-диоритов. Метасоматиты Улского массива образовались при значительно более высокой активности магния и железа, что особенно ясно сказалось для зон, более удаленных от контакта (зоны биотитовых и биотит-амфиболовых пропилитов).

### Парагенезисы среднетемпературных метасоматитов

Среднетемпературные метасоматиты более разнообразны по минеральному составу и парагенезисам, которые образуются в большом диапазоне кислотности растворов: от кварцитов до пропилитов. Широкое развитие карбонатов отражает возросшую роль углекислоты в реакциях минералообразования по сравнению с высокотемпературными образованиями. Кислотность и фугитивность углекислоты являются главными, кроме температуры, факторами среднетемпературного метасоматизма. Исходя из этого разнообразия фаций для средних температур ( $250\text{--}300^{\circ}\text{C}$ ) изображено на диаграмме  $\text{pH} - \mu_{\text{CO}_2}$  (рис. 30). Диаграмма рассчитана согласно правилам Ф.А. Скрейнмакерса для построения мультисистем, но несколько модифицированным (Скрейнмаркес, 1948 г.). Модификация связана с особенностью топологии этой мультисистемы: в правой части диаграммы, в области высоких значений рН, число минералов в парагенезисах соответствует правилу фаз для трех инертных компонентов:  $f = 3 + 2 - 2 = 3$ , т.е. максимальное число фаз в парагенезисе равно 3 плюс избыточный кварц и акцессорные минералы. В направлении к левой части диаграммы, к малым рН, становятся неустойчивыми сначала минералы магния, затем — кальция и, наконец, алюминия, что связано с переходом этих компонентов из инертного во вполне подвижное состояние. Поскольку фазовые отношения в системе определяются массами инертных компонентов, число компонентов в правиле фаз для рассматриваемой системы непостоянно, что не соответ-

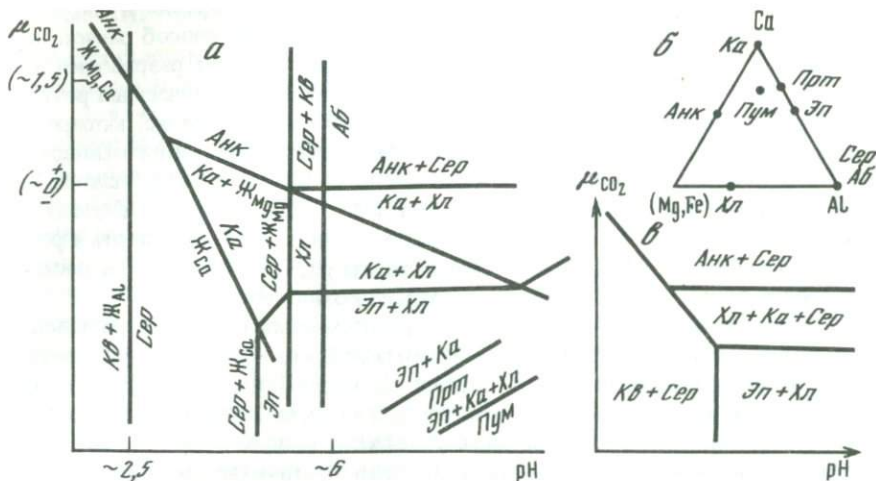
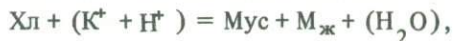


Рис. 30. Парагенезисы среднетемпературного метасоматизма

*а* – диаграмма парагенезисов; *б* – состав минералов; *в* – схема фаций.

Ориентировочная калибровка оси  $\mu_{CO_2}$  по величине  $f_{CO_2}$  дана по результатам расчетов [106], а оси pH – по равновесию  $АБ + Сер + Кв$

стует топологии диаграмм Ф.А. Скрейнемакера. Чтобы привести систему к виду, формально соответствующему системам Ф.А. Скрейнемакера для ее графического отображения, положим, что число компонентов при вариации pH не меняется. Тогда при растворении скажем, магнийсодержащего минерала (например, хлорита) образуется серицит и богатый магнием раствор, который мы обозначим условно как самостоятельную фазу  $M_{ж}$ . Соответствующее уравнение реакции имеет общий вид



т.е формально магний и алюминий перераспределяются между фазами, как и надлежит инертным компонентам, хотя в действительности одна из фаз ( $M_{ж}$ ) представляет собой раствор, обогащенный магнием. Следовательно, фактически магний вместе с соответствующей фазой переходит в раствор и в подвижное состояние, оставаясь на диаграмме формально в качестве инертного компонента.

Равновесия такого рода аналогичны реакциям растворения, исследуемым В.А. Покровским и И.П. Ивановым [84] с помощью фазовых диаграмм состояния. Задаваясь составом раствора с помощью уравнений такого типа, как показано выше, можно рассчитывать зависимость равновесия от pH,  $T$  и  $[Me]$ . Однако для количественных расчетов требуется точное знание термодинамических констант всех участвующих в реакциях фаз и машинная обработка данных. Получаемые при этом диаграммы имеют, несомненно, большую точность и ценность по сравнению с качественными, но их построение не всегда возможно для геологически важных систем из-за отсутствия надежных и согласованных термодинамических данных для многих гидротермальных минералов. Именно поэтому подобные диаграм-

мы пока рассчитаны лишь для простейших случаев: растворения мусковита, калиевого полевого шпата и каолинита. Предлагаемый способ расчета качественных диаграмм не требует таких сведений, а также разработки машинных программ и вообще больших затрат времени. Получаемый результат следует рассматривать как довольно грубое приближение, которое в целом правильно отражает главные фазовые отношения в многоминеральных геологических системах. Следует только иметь в виду условность существования выделенных жидких фаз ( $M_{\text{ж}}$  и  $K_{\text{ж}}$  в нашем случае): в действительности этим "фазам" соответствует лишь неоднородность в растворе, связанная с обогащением пленки раствора, прилегающего к растворяющимся фазам, тем или другим инертным компонентом.

На диаграмме рис. 30, рассчитанной предложенным способом, выделены поля наиболее распространенных метасоматических фаций. Кварц-серицитовая фация возникает в кислой среде с pH менее 5, и ограничена реакциями конгруэнтного растворения анкерита, кальцита и инконгруэнтного — эпидота. При высокой фугитивности углекислоты поле кварц-серицитовой фации выклинивается вследствие расширения устойчивости анкерит-серицитового парагенезиса. Верхний предел кварц-серицитовой фации по  $\text{CO}_2$  соответствует приблизительно  $\lg f_{\text{CO}_2} = 1-1,5$  [106] для  $P-T$  условий построения диаграммы. Область высокой фугитивности  $\text{CO}_2$  занята полем анкерит-серицитового парагенезиса, для которого характерна устойчивость магнезиально-железистого карбоната (анкерита или доломита). При более низкой фугитивности углекислоты и не очень низких значениях pH вместо парагенезиса анкерит + серицит устойчив кальцит + серицит, а при значениях pH, приближающихся к нейтральным, становится возможным парагенезис с участием хлорита (кальцит + серицит + хлорит), типичный для хлорит-кальцитовой фации. При еще более низкой фугитивности углекислоты устойчивы ассоциации с эпидотом в эпидот-серицитовой и эпидот-кальцит-хлоритовой фациях. В нижней правой части диаграммы в области самых низких значений  $f_{\text{CO}_2}$  и нейтральных — слабощелочных величинах pH располагается поле устойчивости пренит-пумпеллиитовых ассоциаций, которое является переходным к парагенезисам регионального метаморфизма.

Для увеличения информативности качественной диаграммы (рис. 30) на осях показаны значения pH и  $\lg f_{\text{CO}_2}$  для некоторых равновесий и парагенезисов. Была рассчитана величина pH для двух равновесий, не зависящих от фугитивности углекислоты, чтобы проградуировать также ось pH:

альбит = мусковит + кварц:



$$\Delta G_{500}^0 = -86,16 \text{ дж/моль}, \quad RT2,303 \lg \frac{[\text{Na}^+]^3}{[\text{K}^+][\text{H}^+]^2} = 86,16.$$

При  $[\text{Na}^+] = 10^{-1}M$ ,  $[\text{K}^+] = 10^2M$  имеем pH5;

и мусковит = кварц:

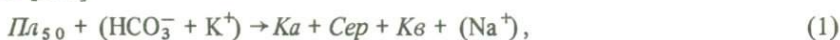


$$\Delta G_{500}^0 = -181,9 \text{ кдж/моль}, \quad RT2,303 \lg \frac{[\text{K}^+][\text{Al}^{3+}]^3}{[\text{H}^+]^{10}} = 181,9.$$

При  $[Al^{3+}] = 10^{-1}M$ ,  $[K^+] = 10^{-2}M$  имеем  $pH \approx 2,4$ .

Фугитивность углекислоты для реакции растворения анкерита при  $pH$ , минимальном для существования серицита, т.е. при  $pH \approx 2,4$ , составляет  $\lg f_{CO_2} = +1,5$  (см. ниже). Для равновесия анкерит + серицит = хлорит + кальцит  $\lg f_{CO_2}$  приблизительно равен нулю, следовательно,  $f_{CO_2} = 1$  атм.

Термодинамически обоснованную систему фаций метасоматических и метаморфических пород впервые разработал Д.С. Коржинский. Многолетние геологические наблюдения привели его к открытию, заключающемуся в том, что фугитивность углекислоты зависит от общего давления и температуры, т.е. от глубинности, тогда как фугитивность воды является функцией главным образом температуры. На этом основании Д.С. Коржинский предложил разделять фации глубинности реакциями карбонатизации-декарбонатизации. Фугитивность углекислоты оказалась эффективным индикатором глубинности в большом интервале от областей высокого давления до приповерхностных условий. Самыми типичными реакциями карбонатизации при березитизации слабоизмененных вулканических пород являются реакции замещения плагиоклаза. Обычно плагиоклаз замещается либо кальцитом с серицитом, либо анкеритом (доломитом) с серицитом. В последнем случае магний и железо замещаются карбонатом из порового раствора, насыщенного относительно магниезиально-железистых силикатов породы (обычно они представлены хлоритом). Таким образом, смена фаций березитов определяется относительной глубинностью реакций [107]



и их отношении с равновесиями, ограничивающими устойчивость кальцита и анкерита в растворе:



Рассчитаны реакции (1)–(4) и их зависимость от  $T$ ,  $pH$  и  $f_{CO_2}$  в интервале  $25-325$  °С для малых давлений  $1-10^8$  Па, что соответствует глубине  $0-3$  км. Исходные данные для расчетов взяты из справочников [72, 151] и из [9]. Были приняты следующие концентрации компонентов в растворе, в г · ион/л:  $[K^+] = 10^{-2}$ ,  $[Na^+] = 10^{-1}$ ,  $[Fe^{2+}] = 10^{-4}$ ,  $[Mg^{2+}] = 10^{-4}$ ,  $[Al^{3+}] = 10^{-3}$ ,  $[Ca^{2+}] = 10^{-2}$ , ионная сила раствора

$$\begin{aligned} \mu &= 0,5 \sum (m_i Z_i^2) = 0,5(m_{Na^+} + m_{K^+} + m_{HCO_3^-} + 4m_{Ca^{2+}} + \\ &+ 9m_{Al^{3+}} + 4m_{Mg^{2+}} + 4m_{Fe^{2+}}) = 0,11. \end{aligned}$$

Величина коэффициентов активности оценивалась по теории Дебая–Хюккеля для разбавленных растворов. Коэффициенты  $A$  и  $B$  взяты по [72],  $a$  – по [14], рассчитанные величины коэффициентов активности приведены в табл. 22. Исследованные реакции в сильной степени зависят от концентрации карбонатных ионов, поэтому наряду с этими реакциями рассчитана зависимость равновесий между разными видами углекислоты в растворе

Коэффициенты активности компонентов раствора

Ионы	lg $\gamma$			
	298К	400	500	600К
K <sup>+</sup>	-0,139	-0,177	-0,239	-0,416
Na <sup>+</sup>	-0,128	-0,162	-0,218	-0,376
Fe <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , Ca <sup>2+</sup>	-0,439	-0,555	-0,739	-1,261
H <sup>+</sup>	-0,090	-0,114	-0,150	-0,254

Таблица 23

Концентрация бикарбонат-иона в водных растворах при суммарной концентрации углекислоты 10<sup>-5</sup> г · ион/л

рН	lg [HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ], г · ион/л		
	298 К	400	500 К
1,0	-11,4	-11,9	-12,4
5,0	- 6,4	- 6,9	- 7,4
10,0	- 6,2	- 8,7	-11,1

от кислотности и температуры:

$$\text{H}_2\text{CO}_3 = \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-, \quad K_1 = \frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]}, \quad (5)$$

$$\text{HCO}_3^- = \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}, \quad K_2 = \frac{[\text{H}^+][\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]}. \quad (6)$$

Полагаем, что суммарная концентрация углекислоты соответствует равновесию с атмосферой ( $P_{\text{CO}_2} = 10^{-3,5}$  атм), т.е.  $\Sigma [\text{H}_2\text{CO}_3] = 10^{-5}$  г · ион/л. Поскольку  $[\text{H}_2\text{CO}_3] = 10^{-5} - [\text{HCO}_3^-] - [\text{CO}_3^{2-}]$  и

$$K_1 = \frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{10^{-5} - [\text{HCO}_3^-] - [\text{CO}_3^{2-}]},$$

$$K_1 \cdot 10^{-5} - K_1[\text{HCO}_3^-] - K_1[\text{CO}_3^{2-}] = [\text{H}^+][\text{HCO}_3^-],$$

то, проведя упрощения, получим

$$[\text{HCO}_3^-] = \frac{10^{-5} \cdot K_1 [\text{H}^+]}{K_1 [\text{H}^+] + [\text{H}^+]^2 + K_1 K_2}. \quad (7)$$

Выражение (7) показывает зависимость  $[\text{HCO}_3^-]$  от рН и температуры (табл. 23). Константы диссоциации угольной кислоты оценены по [14], полученные данные для контроля сопоставлялись с величиной растворимости углекислоты по экспериментальному графику С.Д. Малинина [63]. Результаты пересчета этого графика показаны в табл. 24, а расчет реакции

Таблица 24

Растворимость и фугитивность  $\text{CO}_2$  в водных растворах, по данным [63]

T, К	Растворимость $\text{CO}_2$		$f_{\text{CO}_2}$	
	$P_{\text{Общ}} \cdot 10^{-3}$		100	300
	100	300		
298	63	—	1,62	—
400	35	60	1,96	2,20
500	30	82	1,95	2,37
600	8	140	1,05	2,30

Таблица 25

Расчет фугитивности углекислоты для равновесий (1)–(4)

T, К	$\Delta G_T^\circ$ , кДж/м	$\lg[\text{HCO}_3^-]$	$\lg[\text{CO}_2]$ (р-р)	$\lg f_{\text{CO}_2}$
Реакция (1)				
298	-68,4	pH - 22,8	-14,99	-13,53
400	-60,0	pH - 14,7	- 6,31	- 4,25
500	-60,0	pH - 11,6	- 0,27	+ 1,83
600	-60,0	pH - 9,4	+ 3,37	+ 5,17
Реакция (2)				
298	-1442,8	0,87 pH - 17,5	-9,68-0,13 pH	-8,22-0,13 pH
400	-1077,2	0,87 pH - 9,5	-1,11-0,13 pH	+0,45-0,13 pH
500	-1066,0	0,87 pH - 7,4	-3,93-0,13 pH	+6,03-0,13 pH
600	-1042,1	0,87 pH - 5,9	-6,90-50,13 pH	+8,70-0,13 pH
Равновесие (3)				
298	+1,07	5,87 - pH	13,70 - 2 pH	15,15-2 pH
400	+12,2	5,58 - pH	14,51 - 2 pH	16,57-2 pH
500	+0,27	4,03 - pH	14,36 - 2 pH	17,46-2 pH
600	-17,24	2,50 - pH	15,30 - 2 pH	17,1 - 2 pH
Равновесие (4)				
298	+10,6	5,86 - pH	13,68-2 pH	15,14-2 pH
400	+12,2	5,59 - pH	14,52-2 pH	16,58-2 pH
500	+ 0,3	4,03 - pH	15,36-2 pH	17,46 - 2 pH
600	-17,24	2,50 - pH	15,30-2 pH	17,10 - 2 pH

в табл. 25. Оба подхода дают близкие результаты. По результатам вычислений построена диаграмма для реакций карбонизации в углекислых водных растворах (рис. 31). На диаграмме видно, что при температуре, близкой к стандартной, линии реакций (1) и (2) располагаются в области, где кальцит и анкерит неустойчивы. С повышением температуры эти реакции становятся возможными в области высоких значений pH, где соответствующие им линии пересекаются линиями реакций (3), (4). Для удобства

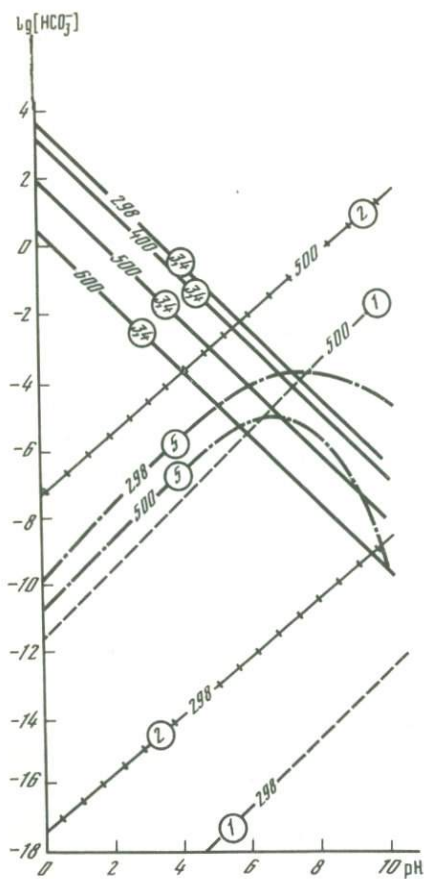


Рис. 31. Зависимость реакций карбонизации от кислотности, активности иона  $\text{HCO}_3^-$  и температуры

Цифры на линиях — температура, К; цифры в кружках — номера равновесий (см. текст)

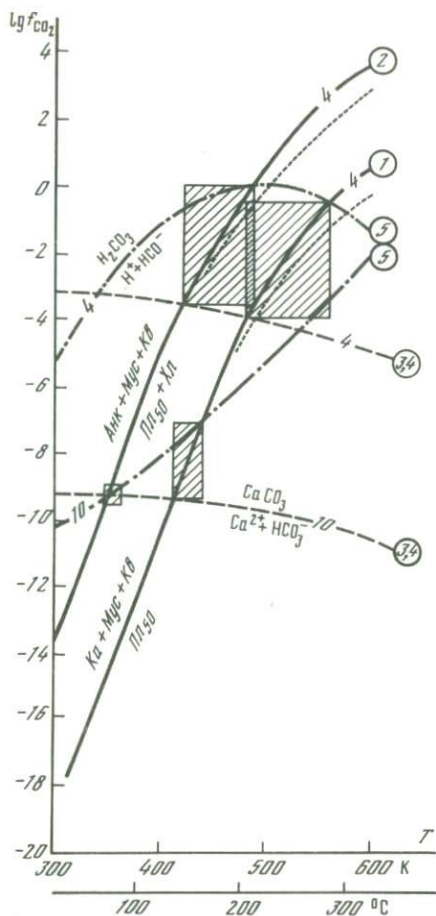


Рис. 32. Ограничения реакций карбонизации плагиоклаза по величине фугитивности  $\text{CO}_2$  и температуры

Заштрихованы области условий, наиболее благоприятных для замещения плагиоклаза. Остальные условные обозначения см. рис. 31

сравнения полученных результатов с литературными данными по реакциям карбонизации диаграмма была пересчитана на  $f_{\text{CO}_2}$  в предположении, что фугитивность  $\text{CO}_2$  при низкой температуре равна атмосферной, т.е. составляет  $10^{1,5}$  Н/м<sup>2</sup>. Поскольку, согласно Д.С. Коржинскому, величина  $P_{\text{CO}_2}$ , а значит, и  $f_{\text{CO}_2}$  являются функциями общего давления и температуры, т.е. глубинности, то диаграмма  $\lg f_{\text{CO}_2} - T$  (см. рис. 31) более удобна для интерпретации относительной глубинности гидротермального процесса. Переход от концентрации  $\text{HCO}_3^-$  иона в растворе к фугитивности

CO<sub>2</sub> в равновесной газовой фазе осуществлялся с помощью равновесий (5) и



с константами  $K_1, K_8 = \frac{[\text{CO}_2](\text{p-p})}{[\text{HCO}_3^-][\text{H}^+]}$ ,  $K_9 = \frac{[\text{CO}_2](\text{p-p})}{[\text{H}_2\text{CO}_3](\text{p-p})}$ , откуда комбинируя значения  $K_8$  и  $K_9$ , получаем выражение

$$[\text{CO}_2](\text{p-p}) = K_9[\text{H}_2\text{CO}_3] = K_1K_9[\text{HCO}_3^-][\text{H}^+], \quad (10)$$

из которого выведены уравнения для разной температуры (см. табл. 25).

В соответствии с законом Генри  $f_{T,P}^{\text{CO}_2(r)} = \frac{[\text{CO}_2](\text{p-p})}{B_{T,P}}$ , где  $B$  для малых давлений  $B_{T,P} = 1519/T + 1,056 + 0,011169T - 4,463 \lg T$ . Аналогично рассчитаны реакции (1)–(4), результаты пересчетов представлены в табл. 25. Для вычисления  $\lg f_{\text{CO}_2}$  этих реакций в уравнение (10) подставлялись значения  $[\text{HCO}_3^-]$  из уравнений (1)–(4) и определялась  $[\text{CO}_2](\text{p-p})$  после чего вычислялась  $f_{\text{CO}_2}$ .

Относительное расположение кривых (1) и (2) на диаграммах (см. рис. 31, 32) показывает, что при малом температурном градиенте, двигаясь от поверхности в глубину (увеличение  $f_{\text{CO}_2}$ ), мы должны наблюдать смену кальцит-серицитово́й фации анкерит-серицитово́й. По-видимому, именно этому случаю соответствует упомянутый пример забайкальского месторождения, в котором кальцит господствует на верхних горизонтах, а железистые карбонаты на нижних [123]. В большинстве случаев, однако, наблюдаются обратные соотношения: кальцитовые ассоциации характерны для более глубоких горизонтов, чем анкеритовые. Такие соотношения связаны со значительным температурным градиентом в вертикальном направлении: увеличение глубинности здесь сопровождается ростом температуры, поэтому удаляясь от поверхности в глубину, мы наблюдаем смену анкерит-серицитово́й фации кальцит-серицитово́й (см. рис. 32), как показывает тренд II. Учитывая, что безградиентный тип вертикальных разрезов в метасоматитах весьма редок и может быть выявлен по геологическим и термометрическим данным, анкерит-серицитовая фация выделяется как наименее глубинная в березитах в соответствии с трендом II. Возникновение кварц-серицитово́й фации определяется, по-видимому, главным образом кислотностью среды. В некоторых случаях она отмечается как более глубинная и более высокотемпературная фация по сравнению с карбонатсодержащими березитами, но часто образуется на том же уровне глубинности при такой же температуре под действием более кислых растворов. Поэтому кварц-серицитовая фация может быть выделена как наиболее кислотная фация березитов, мало зависящая от глубинности процесса.

Выше анкерит-серицитово́й фации березитизация сменяется процессом аргиллизацией. При этом серицит сменяется смешанослойными образованиями типа слюда-монтмориллонит, а карбонаты становятся неустойчивыми. Граница соответствует верхней части субвулканической фации, т.е. приблизительно глубине 0,7–1 км. Между березитовой и аргиллизитовой форма-

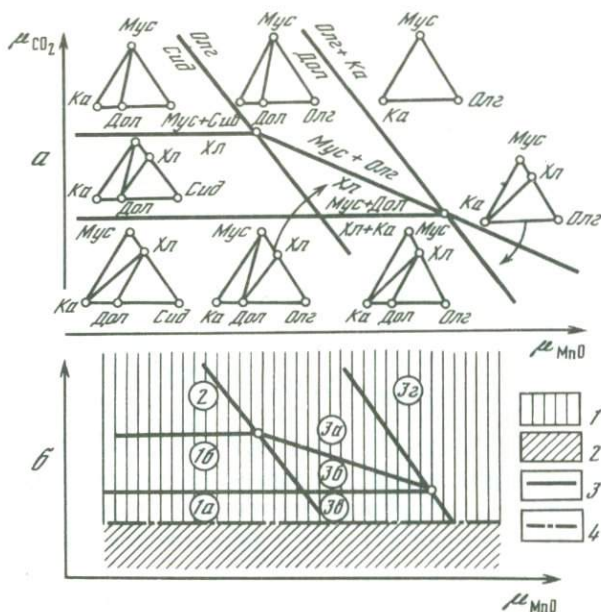


Рис. 33. Парагенезисы карбонатов в предрудных и синрудных метасоматитах

*a* — диаграмма парагенезисов; *b* — схема фаций. Цифры в кружках — фации березитов: 1 — хлорит-анкеритовая (субфации: *a* — хлорит-кальцит-анкеритовая, *b* — хлорит-серицит-анкеритовая); 2 — серицит-анкеритовая; 3 — олигонит-доломитовая (субфация: *a* — серицит-олигонитовая, *b* — хлорит-олигонитовая, *c* — доломит-олигонитовая, *c* — кальцит-олигонитовая). 1 — березиты; 2 — пропилиты; 3, 4 — границы: 3 — фаций, 4 — формаций

циями располагается переходная зона, в которой вместо серицита присутствует гидрослюда (различия между серицитом и гидрослюдой обсуждались в [77]). В менее кислых растворах область устойчивости карбонатов расширяется в сторону низких температур, как видно на рис. 32. Действительно, при пропилитизации кальцит образуется на глубинах порядка 0,5 км и больше, а при более щелочном процессе аргиллизации цеолит-монтмориллонитовой фации карбонаты устойчивы на любой глубине до земной поверхности. Сдвиг верхней границы реакций карботизации в зависимости от кислотности среды показан на рис. 19. Вопрос о нижней границе березитов менее ясен, но в условиях гипабиссальной—мезоабиссальной фаций в кислой среде развиваются вторичные кварциты с серицитом или с высокоглиноземистыми минералами либо грейзены, а в менее кислой среде — высокотемпературные пропилиты. Березиты там не характерны из-за слишком высокой температуры. Таким образом, развитие березитов приурочено к определенному интервалу глубин от 1–1,5 км наверху до приблизительно 2,5–3 км внизу.

Рассматривая внутренние фации березитов, мы переходим к рудной стадии гидротермального процесса. Карбонаты во внутренних зонах слагают прожилки вместе с рудными минералами и образуются как метасоматически, так и путем заполнения полостей в трещинах. В этих зонах и синрудных

образованиях наиболее часто встречающиеся парагенезисы карбонатов это — кальцит + хлорит; доломит + хлорит; олигонит + хлорит; анкерит + + серицит; анкерит + олигонит; кальцит + анкерит. Во всех парагенезисах участвует кварц, во многих из них также — рудные минералы (галенит, сфалерит, пирит и др.). Их зависимость от химических потенциалов углекислоты и марганца хорошо отражает последовательность развития гидротермального процесса от дорудных к рудной стадии (рис. 33).

Равновесие хлорит + кальцит +  $\text{CO}_2$  = мусковит + анкерит является граничным между пропилитами и беззитами. Повышение  $\mu_{\text{CO}_2}$  смещает равновесие в сторону парагенезиса мусковит + анкерит, являющегося типоморфным для беззитовых пород. При дальнейшем повышении  $\mu_{\text{CO}_2}$  и росте  $\mu_{\text{MnO}}$  анкерит становится неустойчив и разлагается на кальцит и олигонит (либо магнетит): анкерит +  $(\text{Mn}^{2+} + \text{CO}_2)$  = кальцит + олигонит. Это равновесие отвечает переходу к рудным ассоциациям, в которых анкерит неустойчив вследствие высокого  $\mu_{\text{CO}_2}$ , но может сохраняться благодаря малой скорости реакций замещения. В пределах рудной стадии в условиях повышающихся  $\mu_{\text{CO}_2}$  и  $\mu_{\text{MnO}}$  могут стать неустойчивыми все карбонаты с содержанием марганца ниже, чем в олигонитах. Смена равновесий показана на диаграмме (см. рис. 33) и направление эволюции отмечено стрелкой от дорудных ассоциаций к рудным.

Интересны парагенезисы, сложенные двумя карбонатами разного состава. Были описаны соотношения состава в двух таких образцах. В одном образце олигонит находился в ассоциации с марганцовистым анкеритом. Анкерит имеет максимальную марганцовистость, а олигонит — очень высокое содержание кальция. Учитывая отсутствие видимых реакционных взаимоотношений между ними, можно считать это доказательством того, что оба карбоната находятся в равновесии друг с другом. Возможно также, что в равновесии находится магнетит с зернами анкерита, но состав анкерита весьма неоднороден, что заставляет с осторожностью подходить к такого рода предположениям.

### Парагенезисы низкотемпературных метасоматитов

Отличительной особенностью низкотемпературных метасоматитов является широкое развитие глинистых минералов. Их состав наиболее чувствителен к колебаниям кислотности и активности калия в растворах, и эти параметры выбраны в качестве определяющих на диаграмме рис. 34. Основу диаграммы составляют линии равновесий  $\text{KPlш} + \text{Muc} + \text{Kv}$ ,  $\text{Muc} + \text{Kaol} + \text{Kv}$ , а также линии конгруэнтного растворения кальцита и инкогруэнтного растворения хлорита с осаждением монтмориллонита и переходом в раствор части магния. В низкокальевой области с умеренными и высоким значениями pH главную роль играют равновесия с участием монтмориллонита, хлорита и калиевого полевого шпата. Диаграмма построена по тому же принципу меняющегося числа инертных компонентов, что и диаграмма для среднетемпературных метасоматитов: при уменьшении pH от 6–7 до 2 число инертных виртуальных компонентов сокращается от 3 до нуля, так как кварц рассматривается как избыточный минерал, присутствующий во всех полях диаграммы, а кремнезем соответственно как инертный, но не виртуальный компонент. На рис. 34,а показаны главные равновесия ис-



вследствие чего возможны его парагенезисы с такими низкокалиевыми и безкалиевыми минералами, как хлорит, ломонтит и монтмориллонит.

Реальные фазовые отношения в низкотемпературных метасоматитах сильно осложняются развитием смешанослойных минералов, в первую очередь слюда-монтмориллонита и хлорит-монтмориллонита. Нерегулярные смешанослойные фазы возникают как метастабильные образования, которые в дальнейшем имеют тенденцию при благоприятных условиях переходить в стабильные. Причем слюда-монтмориллонит при диагенетических и эпигенетических преобразованиях обычно переходит в слюду (серицит, гидрослюду или мусковит), а хлорит-монтмориллонит — в хлорит. Регулярно смешанослойные труднее поддаются изменениям, и вопрос об их термодинамической устойчивости или метастабильности не ясен из-за отсутствия термодинамических данных. Смешанослойные минералы имеют наиболее широкое развитие при низком химическом потенциале калия в нижней части диаграммы. С увеличением химического потенциала калия степень смешанослойности минералов уменьшается, что отражено на диаграмме сменой слюда=Монт- Гс — Сер вдоль линии разложения слюды и гидрослюды. Вопрос о границах между понятиями "серицит", "гидрослюда", "слюда-монтмориллонит" обсуждался в работе [77], где авторы предложили ограничить серицит неразбухающими слюдами с недостатком калия, термин "гидрослюда" применять к слаборазбухающим слюдам, содержащим не более 10% разбухающих пакетов, а к более гидратированным и разбухающим минералам применять термин "слюда-монтмориллонит". Такое деление соответствует в целом наблюдаемым закономерностям геологического распространения этих минералов и полезно при исследовании оклорудных метасоматитов. При наложении на низкотемпературные метасоматиты регионального метаморфизма глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит, слюда-монтмориллонит, гидрослюда) замещаются серицитом или мусковитом, а хлорит-монтмориллонит — хлоритом. Алунит, возможно, замещается диаспором или другим высокоглиноземистым минералом, но твердых данных, касающихся этого, автору неизвестно. Указанная смена парагенезисов, хотя и соответствует движению вверх по диаграмме (см. рис. 34), на самом деле связана не с ростом активности калия в растворах, а с повышением температуры.

В соответствии с равновесиями диаграммы выделены фации низкотемпературных метасоматитов, различающихся по кислотности-щелочности среды и активности калия в растворах, причем довольно ясно разграничиваются два ряда фаций: кислотный и слабокислотно-нейтральный. В кислотном ряду наиболее высоким значениям  $\mu_{K_2O}$  соответствует серицит-калишпатовая фация, типичная для формации эпитермальных аргиллизитов. По минеральным парагенезисам она в значительной степени перекрывается с кварц-серицитовой фацией среднетемпературных метасоматитов, отличаясь устойчивостью калиевого полевого шпата в наименее кислых для фации условиях и возможностью парагенезиса серицита с калиевым полевым шпатом при неустойчивости карбонатов и хлорита. Условия для возникновения фации создаются при кислотном метасоматизме кислых вулканитов (риолитов, липаритов). При более низком, но все же повышенном химическом потенциале калия возможен парагенезис серицита либо гидрослюды с алунитом. Обычно в нем участвует также пирофиллит. Однако та-

кой парагенезис реализуется в очень узком интервале условий и сравнительно редок. Гораздо более распространены парагенезисы алуנית-каолиновой фации, которая возникает в наиболее приповерхностных высокоокислительных условиях при относительно низкой активности калия. Более обычной, устойчивой в более широком диапазоне величин рН, является каолинит-гидрослюдистая фация, в которой алуנית неустойчив. Мы разделили две последние фации между собой, хотя они и близки по физико-химическим условиям и по минеральному составу, поскольку присутствие или отсутствие алунита является важным признаком при реконструкции условий минералообразования, что было показано в статье [99]. Наиболее низкая активность калия отличает каолинит-монтмориллонитовую фацию, которая типична для формации сольфатарных аргиллизитов. В зависимости от активности уголекислоты в растворах парагенезисы этой фации могут быть бескарбонатными или содержать карбонаты.

Линия конгруэнтного растворения кальцита отделяет рассмотренный ряд от фаций, возникающих в слабокислых и нейтральных условиях. При повышенной активности калия в последних возникают парагенезисы, отвечающие гумбеитовой фации, в которой калиевый полевой шпат устойчив с карбонатом в присутствии кварца. С понижением щелочности в этом парагенезисе добавляется хлорит. В области низкой активности калия устойчивы парагенезисы подформации аргиллизитов геотермальных полей с монтмориллонитом и цеолитами. На диаграмме представлены лишь ломонит-монтмориллонитовая и ломонит-хлоритовая фации, хотя в действительности они более разнообразны по составу цеолитов. На диаграмме рис. 34 границы этих фаций, хотя и имеют несколько различное положение, но принципиально картину фазовых соотношений в системе не меняют. При относительно больших значениях рН среди характеризуемых фаций возможен парагенезис калиевого полевого шпата с монтмориллонитом и цеолитами. Всеми исследователями отмечалось особое положение этого парагенезиса в зональности аргиллизированных пород в геотермальных полях. Одни рассматривали его как типичный для наиболее глубоких зон аргиллизации [67], другие подчеркивали его наложенный характер и распространение в виде секущих зон среди аргиллизированных пород [164]. Это дает основание выделять его как самостоятельную монтмориллонит-калишпатовую фацию повышенной основности и активности калия.

Особый интерес с практической стороны представляют собой фации рудосопровождающих метасоматитов. В высокотемпературных образованиях они могут совпадать с околорудными (например, полевошпатовые в месторождениях молибдена), а в средне- и низкотемпературных — они существенно отличаются. В понятие "рудосопровождающие метасоматиты" мы включаем не только собственно метасоматические образования, тесно связанные с рудными минералами по времени отложения но и продукты заполнения рудных прожилков, которые иногда имеют метасоматическую природу, а иногда могут быть результатом осаждения в открытых трещинах. Парагенезисы подобных образований сильнее зависят от состава геотермальных растворов, чем околорудные метасоматиты. Наиболее отчетлива зависимость от фугитивности уголекислоты и активностей калия и марганца в растворах. В некоторых случаях отмечается влияние отношения активностей железа, магния, окислительных условий и активности

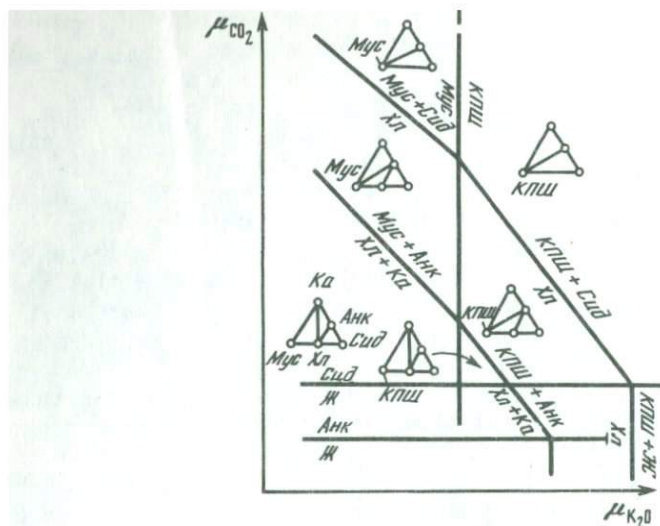


Рис. 35. Парагенезисы рудосопровождающих метасоматитов

серы на состав минералов. Некоторые основные соотношения показаны на диаграмме рис. 35. Диаграмма, подобно ранее рассмотренным является качественной, но для удобства ее сопоставления с литературными данными на осях показаны приблизительные оценки величин  $[\text{HCO}_3^{2-}]$  и  $[\text{K}^+]$  в растворе по расчетам реакций растворения карбонатов и равновесий мусковит+анкерит+хлорит+кальцит и КПШ-мусковит+кварц [36]. Диаграмма построена с учетом конгруэнтного растворения карбонатов при понижении фугитивности углекислоты, так что нижняя часть диаграммы занята бескарбонатной фацией, сложенной парагенезисом с кварцем, мусковитом (или серицитом), адуляром и хлоритом. Парагенезисы эти сложены, как правило, одним или двумя минералами, но содержат, кроме того, рудные минералы — сульфиды различных металлов.

В более углекислой среде на диаграмме показан парагенезис хлорита с кальцитом, который типичен для пропилитов и редок в рудосопровождающих метасоматитах. С ростом углекислотности и калиевости этот парагенезис сменяется на мусковит+анкерит, который тоже более типичен для околорудных березитов, но встречается и в рудных прожилках полиметаллических и золотых месторождений, либо на адуляр+анкерит (гумбеиты), тесно ассоциирующий с медной минерализацией. При высоких фугитивности углекислоты и активности калия формируется бесхлоритовая фация, наиболее характерная для рудосопровождающих метасоматитов. Высокая активность железа в растворах расширяет поле устойчивости железистых хлоритов, и тогда возникают специфические метасоматиты, состоящие из высокожелезистых хлоритов и бертьеринов, иногда в ассоциации с железистыми карбонатами, образующими прожилки и метасоматическую вкрапленность вместе с рудными минералами в серебро-полиметаллических и некоторых золоторудных месторождениях [96].

Особая роль марганца в рудоносных растворах, отлагающих золотую

и серебряную минерализацию, отмечалась рядом исследователей [7,52]. Во многих месторождениях золото-серебряных и серебро-полиметаллических в состав продуктивных ассоциаций входят такие высокомарганцевые минералы, как родохрозит, родонит, бустамит, отсутствующие в дорудных и послерудных ассоциациях. Это позволило предположить повышенную активность марганца в растворах рудной стадии [9]. Произведенные нами исследования показали, что круг месторождений, в которых проявилось повышение активности марганца в стадию рудоотложения, гораздо шире и охватывает также те из них, в которых не обнаружено ни родонита, ни родохрозита. Для продуктивных парагенезисов в них характерно присутствие марганцовистого кальцита. В результате термодинамических расчетов, сделанных А.Г. Бороденковым [9], выяснилось, что повышенное содержание марганца в анкерите и доломите может объясняться заимствованием этого элемента из боковых пород при их гидротермальном преобразовании. Поэтому данные минералы встречаются в ассоциациях различных стадий, хотя и отмечается преимущественная приуроченность осаждения наиболее марганцовистого доломита ко времени, непосредственно предшествовавшему формированию продуктивной ассоциации. Вхождение же марганца в кальцит в количестве 0,1 атома на ячейку и более требует привноса марганца раствором извне — содержание марганца в породе для этого недостаточно. Тесная связь марганцовистых кальцитов с рудными минералами указывает на повышенную активность марганца в растворах, отлагавших золото и серебро. Другие металлы, входящие в состав карбонатов: кальций, магний и железо, — в основном заимствуются из боковых пород в процессе метасоматизма, и их соотношение в карбонате определяется составом пород. Так, в березитах по андезитам и дацитам преобладающими минералами являются анкерит и железо-магнезиальный кальцит, в меньшей степени развит доломит, тогда как по кислым вулканитам риолитового состава образуются железистые кальцит и доломит, а также олигонит, что связано с высоким отношением железа к магнию в кислых породах и высокой магнезиальностью средних и основных [105]. Возможно, однако, в некоторой степени железо могло привноситься гидротермальным раствором в продуктивную стадию, так как часто отмечается тенденция к повышению железистости карбонатов этой стадии. Расчет равновесий между карбонатами указывает на возможность повышения также и фугитивности углекислоты во время рудоотложения [104], что отражается на диаграмме рис. 33. Рудосопровождающий парагенезис олигонит+доломит, характерный для серебро-полиметаллических месторождений, занимает на диаграмме область наиболее высоких значений химических потенциалов  $\text{CO}_2$  и марганца. Понижение их приводит к ассоциациям околорудных березитов, а дальнейшее понижение  $\mu_{\text{CO}_2}$  — к пропиловому парагенезису кальцит+хлорит. В парагенезисе с рудосопровождающими карбонатами находятся также высокожелезистые хлорит и бертьерин, что позволило выделить железо-марганцевую фацию рудосопровождающих метасоматитов.

Рассмотренные фации околорудных и рудосопровождающих метасоматитов, конечно, не исчерпывают всего их разнообразия, но показывают основные зависимости от главных факторов равновесия.

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА  
НЕКОТОРЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ  
ОТ ВНЕШНИХ УСЛОВИЙ

## Хлориты и бертьерины

Состав хлоритовых минералов в продуктах метасоматизма широко варьирует, как было показано в работе [96]. Однако наши исследования ограничивались породами кислого—основного состава, содержащими значительное количество глинозема, поэтому в составе изученных хлоритов вариация содержания глинозема незначительна (16—23 мас. %). Большинство исследованных хлоритов и бертьеринов в той или иной степени обогащены октаэдрическим алюминием относительно его симметричного распределения (рис. 36). Исключение составляют лишь хлориты из эпидотовых пропилитов месторождения золото-кварцевой формации и приведенные для сравнения бертьерины из оловянного месторождения в Охотско-Чукотском поясе Шорох, в которых отношение  $Al^{IV}/Al^{VI}$  близко к 1.

В малоглиноземистых ультраосновных и карбонатных породах в процессе метасоматизма могут возникать малоглиноземистые хлориты и серпентины. Эта особенность состава хлорита подтверждает известное и по другим признакам инертное поведение глинозема в процессах низко- и средне-температурного метасоматоза. В противоположность глинозему магний и железо ведут себя по-разному в разных условиях. Во многих случаях железистость (отношение железа к магнию) хлоритов зависит от железистости исходных пород. Например, хлориты, развивающиеся при пропилитизации андезитов или дацитов, обычно имеют промежуточную величину железистости (железо-магнезиальные и магнезиально-железистые хлориты), а хлориты по липаритам отличаются высокой железистостью. При этом в каждой группе отношение железа к магнию ниже у хлоритов из региональных дорудных метасоматитов и выше у ортохлоритов и бертьеринов из руд и околожильных метасоматитов. На рис. 37 отчетливо видна тенденция роста железистости хлоритов к более железистым породам, хотя наблюдаются и значительные отклонения от такой зависимости, которая поэтому далека от линейной. Отклонения связаны с вариациями в составе хлоритов в зависимости от условий метасоматического процесса, т.е. с известной подвижностью железа и магния. На возможность различного (подвижного или инертного) поведения магния и железа впервые обратил внимание Д.С. Коржинский при изучении скарнообразования [42]. Изучавшиеся нами процессы происходили в условиях разнообразных значений кислотности среды, поэтому и степень подвижности оснований в них изменчива. Это отражается, в частности, в вариациях железистости хлоритов в разных минеральных парагенезисах. Резко различается состав минералов из рудных ассоциаций (в парагенезисе с галенитом, самородным серебром и серицитом) и из ассоциаций в предрудных березитах и дорудных пропилитах (рис. 38). В рудных ассоциациях характерна низкая магнезиальность, причем в ассоциации с серицитом бертьерины обычно богаче глиноземом, чем без него. Наименее железистыми оказались хлориты из березитов золотых месторождений. Интересны темно-зеленые бертьерины, слагающие

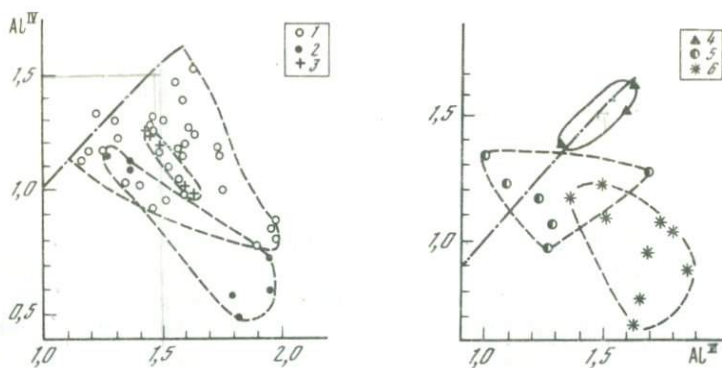


Рис. 36. Распределение алюминия по структурным позициям в хлоритах и бертьеринах из рудных месторождений

1 — серебро-полиметаллическое; 2 — золото-теллуридное; 3 — полиметаллическое с серебром; 4 — кварц-касситеритовое; 5 — золото-кварцевое; 6 — золото-серебряные [96]

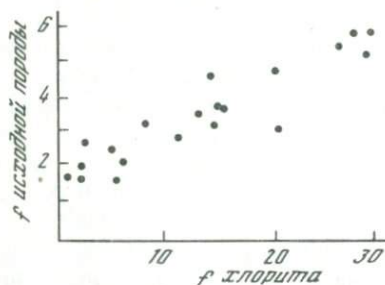


Рис. 37. Соотношение железистости ( $f = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}} \times 100$ ) исходных пород и хлоритов (бертьеринов) из руд и околорудных метасоматитов в проявлениях золотой и серебряной минерализаций Акшуранской депрессии (Средняя Азия)

тонкие прямолинейные прожилки в березитизированных породах серебро-полиметаллического месторождения в Кураминском поясе. Прожилки часто мономинеральные, но могут содержать примесь кварца, карбоната, иногда серицита. Внешне бертьерины сходны с бертьеринами рудных ассоциаций соседнего месторождения, но в отличие от них генетически не связаны с оруденением. Поле их состава занимает промежуточное положение между полями рудных бертьеринов и ортохлоритов и пропилитовых хлоритов.

Наименьшая железистость хлорита была зафиксирована в эпидот-ортоклаз-хлоритовом прожилке, сопровождающем скарновую ассоциацию в золото-кварцевом месторождении Дальнего Востока. В пропилитах эпидот-актинолитовой фации преобладают железо-магнезиальные хлориты, а в хлорит-кальцитовой фации — магнезиально-железистые. Отмеченные закономерности соответствуют теоретически ожидаемым, но наблюдались и иные случаи. Так, в колчеданных месторождениях Урала при изучении разрезов через околорудные кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты выявлено понижение железистости хлоритов в направлении к колчеданным залежам и окружающим их кварц-серицитовым и существенно кварцевым породам, т.е. в направлении повышения кислотности среды. В данном примере кислотность определялась активностью сероводорода, метасома-

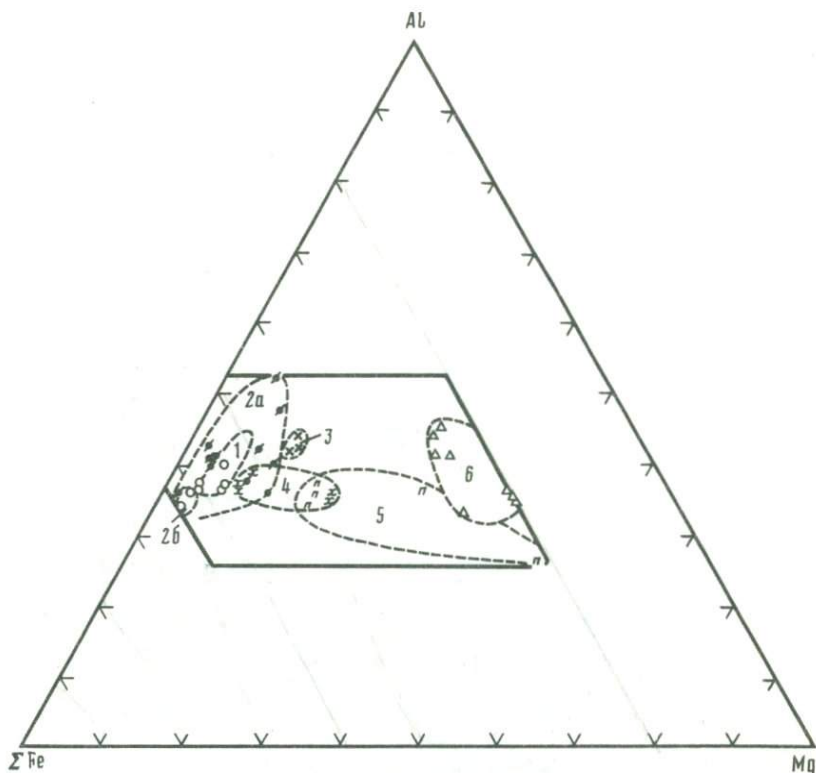


Рис. 38. Состав хлоритов и бертьеринов из разных метасоматических ассоциаций в околорудных породах золотых и серебряных месторождениях (химические анализы по [96])

Ассоциации: 1 — кварц-адуляр-бертьериновая; 2 — кварц-полиметаллическая (а — с серицитом, б — без серицита); 3 — эпидот-хлорит-ортоклазовая, 4 — кварц-серебро-полиметаллическая, 5 — пропилитовая, 6 — березитовая

тические породы содержат довольно густую вкрапленность пирита. Можно предполагать, что активность сероводорода уменьшалась от зоны канала циркуляции растворов (от наиболее окварцованных пород) в стороны, т.е. к менее измененным породам. Железистость хлорита находится в обратной зависимости от активности сероводорода вследствие равновесия  $Xl_{Fe} + H_2S + K_2O \rightleftharpoons Xl_{Mg} + Пир + Сер + H_2O$ . Непосредственно вблизи от колчеданной залежи (см. рис. 27) в кварц-серицитовой породе появляется хлорит более железистый, чем во внешних зонах. Железистость его возрастает к контакту с сульфидным телом. Мощность зоны железистого хлорита варьирует от 10–20 см до 3–5 м. Ее возникновение связано, согласно предположению В.П. Логинова [57], с диффузией железа из тела массивных сульфидов.

Характерной особенностью исследованных хлоритов и бертьеринов является повышенное содержание марганца в образцах из руд или рудо-сопровождающих метасоматитов. Наибольшее из зафиксированных содержаний составляет 8,57% MnO в образце бертьерина из околорудной породы

Рис. 39. Состав марганецсодержащих хлоритов и бертьеринов

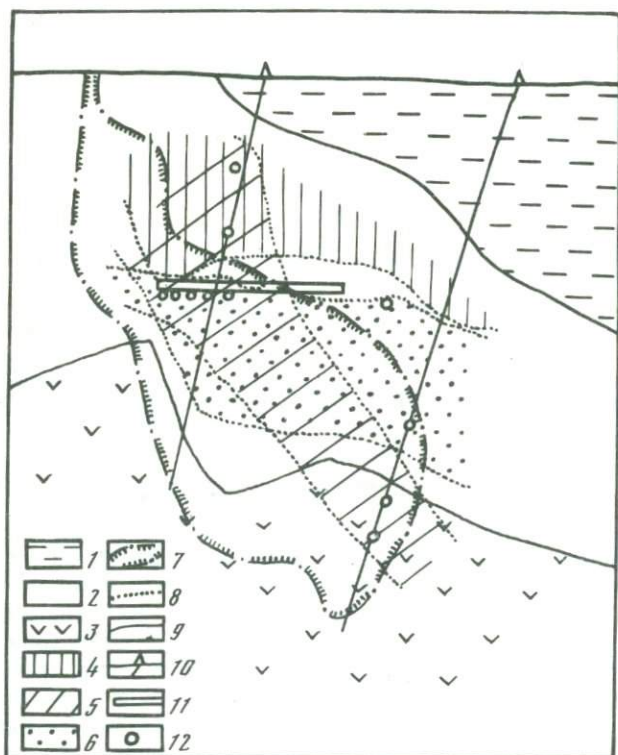
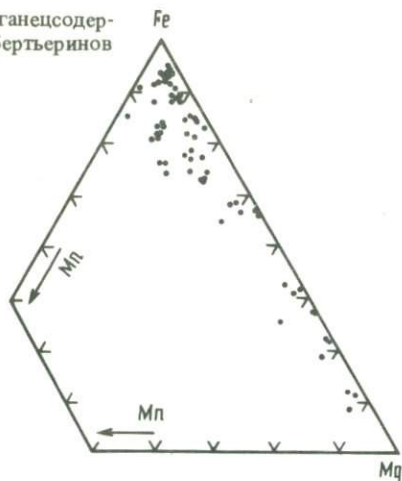


Рис. 40. Области развития ортохлоритов и бертьеринов разного состава в разрезе околорудных метасоматитов серебро-полиметаллического месторождения в Курминском хребте

1 — надрудная осадочная толща; 2 — рудовмещающая толща кислых вулканитов; 3 — андезиты подрудного уровня; 4–6 — области развития бертьеринов и ортохлоритов: 4 — цинковистых, 5 — высокожелезистых, 6 — марганцовистых; 7 — контур богатой вкрашенности галенита; 8 — границы зон минералов разного состава; 9 — литологические контакты; 10 — скважины; 11 — горные выработки; 12 — места отбора образцов

серебро-полиметаллического месторождения в Кураминских горах. Обычно марганцовистость свойственна минералам с низким содержанием магния и высоким железа, как видно на рис. 39. Исключением являются бертьерины из золото-серебряного месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в которых содержание марганца достигает 3,5–3,6% даже при высокой магниальности ( $MgO - 12-13\%$ ). Низкой марганцовистостью отличаются хлориты пропицитов, послерудные хлориты и бертьерины, хотя и среди них встречаются разности, обогащенные марганцем.

На схематическом разрезе через участок месторождения Канимансур экстраполирована область повышенной марганцовистости бертьеринов и хлоритов (рис. 40). Эта область не всегда совпадает с областью высокой железистости этих минералов. Она занимает секущее положение относительно геологических границ, тогда как область высокой железистости имеет тенденцию к согласному стратифицированному распространению. По-видимому, марганцовистость фиксирует каналы циркуляции асцендентных растворов, тогда как железистость в большей степени связана с составом пород.

Исследованные минералы представлены в основном четырьмя структурными разностями: моноклинным и ортогональным хлоритом, моноклинным и ортогональным бертьерином. В литературе известны как магниальные, так и высокожелезистые хлориты и бертьерины, т.е. из общих кристаллохимических соображений между этими минералами нет принципиальных различий по химизму. Однако состав хлоритов и бертьеринов из рудных месторождений в вулканогенных толщах заметно различается между собой. Эти различия показаны на рис. 41: моноклинные хлориты характеризуются более магниальным составом, бертьерины же – наименее магниальным. Большая группа анализированных образцов представлена ортогональными фазами, среди которых рентгеноструктурным методом не различаются хлорит и бертьерин. Сделанные выборочно электронографические определения показали, что по крайней мере большая часть таких образцов содержит смесь этих минералов. По рентгеновским данным, кроме того, установлено, что многие образцы с магниальностью менее 20% представлены смесью ортогональной и моноклиной фаз.

Анализ минеральных ассоциаций показал, что высокожелезистые бертьерины принадлежат к рудным ассоциациям, тогда как магниально-железистые моноклинные хлориты – преимущественно к ассоциациям дорудных пропицитов либо березитов, а также к высокотемпературным скарно-вым ассоциациям. Ортохлориты, находящиеся обычно в смеси с бертьеринами, характеризуются повышенной железистостью, так же как и бертьерины, и преимущественно наблюдаются в рудных и околорудных ассоциациях.

Описанные в серебро-полиметаллическом месторождении в Средней Азии цинковые бертьерины [96] с содержанием цинка до 20% представляют собой экзотическую особенность и распространены исключительно на верхнерудном горизонте месторождения. Имеющиеся данные показывают, что цинк изоморфен с железом в октаэдрических позициях. Его структурная роль аналогична роли  $Fe^{2+}$ : цинковые разности, как и высокожелезистые, представлены бертьеринами.

Неоднородность состава бертьеринов и хлоритов выявляется из пред-

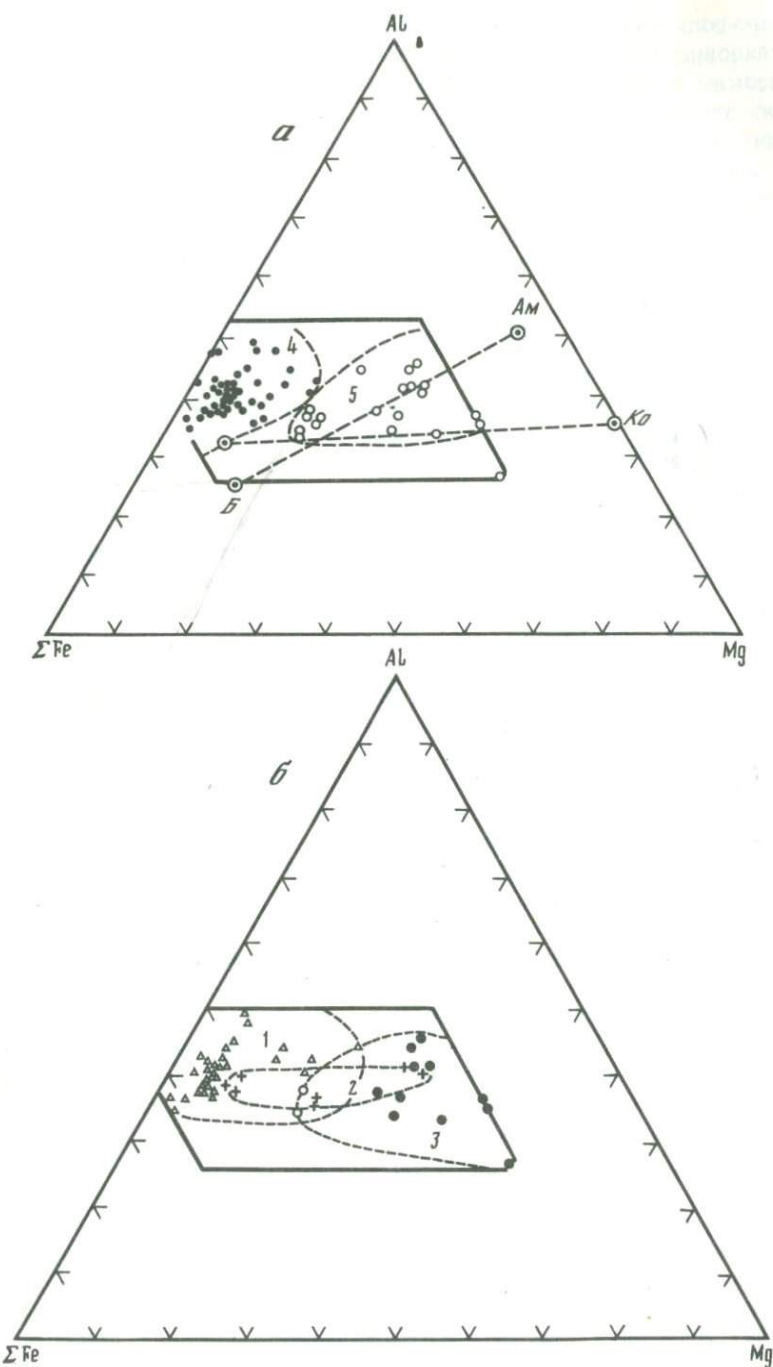


Рис. 41. Состав хлоритов и бертьеринов из эпитермальных месторождений: *a* – общая диаграмма, *б* – зависимость от состава исходных пород

*Am* – амезит; *B* – железистый бертьерин; *Ko* – корундо-филлит. Исходные породы: 1 – липариты, 2 – дациты, 3 – андезиты, 4 – бертьерины и ортохлориты, 5 – моноклинные хлориты

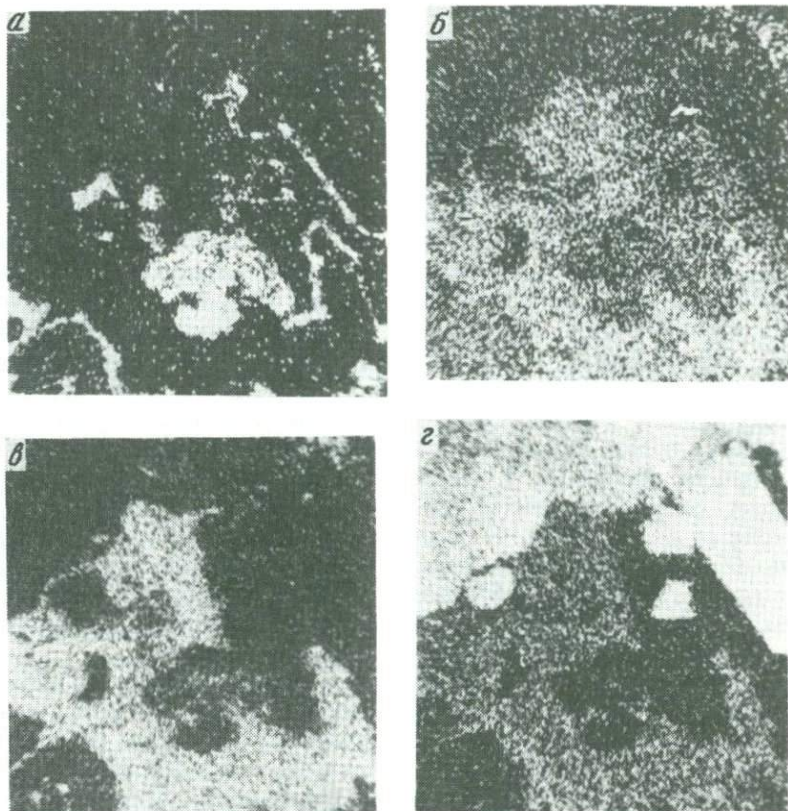


Рис. 42. Растровые микрофотографии листочка цинковистого хлорита, окаймленного акантитом

Вверху справа — кристалл кварца. Сняты в характеристическом излучении: а —  $\text{AgK}\alpha$ , б —  $\text{ZnK}\alpha$ , в —  $\text{FeK}\alpha$ , г —  $\text{SiK}\alpha$ . Поле  $270 \times 270$  мкм; аналитик Н.В. Тронева

ставленных в [96] анализов, которые показывают расхождения в пределах одного образца и даже соседних листочков минералов в шлифе. Приведены усредненные анализы там, где имелись небольшие расхождения в результатах, связанные в основном с аналитическими погрешностями. Однако в некоторых образцах расхождения имели значимую величину и касались главным образом железистости и глиноземистости. Наибольшие расхождения отмечены для бертьеринов рудных ассоциаций и смесей их с ортохлоритами. Значительные вариации величины отношения  $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$  отмечены в образце хлоритизированной породы с самородным серебром. В некоторых случаях неоднородность оказалась ложной, обусловленной дисперсностью частиц и недостаточной локальностью пучка микроанализатора. Так, в одном образце по результатам микрозондового анализа содержалось серебро (до 9–10%  $\text{Ag}_2\text{O}$ ). Наиболее высокое его содержание было зафиксировано по краям листочков, граничащих с блеклой рудой и сульфосолями серебра. В средней части листочка серебра не было обнаружено. Фотография листочка в растровом режиме показала, что серебро не входит

в состав хлорита, а в виде самородного серебра или акантита образует кайму вокруг хлорита толщиной менее 1 мкм (рис. 42).

Таким образом, наблюдаемая микронеоднородность состава "хлоритового" материала связана преимущественно с присутствием в анализируемых агрегатах смеси минеральных фаз в варьирующих количественных отношениях и в меньшей мере обусловлена колебаниями состава в пределах одного минерального вида. Сосуществующие фазы ортогональных, моноклинных бертьеринов и хлоритов обычно несколько различаются по составу в отношении железистости и распределения алюминия по подрешеткам, но отмечается и сходный состав этих минералов. Наибольшей однородностью характеризуются моноклинные хлориты из золоторудных месторождений, а также хлориты из подрудных горизонтов (андезитовая толща) месторождения. Однако в зонах развития рудной минерализации даже в глубоких горизонтах наблюдаются вариации в составе хлоритов в пределах одного образца, свидетельствующие о неполном достижении равновесия в породе в процессе минералообразования. Особенно явные неоднородности отмечаются у цинковистых хлоритов, в которых сильно варьирует содержание цинка. Установление причины вариаций требует специальных исследований, но возможно, что она заключена в различии состава бертьерина и хлорита, находящихся в смеси, относительно цинка. Значительные колебания наблюдались также в содержании марганца и железа. В общем выявляется наибольшая неоднородность состава для бертьеринов и ортохлоритов в зонах рудной минерализации.

Еще одной причиной отклонений состава минералов является примесь в хлоритах и бертьеринах серицита, чешуйки которого настолько малы, что оптически не различаются под микроскопом. Присутствие его устанавливается в некоторых случаях рентгенографически, а в некоторых — только электронографически и проявляется в повышенном содержании калия в анализируемом агрегате.

При знакомстве с литературой по синтезу хлоритов обращает на себя внимание тот факт, что при синтезе 14-ангстремового хлорита первоначально возникает 7-ангстремовая фаза. По геологическим наблюдениям при метаморфизме железных руд, содержащих бертьерин, последний переходит в моноклинный хлорит. Как правило, хлориты в метаморфических породах зеленосланцевой и более высокотемпературных фаций, а также в эпидот-хлоритовых пропилитах представлены железом-магнезиальными моноклинными разновидностями. В низкотемпературных, экзогенных процессах характерно образование бертьеринов. Для угленосных отложений Японии температура перехода бертьерина в шамозит (т.е. в 14-ангстремовую Fe-доминантную фазу) была оценена в 160°С [142]. В этой связи интересны также выводы по нестабильности ортохлорита (политипа  $Ib$ ,  $\beta = 90^\circ$ ) и о преобразовании его в осадочных породах с глубиной в процессах диагенеза в наиболее стабильный моноклинный политип  $IIb$ .

Однако несмотря на нестабильность ортогексагонального хлорита и бертьерина в гидротермальных месторождениях они возникают и сохраняются не только на малых, но и на больших глубинах (1 км и несколько более).

Главными выводами, касающимися химического состава хлоритов и бертьеринов и имеющими генетическое значение, являются: 1) несколько

повышенная железистость дорудных хлоритов, а в синрудных образованиях — очень высокая железистость хлоритов и бертьеринов; 2) примерно постоянное содержание глинозема при сильно варьирующей железистости; 3) отчетливо выраженная тенденция к преобладанию октаэдрического алюминия над тетраэдрическим в бертьеринах и ортохлоритах в отличие от близкого к "симметричному" распределению алюминия в моноклинных хлоритах; 4) низкое отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ ; 5) неравномерность состава исследованных образцов в пределах одного шлифа и микроагрегата минералов; 6) повышенная марганцовистость рудных бертьеринов и ортохлоритов.

По совокупности этих данных можно судить о том, что образование исследованных минералов происходило в условиях среды более кислой, чем для моноклинных хлоритов. Определенное влияние на железистость оказывает состав вмещающих пород, однако решающим было влияние растворов. Это видно из того, что бертьерины и ортохлориты с отмеченными особенностями состава наблюдаются только в рудных и околорудных зонах и отсутствуют в региональных и субрегиональных метасоматитах. Некоторое влияние на железистость бертьеринов и хлоритов могла оказывать и сероводородная обстановка. Например, бертьерины серебро-полиметаллического месторождения в Средней Азии формировались при недостатке серы в растворе (пирит не образовывался) и оказались обогащенными железом более, чем бертьерины пиритсодержащих месторождений.

Роль кислотности более отчетливо видна в распределении алюминия между октаэдрами и тетраэдрами в бертьеринах и хлоритах. Преимущественное обогащение им октаэдров свидетельствует о кислой среде минералообразования, так как сумма двухвалентных (сильных) оснований в октаэдрах уменьшается при сохранении отношения кремний/алюминий в тетраэдрах. Возникающий избыток заряда в октаэдрическом слое, возможно отчасти, компенсируется уменьшением суммы октаэдрических катионов, т.е. небольшой степенью диоктаэдричности. С точки зрения структуры хлорита несимметричное распределение алюминия является метастабильным, так как вызывает дополнительные напряжения в связях между тетраэдрическими и октаэдрическими слоями.

Хлориты из более основных пород, богатых магнием и кальцием, характеризуются близким к симметричному распределением алюминия и представлены преимущественно моноклинным хлоритом. Можно полагать, что более основная среда определяла повышенную щелочность раствора и обуславливала быстрый переход к стабильному распределению алюминия. Пределы интервала кислотности, в котором образуются метастабильные бертьерины, могут быть оценены с известной условностью по замещению их серицитом в еще более кислой среде по уравнению.  $Bert + K_v + (K^+ + H^+) = Mus + (Mg^{2+} + Fe^{2+} + H_2O)$ . В то же время бертьерины не характерны для кварц-адуляровых околорудных ассоциаций, т.е. можно предполагать, что поле их синтеза приблизительно ограничено величиной pH не более, чем pH равновесия мусковит+калиевый полевой шпат + кварц.

Кроме кислотности среды, важным фактором, определяющим возникновение бертьеринов или хлоритов, а также их состав, была фугитивность кислорода. Данных для ее оценки у нас мало, так как недостаточно ана-

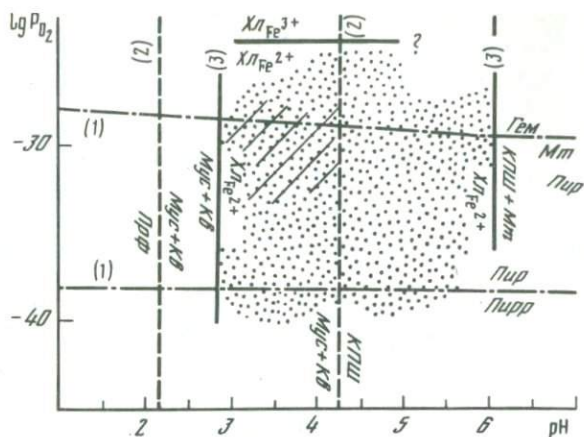


Рис. 43. Область образования железистых хлоритов и бертьеринов при 200–300°С  $[K^+] = 0,01M$ ,  $[Fe^{2+}] = 0,01M$  (показана точками). Заштрихована область наблюдавшихся ассоциаций 1–3 – равновесия: 1 – по: [39], 2 – по: [30, 36], 3 – по геологическим наблюдениям

лизов, показывающих отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в хлоритах и бертьерилах. Однако имеющиеся данные свидетельствуют о подавляющем преобладании закисного железа над окисным, т.е. о сравнительно восстановительной обстановке. Исследованные бертьерины ассоциируют с сульфидами цинка, свинца, меди и пиритом, но обычно в их состав перечисленные металлы практически не входят (содержание ниже предела чувствительности микроанализатора), что объясняется их неизмеримо большим средством к сере, чем к кислороду и алюмо-кремневым кислотам. Однако выше описаны цинковые бертьерины из надрудного горизонта серебро-полиметаллического месторождения, обедненного сульфидами цветных металлов. Вследствие низкой активности серы в растворе цинк мог входить в структуру алюмосиликата:



Результаты оценки положения моновариантных равновесий, ограничивающих поле стабильности железистых хлоритов, показаны на диаграмме рис. 43. В кислой среде в зонах образования кварц-серицитовых пород и березитов железистые хлориты замещаются мусковитом с кварцем, а железо обычно переходит в раствор. Совсем исключать возможность парагенезиса хлорита с мусковитом, однако, нельзя, так как встречаются миндалины и гнезда с совместными выделениями этих минералов. Довольно обычны примеры, когда в породе во вкрапленниках калиевого полевого шпата отлагается хлорит (или бертьерин), а в основной массе и в кристаллах альбита – серицит. Поэтому линия разложения хлорита на мусковит + кварц расположена на диаграмме рис. 43 внутри поля мусковита. При повышении щелочности раствора хлорит может замещаться ассоциацией калиевого полевого шпата с магнетитом (например, в условиях, близких к гумбеитизации). В исследованных нами проявлениях железистых хлоритов такого равновесия реально не наблюдалось, по-видимому, из-за

того, что условия минералообразования ограничивались более узкими пределами рН. При высокоокислительной обстановке железистые хлориты сменяются хлоритами и бертьеринами, богатыми окисным железом, например в формации железистых кварцитов и в корах выветривания. Положение соответствующей линии на диаграмме показано условно, так как количественными данными для оценки ее  $P_{O_2}$  мы не располагали. В восстановительных условиях пирит сменяется пирротинном, а железистые хлориты могут быть устойчивы и в поле пирротина, но наши примеры ограничиваются более высокой фугитивностью кислорода. Поле хлоритов, оконтуренное на диаграмме, включает в себя не только поле устойчивости железистых хлоритов, но и поле синтеза железистых бертьеринов. Как было показано, бертьерины из рудных и околорудных ассоциаций отличаются большей степенью неоднородности состава и структурного состояния и постоянным присутствием в смеси с ними ортогонального или моноклинного хлорита.

Учитывая имеющиеся данные о переходе бертьеринов в хлориты при нагревании, можно достаточно обоснованно считать отмеченные особенности бертьеринов признаком их метастабильности относительно железистых хлоритов. Тогда отношения бертьеринов и хлоритов в наблюдаемых природных ассоциациях должны регулироваться особенностями кинетики и механизма реакции перехода. Наиболее благоприятные условия для выпадения метастабильных фаз возникают там, где происходит сильное пересыщение раствора компонентами этих фаз: при переходе раствора в открытые полости (поры, трещины), а также при значительных перепадах температуры или кислотности среды. Чаще всего такие условия возникают на путях циркуляции рудоносных растворов, так как именно там полнее всего проявляется предрудное кислотное растворение вмещающих пород, выявляются наибольшие градиенты температуры и, возможно, давления. Вероятно, поэтому наблюдается приуроченность бертьеринов к рудоносным зонам. Дальнейший фазовый переход зависит от теплового режима гидротермальной системы: при длительной активности горячих растворов (250–300°С и более) или при повторяющихся гидротермальных пароксизмах бертьерин имеет тенденцию растворяться, замещаясь стабильным хлоритом. Если же в данном участке гидротермальная активность была кратковременной и одноактной, то бертьерин может сохраниться неопределенно долгое время.

Интересен пример "обратного" перехода моноклинного хлорита в метастабильный бертьерин, наблюдавшийся в некоторых из изучавшихся месторождений: в рудных зонах или в контактах рудных жил наблюдается смена более широко распространенного ("субрегионального") дорудного моноклинного хлорита синрудным околорудным бертьерином. Вероятна следующая причина такого перехода. Дорудный хлорит, обычно более магнезиальный, чем рудный бертьерин, устойчив в менее кислой среде. При повышении кислотности раствора, предшествующем отложению руды, он становится неустойчивым и растворяется. Если раствор не слишком кислый (рН примерно не менее 3–4), а активность железа в растворе велика, то вместо мусковита освободившийся глинозем может связываться с железом в бертьерине. В сильноокислых растворах бертьерин не должен образовываться — вместо него возникает ассоциация серицит + кварц или серицит + кварц + карбонат с пиритом.

С учетом изложенных соотношений построена схема эволюции гидротермально-рудного процесса, на которой показано место отложения бертьерина и хлоритов (рис. 44).

Выявленные особенности и некоторые закономерности структурного состояния, состава и условий образования хлоритов и бертьерина в рудах и околорудных метасоматитах месторождений золота и серебра в вулканических толщах имеют, по-видимому, более общее значение. Судя по материалу, который автор имел возможность изучить, а также по некоторым литературным данным, эти особенности проявляются и на месторождениях колчеданного семейства, в оловорудных и некоторых других типах место-

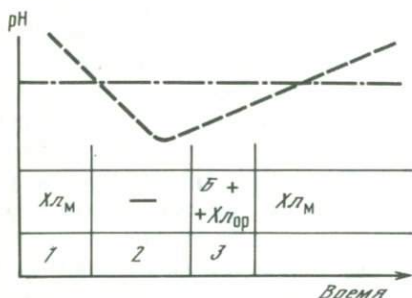


Рис. 44. Место образования хлоритов и бертьерина в эволюции гидротермального процесса

1 — пропитизация; 2 — окварцевание; 3 — рудоотложение

рождений. Следовательно, металлогеническая специфика месторождений играет в данном вопросе второстепенную роль, уступая местным локальным факторам минералообразования: составу пород, температурному режиму, режиму кислотности-щелочности, в известной степени окислительным условиям.

Развитие в березитизированных или кварц-серицитовых породах прожилков и гнезд темно-зеленого хлоритоподобного вещества указывает на возможность близкого нахождения серебро-полиметаллического оруденения. Если при лабораторном исследовании обнаруживается присутствие в составе такого хлоритоподобного материала ортогонального хлорита или бертьерина (данные рентгеноструктурного либо электронографического анализа), а также высокая железистость и марганцовистость вещества, то это является прямым указанием на близкое (от нескольких метров до нескольких десятков метров) нахождение зон рудной минерализации (серебро-полиметаллической в кислых вулканитах и золотой — в средних).

Этот признак может служить при поисково-съёмочных работах, указывая на перспективность поисков в тех или иных участках интенсивно березитизированных пород, а также при исследовании перспектив оруденения на глубину с помощью бурения.

## Карбонаты

Карбонаты, встречающиеся в рудных полях, разнообразны по своему составу, геологическому положению и парагенезисам. Чаще всего встречаются кальцит, манган-кальцит, доломит, анкерит, родохрозит. Реже отмечаются магнезит, олигонит, кутнагорит, брейнерит. Другие карбонаты (сидерит, сидероплезит, хантит и пр.) в гидротермальных месторождениях

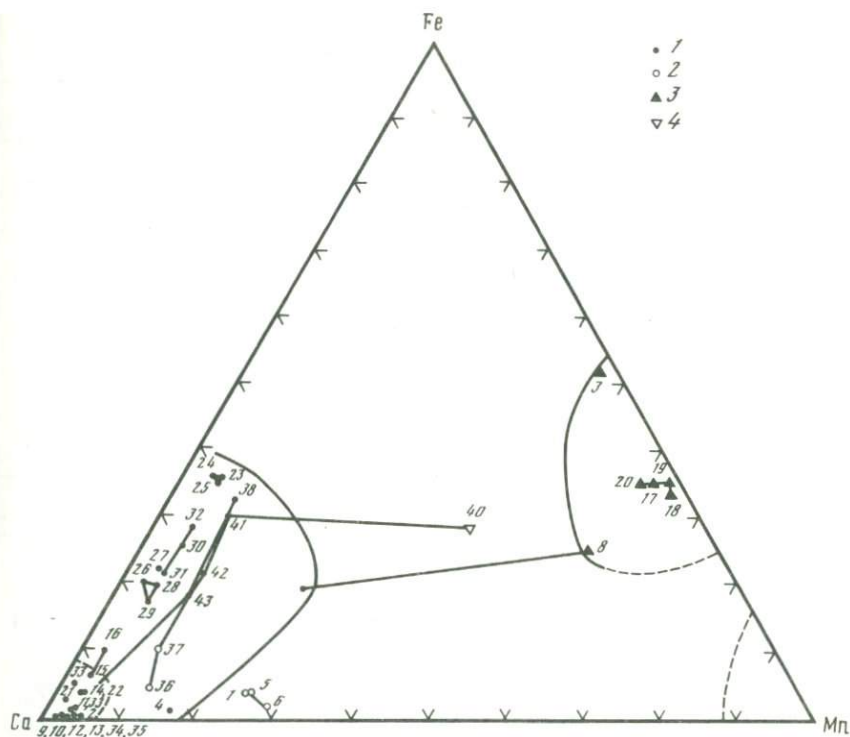


Рис. 45. Состав карбонатов из березитов

Конноды соединяют сосуществовающие карбонаты; цифры на рисунке соответствуют номерам в табл. 26; 1 — кальциты и анкериты; 2 — доломиты; 3 — олигониты; 4 — магнезит

золота и серебра редки. Самым распространенным минералом является кальцит и его магнезиальные, железистые и марганцовистые разновидности, другие же карбонаты, как правило, представлены двойными и тройными соединениями, наиболее обычен среди них анкерит. Изучались карбонаты из месторождений, геологическое строение которых кратко изложено выше: золото-кварцевое в Нижнем Приамурье, золото-теллуридное в Кураминском вулканическом поясе и два серебросодержащих полиметаллических там же. Состав карбонатов из этих месторождений приведен (по: [105]) в табл. 26 и на рис. 45. Все анализы укладываются в пределы полей кальцита, анкерита (включает в себя и поле доломита на рис. 45) и олигонита, лишь один анализ соответствует магнезиту. Распределение карбонатов по месторождениям обнаруживает некоторые закономерности: для месторождений серебра характерны карбонаты, богатые железом и марганцем (олигониты, высокожелезистые анкериты) и нехарактерны магнезиевые карбонаты. Напротив, в золоторудных месторождениях преобладает "магнезиально-кальциевая" линия (доломиты), а олигониты нехарактерны. В единственном анализе олигонита из месторождения золота содержится относительно много кальция. Вероятно, такая закономерность связана с различным составом вмещающих пород: в исследованных золо-

Таблица 26

Химический состав карбонатов, мас.%

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
CaO	24,73	7,62	54,59	52,29	52,59	52,77	52,43
FeO	10,95	16,31	0,13	0,13	0,27	0,19	0,17
MnO	12,87	34,12	1,14	1,12	1,81	1,08	1,58
MgO	7,63	3,48	0,45	0,45	0,45	0,45	0,38
CO <sub>2</sub>	42,14	38,47	44,00	44,33	44,00	44,04	44,08
Сумма	98,32	100,00	100,66	98,32	99,12	98,53	98,64
Ca	0,46	0,15	0,97	0,97	0,96	0,97	0,97
Fe	0,45	0,23	0	0	0	0	0
Mn	0,19	0,52	0,02	0,02	0,03	0,02	2
Mg	0,20	0,10	0,01	0,01	0,01	0,01	1

Таблица 26 (продолжение)

Компонент	16	17	18	19	20	21	22
CaO	46,80	28,29	29,63	30,32	30,34	30,37	30,29
FeO	1,67	17,58	17,75	17,66	8,07	8,86	7,46
MnO	1,43	2,31	2,30	2,29	1,22	1,64	2,17
MgO	1,34	6,58	6,47	6,71	12,04	11,06	11,75
CO <sub>2</sub>	44,00	44,00	44,00	44,00	47,63	47,13	47,63
Сумма	97,11	98,76	100,15	100,98	99,30	99,56	99,30
Ca	0,91	0,54	0,55	0,55	0,56	0,57	0,56
Fe	0,03	0,25	0,25	0,24	0,12	0,13	0,11
Mn	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03
Mg	0,03	0,17	0,17	0,17	0,30	0,28	0,30

Таблица 26 (окончание)

Компонент	31	32	33	34	35	36	37
CaO	26,20	24,41	48,76	4,02	25,57	28,64	30,44
FeO	3,35	13,93	0,40	4,41	5,42	6,45	6,04
MnO	3,33	3,25	1,74	6,30	4,63	5,10	5,13
MgO	11,89	8,95	0,68	42,88	15,91	11,39	9,79
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	44,77	50,54	98,48	99,75	97,70	98,48	98,30
Ca	0,55	0,48	0,96	0,08	0,53	0,57	0,60
Fe	0,05	0,22	0,01	0,13	0,15	0,18	0,17
Mn	0,06	0,05	0,02	0,10	0,07	0,08	0,08
Mg	0,34	0,25	0,01	0,69	0,25	0,17	0,15

Примечание. Состав изучался на микроанализаторе М-46, аналитики Н.В. Трошева, В.А. Боронихин, С.Е. Борисовский.

11–26 и 33–37 – серебро-полиметаллические месторождения. Ассоциации: 1,2 – карбонат+кварц+блеклые руды, галенит, барит; 3–10 – карбонат+серцит+хлорит+пирит; 11–14 – карбонат+кварц+калиевый полевой шпат+пирит; 15–19 – карбонат+железистый бертьерин+калиевый полевой шпат+кварц; 20–26 – карбонат+серцит+пирит+кварц; 27–29 – карбонат+кварц+серцит+сульфиды; 30–32 – кварц+карбонат+сульфиды; 33–37 – бертьерин+кварц+пирит+карбонат. Минеральные виды: кальциты и манган-кальциты (3–7, 15, 21, 16, 27–29, 33), доломиты и манган-доломиты (8–10, 30, 31), анкериты (1, 17–26, 32, 35–37), олигониты (2, 11–14), манган-сидерит (34).

8	9	10	11	12	13	14	15
33,32	32,34	32,28	1,34	1,34	0,77	2,42	49,51
1,08	1,97	4,89	18,42	18,39	19,21	19,10	0,82
1,15	1,18	1,47	32,75	35,58	35,30	32,79	0,92
16,86	17,53	16,43	1,39	1,41	0,55	2,27	0,63
46,90	46,53	44,33	44,33	44,00	44,33	44,33	44,00
99,31	99,56	99,40	98,23	100,72	100,16	100,91	96,75
0,57	0,54	0,54	0,03	0,03	0,01	0,05	0,95
0,01	0,03	0,06	0,33	0,31	0,36	0,32	0,1
0,02	0,02	0,02	0,59	0,62	0,62	0,56	0,2
0,40	0,41	0,38	0,05	0,04	0,01	0,07	0,2

23	24	25	26	27	28	29	30
31,01	28,88	30,67	28,98	48,75	49,56	49,65	26,68
6,63	11,14	8,44	12,24	1,97	0,18	0,03	1,30
2,07	2,21	2,08	2,30	1,18	1,39	1,48	3,95
12,11	9,72	13,23	10,24	0,41	0,37	0,35	15,12
47,63	47,63	47,63	45,43	47,63	48,73	47,63	48,79
99,45	99,58	99,49	99,19	99,94	100,24	99,14	95,78
0,57	0,55	0,54	0,53	0,94	0,97	0,97	0,51
0,09	0,16	0,11	0,18	0,03	0,00	0,00	0,02
0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,06
0,31	0,26	0,32	0,26	0,01	0,01	0,01	0,41

тых месторождениях это были андезиты и андезито-дациты, а в серебряных – липариты, игнимбриты, трахилипариты, дациты с низким отношением содержания магния и кальция к железу.

Расположение фигуративных точек карбонатов на диаграммах состава показывает ограниченность смесимости кальция с марганцем и железом и практически полную смесимость миналов Fe, Mg и Mn. Состав кальцита ограничен в отношении марганца и гораздо более мобилен в отношении железа, образуя постепенный переход к анкеритам через железистые кальциты. Наибольшее содержание железа в ряду кальцит–анкерит в анализированных образцах составляет 25% сидеритового минала, тогда как содержание родохрозитового минала не превышает 19%, а для чистых кальцитов снижается до 13%. Намечается тенденция расширения предела вхождения марганца в кальциевые карбонаты с ростом железистости последних. В доломитах, напротив, примесь марганца преобладает над примесью железа, и на диаграмме Ca–Mn–Fe точки доломитов в общем располагаются ближе к вершине марганца, чем кальцитовые. Единственный образец магнетита содержал небольшую примесь кальция, железа и марганца примерно в равном количестве. Примечательно, что все анализированные карбонаты содержали железо в количестве, не превышающем 45% сидеритового минала. Практически отсутствуют также чистые магнетиты и родохрозиты, а из "простых" карбонатов распространен только кальцит. По-видимому,

это связано с резкими различиями в размерах ионных радиусов и связанных с этим изоморфных способностях кальция, с одной стороны, и магния, марганца и железа — с другой. Такое различие существенно при генетической интерпретации марганцовистости карбонатов: повышенные содержания марганца в доломите, анкерите возможны и при невысоком содержании марганца в растворе, тогда как даже небольшая примесь этого элемента в кальците означает высокую активность его в растворе [9]. Как отмечалось, карбонаты золоторудного месторождения богаты кальцием. Бескальциевые или малокальциевые разновидности в них не обнаружены. В одном образце были обнаружены рядом два типа карбонатов: один слагает гнезда и прожилки и представлен зернами неправильной формы. Другой в виде игольчатых кристалликов вращает в зерна первого карбоната, состав которого соответствует высокомарганцовистому анкериту. Игольчатый минерал имеет состав олигонита, но с повышенным содержанием кальция. Олигониты из серебро-полиметаллических месторождений в отличие от этого образца практически не содержат кальция. Для многих золото-серебряных месторождений характерен родохрозит, часто ассоциирующий с родонитом.

Родонит-родохрозитовые рудные ассоциации обычно пространственно разбеднены с участками проявления рудоносных железистых хлоритов и бертьеринов, находятся в разных с ними по глубинности зонах.

Исследованные карбонаты во многих образцах обнаруживают большую неравномерность состава. Иногда это связано с присутствием в образце двух или более разновидностей карбоната, как, например, в описанном случае, различающихся по формам выделения и, вероятно, по времени образования. В других случаях неоднородность выражается в негомогенности отдельных зерен карбоната, обнаруживаемой только микроскопом. Обычно кальциты оказываются наиболее гомогенными и расхождения в анализах из разных точек шлифа для них незначительны. Довольно гомогенными были и анализированные олигониты. Наибольший разброс значений характерен для анкеритов. Как видно на рис. 45, негомогенность в основном проявлена в вариациях отношения кальция к железу, тогда как относительное содержание марганца находится примерно на одном уровне. На наш взгляд, в этом кроется принципиальное отличие неоднородности первого типа (присутствие разных по составу и одновременных карбонатов, различающихся по содержанию марганца, но с близким отношением кальция к железу) от неоднородности второго типа (вариации состава внутри зерен и между зернами одного карбоната с заметно меняющимся отношением кальция к железу при неизменном относительном содержании марганца).

Наглядный пример неоднородности внутри зерен карбоната показан на рис. 46. На растровой микрофотографии части зерна доломита отчетливо обособлена обогащенная железом краевая кайма зерна (обедненная магнием). Марганец в этом зерне распределен независимо от распределения остальных компонентов: им обогащена средняя часть зерна карбоната и в небольшой степени — зона, параллельная упомянутой трещинке, но не совпадающая с зоной повышенной железистости. В другом образце тоже из золоторудного месторождения неоднородность карбонатов оказалась связанной с чрезвычайно тонким проращением пластинок анкерита плас-

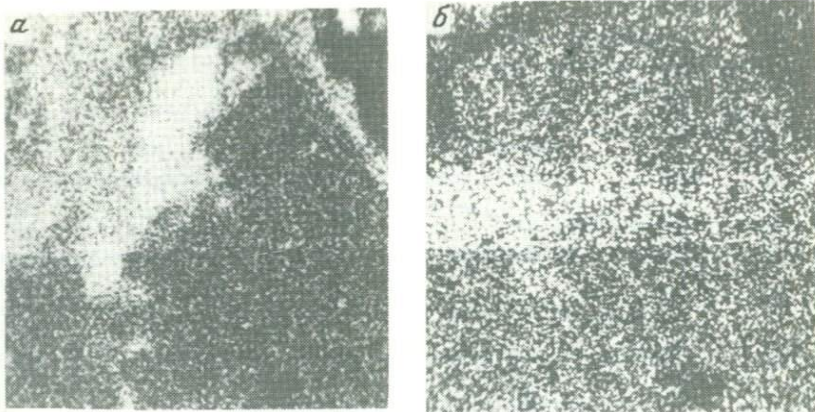


Рис. 46. Растровые микрофотографии зерна доломита неоднородного состава в характеристическом излучении

*a* — FeKα; *б* — MnKα; 80 × 80 мкм

тинками кальцита с возникновением по границам пластинок зон манган-анкерита и манган-кальцита. Характер распределения фаз в этих сростаниях показан на рис. 47, изображающем распределение элементов вдоль профиля, исследованного на микроанализаторе. Зерно граничит с кварцем, мелкие выделения которого встречаются и в интервале профиля. Внутри зерна наблюдается обогащение анкерита железом в правой части профиля, а кальцием — в левой, т.е. неоднородность второго типа. Возникновение зонк марганцовистого кальцита, по-видимому, отражает наложение рудного процесса с высокомарганцевыми растворами на сформированную ранее ассоциацию анкерита с кальцитом.

Наряду со специфическими особенностями проявления карбонатов на отдельных месторождениях существуют постоянно повторяющиеся закономерности. Карбонаты возникают на самых различных стадиях гидротермально-рудного процесса, но каждой стадии свойствен определенный вид или сочетание видов. В дорудную стадию, обычно предшественную пропилитизацией, отлагается кальцит. Другие карбонаты для пропилитов нехарактерны. В стадию прерудного выщелачивания, когда возникают окolorудные березитизированные породы, отлагаются кальцит либо анкерит, реже — доломит. В строении березитов на Дарасунском месторождении отмечаются также более железистые разности (сидероплезит и др.) [123], что, возможно, связано с более высокой железистостью вмещающих пород по сравнению с породами месторождений, исследованных нами. С рудной стадией в кварц-карбонатных прожилках среди березитов и в кварцево-рудных жилах связано наибольшее разнообразие карбонатов: кальцит, манган-кальцит, анкерит, доломит, олигонит и др. При этом в одном образце присутствуют два или более видов карбонатов. Характерна повышенная марганцовистость их на этой стадии и сложные сростания зерен. В послерудную стадию вновь образуется кальцит в виде кварц-карбонатных или цеолит-карбонатных прожилков, обычно имеющих прямолинейную форму и являющихся результатом заполнения трещин, а не метасоматизма.

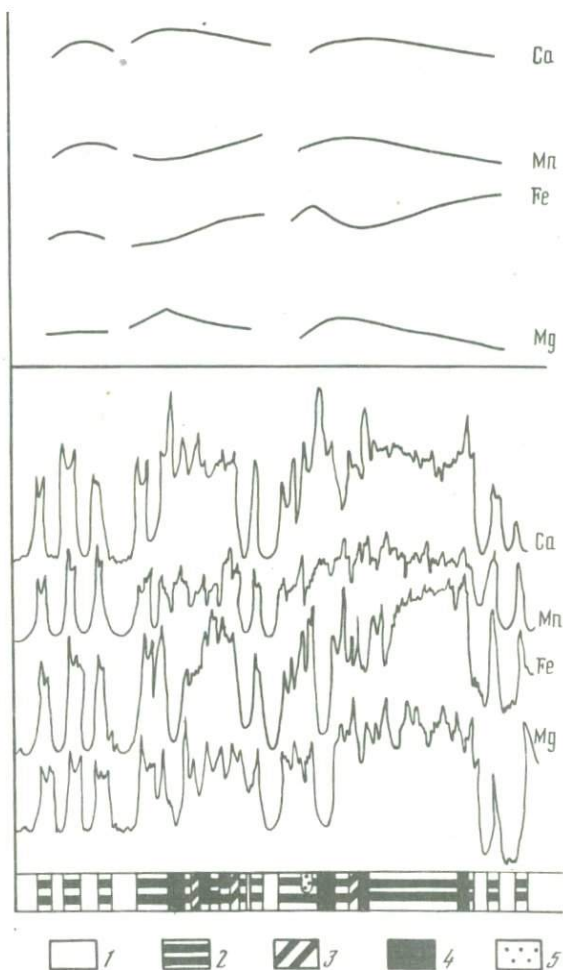


Рис. 47. Распределение элементов в зерне карбоната по профилю микрозонда; вверху показаны усредненные графики вариации состава вдоль профиля

1 — кварц; 2 — анкерит; 3 — манган-анкерит; 4 — кальцит; 5 — манган-кальцит

В рудную стадию отложение карбонатов возможно в не слишком кислой среде: при низком pH (по-видимому, менее 3—4 при 200—300°С) происходит интенсивное окварцевание пород, а отложение рудных минералов сопровождается образованием гнезд и прожилков серицита. Изучение взаимоотношений карбонатов в прозрачных шлифах с помощью прокрашивания индикаторными красителями показало, что в рудных ассоциациях два или более карбонатов обычно находятся в тесных сростаниях, образуя совместные гнезда или прожилки. Часто они срстаются с зернами рудных минералов: пирита, галенита, сфалерита, теллуридов и др. Наблюдаются реакционные каймы по краям прожилков и гнезд кальцита, обогащенные железом вплоть до образования анкерита. Такие каймы выявляются при

Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах

Обстановка	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Кварц-карбонатная ассоциация		
Анкерит-кальцитовый прожилок в кварцевой жиле с серицитом	-3,59	-0,79
Кварц-карбонатная жила	-2,76	-0,86
Прожилки розового кальцита в кварц-серицит-карбонатной породе	-2,45	-0,85
Кварц-анкеритовый прожилок в кварц-серицит-карбонатной породе	-2,04	-0,82
То же	-2,36	-0,84
Кальцит-волластонитовая ассоциация		
Кальцит-кварцевая жила, замещающаяся по трещинам волластонитом	-3,69	-1,15
Жила крупнозернистого кальцита с кристаллами эпидота и с волластонитом в кварце	-3,44	-1,07
Гнезда кальцита с волластонитом и сульфидами в кварце	-2,34	-0,58
Примечание. Аналитик Л.П. Носик (ИГЕМ АН СССР).		

прокрашивании, так как приобретают густо-синий цвет. Микрозондовый анализ показывает в них повышенное содержание железа.

Определен изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах из кварц-карбонатных прожилков второй продуктивной ассоциации и в кальците из кальцит-волластонитовых линз в рудном теле западной зоны из золото-кварцевого месторождения в Приамурье (табл. 27). Этот кальцит претерпел перекристаллизацию во время скарнирования и образования волластонита, так что его изотопный состав кислорода и углерода, видимо, в значительной степени отражает характер флюида и обстановку скарнового этапа. Для исследованных карбонатов характерно закономерное значительное облегчение кислорода и углерода от нижних горизонтов к верхним (рис. 48). В кварц-карбонатных прожилках эта тенденция проявлена для кислорода, а углерод не обнаруживает заметных вариаций. В целом значения  $\delta^{18}\text{O}$  несколько выше для продуктивных кварц-карбонатных прожилков, чем для кальцит-волластонитовых образований. Облегчение кислорода и углерода снизу вверх может объясняться увеличением в этом направлении окислительного потенциала либо уменьшением температуры, которое приводит к понижению степени фракционирования изотопов между раствором и твердыми фазами. Согласно термометрическим исследованиям [51], вертикальный градиент температуры в рудном теле был большим (до 30–70°С на 100 м), тогда как признаков градиента окислительного потенциала по наблюдавшимся ассоциациям минералов не отмечалось. По-видимому, температурный фактор здесь был более действенным. Общий интервал величины  $\delta^{18}\text{O}$  укладывается в пределы, типичные для эпитермальных золото-серебряных месторождений (Комсток, Пачука, Гумбольдт и др.).

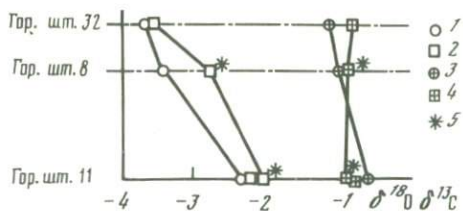


Рис. 48. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах золото-кварцевого месторождения на разных штольневых горизонтах

1—2 —  $\delta^{18}\text{O}$ ; 3—4 —  $\delta^{13}\text{C}$ ; 1, 3 — ассоциация кальцит + волластонит + кварц; 2, 4 — ассоциация анкерит + доломит + кварц; 5 — ассоциации с рудной минерализацией

Вариации  $\delta^{13}\text{C}$  несколько меньше, чем у кислорода. Если в ассоциации с волластонитом облегчение углерода вверх выражено достаточно отчетливо, то в продуктивной ассоциации состав углерода практически не меняется. Это может быть связано с меньшим температурным градиентом во время отложения продуктивной ассоциации по сравнению с этапом скарнирования.

Точки, соответствующие образцам из участков с повышенным содержанием золота, отмечены на рис. 48 звездочкой. Их расположение укладывается в общую закономерность и не обнаруживает каких-либо отклонений, т.е. рудный процесс, видимо, не оказал заметного влияния на изотопные отношения в карбонатах.

Произведенное исследование карбонатов в некоторых месторождениях золота и серебра позволило выявить общие особенности в составе, парагенезисах и эволюции карбонатов в ходе гидротермального процесса: эволюция их соответствует повышению активности углекислоты и марганца от дорудных к прерудным и рудной стадиям. Если содержание марганца в карбонатах отражает его активность в растворе, то соотношение кальция и железа определяется главным образом составом вмещающих пород: в андезитовых толщах преимущественно распространены анкериты, а в липаритовых — олигониты, доломиты. Как правило, рудные карбонаты имеют весьма неоднородный состав даже в пределах образца, шлифа, во многих случаях неоднородность обнаруживается только микроанализатором. Поэтому химический анализ, сделанный из навески обычным методом, дает усредненное значение состава карбонатов в большинстве случаев. При этом могут быть пропущены фазы, находящиеся в подчиненном количестве, например высокомарганцевые разновидности. Повышенная марганцовистость карбонатных ассоциаций является следствием процесса рудоотложения и потому имеет практическое значение.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

Минеральный состав метасоматитов в отличие от метаморфических пород зависит от многих параметров, поэтому невозможно охватить все многообразие метасоматических фаций единой схемой. Мы ограничимся фациями, возникающими в ходе эволюции потока гидротермальных растворов на уровнях различных формаций метасоматитов в зависимости прежде всего от температуры и кислотности растворов. Для удобства рассмотрения объединим метасоматические фации в три группы: полевошпатовые (в них устойчивы калиевый полевой шпат или альбит), серицитовые (типоморфен минерал из ряда мусковит—гидростлюда, а полевой шпат неустойчив), аргиллизитовые (типоморфны глинистые минералы — каолинит, монтмориллонит, смешанослойные минералы, а полевой шпат и серицит неустойчив). Парагенезисы выделенных групп различаются степенью гидратации входящих в них минералов, которая является функцией температуры и кислотности среды минералообразования.

## Фа́ции полевошпатовых метасоматитов

В данную группу объединены фации преимущественно "прогрессивного" этапа развития магмогидротермальной системы, входящие в состав формаций роговиков, калиевых "роговиков" и пропилитов. Эти образования дают достаточно полное представление о парагенезисах всей группы, в которую, кроме того, входят кварц-полевошпатовые метасоматиты, скарны, гумбениты, эйситы. Парагенезисы этой группы были рассмотрены в гл. 2 (см. рис. 4).

Главный вывод из этой схемы заключается в том, что смена парагенезиса в зоне эндоконтакта определяется градиентом химического калия, а в экзоконтакте и на удалении от контакта — градиентом температуры. Судя по парагенезисам, в зоне эндоконтакта отмечается повышенная активность калия.

Фа́ции пропилитов изображены на рис. 49, а, б. В соответствии с рассмотренными закономерностями главными параметрами, определяющими разнообразие парагенезисов в пропилитах, являются температура, химический потенциал  $\mu_{MgO}$  (магния и закислого железа) и в меньшей степени фугивность углекислоты. При невысокой активности магния и железа имеем сменяющийся с температурой ряд фаций, сходных с фациями регионального метаморфизма, но без пренит-пумпеллиитовой фации. При высокой активности калия, магния и железа высокотемпературные парагенезисы пропилитов вытесняются биотит-калишпатовым. При пониженной фугивности углекислоты становится устойчивым парагенезис пренита с пумпеллиитом. Последний реализуется в обстановке повышенной щелочности и окислительных условий (медные, колчеданные месторождения Великих Озер в Канаде). Ряд фаций 1—1 на рис. 49, а соответствует чисто температурной изохимической ("метаморфической") зональности, а ряд 2—2 — метасоматической зональности с привнесом магния, железа и калия.

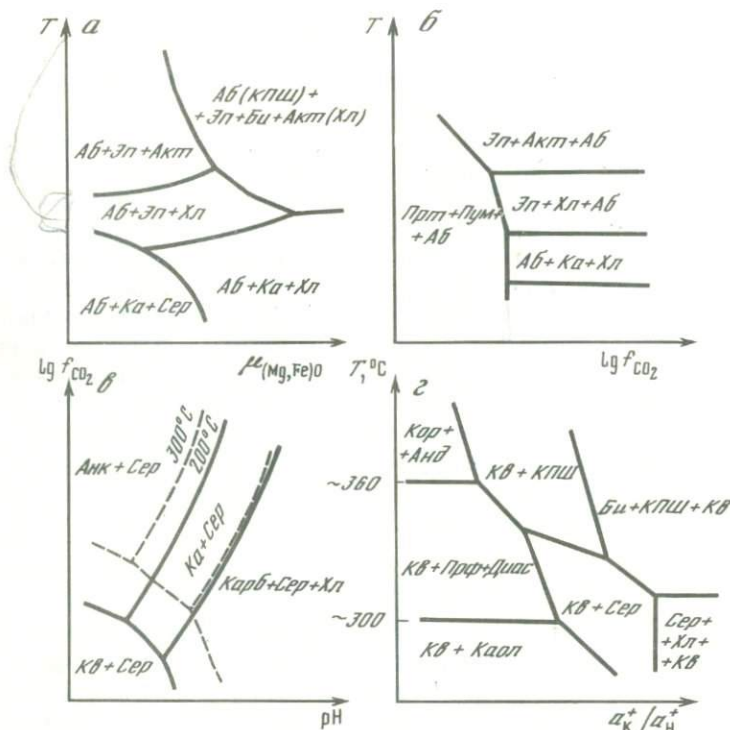


Рис. 49. Схемы фаций полевошпатсодержащих и серицитовых метасоматитов  
 а, б – пропилиты (а – при  $M_{CO_2} > 0,1$ , б – при  $M_{CO_2} < 0,1$ ); в – березиты;  
 z – вторичные кварциты и сопутствующие формации

Повышенная фугитивность углекислоты при повышенной активности калия в растворах выражается в формировании кварц-ортоклаза-анкеритовых метасоматитов, названных Д.С. Коржинским гумбеитами [42].

#### Фации "серицитовых" метасоматитов с повышенной $f_{CO_2}$

Во второй группе рассмотрим отдельно образования, связанные с вариациями фугитивности углекислоты и не связанные с ними. К первым относятся березиты (рис. 49, в), формирующиеся при  $200\text{--}250^\circ\text{C}$ . В этом сравнительно узком интервале температур парагенезисы минералов зависят в основном от кислотности растворов и фугитивности углекислоты. При низких значениях pH и  $f_{CO_2}$  развита кварц-серицитовая фация, при менее кислотных условиях – кальцит-серицит-хлоритовая фация, а с ростом фугитивности углекислоты они сменяются сначала кальцит-серицитовой, а еще дальше – анкерит-серицитовой, которая наиболее типична для березитов. В высокомагнезиальных исходных породах различается листовенитовая фация, в которой развиты бескальциевые и малокальциевые карбонаты: магнезит, доломит, брейнерит, пистомезит и др. Вообще состав карбонатов березитов в отношении магния, железа, кальция определяется

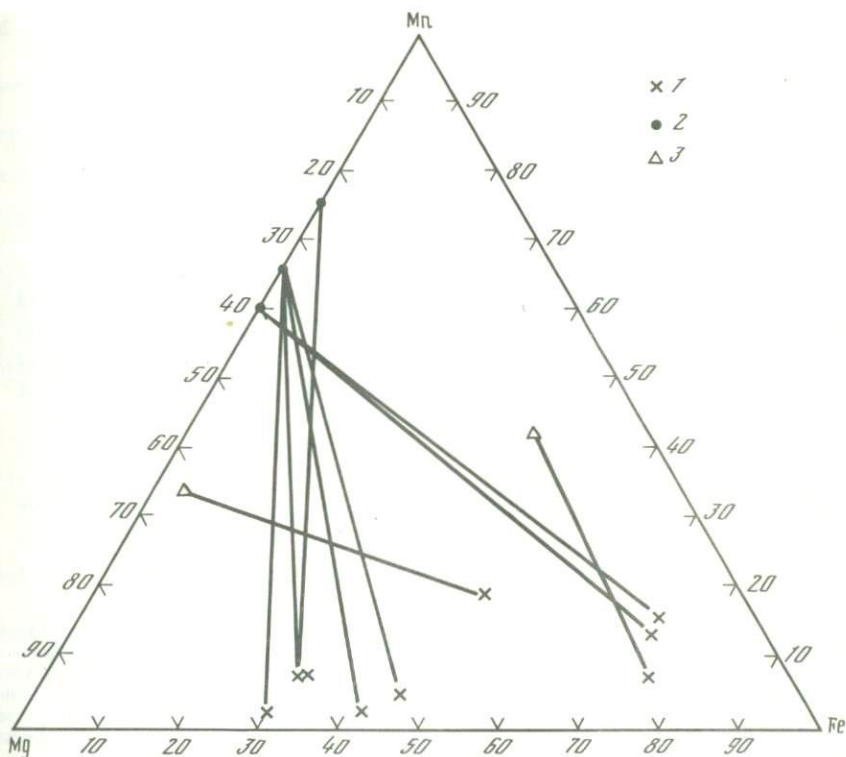


Рис. 50. Состав сосуществующих хлоритов и карбонатов по: [134]  
1 — хлориты; 2 — кальциты; 3 — анкериты

главным образом (хотя и не всегда составом пород. В гл. 5 отмечалось, что в исследованных нами проявлениях хлорит, как правило, ассоциирует с кальцитом, а серицит — с анкеритом. Эта закономерность подтверждается и в других регионах, например в месторождениях малосульфидной кварцевой формации в Верхоянско-Колымской складчатой области [1]. Карбонаты в этих месторождениях представлены кальцитом и сидероплезитом: в центральной части рудного поля развит сидероплезит, а на флангах — кальцит. При этом кальцит в прожилках ассоциирует со светло-зеленым хлоритом, пиритом и галенитом. Сидероплезит же никогда с хлоритом не встречается. Был изучен состав сосуществующих хлоритов и карбонатов и показано, что железом предпочтительно обогащается хлорит, а марганцем — карбонат (рис. 50, табл. 28).

В практическом отношении важным оказался уровень марганцовистости карбонатных парагенезисов. Он характеризует величину активности марганца в рудоносных растворах свинцово-цинковых, золотых и серебряных месторождений. Роль марганца в формировании золото-серебряной минерализации исследовалась ранее [7, 52], результаты последних экспериментальных работ по этому вопросу [38] выявили, что максимальная растворимость золота достигается в растворе, равновесном с окислами

Таблица 28

Состав сосуществующих минералов, мас. %

Компонент	1				2		3	
	а	б	в	г	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	24,02	23,44	0,0	0,0	32,15	—	27,51	—
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,95	19,28	0,0	0,0	22,21	0,0	19,85	—
FeO*	43,45	41,46	0,71	2,08	16,34	0,13	16,41	0,19
MnO	0,75	0,77	8,09	6,52	0,23	1,12	0,49	1,08
MgO	1,43	1,28	0,66	1,16	12,05	0,45	20,74	0,45
CaO	0,25	0,25	35,44	34,78	0,64	52,29	0,08	52,77
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,04	—	0,12	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	1,90	—	0,04	—
H <sub>2</sub> O*	13,40	13,40	0,0	0,0	13,40	—	13,40	—
CO <sub>2</sub>	0,0	0,0	44,33	44,33	0,0	44,33	0,0	44,04
ZnO	—	—	—	—	—	—	0,09	—
Сумма	100,25	100,08	99,23	98,87	98,96	98,32	98,74	98,53

\* Суммарные железо и вода.

Примечание. 1 — хлорит (а, б) и манган-кальцит (в, г) из рудной зоны полиметаллического месторождения; 2 — хлорит (а) и кальцит (б) из березитизированного дацита; 3 — те же минералы в контакте с рудной зоной; 4 — кальцит (б) и хлорит (а) в рудной зоне; 5 — хлорит (а) и карбонат (б) из рудной ассоциации в полиметаллической руде; 6 — мезитит (а) и брейнерит (б) из апогаббровых лиственитов (Сазонов, 1974 г.); 7 — анкерит (а) и пистомезит (б) из лиственитов (Сазонов, 1981 г.). Анализы 1—5 произведены в ИГЕМ Н.В. Тронева на микрозонде MS-46.

4		5		6		7	
а	б	а	б	а	б	а	б
34,74	—	23,53	—	—	—	—	—
—	—	0,05	—	—	—	—	—
19,45	—	19,60	—	—	—	—	—
18,38	0,13	21,04	0,06	25,74	17,13	14,92	38,98
0,18	1,14	3,85	2,54	0,82	1,36	0,27	0,18
11,95	0,45	2,17	0,78	26,45	31,80	11,65	17,49
0,60	54,59	0,18	53,60	0,61	1,76	28,57	Следы
0,0	—	0,57	—	—	—	—	—
0,0	—	0,08	—	—	—	—	—
14,30	—	Не опр.	—	—	—	—	—
0,0	44,0	—	—	—	—	—	—
0,01	—	15,04	—	—	—	—	—
100,84	100,66	86,11	56,98	53,62	52,05	55,41	56,65

марганца. Предполагается, что это справедливо и для серебра, но если золото сохраняется в растворе при рН ниже 5, то серебро не осаждается и при более высоких рН до 7—9. В хлоридных растворах, взаимодействующих с окислами марганца, более щелочных, чем указанные пределы, металлы выпадают в осадок. Такой механизм переноса и осаждения золота и серебра, регулируемый совместно с рН и активностью марганца в растворах, сопоставляется с наблюдавшейся нами в природных объектах повышенной марганцовистостью карбонатов, и в первую очередь кальцита из рудных и послерудных ассоциаций. Содержание марганца в кальците зависит, как было показано, от активности его в растворе, а не от содержания в исходной породе. Поэтому манган-кальцит возникает из высокомарганцовых растворов. Рост активности марганца в растворах на поздних стадиях может быть объяснен с помощью механизма, предложенного в работе [15]. При взаимодействии флюида с расплавом или породой марганец и железо перераспределяются во флюид. Затем при понижении температуры в ходе эволюции раствора железо связывается в твердые фазы, а марганец продолжает накапливаться, так что отношение  $[Mn]/[Fe]$  в растворе возрастает. Такой механизм должен приводить к тому, что в крупных, длительно действующих гидротермально-рудных системах должны наблюдаться признаки высокой марганцовистости раствора на средних

и поздних относительно низкотемпературных стадиях. В мелких же, коротко живущих системах марганцовистость, скорее всего, не должна проявиться. Наблюдавшаяся приуроченность манган-кальцита, олигонита и родохрозита к рудной и послерудной стадиям процесса [7] подтверждает правомочность такого механизма.

Данные о составе растворов, производивших околорудный метасоматизм, очень ограничены, обычно они приводятся только для рудных и жильных минералов. Рассмотренные фации и парагенезисы метасоматитов свидетельствуют о большой роли углекислоты в рудном и метасоматическом процессах. Имеющиеся данные по изучению газовой-жидких включений подтверждают эту роль: во включениях из рудного кварца и околорудного доломита обнаружена жидкая углекислота [1]. Изучением газовых ореолов над месторождениями устанавливается, что наибольшая величина отношения  $CO_2/(CO_2 + H_2O)$  приурочена к участкам пород над рудной жилой [157]. Исследованию в данном случае подверглись газы, сорбированные на глинистых минералах типа слюда-монтмориллонит, слагающих зону гидротермально-аргиллизированных пород на месторождении. В малоглубинных золото-серебряных месторождениях широко распространены газовой-жидкие включения в минералах, имеющие углекислотно-водный характер [3]. Высокому содержанию углекислоты в

них соответствует и преобладание  $\text{CO}_2$  в газовой фазе из тех же пород: углекислота составляет до 90 об.% всех газов.

Нами изучался характер рудоносных растворов в золото-кварцевом месторождении в Нижнем Приамурье, представленном кварцевыми жилами, которые окаймляются зонами березитов кварц-серицитово-фаци. В особенности было обращено внимание на отношение  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  в растворе. Детальные термобароминералогические исследования позволили Т.Н. Косовец, В.В. Крыловой, В.И. Щитовой и Н.Б. Бархударян [51] выявить общее регрессивное направление поствулканического гидротермального процесса на месторождении, нарушенное внедрением после-рудных интрузий и связанным с ними скарированием карбонатных ассоциаций в рудных жилах. Этими исследователями выявлены температурные пределы формирования различных минеральных ассоциаций, в том числе и продуктивных, охарактеризованы разные типы газовой-жидкой включений, показано отличие состава жидкой фазы включений в минералах первого и третьего ("гидротермальных") этапов от второго (скарнового) этапа, показано различие отношения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  между рудными жилами.

Нами была поставлена задача сравнить газовой-жидкие включения в рудном и околорудном метасоматическом кварце из участков, предположительно подвергшихся термальному метаморфизму, и из мест, удаленных от таких участков. С этой целью Ю.Н. Пашковым были просмотрены пластинки из кварца и охарактеризованы обнаруженные в нем включения. Кроме того, Н.Б. Бархударян были произведены измерения содержания  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в кварце методом ИКС. Был выбран для изучения профиль вдоль протяженной западной рудоносной зоны.

Просмотр пластинок кварца производился под микроскопом на нагревательном столике. В результате обнаруженные включения были разделены на группы: 1) первичные (а — трехфазные, с жидкой углекислотой; б — трехфазные и многофазные с твердыми фазами; в — двухфазные, с пузырьком углекислоты); 2) вторичные, существенно жидкие. Подавляющее большинство включений очень мелкие, что затрудняло визуальные наблюдения соотношения в них фаз и процесса гомогенизации. Поэтому охарактеризованы только наиболее крупные включения.

Первичные включения с жидкой углекислотой обнаружены в большинстве изученных образцов. Они обладают разнообразной формой: вытянутые, утолщенные и почти изометричные. Характерны неровные ограничения включений. Соотношение объемов газовой и жидкой фаз в этих включениях несколько варьирует, но близко к величине 2 : 1, мольная доля углекислоты составляет приблизительно 0,1 (принято, что содержание включений состоит в основном из воды и углекислоты, а остальными компонентами можно пренебречь). Гомогенизация включений в жидкую фазу происходит при 280—320°С. Соответствующее давление составляет порядка 600—900 атм.

Первичные двухфазные включения, достаточно крупные для изучения, сравнительно редки. Обычно они очень мелкие, поэтому визуально охарактеризовать их не удалось. В некоторых образцах были обнаружены включения, содержащие, помимо жидкой и газовой фаз, также и твердые фазы. Эти включения находятся в образцах друзового кварца, выросшего на стенках пустот в кварцевой жиле. Видимо, это результат поздней стадии

гидротермального процесса, хотя температура гомогенизации таких включений, мольная доля углекислоты и общее давление в целом совпадают со значениями, приведенными выше для трехфазных первичных включений в рудоносном и дорудном кварце. Ограничения описываемых включений более правильные, чем для газовой-жидкой, видны прямолинейные участки границ, форма включений напоминает отрицательные формы кристаллов кварца. Твердые фазы имеют в большинстве своем угловатую неправильную форму. По-видимому, это обломки существовавших ранее минералов, захваченные в процессе роста кварца. Наряду с ними иногда встречаются зерна с правильной огранкой. Это зерна непрозрачного (рудного) минерала, кристаллы с гранями параллелепипедальной формы (возможно, карбонат), а в одном включении наблюдался хорошо ограненный кристалл кубического габитуса, по-видимому галита. Не исключено, что часть этих кристаллов выпала из раствора при эволюции включения после формирования кристалла-хозяина.

Вторичные включения в наблюдавшихся образцах кварца обильны. Они имеют неправильные очертания, ограничены как прямыми, так и криволинейными контурами. Типичным является расположение вторичных включений вдоль линейных трещин в кварце. Вдоль этих же трещин располагаются включения твердых фаз. Состав вторичных включений отличается непостоянством отношения объемов газовой и жидкой фаз. Обычно объем пузырька газа очень мал. Температура их гомогенизации 110–130°С.

Интересно, что обилие вторичных включений характерно для мест с повышенным содержанием золота. В безрудных участках вторичных включений мало. Это позволяет предположить связь между образованием вторичных включений и отложением золота. Первичные включения такой закономерности не обнаруживают. Сопоставление с кварцем типично приповерхностного золото-серебряного месторождения в Охотско-Чукотском поясе показало большое сходство вторичных включений в нашем кварце с первичными включениями в золотоносном кварце золото-серебряного месторождения. Последние содержат обычно маленький газовый пузырек, отношение объема которого к объему жидкой фазы переменное, но, как правило, малое. Форма включений неправильная, они имеют как прямые, так и криволинейные ограничения. Температура их гомогенизации варьирует в пределах 120–140°С.

Произведенный анализ характера газовой-жидкой включений в кварце показывает, что исследованное золото-кварцевое месторождение по условиям формирования, хотя и близко к приповерхностным, но отличается широким проявлением дорудной, более высокотемпературной стадии гидротермального отложения кварца. Выявилось, что в кварце часто присутствуют как первичные, так и вторичные включения в разном количественном соотношении. Состав их и температура гомогенизации различаются. Поэтому применение к кварцу месторождения методов, дающих валовую характеристику пробы, как, например, декрепитация или анализ состава водных вытяжек, правомочно только при контрольном просмотре пластинок с детальной характеристикой включений.

Для получения более точной оценки количественных соотношений воды и углекислоты Н.А. Бархударян было предпринято изучение ИК-спектров пластинок кварца. С помощью метода ИКС содержания воды и углекис-

Таблица 29

Содержания углекислоты и воды в газовой-жидких включениях в жильном кварце

№ образца	Характеристика образца	Навеска, г
77209	Кварц жильный шестоватый	2,52
77670*	Кварц светло-серый	2,52
7635*	Кварц жильный белый	2,23
7631	Кварц белый с прожилком эпидота	2,20
77395	Кварц белый сахаровидный	2,00

\* Образцы с рудной минерализацией.

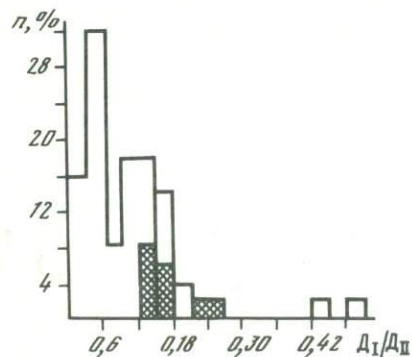
Примечание. Анализы производились в лаборатории МГУ.

лоты в образцах кварца определялись одновременно для одной пробы без разрушения образца, использовались те же полированные пластины, что и для метода гомогенизации включений. Содержания  $\text{OH}^-$  групп и молекул  $\text{H}_2\text{O}$ , по разработанной в ЦНИГРИ методике [6], выражались через относительные оптические плотности  $D_I$  и  $D_{II}$  упомянутых полос.

Величины  $D_I$ , выражающие суммарные содержания воды в кварце в виде  $\text{OH}^-$  групп газовой-жидких и коллоидно-дисперсных включений, изменяются в интервале 0,2–8. Величины  $D_{II}$  изменяются в пределах 0,07–0,4. На гистограмме распределения (рис. 51) параметра  $D_{II}/D_I$ , характеризующего соотношение углекислоты и воды в кварце, видны два максимума. Максимум около  $D_{II}/D_I = 0,12$  соответствует кварцу продуктивных ассоциаций, а при значениях  $D_{II}/D_I < 0,05$  – безрудному кварцу.

Газовый анализ образцов кварца (табл. 29) показал в общем хорошую сходимость с данными ИК-спектроскопии и подтвердил общий низкий уровень содержания углекислоты, свойственный приповерхностным месторождениям.

Анализ ИК-спектров подтвердил существование двух принципиально различных генераций кварца, соответствующих двум группам включений,

Рис. 51. Сводная гистограмма распределения значений  $D_{II}/D_I$ 

В области малой величины отношения – кварц из образцов, характеризующихся большим содержанием воды. В области высоких отношений  $D_{II}/D_I$  – высокотемпературный кварц. Заштрихованы области рудного кварца

Температура нагрева, °С	Количество, мг		Содержание $\text{CO}_2$	
	$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{O}$	г/кг $\text{H}_2\text{O}$	моль/л $\text{H}_2\text{O}$
280–540	0,08	5,19	20	0,45
280–540	0,05	0,78	60	1,36
200–340	0,02	2,77	10	0,22
340–520	0,10	2,82	40	0,90
200–340	0,02	0,72	30	0,68
340–520	0,05	1,22	40	0,90
200–340	0,03	1,13	30	0,68
340–520	0,02	1,06	20	0,45

выделенным выше по визуальным наблюдениям. Полученные данные свидетельствуют также, что кварц из участков, приближенных к гранитоидному массиву, подвергся перекристаллизации в результате термального воздействия. По мере удаления от массива на юг вдоль западной рудонесной зоны признаки перекристаллизации ослабевают. Это подтверждают геологические данные о более позднем внедрении V фазы гранитоидного массива относительно становления кварцево-рудных жил. По низкому содержанию углекислоты и углекислородному отношению изученные включения в кварце в целом близки к таковым для приповерхностных месторождений. Отличительной особенностью является связь отложения части самородного золота с формированием вторичных включений. Характерной особенностью кварца из продуктивных ассоциаций является ограниченность вариации содержания воды и углекислоты по сравнению с общим интервалом их колебаний для изученных образцов, а также более высокое отношение количества углекислоты к воде ( $D_{II}/D_I$ ) по сравнению с до- и послерудным кварцем.

Таким образом, для исследованного объекта характерно повышение мольной доли углекислоты во флюиде на рудной стадии, что совпадает с приведенными литературными данными. В эту же стадию отмечается повышение активности марганца, привнос в систему металлов и отложение их в виде сульфидов и самородных минералов.

#### Фашии "серицитовых" метасоматитов пониженной $f_{\text{CO}_2}$

Метасоматиты, парагенезисы которых прямо не зависят от фугитивности углекислоты, объединяются в фашии вторичных кварцитов и метасоматитов колчеданных месторождений, T–pH зависимости для которых изображены на рис. 49, г. Ассоциации собственно вторичных кварцитов занимают левую часть диаграммы (область низкого pH). Корневыми зонами кварцитов служат кварц-полевошпатовые метасоматиты, образующиеся при высокой температуре в относительно щелочной среде. Периферические зоны квар-

Таблица 30

Химический состав слюд, мас. %

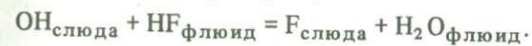
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,50	47,20	48,90	46,50	47,50	48,60	46,59	48,81
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,16	0,17	0,25	0,13	1,05	1,12	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,50	31,00	29,80	32,40	32,70	26,99	27,35	25,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	2,76	2,09	2,47	1,56	2,33	3,45	3,62
FeO	0,46	0,65	0,51	1,24	0,21	0,83	3,32	0,80
MnO	0,10	0,14	0,08	0,17	0,06	0,20	0,15	0,07
MgO	0,45	1,11	1,02	0,53	0,70	1,42	1,47	1,40
CaO	0,21	0,27	0,49	0,65	0,50	0,51	0,47	1,67
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,08	0,08	0,26	0,13	0,10	0,12	0,49
K <sub>2</sub> O	9,88	10,12	10,39	8,80	8,90	9,40	9,04	10,96
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,18	0,24	0,31	0,34	1,17	2,16	2,34	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,34	5,90	5,49	5,91	5,72	4,44	4,86	6,50
ZnO	0,12	0,12	0,16	0,02	0,05	—	—	—
S	0,05	0,05	0,09	0,06	0,06	—	—	—
F	0,23	0,24	0,24	0,11	0,21	0,32	0,26	0,18
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0,46	1,08	0,18
Сумма	99,68	100,04	99,82	99,70	99,59	99,81	99,62	99,80

Примечание. Месторождения Средней Азии: 1–12 – серебро-полиметаллические, 13–16 – золото-кварцевые; аналитики: О.В. Унанова, И.Б. Никитина.

	9	10	11	12	13	14	15	16
	49,50	52,59	55,30	49,20	48,82	47,34	47,10	47,08
	0,88	1,15	1,41	1,08	0,28	0,03	0,21	0,26
	28,88	25,15	19,99	27,80	23,37	28,36	33,90	33,53
	1,75	2,92	3,88	1,87	5,59	1,38	1,15	1,70
	1,54	0,70	1,17	0,96	1,61	0,71	0,14	0,19
	0,05	0,03	0,18	0,02	0,70	0,09	0,03	0,05
	1,10	0,87	0,88	1,89	1,64	1,87	1,03	1,44
	0,39	0,54	1,52	0,92	1,36	3,73	0,44	0,14
	0,11	0,08	1,25	0,09	0,21	0,30	0,34	0,26
	8,84	8,31	7,29	9,04	7,99	7,82	9,21	8,53
	—	1,02	1,52	—	—	1,60	0,94	1,18
	5,50	5,53	4,58	5,38	5,28	5,65	5,56	6,06
	—	—	—	—	—	1,65	—	0,19
	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,25	0,25	0,27	0,21	0,08	0,16	0,18	0,19
	0,84	0,53	0,37	0,23	—	—	—	—
	99,62	99,66	99,59	99,59	96,43	100,37	100,15	100,53

цитов сложены кварц-серицитовой фацией, также занимающей область менее кислых условий, чем вторичные кварциты. Таким образом, тренд зональности от центральных (глубинных) зон к периферийным на схеме проходит через минимум по pH. Тренд зональности в метасоматитах порфировых месторождений соответствует менее кислым условиям и не обнаруживает экстремума. Метасоматиты колчеданных месторождений расположены в низкотемпературной области. Дополнительно к представленным на диаграмме выделяются фации по типу наиболее важного аниона: борсодержащие (диоморфтеритовая) и высокофтористые (топазовая, зунитовая). Повышенная активность фтора характерна для многих относительно высокотемпературных образований в контактовых зонах порфировых гранитоидов, в первую очередь в метасоматитах порфировых месторождений и во вторичных кварцитах. Обычно величина активности фтора в растворах, по данным изучения газово-жидких включений и по термодинамическим расчетам, составляет  $10^{-3}$ – $10^{-4}$  моль/л [147], но отмечаются и чрезвычайно высокие концентрации – 0,6–1,7 мас. % [134]. Если не считать эту цифру, то наибольшими концентрациями фтора отличаются растворы, отлагавшие оловянное оруденение, – около 0,1 M [5]. Высокая фтористость растворов отражается не только в появлении высокофтористых минералов, но и в увеличении содержания фтора в сериците от нуля до 0,30 атома в ячейке. По результатам изучения современных гидро-

терм в источниках Рузвельт было рассчитано распределение фтора между серицитом и раствором [147]:



Для равновесия серицита с раствором константа этой реакции равна

$$K_{\text{Сер}} = 2100/T + 1,523 X_{\text{Mg}} + 0,416 X_{\text{Fe}} + 0,11 X_{\text{Al}},$$

где  $X$  обозначает мольную долю компонента по отношению к сумме октаэдрических катионов. При расчете принимаем, что давление было близко к кривой кипения и для 200°C фугитивность воды  $f_{\text{H}_2\text{O}} = 34,06$  бар. Для серебро-полиметаллического месторождения в Средней Азии, заключенного в игнимбритах и флюидалных трахилипаритах, в соответствии с составом серицита (табл. 30)  $\lg K_{\text{Сер}} = 2100/473 + 1,523 \cdot 0,021 + 0,416 \cdot 0,053 - 0,11 \cdot 0,926 = 4,392$ , но  $\lg K_{\text{Сер}} = \lg (X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})_{\text{слюда}} + \lg (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})_{\text{флюид}} = 4,392$ . Отсюда находим  $\lg (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})_{\text{флюид}} = 4,392 - 0,712 = 3,680$  и  $\lg f_{\text{HF}_{\text{газ}}} = \lg f_{\text{H}_2\text{O}} - 3,680 = -2,148$ .

В другом полиметаллическом месторождении, в Акшуранской депрессии, которое приурочено к эксплозивным брекчиям, окружающим игнимбритовый массив, содержание фтора в сериците несколько выше (см. табл. 30), и для него  $\lg K_{\text{Сер}} = 4,522$ , а  $\lg f_{\text{HF}_{\text{газ}}} = -2,495$ . В дальнейшем,

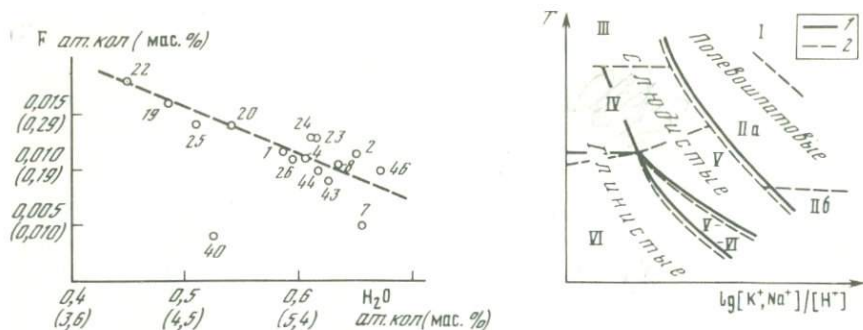


Рис. 52. Содержание фтора в серицитах  
Цифры на рисунке соответствуют номерам в табл. 30

Рис. 53. Схема групп минеральных фаций, выделенных по степени гидратированности типоморфных минералов, и относительное положение на ней формаций метасоматитов. Границы фаций приведены в соответствии с данными [30, 36]

Формации: I – кварц-полевошпатовая и калиевых "роговиков"; II – пропилитовая (а – собственно пропилитовая, б – гумбеитовая); III – грейзеновая; IV – вторичнокварцевая; V – березитовая; VI – эпитермально- и синвулканически-аргиллизитовые; V-VI – переходная область гидрослюдистых ассоциаций. 1 – границы групп фаций; 2 – приблизительные границы формаций

используя равновесие  $\text{HF}_{\text{газ}} = \text{H}_{\text{р-р}}^+ + \text{F}_{\text{р-р}}^-$ , для которого  $\lg K = -5,66$  ( $T = 200^\circ\text{C}$ ), принимая рН 5,6, получим

$$\lg [\text{F}^-]_{\text{р-р}} = \lg [\text{HF}]_{\text{газ}} - 0,06.$$

Для первого месторождения концентрация фтора в растворе составляла  $\lg [\text{F}^-]_{\text{р-р}} = 2,207$ , а для второго  $-2,555$ . Полученные цифры сопоставимы с концентрацией фтора в растворах порфировых месторождений. В исследованных нами серицитах из месторождений золота и серебра в вулканических толщах среди березитизированных пород содержания фтора варьируют заметно. Количество его не превышает 0,34%, а в большинстве образцов фтор отсутствует. Наибольшее содержание фтора отмечается в сериците из обрывков стекол в эксплозивных брекчиях полиметаллического с серебром месторождения в Кураминском вулканогенном поясе. Вообще слюды этого месторождения заметно превосходят по содержанию фтора серициты всех других исследованных месторождений (рис. 52). На диаграмме видна хорошо выраженная зависимость между содержаниями фтора и кристаллизационной воды, которая нарушается при содержаниях воды выше 5,4%. По-видимому, в этой области, помимо обычной аналитической ошибки, дополнительную неопределенность вносит избыточная гидратированность слюд, которая иногда фиксируется рентгеноструктурным методом (межплоскостное расстояние больше чем 10,1–10,2 Å). Определение воды в серицитах представляет аналитические трудности и часто сопряжено со значительными погрешностями. Так, высокое содержание воды в обр. № 27 (5,85%) не соответствует определенной рентгеновским методом величине межплоскостного расстояния 10 Å; судя по кривой потери веса, содержание кристаллизационной воды составляет

4,05%, именно это содержание и было принято при построении диаграммы. В обр. № 40 обнаружено очень низкое содержание фтора, и причина сильного отклонения его фигуративной точки от общей тенденции осталась невыясненной. Таким образом, исследованные серициты обнаружили некоторую, хотя и небольшую, обогащенность фтором по сравнению с мусковитами из пегматитов и серицитами из медно-порфировых месторождений. При этом отчетливо выделились богатые фтором серициты из полиметаллического с серебром месторождения, приуроченного к взрывным брекчиям. Эти же серициты отличаются большими пределами вариации степени фенгитовости и степени окисления железа.

**Схема взаимоотношения фаций.** Изложенный материал подтверждает справедливость избранного принципа группировки фаций по степени гидратации типоморфных алюмосиликатных минералов и позволяет показать на соответствующей диаграмме относительное расположение отдельных фаций (рис. 53). Благодаря отрицательному наклону моновариантных линий реакций гидратации-дегидратации степень гидратации минералов заменяет оба параметра: температуру и кислотность. Но для выявления полей фаций внутри групп эти параметры используются раздельно. Между полями "серицитовых" и "аргиллизитовых" метасоматитов располагается область, названная переходной. Она характеризуется развитием смешанослойных минералов слюда-монтмориллонитового типа. В этой области возможно лишь условное отнесение изучаемых метасоматитов к одной из двух групп: к беззитам или аргиллизитам. Определению фациальной принадлежности в таком случае может помочь изучение формационных признаков.

## Глава 8

### ВЛИЯНИЕ КИНЕТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ РЕАКЦИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА СТРОЕНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В исследовании метасоматической зональности сложилось два подхода. Д.С. Коржинский, используя принцип локального равновесия и уравнение Эршлера, получил уравнения инфильтрационной зональности для случая, когда скорости химических реакций достаточно велики по сравнению со скоростью диффузии в растворе и не влияют на возникающие парагенезисы минералов [47]. Подход к этой проблеме со стороны динамики потока растворов и с учетом кинетики реакций минералообразования привел В.С. Голубева [18] к иному выражению, характеризующему строение метасоматической зональности. Если Д.С. Коржинский математически обосновал возникновение резких фронтов — границ между метасоматическими зонами и постоянство строения колонки зон по мере разрастания зональности, то уравнения В.С. Голубева допускают в общем случае размытые границы между зонами и постепенное изменение количественного минерального состава в пределах зон.

Попытаемся конкретизировать влияние химической кинетики на строе-

ние зональности, основываясь на уравнениях Д.С. Коржинского. Для инфильтрационной зональности справедливо соотношение  $\frac{\partial i}{\partial v} = -\varphi_i \frac{\partial C_i}{\partial x}$ , где  $i$  — содержание компонента в породе;  $C_i$  — концентрация его в растворе;  $v$  — объем просочившегося раствора;  $x$  — расстояние по направлению течения раствора;  $\varphi$  — фильтрационный эффект. При быстром взаимодействии раствора с твердой фазой компонента величина  $C_i$  соответствует концентрации насыщения по отношению к этой твердой фазе. В этом случае легко доказывается пропорциональность величин  $dx/dv = x/v$  [47] и, следовательно, постоянство скорости распространения сечения с постоянными концентрацией компонента в растворе и содержанием его в породе:

$$\left(\frac{x}{v}\right)_{i, C_i} = (dx/dv)_{i, C_i} = -\varphi_i \frac{\partial C_i}{\partial i} \quad (1)$$

Если скорость химической реакции между раствором и твердой фазой компонента мала, то реакция проходит неполностью, величина  $c_i$  отличается от концентрации насыщения и зависит от степени прохождения реакции  $\alpha_i$ , а значит, и от скорости реакции  $r_i$ . Зависимость между скоростью химической реакции и концентрацией реагента выражается уравнением Аррениуса:

$$r_i = k_{oi} C_i e^{-E^a/(RT)},$$

преобразовав которое, можно записать

$$C_i = \frac{r_i e^{-E^a/(RT)}}{k_{oi}}.$$

Имея в виду дифференцировать это выражение по  $x$ , положим в самом грубом приближении, что предэкспоненциальный множитель  $k_{oi}$  и энергия активации реакции  $E^a$  не зависят от  $x$ , и объединим их в коэффициент

$$k_{ai} = k_{oi} \exp(E^a/(RT)), \text{ тогда } C_i = k_{ai} r_i.$$

Дифференцируя полученное выражение и подставляя результат в уравнение зональности (1), имеем

$$\left(\frac{dx}{dv}\right)_{i, C_i} = -\varphi \frac{\partial(k_{ai} r_i)}{\partial x} = \varphi_i k_{ai} \frac{\partial r_i}{\partial x}.$$

Из этого уравнения следует, что скорость распространения сечения с концентрацией  $C_i$  зависит от скорости химической реакции раствора с твердой фазой  $i$ . Скорость реакции в общем случае должна меняться вдоль колонки даже при условии изотермичности системы и однородности физико-механических свойств пород в силу наличия градиента концентраций компонентов раствора, и в первую очередь градиента pH. Следовательно, и скорость распространения сечения  $C_i$  должна варьировать, т.е. является функцией расстояния  $x$ . Величину отклонения скорости от равновесной, соответствующей уравнению (1), можно оценить, зная степень прохождения реакции в данной точке. Изменение концентрации

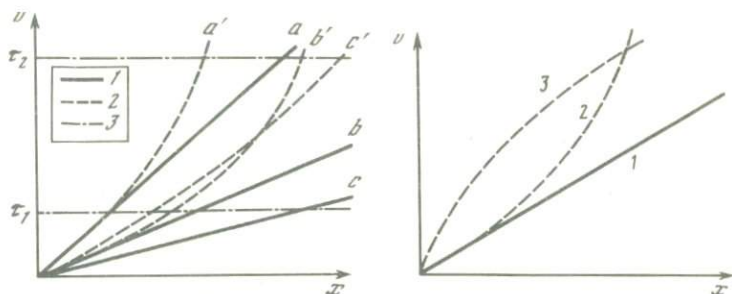


Рис. 54. Соотношение скоростей распространения сечений  $C_i$  в инфильтрационной зональности растворения породы  $A + B + C$  в случаях достижения локального равновесия (1) и неполного прохождения реакций (2), показана зональность в момент времени  $\tau_1$  и  $\tau_2$  (3)

Рис. 55. Возможные соотношения величин  $(dx/dv)_{i,C_i}$  для случаев достижения локального равновесия (1) и для химически неравновесных процессов с  $\partial^2 x / \partial v^2 < 0$  (2) и  $\partial^2 x / \partial v^2 > 0$  (3)

равно изменению количества (числа молей) компонента в единице объема:

$\partial C_i = \frac{\partial n_i}{v}$ . Если степень прохождения реакции равна  $\alpha_i$ , то число частиц

(молей) компонента, вовлеченных в реакцию,  $\partial n_i'$  связано с числом частиц (молей), прореагировавших в случае завершенности реакции ( $\partial n_i$  при  $\alpha_i = 1$ ), соотношением  $\partial n_i' = \partial(\alpha_i n_i)$ . Отсюда и реальное изменение концентрации с учетом неполноты прохождения реакции

$$\partial C_i' = \frac{\partial n_i'}{\partial v} = \frac{\partial(\alpha_i n_i)}{v} = \delta(\alpha_i C_i),$$

$$\frac{\partial C_i'}{\partial x} = \frac{\partial(\alpha_i C_i)}{\partial x} = C_i \frac{\partial \alpha_i}{\partial x} + \alpha_i \frac{\partial C_i}{\partial x},$$

$$\left(\frac{dx}{dv}\right)' = -\varphi_i \frac{\partial C_i'}{\partial x} = -\varphi_i \left( C_i \frac{\partial \alpha_i}{\partial x} + \alpha_i \frac{\partial C_i}{\partial x} \right);$$

$$\text{При } \frac{\partial \alpha_i}{\partial x} = 0 \quad \left(\frac{dx}{dv}\right)' = \alpha \left(\frac{x}{v}\right);$$

$$\frac{\partial \alpha_i}{\partial x} < 0, \quad \left(\frac{dx}{dv}\right)' < \alpha \left(\frac{x}{v}\right);$$

$$\frac{\partial \alpha_i}{\partial x} > 0, \quad \alpha \left(\frac{x}{v}\right) < \left(\frac{dx}{dv}\right)' \leq \frac{x}{v},$$

т.е. во всех случаях скорость фронта замещения при незавершенной химической реакции меньше скорости фронта при достижении локального равновесия.

Пусть мы имеем три компонента  $a, b, c$  в растворе и соответствующие им твердые фазы  $A, B, C$ , слагающие породу. Скорости фронтов растворения этих фаз отображаются наклоном прямых  $A, B, C$  на рис. 54. При

данном расположении прямых зональность имеет вид:  $Ж \rightarrow A + Ж \rightarrow A + B + Ж \rightarrow A + B + C$ .

В начальный период формирования зональности (момент  $\tau_1$  на рис. 54) величины степени прохождения реакций растворения, допустим, располагаются в таком порядке  $\alpha_B > \alpha_C > \alpha_A$ .

Соответствующие скорости распространения фронтов с учетом кинетики отображены пунктирными линиями:  $U'_B > U'_C > U'_A$ . По мере движения вдоль оси  $x$  или по мере разрастания колонки величины степени прохождения реакции меняются и в момент времени  $\tau_2$ :  $\alpha_C > \alpha_B > \alpha_A$ . Это отражено в пересечениях пунктирных кривых. Соответственно фронты растворения фаз располагаются в следующем порядке:

в момент  $\tau_1 \rightarrow Ж \rightarrow A \rightarrow A + C \rightarrow A + B + C$ ,

в момент  $\tau_2 \rightarrow Ж \rightarrow A \rightarrow A + B \rightarrow A + B + C$ ,

т.е. состав средней зоны колонки меняется по мере разрастания зональности. Теоретически возможны два вида соотношений между "равновесной" и "кинетической" скоростями распространения фронтов зональности: с нарастанием разницы между ними и со сближением их величины по мере увеличения  $x$  и  $v$  во фронтальных зонах. Для первого случая  $\partial^2 x / \partial v^2 < 0$ , для второго —  $\partial^2 x / \partial v^2 > 0$ .

Обычно наблюдаются соотношения первого типа, так как при движении от тыловой зоны к фронтальной агрессивность и реакционная способность раствора уменьшаются и соответственно замедляются химические реакции, уменьшается степень прохождения реакций за тот же период времени, поэтому скорость движения фронтов все больше замедляется сравнительно со скоростью в идеальной модели (рис. 55).

В случае диффузионной зональности содержание компонента в породе и концентрация его в растворе связаны соотношением

$$\frac{\partial i}{\partial t} = D_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2}.$$

Переменные  $x$  и  $t$  взаимозависимы (как  $x$  и  $v$  в инфильтрационной зональности) и могут быть заменены одной переменной  $\omega$ :

$$\left(\frac{dx}{dt}\right)_{a, \dots, k} = \frac{\omega}{2\sqrt{t}} = \frac{\omega^2}{2x}.$$

Отсюда следует, что скорость продвижения фронта замещения обратно пропорциональна расстоянию и корню квадратному из времени (Коржинский, 1982 г.). При неполном достижении равновесия однозначная зависимость между  $x$  и  $t$  нарушается появлением дополнительного параметра — скорости химических реакций  $r_i$  или степени завершенности реакций  $\alpha_i$ . Тогда замена переменных  $x$  и  $t$  одной невозможна, а скорость фронтов выражается через  $x$ ,  $t$  и  $\alpha_i$ :

$$\left(\frac{dx}{dt}\right)_{a, \dots, k} = -2D_i \frac{\partial^2 (\alpha_i C_i)}{\partial x^2} / \frac{\partial i}{\partial x};$$

концентрация компонента с учетом кинетики реакции равна

$$C_i' = \alpha C_i, \quad \frac{\partial c_i'}{\partial x} = \frac{\partial(\alpha_i C_i)}{\partial x}, \quad \frac{\partial^2 C_i'}{\partial x^2} = \frac{\partial^2(\alpha_i C_i)}{\partial x^2}.$$

Концентрация компонента связана с кинетическими параметрами зависимостью  $c_i' = \frac{r_i}{k_0} e^{-E^{ai}/(RT)}$

$$\frac{\partial C_i'}{\partial x} = \frac{\partial(r_i e^{-E^{ai}/(RT)})}{k_0 \partial x} = \frac{1}{k_0 \partial x} [e^{-E^{ai}/(RT)} \partial r_i + r_i \partial e^{-E^{ai}/(RT)}],$$

$$\frac{\partial^2 C_i'}{\partial x^2} = \frac{1}{k_0 \partial x^2} \left[ \frac{\exp \frac{E^{ai}}{RT}}{RT} \partial r_i \partial E^{ai} + \exp \frac{E^{ai}}{RT} \partial^2 r_i + \frac{\exp \frac{E^{ai}}{RT}}{(RT)^2} (1 + \right. \\ \left. + RT) \partial^2 E^{ai} \right] = \frac{\exp \frac{E^{ai}}{RT}}{k_0 (RT)^2 \partial x^2} [2RT \partial r_i \partial E^{ai} + (RT)^2 \partial^2 r_i + \\ + (1 + RT) \partial^2 E^{ai}].$$

Следовательно, скорость фронта связана с двумя переменными  $r_i$  и  $E^{ai}$  нелинейной зависимостью. Соответствующее уравнение в принципе разрешимо, но при анализе природных объектов обычно недостаточно данных о кинетических константах реакций. В большинстве случаев возможны лишь сравнительные или полуколичественные оценки скорости реакций в соседних зонах колонки зональности.

Сказанное справедливо для простых реакций осаждения-растворения однокомпонентных соединений, но с рядом ограничений и допусков применимо к более сложным реакциям. Главные допущения при этом следующие: 1) минералы растворяются конгруэнтно; 2) к исследуемым сложным реакциям применимо понятие эффективной (суммарной) энергии активации [124]; 3) реакция метасоматического замещения может быть представлена суммой последовательно протекающих реакций растворения исходного минерала и осаждения новообразующегося, при этом для характеристики скорости суммарной реакции учитывается скорость определяющей, т.е. самой медленной, ее ступени.

Рассмотрим пример метасоматической зональности в березитах из Курминского хребта.

Вмещающие биотит-роговообманковые андезиты и андезито-дациты подверглись березитизации вдоль зон окварцевания, часто содержащих рудную минерализацию. Совершенно свежих пород обнаружить не удалось: даже в наименее измененных разностях стекло в основной массе замещено хлоритом. При анализе зональности, однако, мы будем считать такие породы свежими, на небольшое количество автометаморфического хлорита пока не будем обращать внимания. Тогда зональность может быть представлена в виде табл. 31, где зоны пронумерованы от неизме-

Состав диффузионной зональности березитов  
в районе Кочбулакского месторождения

Минералы	Номера зон						
	6	5	4	3	2	1	0
Реликтовые	—	—	—	<i>Мт</i>	<i>Мт</i>	<i>Мт</i>	<i>Мт</i>
	—	—	—	—	<i>Бу</i>	<i>Бу</i>	<i>Бу</i>
	—	—	—	—	—	<i>Пл<sub>50</sub></i>	<i>Пл<sub>50</sub></i>
	—	—	—	—	—	—	<i>Рог</i>
Новообразо- ванные	—	—	—	<i>Хл</i>	<i>Хл</i>	<i>Хл</i>	—
	—	—	<i>Ка</i>	<i>Ка</i>	<i>Ка</i>	<i>Ка</i>	—
	—	<i>Сер</i>	<i>Сер</i>	<i>Сер</i>	<i>Сер</i>	—	—
	<i>Кв</i>	<i>Кв</i>	<i>Кв</i>	<i>Кв</i>	<i>Кв</i>	—	—
	<i>Пир</i>	<i>Пир</i>	—	—	—	—	—
Реакции между зона- ми	<i>Сер</i> → <i>Кв</i>	<i>Ка</i> → <i>р-р</i>	<i>Хл</i> → <i>Сер</i> <i>Мт</i> → <i>Пир</i>	<i>Бу</i> → <i>Сер</i> + + <i>Мт</i>	<i>Пл</i> → <i>Ка</i> + + <i>Сер</i> + <i>Кв</i>	<i>Рог</i> → → <i>Хл</i> + + <i>Ка</i>	

ненного андезита (0) до центральной окварцованной зоны (6). По результатам подсчета количественных соотношений минералов в шлифах построена диаграмма распределения минералов в изученном разрезе (рис. 56), на которой видно, что внешние зоны колонки отличаются непостоянным содержанием минералов — количество последних постепенно меняется в пределах зон, обуславливая размытые границы между зонами. Во внешних зонах сохраняются реликтовые магматические минералы, число и количество которых убывает по мере нарастания интенсивности метасоматического преобразования породы. В этой части разреза не достигалось локальное равновесие, между минералами преобладали кинетические взаимоотношения и определяющей ступенью метасоматических реакций было растворение реликтовых минералов. Порядок их растворения определял зональность отложения новообразований, а сам зависел от соотношения скоростей реакций. Чтобы подойти к количественной оценке кинетических зависимостей, рассмотрим, какие из кинетических факторов в нашем случае определяют различия скоростей растворения различных минералов.

Из теории кинетики химических реакций известно, что определяющей ступенью в реакции обычно является прохождение активным комплексом активационного барьера, т.е. скорость реакции  $r_i = C_i^\ddagger \tau$ , где  $C_i^\ddagger$  — концентрация активационного комплекса;  $\tau$  — время прохождения им активационного барьера [124]. Величина  $C_i^\ddagger$  определяется статистически суммами активационного комплекса (АК):

$$\frac{C^\ddagger}{C_A C_B \dots} = e^{-E^{ai}/(RT)} \frac{Z_{\text{общ}}^\ddagger}{Z_A Z_B \dots}; Z_{\text{общ}}^\ddagger = Z_x^\ddagger Z^\ddagger,$$

где  $Z_{\text{общ}}^\ddagger$  — общая сумма АК;  $Z_x^\ddagger$  — сумма вдоль координаты реакции;

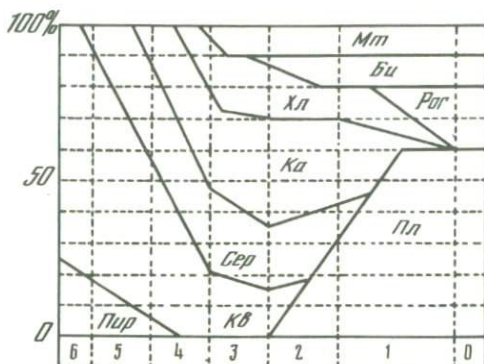


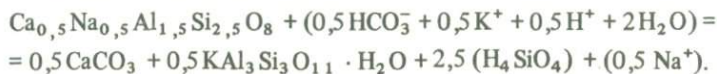
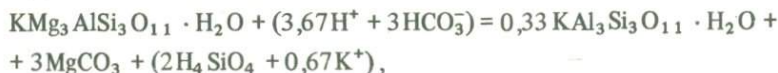
Рис. 56. Околожильная зональность в березитах Акшуранской депрессии (Кураминский хребет), выявленная по количественным подсчетам минералов в шлифах

Общий объем породы принят за 100%. Метасоматические зоны (от неизмененного биотит-роговообманкового андезита к кварцево-рудной зоне): 1 — андезит слабоизмененный; 2–3 — слабоберезитизированный андезит (2 — с реликтовыми биотитом и магнетитом; 3 — с реликтовым магнетитом); 4 — березитизированный андезит; 5 — березит; 6 — центральная пирит-кварцевая зона

$Z^{\neq}$  — сумма для всех остальных степеней свободы. В результате можно выразить константу скорости реакции через статистические суммы:

$$K = \frac{kT}{h} \frac{Z_{\text{общ}}^{\neq}}{Z_A Z_B \dots} e^{-E^{\text{ак}}/(RT)}$$

Для вычисления статистических сумм требуется вычислить: 1) моменты инерции молекулы; 2) частоты колебаний исходных молекул и активационного комплекса. Количественно наибольший вклад дает первый фактор, причем для небольших температур (до 200°C) колебательные статистические суммы близки к 1 и могут вообще не учитываться. Вращательные суммы определяют через момент инерции  $I^a = \sum M_i r_i^2$ , где  $M_i$  — атомные массы атомов в молекуле АК;  $r_i$  — расстояние атомов от оси инерции молекулы АК. Величина момента инерции варьирует в зависимости от размеров молекулы от первых десятков до сотен. Для молекул среднего размера, каковыми являются молекулы порообразующих силикатов, можно в грубом приближении принять  $I_a = 30-50$ . Тогда вращательная сумма  $Z = 0,203(I_a T)^{0,5} = 25-30$ , т.е. пределы колебаний невелики. Сравнимые минералы (роговая обманка, биотит и плагиоклаз) обладают молекулами несильно различающимися весом и размерами элементарной ячейки, поэтому можно ожидать, что различие в величине вращательных сумм будет меньше приведенных пределов. Запишем выражения для скорости замещения плагиоклаза и биотита. С этой целью процесс замещения можно представить в виде двух реакций: замещения исходного биотита и плагиоклаза:



Скорость реакции равна разности прямой и обратной реакций:  $\omega = \vec{\omega} - \vec{\omega}$ , но в рассматриваемом случае замещаются высокотемпературные магматические плагиоклаз и биотит в условиях, далеких от полей их устойчивости. Поэтому можно принять скорость обратной реакции пренебрежимо малой. Тогда для замещения плагиоклаза мусковитом с карбонатом:

$$\omega_{Пл} = \vec{\omega}_{Пл} = (Пс_i) \vec{K}_{Пл} = [\text{НСО}_3]^{0,5} [\text{Н}^+] \vec{K}_{Бу}$$

и соответственно для замещения этими минералами биотита:

$$\omega_{Бу} = \vec{\omega}_{Бу} = (Пс_i) \vec{K}_{Бу} = [\text{НСО}_3]^3 [\text{Н}^+]^{3,67} \vec{K}_{Бу}.$$

Примем те же значения активностей ионов, какие были использованы для расчета фугитивности  $\text{СО}_2$  при березитизации:

$$[\text{НСО}_3^-] = 10^{-3} M, [\text{К}^+] = 10^{-2} M, \text{pH} = 4$$

и подставим их в выражения для скоростей реакций:

$$\omega_{Пл} = 10^{-1,5} \cdot 10^{-1} \cdot 10^{-2} \vec{K}_{Пл} = 10^{-4,5} \vec{K}_{Пл},$$

$$\omega_{Бу} = 10^{-9} \cdot 10^{-14,68} \vec{K}_{Бу} = 10^{-23,68} \vec{K}_{Бу}.$$

В наблюдавшихся нами случаях березитизации андезитов степень замещения биотита и плагиоклаза новообразованиями была примерно равная, хотя и варьировала в разных шлифах. Как было показано ранее [137], по степени замещения минерала можно судить о степени прохождения и относительной скорости реакции:

$$\omega_{Пл} = \frac{\alpha_{Пл}}{\tau}, \quad \omega_{Бу} = \frac{\alpha_{Бу}}{\tau}, \quad \frac{\omega_{Пл}}{\omega_{Бу}} = \frac{\alpha_{Пл}}{\alpha_{Бу}},$$

где  $\alpha$  — степень прохождения реакции оценивается приблизительно по отношению величины замещенной части фенокристалла ко всему фенокристу;  $\tau$  — время. В нашем случае, согласно наблюдениям:  $\alpha_{Пл} \approx \alpha_{Бу}$ .

Тогда  $10^{-4,5} \vec{K}_{Пл} = 10^{-23,68} \vec{K}_{Бу}$ , или  $\vec{K}_{Пл} = 10^{-19,18} \vec{K}_{Бу}$ .

Раскрывая содержание  $\vec{K}$ , принимаем в соответствии с изложенным, что статистические суммы в обоих случаях близки, так что их различием можно пренебречь при грубом сравнительном расчете. Отсюда, сокращая в правой и левой частях одинаковые величины, получим для  $T = 500 \text{ К}$ :

$$e^{-E^{aПл}/(RT)} = 10^{-19,18} e^{-E^{aБу}/(RT)} \quad \text{и} \quad -\frac{E^{aПл}}{RT} = -\frac{19,18}{2,303} - \frac{E^{aБу}}{RT},$$

$$E^{aПл} = E^{aБу} + RT \frac{19,18}{2,303} = E^{aБу} + 8,314 \cdot 10^{-3} \cdot 500 \frac{19,18}{2,303} =$$

$$= E^{aБу} + 34,62.$$

Эта зависимость при разной температуре показана на рис. 57. Часто биотит в измененных породах замещается в иной степени, чем плагиоклаз, что указывает на протекание реакции при других температуре и составе раствора с изменившейся скоростью. Скорость разложения биотита находится в сильной зависимости от концентрации калия в раст-

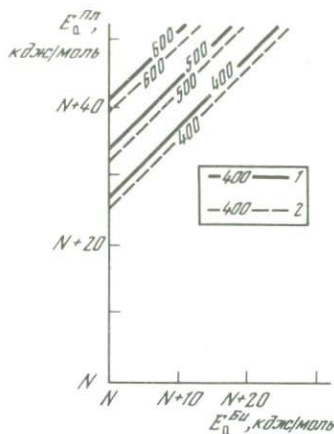


Рис. 57. Соотношение энергии активации реакций замещения биотита и плагиоклаза для разной температуры

$N$  — некоторое число, введенное с целью иметь начало отсчета; цифры на линиях —  $T$ , К; 1 — для  $[K^+] = 0,01M$ ; 2 — для  $[K^+] = 0,1M$

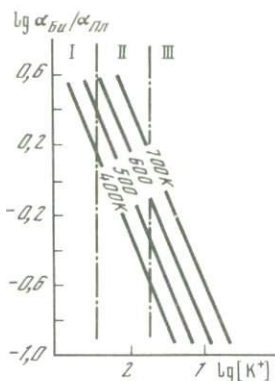


Рис. 58. Соотношение степени замещения биотита и плагиоклаза в зависимости от  $[K^+]$  и  $T$

I — кислотный низкокалийевый метасоматизм; II — кислотный средне- и высококалийевый метасоматизм; III — щелочной калиевый метасоматизм

воре [21]. Даже незначительное повышение концентрации калия приводит к замедлению реакции в несколько раз, тогда как замещение плагиоклаза должно несколько ускоряться. Примем минимальное влияние калия на соотношение скоростей реакций. Тогда для 500 К:  $E^{aПл} = E^{aБу} + 31,91$ .

Соответствующее семейство прямых для разных температур приведено на рис. 58. Сопоставление степени прохождения рассматриваемых реакций для процессов метасоматизма, различающихся по кислотности, активности калия и температуре, приводит к выводу о степенной зависимости величины  $\alpha_{Бу}/\alpha_{Пл}$  от активности калия. На основании этой зависимости выделены три области: 1) кислотного низкокалийевого метасоматизма (кварциты, кварц-серицитовые породы) с  $\omega_{Пл} < \omega_{Бу}$  и с большей устойчивостью плагиоклаза относительно биотита; 2) кислотного средне- и высококалийевого метасоматизма (березиты, гумбенты) с примерно равным  $\omega_{Пл} \approx \omega_{Бу}$ ; 3) щелочного калиевого метасоматизма (кварц-полевошпатовые метасоматиты, пропилиты) с большей устойчивостью биотита относительно плагиоклаза ( $\omega_{Пл} > \omega_{Бу}$ ). Рост температуры смещает прямые линии в сторону высоких  $[K^+]$  и  $\alpha_{Бу}/\alpha_{Пл}$ . Выяснив фацию метасоматитов и определив по шлифам величину  $\alpha_{Бу}/\alpha_{Пл}$ , можно приблизительно оценить температуру процесса. Предложенный метод дает неточные количественные результаты, но позволяет составить представление о порядке разницы в энергиях активации метасоматических реакций. Сравнение рассчитанных таким путем величин с данными по экспериментально изученным реакциям позволит подойти к оценке энергий активации метасоматических реакций, а также к фациальному расчленению метасоматитов по степени прохождения метасоматических реакций.

# Часть III

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

---

### Глава 9

#### УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В пределах рудных месторождений и рудных полей наблюдается закономерное распределение ассоциаций минералов и метасоматических фаций в вертикальном сечении. Это распределение, а также изменение в вертикальном направлении строения колонки околожильной зональности составляют вертикальную метасоматическую зональность (Омельяненко, Русинов, 1985 г.). Ее существование отражает как изменение характера гидротермальных растворов и условий осаждения минералов со временем ("стадийная" зональность), так и существование вертикальных градиентов внешних параметров процесса минералообразования ("фациальная" зональность). Распознавание по строению вертикальной зональности главных факторов, определяющих ее возникновение, является основой для выяснения условий генезиса рудной минерализации и околорудных метасоматитов. С практической точки зрения изучение вертикальной зональности позволяет оценить глубинность минералообразования и величину эрозионного среза месторождения или рудного поля.

Базой для разработки модели вертикальной метасоматической зональности является теория метасоматической зональности Д.С. Коржинского, а именно математическая модель инфильтрационной зональности с прохождением волны кислотных компонентов [47]. Эта теория предполагает существование потока растворов, в целом неравновесных с породами, возникновение по направлению течения потока двух или более неравновесных между собой метасоматических зон и достижение состояния локального равновесия внутри каждой из зон между растворами и породой.

Другой подход к выводу уравнения инфильтрационной зональности с использованием системы динамических уравнений привел В.С. Голубева [18] к несколько иным результатам. Модель В.С. Голубева отличается отсутствием ограничения, касающегося достижения локального равновесия в пределах метасоматических зон. С этим связаны некоторые различия в теоретически ожидаемом строении зональности: модель Голубева допускает размытые границы между метасоматическими зонами, обусловленные постепенным изменением количественных соотношений минералов в них. Если на систему уравнений В.С. Голубева наложить условие достижения

локального равновесия внутри зон, то получается результат, аналогичный модели Д.С. Коржинского.

В отличие от теоретических моделей и экспериментальных систем вертикальная метасоматическая зональность геологических объектов представляет собой сложное природное явление, отражающее влияние целого ряда факторов на ход гидротермального процесса. Особенно это относится к системам, обнаруживающим связь синтрузивными гранитоидными массивами, где корневые зоны метасоматической зональности формируются на раннем, магматическом этапе процесса, а верхние — на постмагматическом. И те и другие развиваются в условиях градиента температуры, фугитивности углекислоты и других параметров. Рассмотрим проявления вертикальной зональности в различных геологических условиях. Наиболее контрастно различаются: 1) проявления, корневые зоны которых уходят в эндоконтакты гранитоидного массива; 2) проявления, не обнаруживающие пространственной связи с интрузивным магматизмом. К первым относятся примеры сочетания формаций пропилитов и березитов, пропилитов и эпитермальных аргиллизитов, калиевых "роговиков" и березитов, формация вторичных кварцитов с сильным телескопированием высокотемпературных зон низкотемпературными. Ко вторым относятся метасоматиты колчеданосной кварц-серицит-хлоритовой формации, синвулканических аргиллизитов и океанских апобазальтов.

Вертикальная зональность в формации пропилитов тесно связана с зональностью сопряженных роговиков и эндоконтактных проявлений метасоматизма и метамагматизма. Типичная схема разреза (снизу вверх) имеет следующий вид: 1) порфириовидные гранитоиды повышенной щелочности, местами до сиенитов и граносиенитов; 2) кварц-калишпатовые эндоконтактные образования; 3) контактовые роговики; 4) биотитовые пропилиты; 5) эпидот-актинолитовые и эпидот-хлоритовые пропилиты (зоны 1–5 — зоны корневой части гидротермальной системы); 6) — березиты — верхняя часть системы. Конкретные примеры реализации этой схемы были описаны ранее (например, Улский массив, пропилиты Скалистых гор, Карпат), а при известных различиях между ними для всех примеров характерно смещение со временем зон корневой части зональности из глубины вверх, с продвижением фронта магматического замещения и роговиков в зону биотитовых пропилитов, а последних — в зону эпидот-хлоритовых пропилитов. Березитизация около кварцево-рудных жил наложена на эпидот-хлоритовые пропилиты, а нижняя граница березитов располагается в верхней части биотитовых пропилитов.

Сходная зональность наблюдается и в связи с формацией калиевых "роговиков". Отличие ее связано с сохранением высокой активности калия в растворах не только в зоне магматического контакта, но и на большом расстоянии от него (порядка 1 км и, возможно, более), в области с довольно низкой температурой гидротермального процесса. В результате главный объем метасоматических пород в колонке вертикальной зональности занят фациями калиевых "роговиков", а пропилиты вырождены и представлены зонами эпидотизации. Снизу вверх развиты: 1) порфириовидные гранитоиды повышенной щелочности; 2) их эндоконтактная фация — сиенит-диоритовые порфириты; 3) контактовые роговики повышенной калиевости; 4) эпидот-ортоклазовые метасоматиты; 5) линейные зоны хлорит-адуляро-

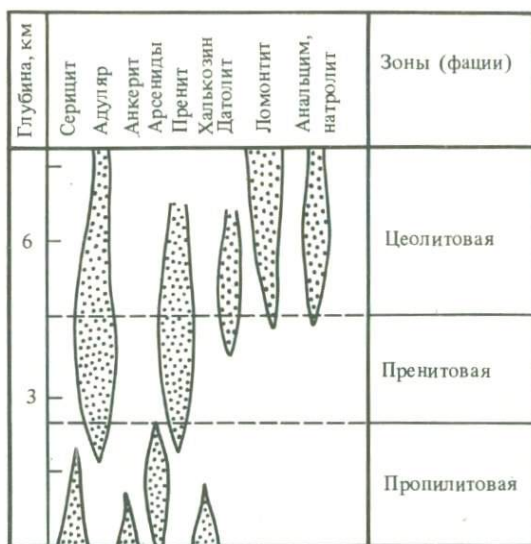


Рис. 59. Вертикальная зональность метасоматитов и оруденения в Мичиганском рудном районе (по: [131])

вых метасоматитов; 6) березиты. В проявлениях такой зональности также наблюдаются признаки разрастания первых зон за счет последующих (более верхних), кроме последней, березитовой, которая разрастается как вверх, так и вниз за счет пропилитов и выклинивается вниз в зоне контактовых роговиков. В этих примерах в строении вертикальной метасоматической зональности участвуют не только фации, но и формации метасоматитов, встречающиеся в различных сочетаниях в зависимости от геологических условий. Во всех примерах корневые зоны формируются под действием асцендентного потока преимущественно магматических флюидов, а верхние зоны кислотных метасоматитов образуются при движении растворов не только вверх, но и вниз и при значительном участии в них подземных вод. Одним из главных факторов возникновения зон вертикальной зональности в пределах метасоматических формаций является температура.

Температурная зональность характерна для многих пропилитов. Продукты зеленокаменного изменения вулканических толщ, относимые некоторыми авторами к пропилитам, но по минералого-петрографическим особенностям скорее занимающие промежуточное положение между пропилитами и продуктами регионального метаморфизма, характеризуются вертикальной зональностью фаций (снизу вверх): эпидот-хлоритовая — альбит-хлоритовая — цеолитовая, определяемой градиентом температуры. Медное и полиметаллическое оруденение в них приурочено к цеолитовой и отчасти хлорит-альбитовой зоне пропилитов, концентрируясь в контактовых ореолах гранитоидных массивов.

По характеру минеральных ассоциаций к описанной зональности близок пример Мичиганского меднорудного района [131]. Вертикальная зональность метасоматитов и оруденения в нем схематически отображены на рис. 59. В наиболее глубокой зоне вмещающие метасоматиты содержат пумпел-

лиит, эпидот, хлорит, а в рудных телах присутствуют серицит, анкерит, халькозин, самородная медь и арсенопирит (рудное тело Балтик Лоуд). Выше, в "промежуточных" зонах проявляется пренит, количество которого нарастает вверх по зоне, дадолит и адуляр (тела Кеарсарж, Колумет). Проявление адуляра сопровождается резким уменьшением количества серицита. В руде сокращается содержание мышьяка и исчезает арсенопирит. В верхней зоне широким развитием пользуются ассоциации цеолитовой фации (с ломонтином, натролитом, анальцитом). Вдоль трещин ассоциации глубинных зон проникают в верхние горизонты, что свидетельствует об асцендентном характере потока растворов, производивших пропилитизацию. Медная минерализация присутствует по всему разрезу, но в нижней зоне самородная медь ассоциирует с халькозином, арсенопиритом, и другими арсенидами, а выше она является практически единственным рудным минералом. У границы глубинной и промежуточной зон отмечена мышьяковистая медь. В карбонатах отмечается смена анкерита глубинных зон кальцитом, а еще выше — родохрозитом. Таким образом, зональность в жилах и измененных породах свидетельствует о нарастании щелочности и окислительных условий среды минералообразования вверх по разрезу (появление адуляра вместо серицита, кальцита вместо анкерита, развитие цеолитов). Судя по рудным минералам, нижние зоны характеризовались восстановительной обстановкой. Выше в породах и в силикатах отношение  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  уменьшается, присутствует мышьяк в самородном состоянии как примесь к меди, поэтому можно предполагать некоторое повышение окислительного потенциала среды вверх по разрезу. В целом все ассоциации отвечают повышенной щелочности, что может быть объяснено бедностью флюида углекислотой (признаком этого служит устойчивость пумпеллита, пренита и цеолитов в жилах и около жил).

К метасоматитам, формирующимся вблизи от активных контактов гранитоидных массивов, относятся, кроме пропилитов, скарны, грейзены и вторичные кварциты. Зональность скарнов в настоящей работе не рассматривается, а особенности зональности в грейзенах кратко даны по Д.В. Рундквисту [91]. Различаются два основных типа вертикальной зональности в грейзенах в зависимости от особенностей геологического положения: в минерализованных куполах и в околожильных грейзенах. Корневые части метасоматитов в минерализованных куполах представлены кварц-полевошпатовыми и слюдисто-кварц-полевошпатовыми метасоматитами по гранитам. Выше залегают слюдисто-кварцевые, кварцевые и кварц-топазовые либо кварц-турмалиновые грейзены, слабоизмененные породы. В кварц-полевошпатовых метасоматитах сосредоточена редкометалльная минерализация, сменяющаяся выше бериллиевой и литиевой и далее — оловянно-вольфрамовой. В околожильных грейзенах вертикальная зональность проявлена хуже, хотя принципиально сходна с описанной в куполах. Нижние горизонты характеризуются сравнительно однородным минеральным составом: слюда + кварц и слюда + полевой шпат + кварц, а верхние горизонты — более разнообразны: здесь встречаются кварцевые и мусковит-кварцевые грейзены с топазом, турмалином. Общая направленность зональности в обоих случаях состоит, таким образом, в нарастании кислотности среды вверх. Однако наиболее верхние зоны околожильных грейзенов характеризуются вновь понижением кислотности:

в них образуются мусковитовые, мусковит-флюоритовые, поздние слюдино-полевошпатовые разности. В соответствии с метасоматической зональностью происходит и смена рудной минерализации в оловянно-вольфрамовых месторождениях снизу вверх: олово — олово, вольфрам, висмут — вольфрам, различные сульфиды. Как видно, рудная зональность тоже отвечает росту кислотности среды вверх. В общем виде зональность грейзенов имеет вид (снизу вверх): альбитизированные, калишпатизированные граниты — грейзенизированные граниты — мусковитовые грейзены (с касситеритом) — кварцевые жилы (с вольфрамитом, касситеритом, шеелитом), часто с топазом или с турмалином. Такая зональность в общем отвечает падению температуры от глубоких горизонтов к верхним и сопровождается нарастанием кислотофильности возникающих минеральных парагенезисов. Вертикальный градиент температуры, следовательно, можно рассматривать в данном случае как главный фактор метасоматической зональности. Кислотно-основная дифференциация в грейзенизирующих растворах проявлена относительно слабо, судя по незначительному развитию продуктов стадии сопряженного отложения, хотя Д.В. Рундквист и отмечает признаки эволюции кислотности растворов во времени: сначала кислотность нарастает до максимума (кварцевые и кварц-топазовые грейзены), а затем падает и тогда возникают мусковит-микроклиновые и микроклиновые поздние метасоматиты.

Зональность метасоматитов в медно- и молибдено-порфиновых месторождениях принципиально близка к охарактеризованной зональности грейзенов и заключается в смене снизу вверх ортоклазовых метасоматитов "филлизитами", по терминологии В.С. Попова (кварц-серицитовыми породами), а далее — аргиллизитами (кварц-каолинитовыми и кварц-каолинит-монтмориллонитовыми породами) и пропилитами. Своеобразие вертикальной зональности этого типа состоит в развитии аргиллизированных пород, содержащих глинистые минералы (каолинит и монтмориллонит), а также в формировании на ряде месторождений зоны высокоглиноземистых кварцитов с андалузитом, диаспором и корундом, приуроченной к контакту гранодиоритового массива с породами кровли. В целом зональность определяется падением температуры вверх, с удалением от гранитоидного массива. Однако порфировые месторождения отличаются широким развитием телескопирования, пространственным совмещением одновременных разнотемпературных процессов, с чем, по-видимому, связан контрастный характер метасоматических фаций в породах кровли и появление таких низкотемпературных минералов, как каолинит, сравнительно близко к контакту массива. Возникновение в приконтактовой области существенно окварцованных пород свидетельствует о резком поокислении гидротермальных растворов в этой зоне. Такое поокисление может быть связано с резким перепадом температур именно в зоне контакта интрузива с породами кровли. Следует отметить при этом сравнительно высокотемпературный характер кварца в образованиях формации вторичных кварцитов. По данным изучения газовойжидких включений, температуры их гомогенизации достигают 400°С. Глинозем, растворенный в процессе кислотного выщелачивания и окварцевания, несколько позже отлагался здесь же в виде прожилков и линзочек андалузита, корунда и других высокоглиноземистых минералов. Судя по высокотемпературному

характеру этих минералов, их осаждение происходило при температурах, вряд ли заметно более низких, чем температуры окварцевания, и, следовательно, система охлаждалась медленно. Существенно, что глинозем практически не выносился за пределы зоны окварцевания, а лишь перетлагался в составе других минералов и в иных формах выделения.

Обобщение особенностей вертикальной метасоматической зональности в разнообразных примерах явлений кислотной стадии в контактах гранитоидных массивов выявляет две тенденции. Одна из них свойственна слабоокварцованным породам месторождений медно-порфирового и молибден-порфирового типа, при которой от ядра системы к периферии (или снизу вверх) сменяются зоны: 1) кварц-биотит-ортоклазовая; 2) кварц-серицитовая (главная по мощности); 3) пропилитовая. Другая характеризует вторичные кварциты, либо сопровождающие оруденение порфирового типа, либо имеющие самостоятельное развитие: 1) ортоклаз-кварцевая; 2) кварцевая с высокоглиноземистыми минералами — корундом, андалузитом, диаспором и др. (главная по мощности); 3) кварц-серицитовая; 4) пропилитовая. Оба типа зональности представляют собой результат телескопирования метасоматитов прогрессивной стадии (полевошпатовых метасоматитов и пропилитов) продуктами регрессивной стадии, связанными с сильнокислыми растворами. Вторая тенденция отличается от первой гораздо более интенсивным выщелачиванием в средней зоне, примыкающей к контакту интрузива. Различие это имеет характер тенденции и часто наблюдаются случаи зональности гибридного типа. Типично, однако, что рудная минерализация приурочена к кварц-серицитовым (и кварц-полевошпатовым) породам, а в кварцитах практически отсутствует.

Зональность метасоматитов в районе порфириновых месторождений развивается в течение нескольких миллионов лет, как показывают данные К—Аг возраста по североамериканским месторождениям [128]. В начале формируются высокотемпературные щелочные метасоматиты в зоне эндо- и экзоконтакта (см. рис. 18). Затем, с переходом к кислотной стадии метасоматический ореол в целом смещается от интрузива в боковые породы. При дальнейшем понижении температуры возникают кварц-серицитовые метасоматиты, которые распространяются как в боковые породы, так и в сторону интрузива, накладываясь на ранние метасоматиты.

Метасоматиты золото-серебряных месторождений, формирующиеся в вулканических поясах в субвулканической фации глубинности, относятся к формации эпитермальных аргиллизитов. Верхняя зона метасоматического ореола обычно имеет пластообразную форму, связанную с растеканием растворов вдоль слоев пород, и залегает в целом согласно с литологическими границами вмещающей вулканогенной толщи. Снизу вверх сменяются зоны: 1) альбит-хлоритовые или эпидот-хлоритовые пропилиты; 2) кварц-гидрослюдистая; 3) кварц-каолиновая; 4) кварц-алунитовая с линзами алунит-каолиновых пород — агальматолитов; 5) монокварцевая. Наблюдаются признаки замещения пропилитов ассоциациями кварц-гидрослюдистой зоны. Примеры такой зональности были проанализированы и обобщены в [99], их особенность состоит в интенсивном окислении сероводорода гидротермальных растворов в верхней части метасоматического ореола и в возникновении из-за этого зоны ультракислого мета-

соматизма, сложенной кварцитами. Эта зона, имеющая, как правило, линзо- или пластообразную форму, обычно перекрыта покровами или потоками лав и других труднопроницаемых для растворов пород, которые подверглись слабому изменению типа пропилитизации малой интенсивности. Эпитермальные аргиллизиты образуют верхнюю часть зональности, корневые зоны которой сложены пропилитами и приближены к контактам гранитоидных массивов.

Под зоной окварцевания в кварц-алунитовых и кварц-каолинитовых породах располагаются гнезда и линзы, сложенные высокоглиноземистыми минералами: каолинитом и алунитом. Такие линзы представляют собой участки концентрированного отложения перемещенного глинозема, имеют незначительное распространение и не образуют сплошной зоны. Под линзами агальматолитов каолинит-алунитового состава наблюдались прожилки алунита, проникающие в нижерасположенную кварц-каолинитовую зону. При этом заметного окварцевания и выноса глинозема из пород, залегающих ниже кварц-алунитовой зоны, не отмечается. Наиболее вероятным источником глинозема прожилков алунита и агальматолитовых тел является поэтому самая верхняя зона — монокварцитов. В случае "обычного", восходящего, движения растворов следовало бы ожидать признаков замещения минералов верхней зоны (алунита) минералами нижней (каолинитом). Следовательно, мы вправе полагать, что в некоторых участках верхней части метасоматического ореола наряду с общим восходящим движением гидротермальные растворы просачивались и сверху вниз.

В березитах вертикальная зональность выражается главным образом в изменении состава карбонатов, входящих в состав внутренних и промежуточных зон латеральной околожильной зональности. Например, в Дарасунском месторождении от глубоких горизонтов к поверхности убывает железистость карбонатов внешних и средних зон березитовой колонки и возрастает количество кальцита среди карбонатов [123]. В исследованных нами березитах Кураминского хребта и Улского массива наблюдалась обратная этой зональность с приуроченностью серицит-анкеритовой фации к менее глубинным частям гидротермальной системы, а серицит-кальцитовой — к более глубинной части. В соответствии с приведенными расчетами возникновение той или иной фации березитов зависит от температуры, фугитивности углекислоты и кислотности раствора, а также от соотношения вертикальных градиентов температуры и фугитивности углекислоты: при быстром возрастании температуры с глубиной можно ожидать зональность второго типа, а при растянутом температурном градиенте — первого типа.

Основные черты зональности колчеданных месторождений были суммированы В.П. Логиновым [61]. Принципиально метасоматический ореол представлен кислотными метасоматитами и в вертикальном разрезе характеризуется нарастанием снизу вверх степени окварцевания, а у верхней границы ореола — концентрированным осаждением выщелоченного ниже глинозема в виде мономинеральных серицитовых пород (серицитолитов). К кровле метасоматического ореола приурочены также и стратифицированные колчеданные залежи, пространственно тесно ассоциирующие с серицитолитами. При этом серицитолиты образуют пластообразные, тоже стратифицированные тела, тяготеющие к флангам колчеданных линз.

Наблюдается пересечение кварц-серицитовых пород и мономинеральных скоплений серицита прожилками пирита, сфалерита и халькопирита — главных минералов массивных колчеданных руд. Можно полагать поэтому, что оруденение по крайней мере отчасти было наложено на околорудные метасоматиты. Часто колчеданные руды окаймляются оторочкой железистого хлорита, имеющей мощность от нескольких сантиметров до 1—2 м и образовавшейся приблизительно одновременно с рудой. Во многих колчеданных месторождениях метасоматиты и первичные руды образовывались синхронно с отложением вмещающей вулканической толщи на морском дне и непосредственно под ним. Впоследствии и руды и метасоматиты подверглись наложенным гидротермальным процессам и региональному метаморфизму, которые сильно повлияли на их зональность и парагенезисы. Таким образом, процесс становления колчеданных месторождений был сложным и по представлениям исследователей полигенным [88, 110]. Наиболее ранним моментом в его развитии было выщелачивание пород и их окварцевание, формирование кварц-серицитовых пород подрудного ореола и тел массивного серного колчедана. Выщелоченные компоненты отлагались у верхней границы ореола и по флангам. На предрудные метасоматиты наложилось оруденение меди и цинка с синрудными хлоритовыми оторочками. Пространственные соотношения участков окварцевания и сопряженного осаждения глинозема свидетельствуют в пользу предположения, что гидротермальные растворы, достигая определенного горизонта, фиксировавшего кровлю руд и метасоматитов, выше почти не проникали, а растекались в стороны от канала, вдоль стратиграфического контакта. Схематически вертикальный ряд метасоматических зон имеет вид (снизу вверх): 1) слабоизмененные породы; 2) кварц + серицит + хлорит; 3) кварц + серицит; 4) кварц (зона не всегда присутствует); 5) серицитолиты сопряженного осаждения.

В некоторых из исследованных колчеданных месторождений Урала наблюдалось развитие пропилитов в виде корневых зон метасоматической зональности. Например, в Блявинском рудном поле колчеданные залежи заключены в ореоле эпидот-хлоритовых пропилитов, выделяющихся на фоне более низкотемпературной наложенной на них пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма (Логонов и другие). Эпидотовые пропилиты развиты также в висячем боку колчеданной залежи Учалинского месторождения, описаны в Сибайском месторождении [86]. В ряде случаев пропилиты неразличимы на фоне регионального зеленокаменного метаморфизма эпидот-хлоритовой фации из-за сходства минеральных ассоциаций. Развитие относительно высокотемпературных корневых зон пропилитов является косвенным признаком связи гидротермальной системы с залегающим сравнительно неглубоко интрузивным массивом. Более прямым доказательством этому служат проявления высокотемпературных вторичных кварцитов в качестве околорудных метасоматитов колчеданных залежей некоторых североуральских месторождений (Кабанского, Красногвардейского). Такие кварциты описаны В.П. Логоновым [59] и характеризуются зональностью, типичной для формации вторичных кварцитов (от внутренних частей к внешним): андалузит + корунд, диаспор + зуниит, топаз + пирофиллит, флюорит + кварц. На все зоны наложен более поздний серицит. Ассоциации вторичных кварцитов явля-

ются дометаморфическими, в пользу чего говорит наряду с наблюдавшимися структурными взаимоотношениями между минералами и зональностью также и высокая температура образования (около 350–400°С) по сравнению с региональным метаморфизмом (низкотемпературная часть фации зеленых сланцев – порядка не выше 300°С). В других случаях, например в типе куроко, такой связи с интрузиями не предполагается.

Колчеданно-полиметаллические месторождения алтайского типа при общем сходстве околорудных метасоматитов с колчеданными обладают некоторыми отличиями. К их числу относятся присутствие среди продуктов сопряженного осаждения хлоритолитов и широкое развитие карбонатных парагенезисов, позволяющих отнести их к березитам. Детальные исследования, проведенные В.Б. Чекваидзе [120], позволили выделить несколько типов вертикальной зональности в этих месторождениях в зависимости от строения метасоматического ореола, определяемого геологическими условиями формирования месторождений. Если же отвлечься от этих различий, то принципиальная схема зональности состоит в развитии на глубине кислотного выщелачивания с окварцеванием и серицитизацией пород и последовательным выносом оснований (снизу вверх сменяются зоны: 1 – пропициты с эпидотом или кальцитом; 2 – хлорит + кальцит + серицит + кварц; 3 – хлорит + серицит + кварц; 4 – серицит + кварц), а вверху – сопряженного осаждения вынесенных оснований с последовательным образованием вверх: 1 – хлоритовых, 2 – хлорит-карбонатных, 3 – хлорит-карбонат-альбитовых метасоматитов. Порядок зон может в разных случаях несколько варьировать, однако общая схема (выщелачивание-осаждение) выдерживается в большинстве случаев, за исключением "открытого" типа зональности, в котором метасоматиты осаждения проявлены слабо.

Таким образом, колчеданные месторождения отличаются отчетливым проявлением опережающей волны кислотных компонентов, связанной с кислотнo-основной дифференциацией растворов в пространстве. Другой особенностью является циклический характер зональности, часто наблюдаемый в месторождениях этого типа. Примерами циклично-зональных колчеданных залежей являются месторождения Сибайское на Южном Урале, ряд месторождений типа куроко в Японии.

## Глава 10

### ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В гидротермальных рудных месторождениях наиболее мощными факторами ее возникновения являются градиенты температуры и фугитивности кислорода. Эти градиенты заметно проявляются в особых геолого-структурных условиях (под экранами, на контактах разнородных сред и т.д.). В случае, если канал циркуляции гидротермальных растворов представлен крутопадающей трещиной, заключенной в однородной толще пород,

то градиенты и зональность проявляются слабо или не возникают. Действие динамических факторов, приводящих к дифференциации растворов в фильтрующемся потоке, также обнаруживается наиболее отчетливо в случае значительного температурного градиента (например, в близповерхностных и приконтактных месторождениях) в виде опережающей волны кислотных компонентов.

Д.С. Коржинский, разрабатывая теорию метасоматической зональности, придавал большое значение в ее формировании фильтрационному эффекту. Проблема фильтрационного эффекта вызвала оживленную дискуссию. Одним из главных возражений против его петрологического значения является то, что это явление доказано только в эксперименте и должно нивелироваться в геологическом масштабе. Наблюдающуюся кислотно-основную дифференцию в растворах объясняют изменением температуры. В последнее время появились геологические доказательства проявления фильтрационного эффекта при глубинном высокотемпературном метасоматизме в отсутствии градиента температуры [90] и при образовании зональности в грейзенах [91], т.е. в глубинных образованиях.

Для метасоматитов глубинных зон характерны относительно малые градиенты температуры вследствие общего фонового прогрета вмещающих пород. Окислительный потенциал здесь поддерживается буферными реакциями. Существующие здесь вариации температуры не оказывают существенного влияния на режим кислотности растворов, так как лежат в области высоких абсолютных значений (выше 500°C). Наблюдаемые по парагенезисам минералов градиенты кислотности обусловлены в основном "внутренними" причинами. Для зональности здесь характерно нарастание кислотности от фронтальных зон к средним, а затем спад ее к тыловым зонам. Наблюдаемые закономерности находят удовлетворительное объяснение с позиций концепции фильтрационного эффекта, обуславливающего различную скорость фильтрации компонентов. Рассмотрим, каким образом должен влиять фильтрационный эффект на формирование метасоматической зональности.

Математическая модель вертикальной метасоматической зональности была впервые разработана Д.С. Коржинским в рамках его общей теории метасоматической зональности. Основой модели являются уравнения, представляющие собой систему уравнений локального материального баланса. Согласно этим уравнениям, скорости распространения сечения потока с постоянными концентрациями в растворе  $C_i$  и содержаниями в породе  $i$  какого-либо компонентов, в том числе скорости движения границ зон  $\omega^n$ , прямо пропорциональны коэффициенту фильтрационного эффекта  $\varphi_i$  и концентрационному члену:

$$\omega^n = \varphi_i (\partial C_i^n / \partial i^n).$$

Соотношение величин  $\omega^n$  для разных зон определяет расположение зон, т.е. строение метасоматической зональности. Из уравнения следует, что строение зональности зависит как от величины  $\varphi_i$ , так и от интенсивности массообмена между фильтрующимся раствором и пористым минеральным каркасом. Коэффициент фильтрационного эффекта связан с особенностями механизма фильтрации растворов через пористые фильтры. Его влияние на строение зональности можно рассмотреть на примере кон-

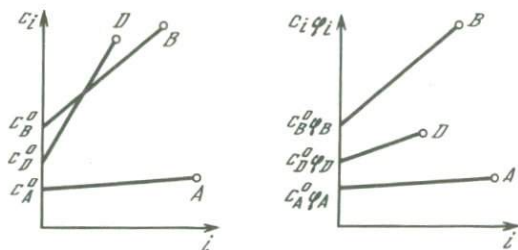


Рис. 60. Соотношения  $c_i-i$  при формировании диффузионной зональности без учета влияния  $\varphi_i$

Рис. 61. Соотношения  $c_i-i$  при формировании диффузионной зональности с учетом того, что  $\varphi_B > \varphi_D > \varphi_A$

центрационной диаграммы. В отличие от диаграммы Д.С. Коржинского мы использовали координаты  $(\varphi_i C_i) - i$ , учитывая, что  $\varphi_i (\partial C_i / \partial i) = \partial (C_i \varphi_i) / \partial i$ . Рассмотрим, например, зональность растворения породы, сложенной минералами  $A, B, D$  (рис. 60). Для случая, когда  $\varphi_A \approx \varphi_B \approx \varphi_D \approx 1$ , наклоны линий  $C_A^0 - A$  и других определяют строение колонки растворения  $Ж \rightarrow Ж + A \rightarrow Ж + A + B \rightarrow Ж + A + B + D$ . Если коэффициенты  $\varphi_i$  заметно различаются между собой, то это вызовет изменения в положениях точек, соответствующих исходному (втекающему) раствору на оси ординат, и наклонов линий, определяющих скорость распространения фронтов зон, например, так, как показано на рис. 61 (линии  $\varphi_A C_A^0 - A$  и др.). Положение точек  $A, B, D$  не изменится, так как они соответствуют неподвижному поровому раствору, равновесному с исходной породой. При достаточно большой разнице в коэффициентах ( $\varphi_D \gg \varphi_B$ ) возможно принципиальное изменение соотношений скоростей движения соответствующих фронтов и изменение строения колонки:  $Ж \rightarrow Ж + A \rightarrow Ж + A + D \rightarrow Ж + A + D + B$ .

В рассмотренных примерах роль фильтрационного эффекта в формировании зональности обычно второстепенная, хотя в отдельных случаях для сильно различающихся  $\varphi_i$  он может обусловить иную, чем без его учета, последовательность зон.

Допустим, что раствор фильтровался через толщу пород на значительном расстоянии до того, как вошел в интервал, где располагается исследуемая колонка инфильтрационной зональности. Проявление фильтрационного эффекта на этом первом отрезке выражается в том, что компоненты с  $\varphi_i \approx 1$  будут накапливаться в передовых частях потока, а компоненты с  $\varphi_i < 1$  — в тыловых частях. Тогда вдоль потока будет наблюдаться изменение концентраций компонентов. При входе раствора в исследуемый интервал на его границе будет происходить соответственно изменение концентраций  $C_i^0$  с течением времени, что должно отразиться и на изменении скоростей движения фронтов зон. Закономерности строения зональности для этого случая рассмотрены в модели инфильтрационной зональности с прохождением опережающей волны кислотных компонентов. В этой модели фильтрационный эффект играет важную роль.

Для метасоматитов умеренных глубин характерны условия образования, отличающиеся значительным перепадом температур. Формирующиеся

Зависимость факторов, определяющих строение вертикальной метасоматической зональности (в.м.з.), от глубинности

Область глубинности по характеру в.м.з.	Соответствующая фация глубинности*	Ведущий фактор**	Пример типа или формации метасоматитов
Приповерхностная (зона окислительного действия атмосферы, $T < 200-300^{\circ}\text{C}$ )	Приповерхностная и часть субвулканической	$f_{\text{O}_2}, T$	Аргиллизированные породы, метасоматиты месторождений типа куроко
Умеренных глубин (зона крутого температурного градиента, $100 < T < 400^{\circ}\text{C}$ )	Часть субвулканической и гипабиссальной	$T, f_{\text{O}_2}$ , фильтрационный эффект	Березиты, пропилиты, аргиллизированные породы, вторичные кварциты, метасоматиты колчеданов алтайского типа
Глубинная (зона низкого градиента температуры, $T > 400^{\circ}\text{C}$ )	Часть гипабиссальной и абиссальная	Фильтрационный эффект, $T$	Метасоматиты щелочно-ультраосновных массивов, грейзены

\*Фации глубинности по Д.С. Коржинскому [44].

\*\*Факторы перечислены в порядке убывания значимости.

здесь пропилиты обнаруживают отчетливую вертикальную зональность, которая может рассматриваться как температурная. Следующий ряд фаций отражает понижение температуры: эпидот-актинолитовая, эпидот-хлоритовая, хлорит-альбитовая, кальцит-альбитовая. При исследовании геологических разрезов через пропилитизированные породы с большой амплитудой глубин устанавливаются признаки перекристаллизации кремнезема с растворением его в более глубокой высокотемпературной зоне и отложением в низкотемпературной верхней зоне.

В рассматриваемой области умеренных глубин минералообразование происходит преимущественно в интервале  $100-400^{\circ}\text{C}$ , для которого характерно сильное изменение степени диссоциации и гидролиза кислот и оснований в зависимости от температуры. Поэтому температура играет здесь особенно важную роль в формировании зональности (табл. 32).

Приповерхностная область характеризуется еще более крутыми градиентами температуры, а также интенсивным окислением сульфидной серы из-за сильной аэрации подземных вод. Большое значение приобретает градиент фугитивности кислорода. Примерами зональности такого типа являются околорудные аргиллизированные породы в месторождениях золота, серебра, полиметаллов.

Три кратко охарактеризованные области глубинности проявлений вертикальной метасоматической зональности не могут быть точно разграничены. Переходы между ними имеют скорее геологический смысл и варьируют по глубине в зависимости от структурных условий, гидродинамического режима, степени аэрации подземных вод и состава гидротермального раствора.

Закономерности размещения оруденения в вертикальном разрезе око-

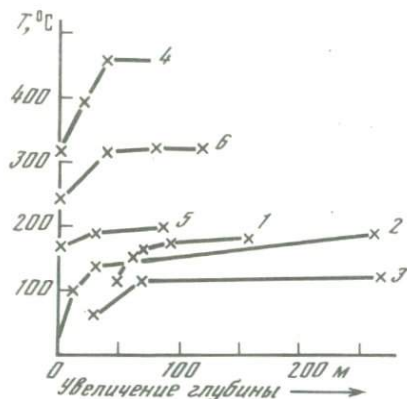


Рис. 62. Значение вертикального градиента в разных гидротермальных системах (по [103])

1–3 – синвулканические аргиллизиты современных геотермальных полей: 1 – Йеллоустонского парка, 2 – Паужетского, 3 – Вайракей; 4 – Сибайское колчеданное месторождение (Южный Урал); 5 – барит-флюоритовое месторождение Таскойнар Южный (КазССР); 6 – месторождение Злетово (СФРЮ)

лорудно-измененных пород достаточно сложные. Согласно модели опережающей волны кислотных компонентов, в потоке растворов рудные компоненты должны преимущественно отлагаться в наиболее верхних, передовых, зонах метасоматитов стадии кислотного выщелачивания. Во многих случаях, например в медно-порфировых и в ряде колчеданно-полиметаллических месторождений, это подтверждается. Однако отчетливо такая закономерность проявлена в благоприятных структурных условиях, например под экранами и при большом температурном градиенте. При отсутствии структурных ловушек и низком термоградиенте оруденение может отлагаться в большем интервале глубин (до 1 км и более) и часто не обнаруживает приуроченности к верхней части ореола кислотного выщелачивания, как, например, в некоторых вольфрамовых, ртутных и других месторождениях.

Главным фактором зональности в области малых глубин является температура. Определения температуры образования метасоматитов редки. Большинство соответствующих определений производилось на основании изучения газовой-жидких включений в минералах рудных ассоциаций. Некоторые данные получены по изотопным и минеральным геотермометрам. При этом если распределение температур по стадиям гидротермального процесса изучалось обычно довольно детально, то надежные сведения о распределении температур минералообразования в пространстве ограничены. Извлеченные из литературы сведения [103] дают представление о распределении температур в вертикальном интервале и о величине градиентов температуры на месторождениях разных типов и разной глубинности образования (рис. 62). Выбраны преимущественно данные, касающиеся какой-либо одной стадии гидротермального процесса. Подавляющая часть из опубликованных в литературе определений касается жильных, в том числе рудных, минералов, а непосредственно по метасоматитам данных очень мало. Использование таких значений температуры

Температуры минералообразования в метасоматитах  
и в заключенных среди них кварцевых жилах

Район месторождения	Тип метасоматитов	T°, C		Метод определения температуры	Источник
		в метасоматитах	в жилах		
Центральная Камчатка	Пропилиты	200–250	200–300	Декрепитация кварца, эпидота	[97]
	Кварциты	360	350		
Гора Алуни- вая, Северо- Восток СССР	Аргиллизированные породы	180–250 (рудный интервал, 180–220)	220–250	То же и гомогенизация ГЖВ	[24]

для суждения о температурном режиме околорудного метасоматизма достаточно условно. Однако редкие имеющиеся определения в жилах и сопутствующих им метасоматитах показывают довольно близкие температуры (табл. 33). Особенно они должны быть сходными для жил и околосильных метасоматитов, которые сравнительно близки друг к другу по возрасту, что отмечалось выше. Для наших целей важны не столько абсолютные значения, которые, конечно, не совпадают, сколько градиенты температур, которые менее подвержены изменениям. Это позволяет в виде грубого приближения использовать некоторые данные по жильным минералам.

Сравнение литературных данных показывает, что процессы аргиллизации и образования пород типа вторичных кварцитов в условиях приповерхностной фации происходят в интервале примерно от первых десятков градусов до 200–250°C. Вторичные кварциты субвулканической фации, пропилиты и березиты охватывают интервал от менее 100 до 400°C. Наконец, в еще более глубоких образованиях гипабиссальной и абиссальной фаций (скарны, грейзены, метасоматиты магматической стадии) верхний температурный предел достигает 700°C и более. Указанные интервалы охватывают все стадии гидротермального процесса. Если же рассматривать градиенты температуры в пределах какой-либо одной стадии, то наибольшие величины градиентов характеризуют наименее глубокие образования, а с ростом глубинности градиент температуры в общем уменьшается. Причем достаточно резкая граница наблюдается между образованиями весьма малых глубин и остальными. Данных по вертикальным температурным градиентам в наиболее глубоких образованиях почти не удалось обнаружить в литературе, за исключением примера метасоматитов в щелочно-ультраосновном магматическом массиве [90]. По имеющимся оценкам вариация температуры составляла там около 60°C на 5 км исследованного разреза через зональные метасоматиты, т. е. градиент, если и был, то не превышал порядка 1°C на 100 м.

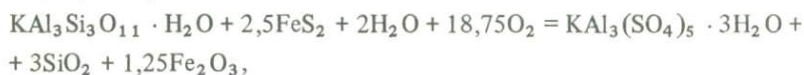
Интерес представляют выявленные вариации градиента температуры в пределах месторождений, а также отдельных рудных тел. Например, во флюоритовом месторождении Таскойнар Южный [41] на верхних го-

ризонтах градиент составлял 30–40°С на 100 м (рассчитан по данным гомогенизации включений в кварце II и отдельно III генераций), а на нижних резко ослабевал или вообще не проявлялся. Особенно резкое изменение градиента происходит между самыми верхними горизонтами на расстоянии 30 м при общем вертикальном интервале около 90 м. На полиметаллическом месторождении Злетово, по данным С.О. Янковича [125], для глубоких горизонтов в вертикальном интервале почти 200 м градиент вообще не отмечается, а на верхних 30 м он составляет около 30°С на 100 м. Аналогичным образом нарастание температурного градиента к верхним горизонтам отмечается по измерениям температур в скважинах на современных геотермальных полях, а также в колчеданных месторождениях, где в подрудных метасоматитах градиент очень незначителен, а в перекрывающих колчеданных залежах возрастает иногда до 400°С на 100 м. Таким образом, в месторождениях различной глубинности, с различными температурами минералообразования и с разными суммарными градиентами температур проявлена общая закономерность, заключающаяся в появлении и нарастании температурного градиента на верхних горизонтах (см. рис. 62).

Фиксация градиентной зоны в верхней части потока методами геотермометрии в реальных геологических объектах означает, что в момент времени, когда фронт раствора достиг исследуемого участка, дальнейшее распределение тепла вверх приостановилось. В противном случае признаки этой зоны, в частности газовой-жидкие включения, соответствующие понижающимся температурам, были бы уничтожены надвигающейся зоной раствора с постоянной максимальной температурой. Остановка может быть связана с остановкой фильтрации растворов из-за присутствия выше непроницаемого экрана или с изливанием раствора на земную поверхность или дно моря. Кроме того, возможна остановка теплового потока вследствие проникновения растворов в горизонты, изобилующие проточными подземными водами, которые интенсивно рассеивали подводное тепло.

Большое влияние на процессы минералообразования, особенно в приповерхностной области глубин, наряду с температурой оказывает фугитивность кислорода. Область вариаций этого параметра в гидротермальных растворах, согласно оценкам Х.Д. Холланда [118], заключена в пределах  $JgfO_2 = -42 \div -34$  при 250°С и сдвигается к более высоким значениям с повышением температуры. Сходные величины приводятся в [39].

Изучение непосредственно метасоматических образований, сложных обычно силикатами и другими нерудными минералами, редко позволяет выявить особенности режима кислорода в процессе минералообразования. К таким редким случаям, например, относится переход от зоны кварцсерицитовых (гидрослюдистых) пород с пиритом к вышерасположенной зоне алунитовых кварцитов в аргиллизированных породах. Переход характеризуется равновесием:



*Мус* + *Пир* + (2H<sub>2</sub>O + 18,75O<sub>2</sub>) = *Ал* + *Кв* + *Гем*. Обычно присутствует не мусковит, а гидрослюда, но, поскольку для наших целей различие не имеет принципиального характера, в записи реакции принята формула

мусковита. Направление реакции, как видно, однозначно определяется фугитивностью кислорода при активности воды, равной единице. Примеры подобной зональности известны в эпитермальных месторождениях цветных и благородных металлов и в сольфатарных полях на некоторых вулканах. Они характеризуются очень малой глубиной гидротермального процесса и интенсивной аэрацией вод, пропитывающих вмещающие породы. Подобные метасоматиты, сложенные опалом с алунитом и гематитом или с гидроокислами железа, возникают даже на поверхности сольфатарных полей. В более глубинных безалунитовых образованиях зависимость вертикальной зональности метасоматитов от градиента фугитивности кислорода прямо не устанавливается. Влияние этого фактора может быть прослежено более отчетливо лишь по зональности распространения рудных минералов. Так, в поверхностных и в наиболее приповерхностных условиях устойчивы гидроокислы железа и гематит в ассоциации с алунитом. При большей насыщенности растворов сероводородом вместо гематита может отлагаться пирит. Глубже, в зоне меньшей аэрации подземных вод, устойчивым парагенезисом является пирит + магнетит, который в еще более глубинных и восстановительных условиях сменяется пирротином с пиритом. Конкретизировать эту закономерность, однако, трудно из-за широкого интервала устойчивости парагенезиса гематита с пиритом. Для этой же цели можно использовать соотношение форм серы: сульфатной и сульфидной. Трудность состоит в том, что при этом необходимы точные измерения концентраций форм серы в рудообразующем флюиде, что практически невозможно. Благоприятным компонентом является мышьяк, образующий собственные минералы и примеси в сульфидах.

Наиболее окисленные формы мышьяка встречаются в поверхностных образованиях на современных вулканах и в зоне окисления (аурипигмент, скородит), в верхних горизонтах некоторых рудных месторождений, возникших в субэвральном хорошо аэрируемом толще (энаргит, люцонит) [61]. С переходом к более глубоким горизонтам эти фазы сменяются другими с менее окисленным состоянием мышьяка. Энаргит и люцонит сменяются от верхних горизонтов к нижним блеклыми рудами, а аурипигмент — реальгаром.

Энаргит рассматривается как признак высокоокислительных условий минералообразования, так как мышьяк входит в него в наивысшей положительной валентности (+5). Однако аурипигмент, содержащий мышьяк с валентностью +3, обычно распространен в более приповерхностных, более окислительных условиях, чем энаргит. Так, аурипигмент широко развит на поверхности сольфатарных полей и зон разгрузки современных вулканов, тогда как энаргит известен в рудных месторождениях, сформированных на некоторой глубине. Находки энаргита на сольфатарных полях единичны [55]. Эта особенность объясняется каталитической ролью меди в окислении мышьяка серой. Медь входит в состав энаргита с валентностью +1, т. е. с наименьшей положительной валентностью, поэтому можно представить, что медь, окисляясь серой, одновременно забирает часть электронов мышьяка, окисляя его и восстанавливаясь отчасти сама. Такой механизм возможен, так как сродство к сере у меди ниже, чем у мышьяка. Для сравнения условий осаждения энаргита и аурипигмента рассчитаны свободные энергии и величины  $\lg K_p$  образования этих минералов (табл. 34)

## Термодинамические данные для равновесий с участием минералов мышьяка\*

№	Реакции	$\Delta G_{298}^{\circ}$ , ккал/моль	$\lg K_{p298}$	Уравнение для $\lg f_{O_2}$
1	$0,5As_2S_3 + 3CuS + H^+ + e^- = Cu_3AsS_4 + 0,5H_2S$	-41,28	30,22	$\lg f_{O_2} = 36,03 - 0,32 pH$
2	$Cu_3AsS_3 + H_2S = Cu_3AsS_4 + 2H^+ + 2e^-$	+223,04	-163,51	$\lg f_{O_2} = 69,41 - 0,33 pH$

\*Исходные данные для энаргита и теннантита рассчитаны по: [118].

и равновесия между ними. Как видно, аурипигмент устойчив в более окислительных условиях, чем энаргит. Широко распространенным соединением мышьяка в рудах является теннантит, который, как и энаргит, содержит медь. Однако мышьяк в теннантите трехвалентный, а медь в основном двухвалентна. Расчет равновесия между ними показывает, что теннантит отвечает более восстановительным условиям:



В более глубоких и более высокотемпературных месторождениях главными фазами мышьяка являются такие минералы, как мышьяковистый пирит, арсенипирит, леллингит и другие арсениды, где мышьяк содержится в роли аниона. Самородная формы мышьяка сравнительно редка, что объясняется его низкой степенью "самородности" по термодинамическим оценкам [39] и высокому сродству к сере. Наблюдаемое осаждение самородного мышьяка из вулканических газов на земной поверхности объясняется зависимостью полей устойчивости его соединений от форм проявления серы в растворе: самородный мышьяк устойчив не только ниже поля его сульфидов, в области преобладания  $HS^-$  и  $S^{2-}$ , но и выше этого поля, где преобладают  $SO_3^{2-}$  и  $SO_4^{2-}$ . Мышьяк восстанавливается здесь за счет окисления серы. Аналогичное объяснение справедливо и для некоторых других самородных элементов, обнаруживаемых в обстановке высокой фугитивности кислорода, которая, казалось бы, им "противопоказана".

Рассматриваемая зависимость фазовых переходов от фугитивности кислорода не может считаться универсальным показателем глубинности. В действительности на все эти равновесия влияют и другие факторы. Наиболее существенный из них — концентрация в растворе сероводорода. При высоких его концентрациях, близких к насыщению, например в некоторых участках геотермального поля кальдеры Узон на Камчатке, на глубине менее 1 м от поверхности образуется аурипигмент, который глубже 1 м сменяется реальгаром [69]. Несмотря на прямой контакт с атмосферой, высшей степени окисления мышьяка здесь не достигается вследствие высокой активности сероводорода в растворах. Известны даже случаи проявления анионных форм мышьяка в пределах сольфатарных полей на вулканах. Так, на о-ве Кунашир, вулкан Менделеева, А.В. Зотовым описан мышьяковистый пирит с содержанием мышьяка

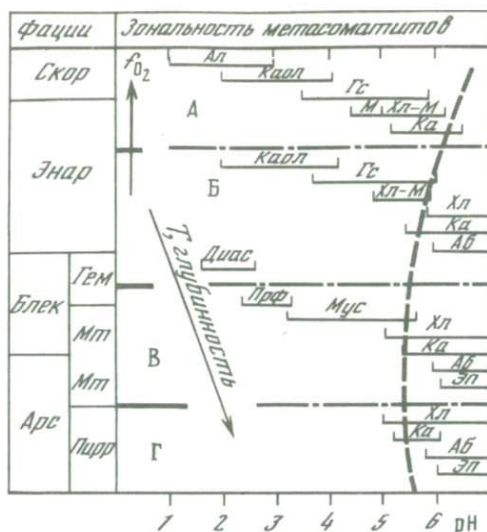


Рис. 63. Фации глубинности руд и метасоматитов по степени окисления мышьяка в минералах

Пунктир — линия изменения нейтрального значения pH с температурой. Зоны глубинности метасоматитов: А — приповерхностная (синвулканические аргиллизиты); Б — субвулканическая (эпитермальных аргиллизитов); В — зона глубин, переходных от субвулканической к гипабиссальной глубинности (вторичные кварциты, пропильты); Г — гипабиссальная

приблизительно до 2% As. Мышьяк в нем изоморфно замещает сульфидную серу. Минерал отлагается из струи раствора, насыщенного сероводородом, с температурой 70°C. Рядом, в осадке другого, более холодного, источника с низким содержанием сероводорода пирит мышьяка не содержит.

Таким образом, развитие тех или иных из отмеченных соединений мышьяка является индикатором окислительно-восстановительных условий минералообразования. В частности, по ним можно судить в известной степени о глубинности процесса, учитывая, что с нарастанием глубинности в общем совпадает уменьшение окислительного потенциала или фугитивности кислорода.

При выделении фаций минералообразования по фугитивности кислорода можно сравнивать величину  $\lg f_{O_2}$  только для минеральных парагенезисов, возникших при одинаковых температурах. Учитывая, однако, что действие повышения температуры обычно совпадает с эффектом нарастания восстановительных условий и, следовательно, в общем случае с эффектом нарастания глубинности, можно выделить фации относительной глубинности по смене мышьяковистых фаз с разным валентным состоянием мышьяка. Результаты такой попытки приведены на рис. 63.

Устойчивость тех или иных метасоматических фаций определяется, кроме температуры и фугитивности кислорода, также и кислотностью растворов, а на границы полей устойчивости ассоциаций минералов, содержащих карбонаты, влияет фугитивность углекислоты. Для нагляд-

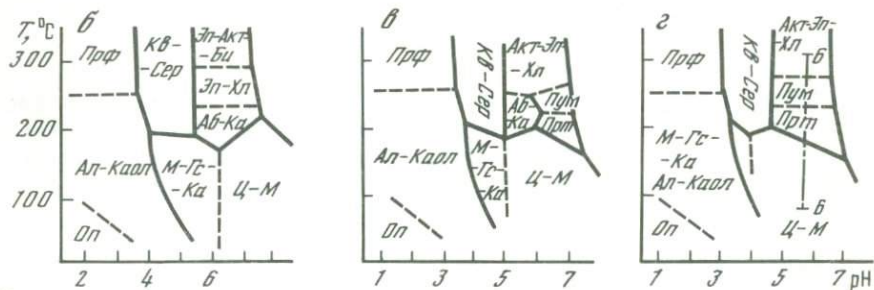
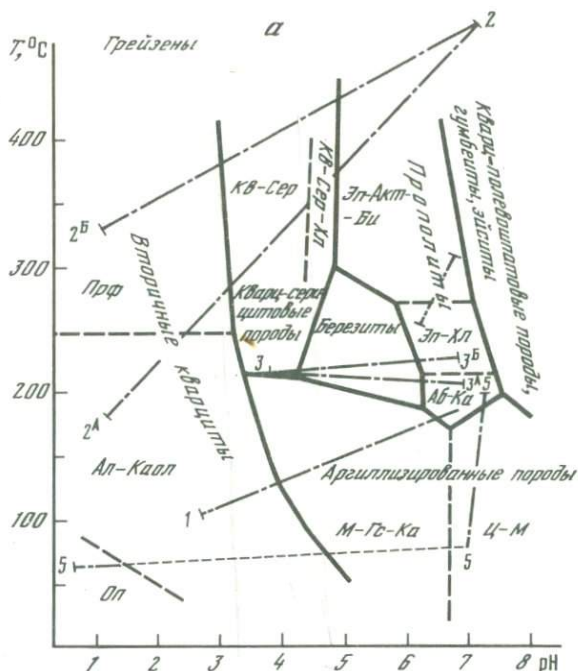
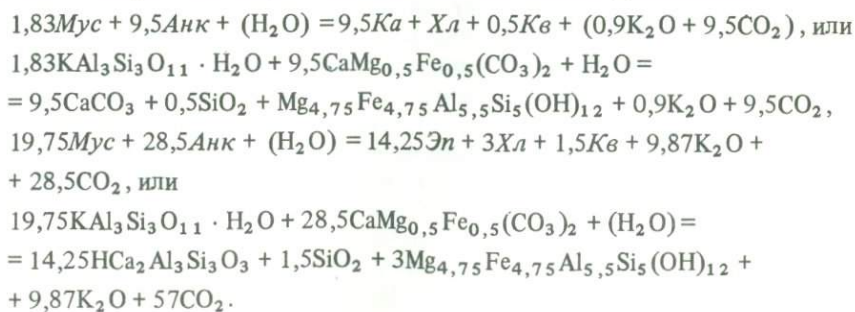


Рис. 64. Т-рН схемы метасоматических фаций при разной  $M_{CO_2}$   
 а -  $M_{CO_2} = 0,1$ ; б -  $0,06 < M_{CO_2} < 0,1$ ; в -  $0,01 < M_{CO_2} < 0,06$ ; г -  $M_{CO_2} < 0,01$

ного изображения взаимоотношений между фациями метасоматитов построена схематическая диаграмма: температура — кислотность раствора и несколько Т-рН сечений для разных мольных долей углекислоты во флюиде. В соответствии с экспериментальными данными [30] область типично околорудных метасоматитов с пропилитами и березитами соответствует высокому содержанию углекислоты, мольная доля которой во флюиде превышает 0,06. Этот случай отражен на диаграмме рис. 64. Диаграмма является схематичной, поскольку величину рН раствора нельзя сопоставить для разнотемпературных образований. Однако в качестве схемы диаграмма имеет смысл для сопоставления параметров в пределах каждого из выделенных рядов метасоматической зональности, а также для образований, близких по температуре, и дает приближенное представление

об относительной величине параметров формирования метасоматитов. В основу рис. 64 положена схема метасоматических формаций и фаций, опубликованная в работе [34]. В схему внесены некоторые изменения: кварц-серицитовые породы включены в формацию березитов; несколько смещена в область низких температур линия, соответствующая границе кварц-серицитовых и кварц-каолининовых пород, что ближе соответствует наблюдаемым в природе примерам развития алунитовых кварцитов и кварц-серицитовых пород в соседних зонах единой метасоматической колонки в некоторых порфириновых и колчеданных месторождениях. Границы между формациями и фациями проведены либо по имеющимся в литературе экспериментальным данным (поле березитов, фации вторичных кварцитов), либо по данным прямых измерений температуры и оценки рН растворов в современных геотермальных областях (часть диаграммы ниже 200°С, включающая аргиллизированные породы), либо по качественным и приближенно количественным данным геологических наблюдений (пропилиты, эйситы, гумбеиты). Детальные ссылки на источники приведены в работе [34]. На диаграмме показаны тренды зональности для различных разобранных выше объектов.

В современных геотермальных областях зональность определяется в основном градиентом температуры при незначительных локальных вариациях рН растворов. Лишь у самой поверхности происходит резкая смена аргиллизированных пород цеолит-монтмориллонитовой фации продуктами интенсивной опалитизации. Зона опалитов возникает под действием ультракислых растворов, обусловленных конденсацией из газовой фазы анионов сильных кислот. Промежуточные зоны (монтмориллонит-гидролюда-кальцитовая и алунит-кварцевая), которые следовало бы ожидать согласно диаграмме, не возникают в данном случае. Отсутствие их, по-видимому, связано с крайне неравновесными условиями минералообразования при низкой температуре и резкой смене кислотности на границе опалитов и аргиллизированных пород. Наблюдаемому разрыву соответствует пунктирный участок линии тренда на рис. 64. Не вполне соответствуют диаграмме также колчеданные месторождения, заключенные в пропилитах альбит-кальцитовой фации, для которых характерен переход от пропилитов к кварц-серицитовым породам, минуя карбонатсодержащие березиты. Отсутствие березитов может быть связано с меньшей мольной долей CO<sub>2</sub> в растворах и сокращением вследствие этого поля устойчивости магнезиально-железистых карбонатов, уступающих место ассоциациям кальцит + хлорит или эпидот + хлорит в соответствии с уравнениями:



Состав хлорита принят близким к составу шериданита (Дир и др., 1966 г.), состав мусковита — теоретический, эпидота — безжелезистый. Принятые упрощения состава не влияют на главную направленность реакций: парагенезис березитов (мусковит + анкерит) соответствует большей фугитивности углекислоты, чем парагенезисы правых частей уравнений. Для случая отсутствия березитов диаграмма приобретает вид, показанный на рис. 64, б. Возможна также другая тенденция: преимущественное развитие кальцита вместо анкерита и доломита в березитах при более низком содержании углекислоты. Такая тенденция описана в работе [123] для Дарасунского месторождения. С приближением к поверхности и падением мольной доли углекислоты вследствие дегазации растворов железистые карбонаты там сменяются все более кальциевыми при расширении поля развития кальцита.

Согласно экспериментальным данным [36, 83], при дальнейшем понижении доли  $\text{CO}_2$  до 0,06 становится устойчивым сначала пумпеллит, а затем и пренит, ассоциации которых вытесняют парагенезисы альбит + кальцит + хлорит и альбит + эпидот + хлорит. Эти соотношения схематически представлены на рис. 64, в. При величине  $M_{\text{CO}_2}$  немного менее 0,06 сечение  $T$ - $pH$  имеет вид, как на рис. 64, г, и соответствует промежуточному случаю между обычными пропилитами и продуктами регионального метаморфизма, как, например, в упоминавшемся уже случае вулканогенных толщ Аджаро-Триалетии [22]. При повышенной активности натрия (и при той же мольной доле  $\text{CO}_2$ ) в растворах происходит спилитизация пород и (как крайний случай) образование существенно альбитовых пород — адинол. При очень малом содержании углекислоты в растворах ( $M_{\text{CO}_2} = 0,01$  и меньше) мы приходим к диаграмме, отражающей вертикальную зональность регионального метаморфизма пренит-пумпеллитовой и сопутствующих фаций.

В рассмотренных примерах видно, что характер вертикальной метасоматической зональности зависит от глубинности образования месторождения. Однако само понятие "глубинности месторождения" страдает неопределенностью. Неопределенность связана с тем, что такой непосредственный признак глубины, как литологическое давление, оказывает малое влияние на реакции минералообразования в обсуждаемых месторождениях. К тому же давление в гидротермальной системе может сильно отклоняться от литостатического в силу особенностей структурно-гидродинамического режима на месторождении. Другой общепризнанный признак глубинности — температура тоже в сильной степени зависит от геологической обстановки и позволяет лишь общие сопоставления. Можно сказать, что в приповерхностных областях максимальные температуры минералообразования ниже, чем в глубоких горизонтах, а градиенты температуры имеют тенденцию к уменьшению с глубиной.

Вследствие отмеченных обстоятельств представляется целесообразным при оценке глубинности месторождений учитывать комплекс параметров, включающий наряду с давлением и температурой фугитивность кислорода и углекислоты.

**ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ  
ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ**

Принципиальными моментами строения вертикальной метасоматической зональности, имеющими генетическое значение, являются соотношение зон кислотных и основных метасоматитов и условия выклинивания метасоматитов на глубину (проблема "корней"). Произведенные в этом направлении исследования, результаты которых изложены выше, показали, что в гидротермальных системах, приуроченных к проявлениям интрузивного магматизма, кислотные и основные метасоматиты, как правило, тесно ассоциируют друг с другом и приурочены к одной и той же фазе внедрения гранитоидов. Это позволяет говорить об их генетическом единстве и объединять процессы их образования в один. Однако в большинстве проявлений кислотные метасоматиты пространственно обособлены от основных и слагают верхнюю часть в вертикальной зональности. Основные метасоматиты слагают корневые зоны, углубляясь в эндоконтакты интрузива. Взаимоотношения между этими двумя частями зональности варьируют в зависимости от геологических условий, но при этом постоянными признаками глубинной части являются высокая температура, повышенная щелочнометаллическая флюидность и непосредственный переход к продуктам магматического замещения вмещающих вулканических толщ. Верхняя часть характеризуется повышенной кислотностью растворов и в целом более низкой температурой процесса по сравнению с корневыми зонами. Согласно имеющимся данным, флюиды корневых зон имели преимущественно магматогенное происхождение, тогда как растворы верхних зон в основном представлены водами морского или метеорного происхождения. Примесь магматогенного флюида ощущается в них лишь во внутренних зонах и в рудных жилах. Исключение представляют метасоматиты формации вторичных кварцитов, в которых глубинные зоны телескопируются "верхними", накладывающимися на область магматического контакта и на возникшие ранее щелочные метасоматиты корневых зон. Подобное телескопирование можно предположительно объяснить гидродинамическими условиями, препятствовавшими уходу растворов из зоны контакта (существование структурного экрана и отсутствие разломов в нем), создававшими условия для локального повышения флюидного давления в структурных ловушках. В пользу этого предположения говорит и широкое развитие тел различного рода эксплозивных брекчий практически на всех месторождениях, связанных с формацией вторичных кварцитов и отмечающих места экстремального повышения флюидного давления в гидротермальных системах.

Именно во вторичных кварцитах Д.С. Коржинский обнаружил явление "опережающей волны кислотных компонентов", заключающееся в том, что наиболее инертные компоненты, глинозем и титан, будучи растворенными при прохождении кислотной волны, не увлекаются раствором, а осаждаются по мере снижения кислотности в выщелоченных и окварцованных ранее породах в виде высокоглиноземистых и титанистых минералов. Системы медно- и молибдено-порфировых месторождений отличаются от



Рис. 65. Схема вертикальной зональности метасоматитов в кровле гранитоидного массива в районе Акшуранской депрессии (Кураминский хребет)

1 — гранодиорит-порфиры; 2 — андезито-дациты; 3 — калиевые "роговики"; 4, 5 — фации березитов: 4 — кварц-кальцит-серпичитовая, 5 — кварц-анкерит-серпичитовая; 6 — рудная минерализация

вторичных кварцитов значительно более слабым проявлением кислотного выщелачивания, обычно не превышающего по уровню кислотности кварц-серпичитовые метасоматиты. Правда, в подчиненном количестве среди кварц-серпичитовых пород в некоторых месторождениях отмечаются линзы или гнезда сильноокварцованных пород с высокоглиноземистыми минералами [156]. Иногда эти участки имеют вид реликтов, в которых андалузит, диаспор замещаются серпичитом. Кварц-серпичитовые породы, слагающие верхнюю часть зональности, могут встречаться вдоль трещинных зон на значительном расстоянии от интрузива, порой образуя бескорневые тела. Соотношения между высокотемпературными кварцитами нижней зоны и кварц-серпичитовыми породами верхней описаны в месторождении Брюер в сланцевом поясе Каролины (США) Р. Шмидтом [156]. Высокотемпературные кварциты, содержащие топаз, андалузит и пирофиллит, обнажены на земной поверхности в виде слабовытянутого эллипса и окружены зоной кварц-серпичитовых пород. Большинство кварц-золоторудных крутопадающих жил располагаются в пределах топазовых кварцитов, а остальные — около их контактов. Топазовые кварциты подсечены на глубине скважинами и не обнаруживают признаков выклинивания — по-видимому, они слагают субвертикальное трубообразное тело. Естественно полагать, что канал, по которому поднимались гидротермальные растворы, проходил в пределах этого тела. Внешняя кварц-серпичитовая зона могла сформироваться при этом в результате латерального просачивания растворов от канала в стороны, т.е. является свидетельством радиального растекания растворов из канала.

Подобные же взаимоотношения, но для других метасоматических формаций наблюдались нами в Кураминских горах (рис. 65, тип 3). Как уже описывалось, метасоматиты нижней части зональности здесь образуют вал,

повторяющий форму выступа кровли гранитоидного массива. Участки интенсивной березитизации располагаются в стороне от оси вала и там же располагаются наиболее крупные проявления рудной минерализации. Расположение березитовых зон в стороне от оси, совпадающей с каналом восходящих ювенильных флюидов, указывает на то, что березитизация вызывалась не непосредственно поднимающимся флюидом, а циркулирующей вод по бокам асцендентного потока, как и в случае месторождения Брюер в Каролине.

В формациях синвулканических метасоматитов обычно не наблюдается зон корневой части зональности, так как эти метасоматиты являются приповерхностными проявлениями и значительно удалены от интрузивного контакта. В некоторых уральских колчеданных месторождениях отмечалось развитие эпидотовых пропилитов как косвенный признак связи с глубже залегающим гранитоидным интрузивом. Однако этот признак сложен для интерпретации в виду полигенности колчеданосных метасоматитов и совмещения в них продуктов разновременных процессов. В общем же случае синвулканические метасоматиты являются так называемыми бескорневыми образованиями кислотного характера. Направление фильтрации гидротермальных растворов в зоне подводящего канала предполагается асцендентным, а в стратифицированных колчеданных телах и серицитолитах — несомненно латеральным, конформным с литологическими контактами. В эпитеpmальных аргиллизитах интересен наблюдавшийся нами факт наступления верхних зон колонки аргиллизации на нижние [99]. Это выразилось в формировании прожилков алуниита, проникающих из кварц-алунитовых пород в нижележащую зону кварц-каолинитового состава на горе Утесной (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс), что доказывает существование нисходящих струй гидротермальных растворов в процессе аргиллизации.

Суммируя изложенные наблюдения, приходим к выводу, что если в нижней части зональности наблюдаются преимущественно признаки восходящего движения растворов, то в верхней части существовали латеральные и нисходящие течения. Приведенные ранее данные изотопных исследований по эпитеpmальным месторождениям указывают на то, что в корневых частях метасоматических систем растворы имели значительную часть воды ювенильного происхождения, тогда как в верхних частях — вода растворов почти чисто метеорная. Это позволяет предложить следующий механизм возникновения вертикальной метасоматической зональности. Трансмагматические флюиды производят магматическое замещение вмещающих вулканических толщ с образованием гранитоидных массивов и с явлениями метамагматизма в их эндоконтактах. Из области возникновения гранитоидного расплава флюиды проникают в породы кровли по разломам, тектонически ослабленным зонам, производя ороговикование и пропилитизацию. Размеры области действия флюидов непосредственно над магматическим телом резко уменьшаются, так как процессы метасоматизма локализованы в зонах трещин. При переходе к верхней части зональности, сложенной зонами кислотных метасоматитов, объем системы снова сильно возрастает. Кислотным метасоматизмом охватываются породы, расположенные над и по бокам метасоматитов корневых зон (см. рис. 65), в объеме, часто несоизмеримо большем, чем объем корневых зон.

Относительно причин инверсии кислотности метасоматизма от корневых зон к верхним существует несколько предположений.

1. Концепция фильтрационного эффекта предполагает волнообразное изменение кислотности растворов, связанное с большей скоростью фильтрации анионов. Изложенный материал показывает, что по сравнению с градиентами внешних параметров это слабодействующий фактор, который проявляется преимущественно в глубинной области, где градиент температуры незначителен.

2. Изменение констант диссоциации кислот и щелочей при понижении температуры, несомненно, является действующим фактором в определенных случаях, но не объясняет появление ультракислых растворов при высокой температуре (приконтактные вторичные кварциты).

3. Возникновение двухфазного флюида с опережающей фильтрацией легколетучей кислотной части, по-видимому, является одним из наиболее важных механизмов кислотно-основной дифференциации растворов, но предполагает более раннее проявление кислотного метасоматизма и не объясняет раннего щелочного метасоматизма корневых зон.

Все представленные объяснения основываются на асцендентном потоке магматогенных флюидов. Особенности реальной геологической обстановки свидетельствуют, как показано выше, об активном участии в метасоматизме верхних зон захороненных морских или метеорных вод. Конкретный механизм контроля кислотности растворов, учитывающий этот момент, еще не разработан, но факт участия подземных вод при построении моделей не может игнорироваться. Упомянутые механизмы кислотно-основного взаимодействия должны проявляться в природных объектах, но значимость и роль их в результирующем процессе в большой степени зависит от вариации геологических условий.

# Часть IV

## МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООТЛОЖЕНИЕ

### Глава 12

#### РУДОНОСНОСТЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА

Большинство рудных месторождений в вулканических толщах обнаруживают признаки формирования в сравнительно узком диапазоне глубин [92] – порядка 0,5–1,5 км и возникают несколько позже вулканизма в связи с внедрением интрузивных массивов. Важно при этом отличать собственно "субвулканические" тела, представляющие собой неизлившуюся часть столба магмы, застывшую ниже земной поверхности в некахах или структурных ловушках, от "интрузивных" массивов. При известном сходстве структур, а часто и состава этих магматических образований они различаются по экзоконтактовым воздействиям на вмещающие вулканиты. "Субвулканические" тела имеют в общем пассивные контакты, их воздействие на боковые породы либо отсутствует, либо малозаметно. Обычно оно ограничивается возникновением маломощных оторочек слабо окварцевания и хлоритизации. "Интрузивные" массивы тоже могут застывать на малой глубине и в изучаемом сечении иметь небольшие размеры, но, как правило, корнями таких тел являются глубже залегающие крупные интрузивные массивы, которые служат источником тепла и флюидов для фонового прогрева вмещающей толщи пород. В экзоконтактах интрузивных тел наблюдается ороговикование, признаки магматического замещения, образование скарнов, а в более внешнем ореоле – пропилитизация. В эндоконтактах возникают лейкократовые разности вплоть до аляскитовых гранитов, кварц-калишпатовых образований, а при внедрении гранитоидов в более основные породы происходит сиенитизация последних. Внутри таких массивов часто наблюдаются реликтовые участки в разной степени переработанных боковых пород.

Все эти признаки свидетельствуют о том, что интрузивный магматизм протекает в условиях интенсивного взаимодействия трансмагматических флюидов [45] с магмой и с вмещающей вулканической толщей путем не только внедрения в открытые полости, но в значительной мере и путем магматического замещения пород кровли. Для вулканических образований, в том числе для субвулканических тел, подобного взаимодействия с породами не наблюдается. Вулканические газы по открытым каналам либо выбрасываются в атмосферу, либо около земной поверхности раст-

воряются в подземных водах, производя метасоматические преобразования типа синвулканической аргиллизации. Изучение примеров современного субаэрального вулканизма показывает, что в зонах действия вулканических гидротерм происходит отложение на земной поверхности или около нее рудных компонентов [55, 67, 69], однако количество образующихся рудных минералов в целом невелико. Главное отличие подобных вулканогенных концентраций металлов от известных рудных месторождений состоит в том, что отложение металлов происходит в весьма ограниченном интервале глубин: от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Исключения представляют геотермальные системы, приуроченные к центрам молодого игнибритового магматизма, где рудная минерализация может достигать значительных масштабов и распространяться на глубину. В геотермальном поле Броудлэнд [138], например, количество сульфидов (пирит, галенит, сфалерит) достигает 8 мас.% на глубине 400 м.

Более концентрированное отложение сульфидов наблюдается в районах действия "черных курильщиков" на дне океана. Многие авторы сейчас склонны видеть в этих образованиях аналогию с колчеданными месторождениями [31, 111]. В результате глубоководного бурения появились сведения о наличии ореола метасоматически измененных базальтов в корневых частях гидротермальных систем с "курильщиками" [127], но пока такие сведения единичны и отрывочны. Вопрос о сульфидоотложении на дне океанов находится в стадии исследования и накопления фактов.

Имея в виду изложенное важно при исследовании древних вулканических толщ, подвергшихся метасоматизму, отличать метасоматические явления, сопровождающие вулканизм, от более позднего послеинтрузивного метасоматизма, связь с которым промышленного оруденения гораздо более вероятна. В областях с длительно развивающимся вулканизмом и сопряженной интрузивной деятельностью гидротермальные процессы проявляются неоднократно. Во время отложения вулканической толщи образуются синвулканические аргиллизиты, а после захоронения толщи и длительного перерыва в связи с новым этапом магматической деятельности, на этот раз интрузивным, происходит гидротермальное преобразование погребенных вулканических толщ типа березитизации с отложением рудной минерализации. Такие соотношения метасоматитов и руд принципиально отличны от взаимоотношений в золото-серебряных месторождениях формации эпитептермальных аргиллизитов, где оруденение заключено в аргиллизированных породах кварц-гидрослюдистой фации и перекрыто экраном кварц-каолинитовых и кварц-алунитовых пород верхних зон метасоматической зональности. В рассматриваемом же случае каолинитовые и алунитовые кварциты не связаны с рудным процессом, и непосредственно под ними, как и в них самих, оруденение отсутствует. Примером служит район золото-теллуридной минерализации в Кураминских горах [103]. На флангах района рудовмещающая толща андезито-дацитового состава перекрыта толщей кварцевых порфиров и их туфов. Кварцевые порфиры подверглись окварцеванию с возникновением кварц-алунит-каолинитовых метасоматитов, возраст которых синхронен, по данным К-Аг возраста, с вмещающей толщей. Золото-теллуридное оруденение заключено в нижележащей толще андезито-дацитов, которая подверглась интенсивной березитизации, захватившей и кварцевые порфиры. Возраст

оруденения на 20–30 млн лет моложе алунитовых кварцитов. Бурение скважин через алунитовые кварциты в подстилающие породы не обнаружило признаков рудной минерализации ни в кварцитах, ни в аргиллизированных кварцевых порфирах под ними, так как рудные растворы были связаны с иным проявлением магматизма, другим планом деформаций в районе и использовали иные, чем синвулканические гидротермы, каналы циркуляции.

В отличие от рассмотренного примера известна обширная группа месторождений, связанных с вулкано-плутоническими формациями в понимании Е.К. Устиева, т.е. с ассоциациями, в которых кристаллизация интрузивов происходит на малой глубине почти синхронно с вулканическим процессом. Наиболее ярким примером вулкано-плутонических ассоциаций является игнимбритовый магматизм. Согласно существующим представлениям [50, 117], игнимбриты образуются из флюидонасыщенной магмы с высоким содержанием воды и фтора. Об этом свидетельствуют результаты изучения газовой-жидких включений, находки флюорита, признаки ликвации [117, 165]. Игнимбриты могут извергаться на поверхность, а могут иметь интрузивное залегание [50]. Интрузивные игнимбриты сопровождаются эксплозивными брекчиями и мощным гидротермальным изменением как боковых пород, так и самих игнимбритов. Наиболее ранним метасоматическим процессом при этом является калишпатизация, приводящая к возникновению ультракальциевых пород с содержанием  $K_2O$  до 10–12% и отношением калия к натрию выше 10–20.

Во многих случаях не удается провести ясную границу между кристаллизацией калиевого полевого шпата из расплава, раскристаллизацией высококальциевых стекол и метасоматической калишпатизацией. Явно метасоматическими являются скелетные выделения калиевого полевого шпата на месте бывших вкрапленников плагиоклаза. Обычно плагиоклаз полностью растворен, иногда остаются его незначительные реликты, а калиевый полевой шпат нарастает на стенки пустоты, образует перегородки внутри ее. В оставшейся пустоте отлагаются карбонат, бертьерин, галенит и сфалерит. Иногда пустота оказывается полностью забита новообразованиями, в других случаях значительная часть ее остается незаполненной. В зоне рассеянного вкрапленного оруденения характерно осаждение зерен рудных сульфидов в пустотах таких частично калишпатизированных вкрапленников. Отложение сульфидов, как отмечено, сопровождается образованием карбонатов и бертьерина, являющихся членами березитовой ассоциации минералов. Березитизация и оруденение накладываются на все породы комплекса и особенно интенсивны в контактах тел эксплозивных брекчий, вдоль зон тектонических нарушений. Таким образом, в этом типе месторождений наблюдается телескопирование нижней части вертикальной метасоматической зональности (ранняя калишпатизация) верхней (березитизация) с рудной минерализацией. Некоторые исследователи относят полиметаллическую минерализацию в игнимбритах к результатам кристаллизации из расплава, хотя это предположение недостаточно обосновано. Во всяком случае, игнимбритовый магматизм сопровождается ювенильными флюидами, производящими раннюю калишпатизацию и сменяющимися углекислыми среднетемпературными растворами, вызывающими березитизацию и рудоотложение. В подобных телескопированных магмато-гидро-

термальных системах известны серебро-полиметаллические и золото-серебряные месторождения.

Сказанное позволяет выделять три принципиально различных типа соотношений вулканизма и интрузивного магматизма и соответствующие им типы рудно-метасоматических комплексов: 1) в вулканической толще отсутствуют интрузивы (метасоматизм имеет приповерхностный характер, рудоносен в особых условиях); 2) вулканическая толща интродуцирована гранитоидами более молодого возраста (околорудный метасоматизм — субвулканическо-гипабиссальной фации глубинности, иногда наложен на безрудные синвулканические приповерхностные метасоматиты); 3) вулканические акты чередуются с интрузиями порфировых гранитоидов в вулкано-плутонических ассоциациях (телескопирование метасоматитов прогрессивного этапа и нижней части зональности околорудными метасоматитами регрессивного этапа).

Рудоносность с геологической точки зрения — неопределенное понятие, поскольку зависит не только от содержания рудного компонента в породе, но и от существующих кондиций для извлечения, т.е. от экономических факторов. Содержания металлов, превышающие кларковые, могут быть обнаружены в породах любой метасоматической формации, поэтому имеет смысл говорить о более или менее крупных скоплениях рудного вещества на уровне рудных полей. Изложенный в предыдущих главах материал позволяет сформулировать некоторые признаки рудоносности метасоматических формаций именно в отношении возможности обнаружения в них групп рудопроявлений, в том числе и крупных, составляющих рудные поля и районы. Общими признаками являются глубинность метасоматизма и рудоотложения от субвулканической фации и ниже (глубже 400—600 м), проявления дорудного интрузивного магматизма повышенной щелочности в виде даек или штоков порфировых гранитоидов, признаки общего прогрева толщи пород объемом порядка 20—40 км<sup>3</sup>. Как было показано в части III, в строении вертикальной метасоматической зональности принимают участие глубинные зоны высокотемпературного метасоматизма, формирующиеся под влиянием в основном магматогенных флюидов, и верхние зоны средне- и низкотемпературного метасоматизма, возникновение которых связано в основном с конвекцией разогретых подземных вод при подчиненном участии магматогенных флюидов. Рудоносными являются в основном верхние зоны, поэтому в число признаков включены как интрузивная деятельность, так и условия, благоприятные для возникновения конвекции подземных вод.

Практический интерес, однако, представляют и частные признаки рудоносности отдельных метасоматических формаций. Рудоносности пропилитов посвящено много работ, из которых обобщающими служат (Василевский, 1972 г., Русинов, 1972 г.). В соответствии с ними рудоносными являются пропилиты, в которых развиваются более поздние березиты или эпитермальные аргиллизиты, наблюдаются участки адуляризации. При картировании и поисковых работах правильнее ставить вопрос о рудоносности зеленокаменных пород вообще, поскольку сначала надо определить, пропилиты ли это. Для решения вопроса автор использует предложенные в данной работе и в статье (Логинов, Русинов, 1978 г.) критерии различия пропилитов и продуктов регионального зеленокаменного мета-

морфизма, особенно подчеркнем значение температурного градиента при пропилитизации: с его большими значениями связана отчетливая вертикальная зональность в пропилитах, которая не только свидетельствует о возможной рудоносности последних, но и позволяет локализовать поиски в пределах верхней, эпидот-хлоритовой зоны и на границе ее с более нижней, биотитовой. Золотое оруденение локализуется преимущественно выше этой границы, оловянное — ниже.

Широко распространены предрудные метасоматиты кварц-серицитовой фации, которые проявлены в различных формациях. При выяснении характера их рудоносности приходится поэтому сначала определить их формационную принадлежность по комплексу признаков, изложенных в I части книги. Кварц-серицитовые породы в составе кварц-серицит-хлоритовой формации могут содержать массивные и вкрапленные сульфидные руды колчеданного типа. Благоприятным признаком в этом случае является присутствие дацитовых куполов в разрезе толщи и зональность метасоматитов от пропилитизированных пород в нижней зоне (и на флангах) до кварц-серицитовых и существенно кварцевых вверху. В случае присутствия в районе порфировых гранитоидных интрузивов и приконтактных вторичных кварцитов кварц-серицитовые породы могут вмещать рассеянное молибденовое, вольфрамовое и медное оруденение. О потенциальной рудоносности метасоматитов свидетельствуют развитие на исследуемой территории высокотемпературных метасоматитов глубоких зон (биотитовых и калишпатовых), признаков ороговикования и магматического замещения вмещающих вулканитов и присутствие трубок или других тел, сложенных брекчиями взрыва.

Березиты обычно сопровождают полиметаллическое и золотое оруденения. Помимо критериев, сходных с таковыми для метасоматитов порфировых месторождений, поисковыми признаками здесь являются синрудные метасоматиты, представленные прожилками и гнездами железистых хлоритов и бертьеринов, прожилками марганцовистых кальцитов и гнездами слюд модификаций  $2M_2$ ,  $2M_1$  и  $1M$ , обычно находящихся в смеси.

Для группы фаций с глинистыми минералами важно отличать эпитермальные аргиллизиты от синвулканических с кварц-каолинит-алунитовой фацией, что вызывает трудности при работе в древних, часто сильноэродированных толщах. Отличительными особенностями эпитермальных аргиллизитов являются: ясная вертикальная зональность; развитие в кварц-каолинитовой зоне агальматолитовых линз и желваков, сложенных алунином с каолинитом или без него; присутствие в районе рудоносных эпитермальных аргиллизитов дорудных и доаргиллизитовых гранитоидных интрузий. Дополнительным признаком служит K—Ag возраст аргиллизитов; для синвулканических он совпадает с возрастом толщи, для эпитермальных он отличается порой более чем на 10 млн лет.

СООТНОШЕНИЕ РУДНОЙ И МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ  
ЗОНАЛЬНОСТИ

Кратко суммируем известные данные о приуроченности разных типов оруденения к определенным формациям и фациям метасоматитов.

В медно- и молибдено-порфировых месторождениях наблюдается не только ясная вертикальная зональность руд и метасоматитов, но и закономерные связи между рудной и метасоматической зональностью. В месторождении Клаймакс выделено три рудных тела, залегающих на разных горизонтах в вертикальном разрезе в кровле Центрального массива гранит-порфиров и над ней. Гранит-порфиры, особенно прикровельной части, сильно окварцованы. Глубже интенсивность изменений гранитов ослабевает, изменения становятся более высокотемпературными, в породах отмечается развитие пегматитов и пегматоидных образований, спорадическая минерализация турмалина и берилла. Каждое из трех рудных тел подстилается кварцитами, внутри тел преобладают кварц-калийшпатовые метасоматиты, а выше них располагаются зоны кварц-серицит-пиритовых прожилков и серицитизации пород, в которых содержится вольфрамовая минерализация с ферберитом. Над верхним телом, выше серицитовой зоны залегают аргиллизированные породы, главными компонентами которых являются кварц, каолинит, монтмориллонит. По времени метасоматизм и рудоотложение были близки между собой (наблюдаются взаимные пересечения прожилков молибденита и кварц-калийшпатовых), а окварцевание отчасти предшествовало этим процессам. Таким образом, молибденовые руды отчетливо приурочены к зоне кварц-калийшпатовых метасоматитов, а вольфрамовая минерализация — к кварц-серицит-пиритовой зоне, залегающей выше. Связь молибденита с калийшпатовой зоной можно считать генетической, поскольку она устойчиво повторяется даже в разных геологических условиях и доказана исследованиями кварц-полевошпатовой метасоматической формации.

Схематично вертикальная зональность молибдено-порфировых месторождений имеет вид (снизу вверх): гранит-порфиры с признаками высокотемпературной калийшпатизации (пегматоидные образования); монокварциты; кварц-калийшпатовые метасоматиты с молибденом; кварц-серицит-пиритовые породы с вольфрамом; аргиллизированные породы; слабоизмененные породы. Своеобразие Клаймакса состоит в том, что перечисленный комплекс зон повторяется около каждого из трех рудных тел. Три уровня молибденового оруденения выделены также на месторождении Коунрад, где оно тоже ассоциирует с кварц-калийшпатовыми метасоматитами [121]. Глубинные фации метасоматитов рассматриваемого типа приближаются по составу к грейzenам, а иногда и переходят в них, как это отмечается в месторождении Акчатау в Казахстане [28].

Вертикальная зональность в медно-порфировых месторождениях Чили была изучена Р. Силитоу [160], который предложил ее схему. Принципиально она сходна с зональностью молибдено-порфировых месторождений. Некоторые различия могут быть связаны с разным составом материнских гранитоидов: если в Клаймаксе это гранит-порфиры, то в

медно-порфировых — обычно гранодиорит-порфиры. Возможно именно с этим связано присутствие в глубокой зоне (ядре) метасоматитов ряда медно-порфировых месторождений наряду с кварцем и калишпатом также и биотита [62]. Положение медного оруденения в зональности менее определено, чем молибденового: максимумы его отмечаются в ядре (зона калиево-кремниевое метасоматизма) и в кварц-серицитовых породах. К корневым частям содержание меди и отношение медь/молибден уменьшаются. Медь входит в основном в состав халькопирита, но на верхних горизонтах присутствует иногда энаргит, отражающий высокоокислительные условия. Метасоматиты часто содержат диаспор, пирофиллит, андалузит, корунд. В чилийских и центральноказахстанских месторождениях отмечаются переходы их к грейzenам в глубоких горизонтах и к низкотемпературным аргиллизированным породам с алунитом и каолинитом в верхних зонах. Р. Силлитоу считает, что развитие в вулканической толще перспективного региона аргиллизации с обильной вкрапленностью пирита и минерализацией гипса, самородной серы и признаками медных минералов может служить поисковым признаком для залегающих глубже медно-порфировых руд.

Пропилиты, сопровождающие становление вулкано-плутонических формаций, пространственно ассоциируют с комплексом продуктов высокотемпературных процессов: грейзенизации, ороговикования и магматического замещения. Области развития подобных гидротермально-магматических комплексов характеризуются длительным действием потоков глубинных трансмагматических флюидов. Пропилитам в этих областях свойственно присутствие на глубине зоны биотитизации пород, которая генетически связана с пропилитизацией и может рассматриваться как биотитовая фация пропилитов. Оруденение обычно приурочено к верхней границе биотитизации. Оловянные (сульфидно-касситеритовые) руды располагаются в основном в пределах биотитовой зоны, тогда как золотая минерализация ограничена более высокими горизонтами, соответствующими эпидот-хлоритовой зоне.

Кварцево-рудные жилы в пропилитах окружены березитизированными породами. В жиле часто выделяется верхняя треть, для которой характерно обилие ритмично-полосчатых кварц-адуляровых агрегатов и ассоциирующая с ними наиболее богатая рудная минерализация. Адуляризация боковых пород может быть проявлена, но может отсутствовать. Глубже нижней границы распространения кварц-адуляровой ассоциации интенсивность оруденения снижается, оно отмечается в отдельных гнездах и бананцах. Распространение рудных тел на глубину довольно строго ограничено контактом эпидот-хлоритовой и биотитовой фаций пропилитов, ниже которого они могут проследиваться не более чем на 100—150 м. Ритмично-полосчатые агрегаты в жиле сопутствуют богатому оруденению.

Пропилиты приповерхностной фации глубинности отличаются развитием над ними измененных пород типа эпитеpmальных аргиллизитов, от которых отделены резкой границей. Золото-серебряное оруденение главным образом сосредоточено именно в этих породах, являющихся продуктами интенсивного выщелачивания. При переходе в пропилиты относительная роль и содержание золота и серебра уменьшаются, возрастают содержания свинца, цинка, меди. Примеры подобной зональности

широко известны в Карпатской провинции, в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и в других регионах. Зональность руд наложена на метасоматическую, и связь между ними часто пространственная, не генетическая, хотя повторяющаяся во многих месторождениях.

Аргиллизированные породы слагают зонально построенные пологозалегающие стратиформные залежи. В Балейском грабене кварцево-рудные жилы пересекают всю толщу аргиллизированных пород и, ветвясь, выклиниваются под зоной кварцитов. Наиболее рудоносная часть жил располагается непосредственно под кварц-каолинитовыми породами, в верхней части ореола аргиллизации. Аналогичное в принципе положение оруденения в зональности вмещающих аргиллизитов характерно и для других месторождений данного типа.

Отличительной чертой эпитермальных аргиллизитов приповерхностных месторождений является то, что они формируются в хорошо аэрируемых вулканических толщах в условиях большого градиента не только температуры, но и окислительных условий; околорудные метасоматиты в них принадлежат к формации эпитермальных аргиллизитов. Одно из таких месторождений, расположенное в Охотско-Чукотском вулканическом поясе и принадлежащее к золото-серебряной рудной формации, заключено в толще вулканитов дацитового и липаритового состава с участием игнимбритов и автомагматических брекчий, представлено крутопадающими кварцевыми жилами (см. рис. 20). Вблизи главной рудолокализирующей структуры располагаются трубообразные тела гидротермальных брекчий. Рудовмещающая толща подстилается пропильтизированными андезитами. Все перечисленные породы и рудные жилы прорваны дайками базальтов и андезито-базальтов. Гидротермальный процесс вызвал интенсивные преобразования вмещающих пород с возникновением кварцитов (каолинитовых и алунитовых), кварц-гидрослюдистых метасоматитов, прошилитов, а вокруг кварцево-рудных жил — продуктов адуляризации. В самих рудных жилах главным минералом является кварц, а, помимо него, из нерудных минералов широко развиты адуляр и гидрослюды, реже каолинит.

После околорудного метасоматизма происходило рудоотложение и формирование рудных ассоциаций малосульфидного типа. В размещении рудных ассоциаций наблюдается закономерность. Так, в пределах восточного участка А.Н. Некрасовой и др. выявлена вертикальная рудная зональность [73] с чередованием рудных ассоциаций сверху вниз: 1) золото-канфилдит-фрейбергит-халькопиритовая; 2) золото-пирит-сфалеритовая; 3) галенит-канфилдитовая.

Продукты метасоматизма, по данным О.В. Русиновой, тоже обнаруживают ясную вертикальную зональность, сверху располагаются маломощные каолинитовые с алунитом кварциты, не содержащие рудной минерализации. Ниже их сменяет мощная зона кварц-гидрослюдистого изменения, вмещающая главный объем оруденения. Возле кварцевых жил в пределах нижней части этой зоны отмечается адуляризация вмещающих пород. Верхняя часть зоны (без адуляризации) соответствует рудной зоне 1, нижняя — зоне 2. Схематично соотношения зон изображены на рис. 20, где в отдельном столбце показано также распространение на глубину жильных минералов. Жильный адуляр встречается в большем

вертикальном интервале, чем метасоматический, и проникает в верхние горизонты кварц-гидрослюдистой зоны. На глубине кварц-гидрослюдистые породы сменяются альбит-кальцит-хлоритовыми пропилитами, в которых вблизи рудных тел альбит замещается калиевым полевым шпатом. Зона альбит-кальцит-хлоритовых пропилитов с адуляром приблизительно соответствует рудной зоне 3. Глубже горизонта 6 брекчий андезито-дацитов сменяются андезитами, пропилитизированными в эпидот-хлоритовой фации. В них продолжают кватцевые жилы, сопровождаемые серицитизацией боковых пород, однако рудная минерализация затухает, и рудная зона выклинивается. Выклинивание оруденения в рассматриваемом разрезе осложняется вследствие особенностей вертикальной зональности: содержание золота непрерывно понижается с ростом глубины, начиная с верхней части кварц-гидрослюдистой зоны. Наибольший перепад при этом наблюдается при переходе от рудной зоны 1 к зоне 2. Содержание серебра вначале тоже уменьшается, но начиная с горизонта 5, растет в связи с развитием здесь галенит-канфилдитовой ассоциации, совпадающей с интервалом альбит-кальцит-хлоритовых пропилитов.

В метасоматитах наряду со сменой минеральных ассоциаций в вертикальном сечении происходит изменение свойств и состава минералов. Например, по данным О.В. Русиновой, гидрослюды на верхних горизонтах представлены исключительно метастабильной модификацией  $1M$ , тогда как в нижнерудном и подрудном уровнях развиты смеси  $1M + 2M_1$ , часто с преобладанием  $2M_1$ . Степень гидратированности слюд заметно уменьшается с ростом глубины. На верхних горизонтах в кварцевых жилах распространены ритмично-полосчатые текстуры кварц-адуляровых агрегатов. По данным А.Н. Некрасовой, глубже эти текстуры становятся неясными и исчезают. Их исчезновение соответствует приблизительно нижнему выклиниванию богатой рудной минерализации и резкому уменьшению содержания золота и серебра.

Таким образом, в рассматриваемом месторождении признаком выклинивания рудного тела служит переход с глубиной кальцит-хлоритовых пропилитов в эпидот-хлоритовые, совпадающий со сменой пород от брекчий андезито-дацитов к андезитам. При этом не исключается возможность появления других зон минерализации с иными рудными ассоциациями, но с небольшой вертикальной протяженностью. Возможно также проникновение рудной минерализации отдельными "языками" глубже, в пределы зоны эпидотовых пропилитов вдоль крутопадающих дорудных даек или некков дацитов и липаритов. Внутри рудного интервала признаком нижнего выклинивания богатой минерализации служит "размывание" ритмично-полосчатых структур и исчезновение жильного адуляра.

Интересной с генетической точки зрения и важной в практическом отношении особенностью рудных тел во многих месторождениях цветных и благородных металлов являются ритмично-полосчатые образования. Ритмично-полосчатая зональность проявляется в рудных жилах различного состава: в кварц-адуляровых, кварц-хлоритовых (кварц-бертьериновых), кварц-сульфидных, кварцевых, реже в кварц-серицитовых. Мало распространены лишь кварц-карбонатные ритмично-полосчатые агрегаты. Механизм их образования сложен и не изучен, но для наших целей существенно, что они возникают в сравнительно узком интервале

глубин и в участках повышенных градиентов внешних условий, к ним обычно приурочены рудные столбы или гнезда. Наблюдаются текстурные свидетельства одновременного осаждения золота с адуляром и серебра с бертьерином в таких жилах. Приведенный выше анализ вертикальной зональности на конкретных месторождениях показал, что ритмично-полосчатые кварц-адуляровые агрегаты развиты в кварцевых жилах исключительно в их верхних частях, к которым приурочена и богатая рудная минерализация. Еще более широким распространением пользуются ритмично-полосчатые монокварцевые агрегаты, в которых чередуются тонкие полоски кварца разной окраски. Иногда границы между полосками обогащены тонкорассеянными сульфидами, теллуридами или самородным золотом. Распространение таких образований имеет более широкие границы в вертикальном сечении, чем кварц-адуляровых, но и они в основном приурочены и ярче всего выражены на верхних горизонтах рудных тел. Например, в уже упоминавшемся золото-теллуридном месторождении ритмично-полосчатые кварцы характерны для грубообразных рудных тел, которые представляли собой верхние уровни месторождения во время его формирования. Такие же образования встречаются и в некоторых жильных зонах, соответствующих более глубинному уровню, но они проявлены локально, значительно менее отчетливо, а на глубоких горизонтах вовсе отсутствуют.

Кварц-бертьериновые ритмично-полосчатые образования наблюдались на существенно серебряном месторождении золото-серебряной формации в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Там они развиты в зоне бертьерин-аргентитовой и бертьерин-полиметаллической рудных ассоциаций, содержащих, кроме того, адуляр и представляющих собой верхние горизонты месторождения. С глубиной эти ассоциации вытесняются карбонатными, также продуктивными на серебро и содержащими бертьерин, но не обладающими ритмично-полосчатыми текстурами. Упомянутые полосчатые агрегаты сложены чередующимися полосками кварца, адуляра и бертьерина либо кварца и бертьерина толщиной от долей миллиметра до 1—3 мм. К границе полосок бывают приурочены тонкие микроскопические выделения самородного серебра и акантита, свидетельствующие об одновременности их отложения с бертьерином. Участки распространения описываемых ассоциаций и текстур сопровождаются наиболее богатой рудной минерализацией. Температура образования кварц-бертьериновой ассоциации, по данным гомогенизации газовой-жидких включений и декрепитации кварца, адуляра и сосуществующих с ними сульфидов, составляла 210—365°С, а для ритмично-полосчатых образований, распространенных в верхней зоне, по-видимому, была ближе к нижнему температурному пределу.

Во всех наблюдавшихся случаях проявления ритмично-полосчатой зональности в кварцевых, кварц-адуляровых, кварц-бертьериновых агрегатах основу составлял кварц, а в виде примеси присутствовали рудные компоненты (серебро, золото, медь, свинец и др.). Форма проявления рудных компонентов различная: это либо мелкие выделения соответствующих минералов, либо примесь металлов, которая не обнаруживается оптическими методами и определяется только локальным лазерным спектральным анализом, выявившим их избирательную приурочен-

Сопоставление фаций глубинности метасоматитов и руд

Глубина, км ( $\lg f_{CO_2}$ )	Фации глубинности по Д.С. Коржинскому [44]	Фации кислотных метасоматитов	Типы оруденения по [159] ( $\lg f_{CO_2}$ )	Фации руд по степени окисления мышьяка
1 ( $-2 \div 0$ )	Приповерхностная (безэпидотная)	Каолинит-алунитовая	Au-Ag ( $-2 \div 0$ )	Аурипигментовая
	Субвулканическая (безклиноцоизитовая)	Гидрослюдистая		Pb-Zn-Mn ( $-1 \div +1$ )
Гипабиссальная		Анкерит-серицитовая	Cu-Pb-Zn ( $-0,5 \div +2$ )	
2 ( $0 \div +4$ )		Кальцит-серицитовая		Арсенопиритовая
( $+2 \div +8$ )				

ность к границам полосок кварца и адуляра. Для проявления ритмичной зональности, по-видимому, необходимым условием является достаточно большой размер (мощность) жилы. Например, по сообщению А.Н. Некрасовой, в рассмотренном золото-серебряном месторождении кварц-адуляровые полосчатые агрегаты развиты только в крупных жилах, а в сопровождающих их мелких кварц-адуляровых жилах и прожилках подобные текстуры отсутствуют.

Суммируя наблюдения над ритмично-полосчатыми образованиями, отметим, что для них характерно формирование в участках резкого увеличения вертикального градиента температуры и изменения других параметров минералообразования, приведших также и к массивному выпадению из раствора рудных компонентов как в самородном виде, так и в форме сульфидов. По-видимому, раствор в это время должен был иметь высокую степень пересыщения металлами, глиноземом (в случае выпадения адуляра), глиноземом и железом (в случае выпадения бертьерина). Подобные текстуры наблюдаются в верхней части рудных тел и сопровождаются обычно богатой рудной минерализацией.

Чтобы прямо сопоставить фации глубинности рудной минерализации

и метасоматитов, использована фугитивность кислорода и углекислоты с учетом геологической обстановки. За показатель фугитивности кислорода выбрана степень окисленности мышьяка в его соединениях.

В результате сопоставления геологических наблюдений и термодинамических расчетов выявлен следующий ряд соединений мышьяка в порядке уменьшения фугитивности кислорода (увеличение глубинности) при их формировании [103]: аурипигмент — энаргит — теннантит — мышьяковистый пирит — арсенопирит. Возможны нарушения этого ряда, например образование мышьяковистого пирита на поверхности в сольфатарных полях, что объясняется минералообразованием в струях высокосероководородных растворов с восстановительной средой. Этому ряду приблизительно соответствует смена метасоматических парагенезисов (табл. 35).

В табл. 35 каолинит-алунитовая фация охватывает наиболее верхние зоны метасоматической зональности, включающие каолинитовые, алунитовые кварциты и монокварцевые породы в формации эпитермальных и синвулканических аргиллизитов. Глубже по разрезу она сменяется гидростлюдистыми аргиллизитами. Рудная минерализация в этих фациях представлена пиритом, марказитом (и менее распространенными грейгитом, маккинавитом), аурипигментом, реальгаром, а также другими сульфидами, встречающимися в основном в виде примеси. Аурипигмент по отношению к реальгару в пределах фации располагается выше в вертикальном разрезе, как, например, это наблюдается в термальном поле Узон на Камчатке.

Величина фугитивности кислорода, определяющая окислительную обстановку на малой глубине, сильно зависит от степени аэрированности гидротермальной системы. Поэтому рудные ассоциации с аурипигментом и реальгаром могут образовываться в некоторых крутозалегающих жилах на большей глубине, чем 1 км, но в табл. 35 имеется в виду минерализация, связанная с объемной аргиллизацией вулканических толщ. С увеличением глубины растут фугитивность  $\text{CO}_2$  и температура и образуются фации березитовой формации. В соответствии с наклоном моновариантных линий на диаграмме (см. рис. 32) смена с глубиной анкерит-серицитовой фации кальцит-серицитовой возможна при условии  $\partial \lg f_{\text{CO}_2} / \partial T < 0,04$  1/град. Для величины градиента температуры в рудных месторождениях в пределах 50–100°С/км значения  $\lg f_{\text{CO}_2}$  соответствуют показанным в первом столбце табл. 35. Анализ условий образования золото-серебряных, свинцово-цинковых и медно-цинковых месторождений позволил оценить для них величину  $\lg f_{\text{CO}_2}$  [159], на основании которой они распределены по глубине в табл. 35.

## ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАСОМАТИЗМЕ И РУДООБРАЗОВАНИИ

В процессах метасоматизма химические компоненты разделяются по степени подвижности, причем для процессов, проанализированных в данной работе, характерно вполне подвижное (в понимании Д.С. Коржинского) поведение летучих компонентов, щелочей и в ряде случаев магния. Другие породообразующие компоненты обычно инертны, за исключением фаций, образующихся в наиболее кислой среде. Поведение халькофильных компонентов с точки зрения их инертности и подвижности сложнее: оно зависит не только от кислотности, но и от их концентрации в растворе, окислительных условий при рудоотложении, а в некоторых случаях от интенсивности сульфидообразования. Например, в некоторых зонах массового сульфидоотложения встречаются сосуществующие энаргит и тетраэдрит, различающиеся в первом приближении только содержанием серы. Это позволяет рассматривать серу при формировании парагенезиса как инертный компонент. На других стадиях процесса при формировании парагенезисов пирита с халькопиритом, халькопирита со сфалеритом и др. сера является вполне подвижным компонентом, активность ее в растворе (точнее, отношение  $a_{\Sigma S}/a_{O_2}$ ) определяет сернистость парагенезисов, а количественные соотношения минералов зависят от масс металлов. В отличие от "нерудных" минералов халькофильные в большинстве случаев различаются по составу не только соотношением компонентов, но и самими компонентами, так что каждой фазе соответствует свой инертный компонент.

При изучении эволюции процесса рудоотложения на месторождении Кочбулак [66] В.А. Коваленкер выявил последовательность смены рудных парагенезисов и вариации состава блеклых руд со временем. На этом основании удалось проследить, как меняются активности мышьяка, сурьмы и других компонентов в растворе на разных стадиях. После стадии массового сульфидоотложения с образованием парагенезиса энаргит + тетраэдрит выпадение сульфидов происходило менее интенсивно и энаргит становится неустойчивым, что свидетельствует о переходе серы в подвижное состояние. При этом отношение  $a_{As}/a_{Sb}$  в растворе уменьшалось, что отразилось в увеличении сурьмянистости блеклых руд. На этой стадии сера и мышьяк (или сурьма) ведут себя вполне подвижно, а осаждение блеклой руды связано, скорее всего, с инертностью меди. Однако в случае парагенезиса пирит + халькопирит + тетраэдрит приходится допускать инертность наряду с железом и медью также и сурьмы (либо мышьяка). Приведенный пример показывает сложность парагенетического анализа природных сульфидных образований, требующего специального исследования. На этом примере видно также различие в поведении петрогенных и халькофильных компонентов в гидротермальном процессе.

Общим для тех и других является вопрос об источнике вещества. В связи с вовлечением в рудно-метасоматический процесс наряду с магматогенными флюидами также и подземных вод вопрос об источнике вещества бывает трудноразрешим. Опубликованные в геологической литературе данные свидетельствуют о значительной роли заимствованных металлов в сос-

Содержание меди в магматических минералах  
 комплекса Колоул, г/т [ 141 ]

Минералы	Оруденелые гранитоиды	Безрудные гранитоиды
Биотит	23	880
Амфиболы	6	16
Магнетит	20	160

таве различных типов рудной минерализации. Так, в результате изучения распределения золота в вулканических породах восточной Исландии [168] установлено переотложение золота в зонах гидротермального изменения базальтов без участия морских вод с выносом металла из потоков толеитовых базальтов и исландитов и обогащение им, а также медью верхних, пористых частей потоков, подвергшихся окислению и цеолитизации. В интрузивном комплексе Колоул [141] содержание меди в минералах гранитоидов, вмещающих медное оруденение и подвергшихся околорудному метасоматизму, значительно ниже, чем в тех же гранитоидах, удаленных от минерализованных зон (табл. 36).

Интересные данные получены в районе четвертичного кислого вулканизма на высокогорном плато Боливии [150]. В межгорных впадинах на плато располагаются озера с различной соленостью воды в них. Озеро Качи-Лагуна содержит натриево-карбонатный рассол с рН 10 и с необычайно высокой концентрацией молибдена (49 мг/л), вольфрама (20 мг/л) и мышьяка (2300 мг/л). В районе озера располагаются вулканические породы с аномально высоким содержанием вольфрама и молибдена — они и предполагаются как источник этих металлов в водах озера. Около других озер в этом районе подобных геохимических аномалий в породах не наблюдается, и в воде озер повышенных концентраций металлов не отмечено. В отдельных случаях возможно заимствование из вмещающих пород при метасоматизме даже легколетучих компонентов. А.Р. Файзиев [115] обнаружил понижение содержания фтора в гранитоидах Южного Гиссара около некоторых флюоритовых жил. Отмечая, что главная масса фтора имеет глубинное происхождение, А.Р. Файзиев рассматривает такое распределение фтора как признак того, что часть фтора заимствовалась из боковых пород.

Проанализированные в ходе наших исследований безрезитизированные породы из района золотой минерализации в Кураминских горах показали привнос  $\text{CO}_2$ , воды, серы, кремнезема и калия, постоянное содержание глинозема и вынос других петрогенных компонентов, что обычно для данного типа метасоматизма.

Определены содержания рудных и сопровождающих их элементов в околорудных метасоматитах по разрезам в горных выработках и на поверхности центрального участка рудного поля (табл. 37, 38). Разрез по рассечкам 6--7 штрека 2 штольни 1 (рис. 66) показал отчетливое обогащение рудными элементами зон контактов даек диабазовых порфиритов. Вмещающие породы в этих зонах, как диабазовые порфириты, так и анде-

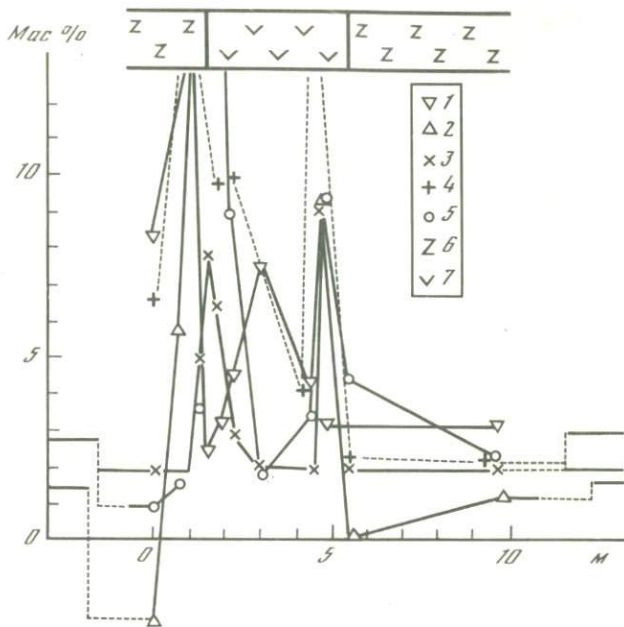


Рис. 66. Содержания Au, Ag, Pb, Zn, Cu в березитизированных породах по разрезу через рассечки 6-7 шт. 2 шт. 1 центральной части месторождения

Справа и слева показан фон содержаний в слабоизмененных породах. Содержания Au  $\times 10^{-6}$ , Ag  $\times 10^{-5}$ , остальные —  $\times 10^{-3}$ . Вверху показан состав пород по разрезу: диабазовая дайка прерывается интервалом андезита. Все породы березитизированы, местами содержат прожилки кварца.

1 — Au; 2 — Pb; 3 — Ag; 4 — Zn; 5 — Cu; 6 — диабазовый порфирит; 7 — андезит

зиты, интенсивно березитизированы, местами в них наблюдаются прожилки кварца с сульфидами, баритом, карбонатами. Видна хорошая корреляция между содержаниями золота, серебра и свинца, образующими два пика, соответствующих двум наблюдавшимся контактам диабазовых порфиров. Цинк тоже образует пик в районе первого контакта, но сдвинутый в глубь дайки относительно других элементов. Этот пик совпадает с пиком меди. У второго контакта содержание цинка не поднимается выше фонового, а пик меди совпадает с пиками других элементов. По-видимому, это свидетельствует о пространственном разобщении в этом месте золото-сульфидной и полиметаллической ассоциаций. Содержание марганца, не показанное на рис. 66, в основном колеблется около фона, но образует всплески в районе пиков рудных элементов, обусловленные изменением состава карбонатов — увеличением содержания в них марганца. Характерной особенностью распределения элементов является снижение их содержания при удалении от рудного тела ниже уровня фона. Особенно отчетливо это проявилось для свинца и серебра, но не фиксируется для золота. Содержание цинка во всех образцах даже слабоизмененных пород выше фонового. Это позволяет предполагать по крайней мере частичный вынос некоторых рудных элементов из боковых пород и переотложение их в жиле.

Таблица 37

Содержание элементов в метасоматитах Центрального участка  
рудного поля в Кураминских горах

№ обр.	Содержание элементов, мас. %*								
	Li	Sr	Ba	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Co
535/82	5	3	6	10	3	2	20	0,6	5
539/82	4	15	8	30	6	3	50	1	15
541/82	3	3	8	30	6	2	40	0,6	5
543/82	3	3	3	20	6	2	50	0,6	6
544/82	3	—	5	20	6	2	50	0,8	8
567/82	—	50	30	50	6	3	5	2	2
553/82	—	—	5	10	10	0,6	10	0,3	2
554/82	—	—	6	15	0,5	1	10	0,6	5
560/82	—	—	20	20	0,6	1,5	30	1	20
564/82	10	—	8	20	8	1,5	50	1	20
783/82	—	5	15	15	10	2	30	0,8	10
784/82	—	4	20	15	6	1,5	50	0,8	10
785/82	3	3	8	20	8	1,5	50	0,6	10
786/82	3	3	4	10	5	1	10	0,6	6
787/82	3	3	8	10	5	1,5	50	0,8	6
128/82	30	3	—	30	20	3	30	5	60
127/82	—	4	8	40	6	0,5	6	1	40
126/82	—	4	8	50	6	0,5	3	1	40
120/82	10	3	8	15	6	2	50	0,5	15
118/82	—	—	6	10	6	1,5	30	0,5	10
115/82	—	3	10	20	1	1	20	0,5	20
113/82	—	15	30	20	1	1	20	0,5	5
111/82	3	3	1	20	3	1,5	30	1	30

В разрезе по рассечке 3 (Р3) (рис. 67), вскрывающей минерализованную зону, в породе синхронно повышаются содержания серебра и свинца, но свинец образует еще один пик, ближе к забою, который ассоциируется с проявлениями марганцовистых карбонатов. Видимо, он соответствует поздней барит-галенит-сфалеритовой ассоциации, а марганцовистые карбонаты приурочены именно к этой ассоциации. Характерно синхронное поведение меди и висмута в разрезе, что определяется присутствием медно-висмутовой ассоциации сульфидных минералов. Для сравнения с рассматриваемой зоной минерализации слева на рисунке приведены содержания тех же элементов из рудного тела рассечки 1, где минерализация сосредоточена в метасоматическом "коричневом" кварце в виде гнезд и прожилков блеклых руд в ассоциации с другими сульфидами. Прекрасно видно, что в этом участке представлена совершенно иная рудная ассоциация, в которой отмечается хорошая корреляция серебра с оловом и медью, отчасти с молибденом. Молибден в разрезе по рассечке 3 ведет себя независимо, образуя незначительную концентрацию в березитизированных породах у устья рассечки, где содержания других элементов понижены. Разница ассоциаций рудной минерализации в двух рассмотрен-

Содержание элементов, мас. %\*

Содержание элементов, мас. %*								
Cu	Ag	Zn	Pb	Bi	Sn	Mo	W	Ga
60	0,6	0,5	1	1	3	—	0,5	1,5
10	1,5	1,5	6	1	6	0,8	—	2
30	0,5	1	0,8	—	4	—	—	1,5
3	0,6	1	1,5	—	4	0,5	—	1,5
3	—	1	1,5	—	4	0,6	—	1,5
30	40	0,5	6	10	1000	10	5	0,3
10	3	0,6	3	1	5	0,8	—	2
3	8	0,5	3	2	6	10	—	2
30	100	0,3	60	30	6	6	—	3
20	30	10	1000	1	5	3	—	2
10	6	0,5	20	1	3	3	—	1,5
10	8	0,5	100	1	5	3	—	2
20	6	2	20	1	5	0,8	—	2
15	3	0,3	3	—	3	0,6	—	1
15	0,5	0,5	1,5	—	3	0,6	—	1
30	6	5	3	—	3	0,5	—	1
20	60	1,0	300	3	3	6	1	0,5
50	100	1	1000	6	5	6	1	0,3
10	0,6	1	5	—	3	0,5	0,3	1,5
6	6	1	5	—	3	0,8	—	1
15	30	0,6	30	30	15	100	—	3
20	60	0,6	30	5	500	15	1	2
20	20	0,5	100	10	10	3	1	3

ных точках отражается и в различии околорудных метасоматитов. Если в рассечке 3 они представлены березитами (кварц + серицит + карбонаты + сульфиды) с прожилками и жилами кварца с карбонатом и рудными минералами, то в рассечке 1 они представлены окварцованными андезитами с образованием чисто кварцевых метасоматических гнезд, в которых и концентрируются рудные минералы.

Произведенный анализ содержаний элементов в рудных и околорудных метасоматитах позволяет даже в отсутствии видимых выделений сульфидов получить информацию о характере рудных ассоциаций. Установлено, что блеклорудно-теллуридной ассоциации соответствуют метасоматические кварциты, а серебро-полиметаллической — кварц-карбонатные прожилки в березитах. Поздняя галенит-сфалеритовая ассоциация сопровождается обильными марганцовистыми карбонатами (манган-анкериты, манган-кальциты, возможно, олигониты).

Сравнение содержаний малых элементов из пород, измененных в разной степени, показало дополнительно, что в целом в более измененных породах содержание золота на один порядок ниже, чем в слабоизмененных. Приведенные данные не отрицают возможности заимствования золота

Т а б л и ц а 37 (окончание)

№ обр.	Содержание элементов, мас. % *								
	Tl	P	Sc	It	Ib	Ce	Zr	Nb	B
535/82	—	1	3	—	—	—	1	—	0,6
539/82	—	1	5	0,3	1	—	3	0,3	0,6
541/82	—	1	5	0,3	1	1	5	0,3	1,5
543/82	—	1	4	0,3	1	—	3	0,3	1
544/82	—	1	3	0,3	1	—	3	0,3	1
567/82	—	1	5	0,5	1	3	20	2	0,6
553/82	1	—	1	0,3	1	—	3	—	2
554/82	1	1	1	0,3	1	—	4	0,5	2
560/82	1	1	3	0,3	1	—	3	0,3	1,5
564/82	1	1	5	0,3	1	1	3	0,3	1,5
783/82	1	1	5	—	—	1	2	0,3	1
784/82	1	1	3	—	—	—	2	0,3	1
785/82	1	1	3	—	—	—	3	0,3	1,5
786/82	—	—	2	—	—	—	1	—	0,6
787/82	—	—	3	—	—	—	1	—	0,6
128/82	—	1	6	0,3	1	—	2	—	3
127/82	—	1	3	—	—	1	10	1	0,8
126/82	—	—	3	—	—	1	10	1	0,8
120/82	—	1	3	—	—	—	1	—	0,8
118/82	—	—	2	—	—	—	1	—	0,8
115/82	1	—	3	—	—	1	3	1	0,8
113/82	—	3	3	—	—	1	5	1	0,8
111/82	1	1	1	—	—	1	2	1	0,8

\*P  $\times 10^{-1}$ ; (Ba, Ti, N, Zn, Ce)  $\times 10^{-2}$ ; (Li, Sr, Cr, V, Ni, Cu, Pb, W, Ga, It, Zr, Nb, B)  $\times 10^{-3}$ ; (Co, B, Mo, T, C)  $\times 10^{-4}$ ; A  $\times 10^{-5}$ .

П р и м е ч а н и е. Обр. 535 — березитизированный андезит, устье скв. 187; 539 — черный стекловатый "звонящий" дацит, 300 м к западу от устья скв. 187; обр. 541 — лавобрекчия андезита березитизированная, в 10 км к западу от обр. 539; обр. 543 — крупнопорфировый слабоберезитизированный андезит, в 350 м к западу от устья скв. 187; обр. 544 — андезит крупнопорфировый слабоизмененный, в 20 м к северо-западу от обр. 543; 567 — шт. 1, штр. 2, P1 метасоматический "коричневый" кварц с сульфидами; обр. 553 — березит по обломочной породе, шт. 1, штр. 1, P3; обр. 554 — березит, шт. 1, штр. 1, P3; обр. 560 — андезит березитизированный, шт. 1, штр. 1, P3; обр. 564 — туф березитизированный, шт. 1, штр. 1, P3; обр. 783 — туф сильно березитизированный, шт. 1, ствол 28 м; обр. 784 — туф березитизированный, шт. 1, ствол 40 м; обр. 785 — андезит березитизированный, шт. 1, ствол 60 м; обр. 786 — туф березитизированный с баритом, шт. 1, ствол 80 м; обр. 787 — черный андезит слабоизмененный, шт. 1, ствол 90 м; обр. 128 — диабазовый порфирит березитизированный, скв. 3П, 94,5 м; обр. 127 — метасоматический кварц, серый, скв. 3П, 93 м; обр. 126 — метасоматический кварц с прожилками карбоната и галенита, скв. 3П, 92 м; обр. 120 — андезит березитизированный, скв. 3П, 33 м; обр. 118 — андезито-дацит березитизированный, скв. 3П, 23,8 м; обр. 115 — метасоматический кварц серый, скв. 3П, 22 м; обр. 113 — метасоматический кварц, серый, скв. 3П, 11,8 м; обр. 111 — андезит окварцованный, скв. 3П, 3,2 м. Анализы выполнены в лаборатории ИМГРЭ В.Д. Дорониной.

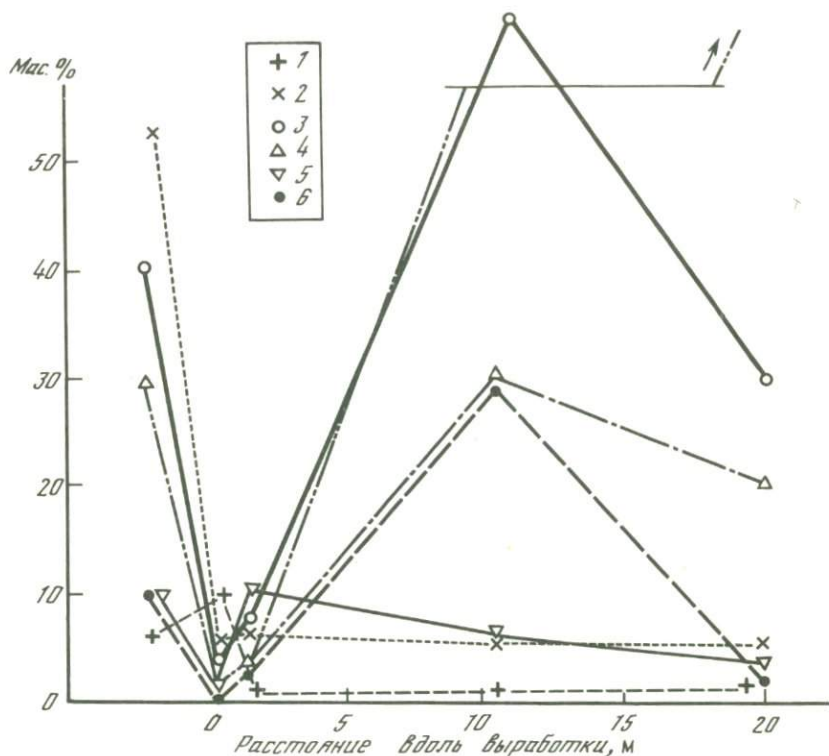


Рис. 67. Распределение элементов в околорудных метасоматитах, шт. 1, штр. 1, РЗ  
 Слева показаны содержания в оруденелом метасоматическом кварците с блеклыми рудами из штр. 2, Р1. Содержания  $\text{Ag} \times 10^{-5}$ ,  $\text{Pb} \times 10^{-3}$ ,  $\text{Bi} \times 10^{-4}$ ,  $\text{Cu} \times 10^{-3}$ ,  $\text{Sn} \times 10^{-4}$ ,  $\text{Mn} \times 10^{-2}$ ,  $\text{Mo} \times 10^{-4}$ .  
 1 — Mo; 2 — Pb; 3 — Ag; 4 — Cu; 5 — Sn; 6 — Bi

Таблица 38

Результаты химического анализа образцов метасоматитов, мас.%

№ обр.	Au	Ag	Pb	Zn	Cu
253/82	$3 \cdot 10^{-6}$	$9,2 \cdot 10^{-6}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$
340/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,8 \cdot 10^{-6}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
341/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$
350/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,1 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$
353/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,2 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$
424/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$9,5 \cdot 10^{-6}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$
425/82	$5 \cdot 10^{-6}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$
427/82	$8 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	0,29	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-2}$
439/82	$6,6 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-3}$
440/82	$3 \cdot 10^{-6}$	$9,0 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$
441/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$
442/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$
444/82	$8,8 \cdot 10^{-6}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$

Т а б л и ц а 38 (окончание)

№ обр.	Au	Ag	Pb	Zn	Cu
447/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$
121/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$
122/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$
136/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
137/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$
138/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$
139/82	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
140/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$
141/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$
143/82	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$
144/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$2,3 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
145/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$
146/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-2}$
149/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-3}$
151/82	$3 \cdot 10^{-6}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$
152/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$
160/82	$3 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$6,9 \cdot 10^{-3}$
161/82	$3 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$
162/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$
164/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$8,8 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$
167/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$
168/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$
169/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$
170/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,9 \cdot 10^{-5}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$
171/82	$2 \cdot 10^{-6}$	$9,0 \cdot 10^{-6}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$
174/82	$6 \cdot 10^{-6}$	$5,1 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$

Примечание. Обр. 253 — красно-бурый андезито-дацит, слабоизмененный, гора Караташ; обр. 340 — дацит березитизированный, скв. 130, 38 м; обр. 341 — ацит слабоберезитизированный, скв. 130, 38,7 м; обр. 350 — туф сильноберезитизированный, скв. 130, 101,5 м; обр. 353 — андезито-дацит березитизированный, скв. 130, 163 м; обр. 424, 425, 427 — диабазовый порфирит березитизированный, шт. 1, штр. 2, Р6; обр. 439-442, 444, 447 — шт. 1, штр. 2, Р7 (439, 444 — окварцованный андезито-дацит, 440-442, 447 — диабазовый порфирит березитизированный); 121, 122 — березитизированный туф, скв. ЗП, 52 и 66 м; 136-145 — скв. 148 (136, 137 — березит; 138, 139 — диоритовый порфирит березитизированный; 140, 141 — березит; 143 — кварц-серцитовая порода; 144, 145 — березитизированный туф). Анализы выполнены методом атомно-абсорбционной спектроскопии, аналитик В.А. Волченкова ЦХЛ, ИГЕМ АН СССР.

из вмещающих пород в процессе их березитизации. В пользу этого свидетельствует и отчетливая избирательность в локализации рудной минерализации: золотой — в андезитах и андезито-дацитах, а полиметаллической — в кварцевых порфирах и трахилипаритах.

Хотя часть металлов заимствуется из пород при предрудном метасоматизме, ряд компонентов привносится магматогенными флюидами. Это компоненты, типоморфные для региона или региональной геотектонической структуры, такие, как щелочи, сурьма, мышьяк, ртуть, фтор и некоторые другие.

В пользу большой роли "местного" источника металла при образовании месторождения говорит грубый расчет. Примем по данным [40], что содержание меди в рудоносном растворе равно  $10^{-4,7}$  г · ион/л =  $6 \cdot 10^3$  т/км<sup>3</sup>. Крупное месторождение меди обладает запасами порядка нескольких миллионов тонн, мелкое — несколько тысяч тонн меди, мы примем среднее значение  $10^4$ – $10^5$  т. Чтобы отложить такое количество меди требуется порядка 10 км<sup>3</sup> раствора данной концентрации. Весьма проблематична возможность такого притока магматогенной воды, а, кроме того, по данным изотопии, рудный раствор примерно на 90% состоит из подземных вод, но снижения концентрации меди из-за разбавления не наблюдается: концентрация соответствует равновесию с медными сульфидами (с борнитом), т. е. максимально высокая. Привлекая в виде источника меди боковые породы с пористостью порядка 1–2%, мы должны задействовать объем пород около 500–1000 км<sup>3</sup>. При площади рудного поля 100–200 км<sup>2</sup> конвективные ячейки циркуляции подземных вод должны захватывать глубину порядка 5 км. Следует заметить, что в качестве боковых пород могут выступать и затвердевшие гранитоиды, если конвективная ячейка циркуляции подземных вод по мере разрастания захватывает интрузивный массив и вызывает кислотный метасоматизм в нем.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одной из характернейших черт, присущих процессам метасоматизма, как подчеркивал Д.С. Коржинский, является возникновение зональности. Особое значение при анализе природных объектов, прежде всего гидротермальных рудных месторождений, имеет выявление закономерностей вертикальной метасоматической зональности. Как показали проведенные исследования, вертикальная метасоматическая зональность представляет собой сложное геологическое явление, которое не укладывается в рамки какой-либо одной термодинамической модели. От корневых зон к верхним изменяются не только условия процесса, но и ведущие параметры. Корневые зоны формируются под воздействием преимущественно асцендентных магматогенных флюидов, имеющих щелочной характер, и связаны переходами с залегающими ниже эндоконтактными фациями гранитоидов. В формировании верхних зон большое участие принимают подземные воды, а возникающие растворы вызывают кислотный метасоматизм пород. Несмотря на эти различия, метасоматизм в корневых и в верхних зонах происходит в связи с одной и той же фазой гранитоидного магматизма и в этом смысле является единым петрогенетическим процессом. Полное развитие вертикальной метасоматической зональности, включающее и корневые и верхние зоны, наблюдается в магматических системах с признаками деятельности трансмагматических флюидов. К верхней части таких систем приурочены рудообразующие процессы. В целом характер метасоматизма определяется сочетанием физико-химических условий и геологической обстановки. Именно от последней зависит возникновение той или иной метасоматической формации. Геотектоническая позиция района сказывается на характере магматизма, а в связи с ним и на метасоматизме: колчеданосная кварц-серицит-хлоритовая формация тяготеет к вулканизму островных дуг, березиты и пропилиты — к вулканическим поясам окраинных и внутриконтинентальных зон активизации и т.д. Важными геологическими факторами являются глубинность процесса и расстояние до магматического контакта.

Рассматриваемые в работе метасоматические процессы генетически связаны с проявлениями гранитоидного интрузивного магматизма. С определенными фазами интрузивной деятельности возникают определенные ассоциации метасоматических формаций и фаций, закономерное расположение в пространстве которых образует вертикальную метасомати-

ческую зональность. Внедрение интрузивных масс, составляющих одну фазу внедрения и сопровождающих трансмагматические флюиды сопровождается явлениями магматического (прогрессивного) этапа, а после застывания расплава — постмагматическим метасоматизмом. Явления обоих этапов связаны, хотя и в разной степени, с магматогенными процессами одной интрузивной фазы, что дает основание относить их к результатам одного петрогенетического процесса. В зависимости от глубинности становления интрузива и условий эволюции магматического расплава образуются разные метасоматические формации и разные их сочетания. В работе уточнены понятия и условия возникновения формаций пропилитов, вторичных кварцитов, березитов, эпиптермальных и синвулканических аргиллизитов.

Среди метасоматитов магматического этапа (ранней щелочной стадии) обнаружены своеобразные породы, совокупность которых выделена автором как новая формация метасоматических "калиевых роговиков". Главными их чертами являются: перекристаллизация основной массы вулкаников с возникновением в ней тонкозернистой роговиковоподобной структуры и с замещением агрегатом кварца и калиевым полевым шпатом; псевдоморфное замещение минералов вкрапленников (роговой обманки и биотита) флогопитом и диопсидом с сохранением порфировой структуры породы в целом; с удалением от активного контакта интрузии сменяют фации, соответствующие все более низким температурам, — эпидот-ортоклазовая и хлорит-адуляровая; со стороны интрузивного массива "роговики" переходят в сиенит-диоритовые порфириды, внутри которых встречаются их реликты, а далее — в гранодиорит-порфиры. Процесс происходит при повышенной активности калия и с привнесом его в породы.

Метасоматиты пропилитовой формации тоже представляют собой образования магматического этапа, но образуются в удалении от интрузивного контакта при заметном участии подземных вод. Их характерной особенностью является возникновение биотитовой зоны — глубинного проявления пропилитизации — являющейся связующим звеном между эпидот-хлоритовыми пропилитами и контактными роговиками. Наблюдаются признаки наступления биотитовой зоны на эпидот-хлоритовую и проникновение биотитизации в последнюю по трещинам. Комплекс метасоматитов, возникших в таких условиях и объединяющих биотитовую, эпидот-актинолитовую, эпидот-хлоритовую и отчасти альбит-хлоритовую фации, предлагается рассматривать как формацию пропилитов. Другие же породы, иногда имеющие сходный минеральный состав, но возникшие при региональном метаморфизме, в процессе синвулканической аргиллизации или как периферические зоны слабо околожильного изменения, предлагается рассматривать как фации других метасоматических формаций, поскольку они относятся к другим типам петрогенетических процессов.

Пропилиты подвергаются кислотному метасоматизму с развитием березитов, вторичных кварцитов и аргиллизированных пород, на которые, в свою очередь, накладывается оруденение. Кислотный метасоматизм и рудоотложение связаны с возникновением конвекции подземных вод в нагретой вмещающей толще над магматическим резервуаром. На магматическом этапе во время пропилитизации конвекция лишь

зарождается, а наибольшего развития достигает позже, на постмагматическом этапе, к которому приурочены кислотный метасоматизм и рудоотложение. Этим объясняется отставание оруденения от пропилитизации.

Вторичные кварциты являются высокотемпературными образованиями, возникающими на постмагматическом этапе (в кислотную стадию) после ороговикования и пропилитизации. Во внешней зоне кварцитов развиваются кварц-серицитовые фации, соответствующие более низкой температуре, чем приконтактные корунд-андалузитовые и пиррофиллит-диаспоровые фации. С течением времени внешняя (верхняя) граница кварц-серицитовых метасоматитов отодвигается все дальше от контакта вверх, захватывая неизменные породы, а внутренняя (нижняя) граница смещается вниз (через приконтактные кварциты, внутрь затвердевшего и остывающего интрузива). К формации вторичных кварцитов относятся высокотемпературные приконтактные образования и связанные с ними кварц-серицитовые разности, а породы типа каолинитовых и алунитовых кварцитов, связанные с явлениями аргиллизации, рассматриваются как фации в формациях эпитермальных или синвулканических аргиллизитов.

Березиты являются типичным представителем кислотных метасоматитов. Они образуются на глубинах гипабиссальной фации (приблизительно более 1–1,5 км), при меньшей глубине фугитивность углекислоты слишком низка, чтобы обеспечить реакции карбонатизации плагиоклазов, являющиеся типоморфными для березитов. На меньших глубинах в кислой среде березиты сменяются эпитермальными аргиллизитами. При меньшей кислотности реакции карбонатизации возможны и на меньших глубинах. Например, при низкотемпературной пропилитизации кальцит-хлоритовой фации замещение плагиоклаза альбитом с кальцитом происходит при глубине менее 1 км. Березиты удалены от магматического контакта и в отличие от вторичных кварцитов часто не имеют соприкосновения с метасоматитами "ранней щелочной" стадии, хотя местами могут накладываться на них.

Метасоматиты, связанные непосредственно с явлениями наземного или подводного вулканизма, не имеют корневых зон, возникающих на магматическом этапе, а также зон кислотного метасоматизма, свойственных гипабиссальному уровню глубинности. Образования типа березитов могут возникать в некоторых типах колчеданно-полиметаллических месторождений, образовавшихся в зонах смятия на глубине 1–3 км.

В результате исследований метасоматического преобразования базальтов на океаническом дне и термодинамическими расчетами установлено, что альбитизация плагиоклазов при взаимодействии базальта с морской водой возможна только при температуре выше  $\sim 300^{\circ}\text{C}$ , а при гальмиролизе не может происходить. При низкой температуре (порядка  $30\text{--}50^{\circ}\text{C}$ ) происходит замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом за счет калия морской воды, которое при более высокой температуре требует повышения активности калия, привноса его гидротермальными растворами.

Главным фактором образования вертикальной метасоматической зональности является градиент температуры, но относительная роль разных факторов варьирует в зависимости от геологических условий, глав-

ным образом от глубинности. В области больших глубин (свыше 3 км) градиент температуры незначителен из-за большого общего прогрета всей толщи и зональности можно сказываться фильтрационный эффект. В области умеренных глубин (1,5–3 км) большую роль играет фугитивность углекислоты. Выделяются приконтактные метасоматиты с большим градиентом температуры при их формировании, в которых градиент температуры играет решающую роль (скарны, вторичные кварциты, пропилиты), и удаленные от контакта с интрузивом), для которых градиент температуры меньше, вертикальная зональность менее отчетлива и зависит от градиента фугитивности углекислоты (березиты). На малых глубинах решающее значение приобретает фугитивность кислорода, которая в значительной степени определяет кислотность растворов, а сама зависит от условий аэрации подземных вод, следовательно, от условий на палеоповерхности: было ли это дно моря, горный рельеф на островных дугах или заболоченная равнина.

В глубинных зонах вертикальной зональности развиты преимущественно метасоматиты магматического этапа ("ранней щелочной" стадии), в формировании которых главную роль играли магматогенные флюиды. К верхним зонам роль этих флюидов снижается за счет вовлечения в процесс подземных вод, которые обуславливают метасоматизм стадии "нарастающей кислотности". В верхних зонах наблюдаются признаки латерального и нисходящего движений растворов. Особенности морфологии метасоматического ореола, более раннее формирование метасоматитов нижних зон относительно верхних, признаки латерального и нисходящего движений растворов и участия подземных вод в гидротермальном процессе по данным изотопного анализа — все это позволяет предполагать существование палеоконвективных ячеек на стадии кислотного метасоматизма.

Общими признаками потенциальной рудоносности метасоматических формаций в вулканических толщах являются: глубинность не менее субвулканической фации (приблизительно глубже чем 0,5 км), проявления дорудного и дометасоматического интрузивного магматизма повышенной щелочности, признаки прогрета большого объема пород. Выявлены также дополнительные частные признаки рудоносности отдельных формаций. Так, в зеленокаменных породах при определении их рудоносности необходимо различать продукты регионального метаморфизма и пропилиты. Главными чертами, позволяющими отличать пропилиты от зеленокаменных метаморфических пород, являются высокая фугитивность углекислоты при пропилитизации, что отражается в неустойчивости кальциевых минералов (пренита, пумпеллиита) при пропилитизации, и большой вертикальный градиент температуры при этом процессе, который определяет отчетливую вертикальную зональность. Другими существенными отличиями пропилитизации являются следующие: пропилитизация охватывает толщи пород в пределах рудного поля, а метаморфизм — процесс более широкий, региональный; пропилиты эпидот-хлоритовой фации обнаруживают переход к биотитовой фации и к роговикам, а метаморфизованные породы фации зеленых сланцев — к эпидот-амфиболитовой фации; пропилитизация в целом имеет калиевую направленность (распространено явление поздней адуляризации), а региональный метаморфизм —

натриевую (образуются парагонит, глаукофан, характерна интенсивная альбитизация).

Установлена приуроченность золотой минерализации в пропилитах к границе биотитовой и эпидот-хлоритовой фаций пропилитов. В березитах рудоносными являются синрудные метасоматиты, представленные прожилками и гнездовой вкрапленностью высокожелезистых хлоритов и бертьеринов, а также высокомарганцовистых карбонатов (манган-кальцита, олигонита, марганцовистого доломита). Участки рудоотложения и синрудные метасоматиты характеризуются широким развитием признаков неравновесного минералообразования, даже в условиях средне-температурного гидротермального процесса, выражающихся в отложении метастабильных фаз и в неоднородности состава зерен новообразованных минералов.

При оценке рудоносности аргиллизированных пород важно отличать эпитермальные аргиллизиты от безрудных синвулканических. Отличительными чертами эпитермальных аргиллизитов являются: отчетливо фиксируемое уменьшение базального межплоскостного расстояния гидрослюд от верхних зон к нижним; ясная вертикальная зональность в переходе вниз к пропилитам и роговикам; большая мощность кислотных метасоматитов кварц-гидрослюдистого состава (более 300–400 м); развитие в районе доаргиллизитовых интрузий гранитоидов; более молодой возраст метасоматитов по сравнению с возрастом вмещающих вулканитов. В процессах предрудного метасоматизма происходит вынос из пород как петрогенных, так и рудных компонентов, которые отлагаются в зоне рудообразования наряду с магматогенными компонентами. Обзор литературных сведений и данных, полученных автором, свидетельствует о значительной роли заимствованных компонентов при образовании руд цветных и благородных металлов.

Таким образом, метасоматические процессы в вулканических толщах характеризуются комплексом важных особенностей, выделяющих их из обширной группы явлений метасоматизма вообще. Это связь с магматизмом, не только с вулканическим, но и с интрузивным, относительно малая глубинность, большой градиент температуры. Эти особенности обусловили отчетливое проявление вертикальной метасоматической зональности и специфические условия локализации сопровождающего обруднения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Москвитин С.Г., Попов Л.С. Карбонаты малосульфидной кварцевой формации Верхне-Колымской складчатой области // Эндеогенные карбонаты Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 119–149.
2. Андреева О.В. Основные черты окколорудных изменений полиметаллической формации на примере месторождения Тишинское (Рудный Алтай) и Хандиза (Южный Узбекистан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 67–80.
3. Андрусенко Н.И. Термобарогеохимические условия формирования золото-серебряного оруденения на малоглубинных месторождениях СССР // Термобарогеохимия и рудогенез: Тр. VI Всесоюз. совещ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 105–110.
4. Балицкий В.С., Зубкова Е.И. Аккумуляция кремнезема в гидротермальных растворах // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 114–119.
5. Барсуков В.Л., Суцневская Т.М. Об эволюции состава гидротермальных растворов в процессе образования оловорудных месторождений // Геохимия, 1973. № 4. С. 491–503.
6. Бархударян Н.Б., Гребенчиков А.М. Применение метода инфракрасной спектроскопии к изучению кварцев золото-рудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1974. Вып. 112. С. 75–84.
7. Берман Ю.С. Окислы марганца — индикаторы золото-серебряного оруденения // Разведка и охрана недр. 1981. № 3. С. 32–35.
8. Брюер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных растворов Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. С. 70–75.
9. Бороденков А.Г., Русинов В.Л. Физико-химические условия образования карбонатов в некоторых рудных месторождениях // Геохимия, 1982. № 9. С. 1257–1275.
10. Василевский М.М. Вулканизм, пропитализация и оруденение. М.: Недра, 1973. 278 с.
11. Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964. 218 с.
12. Волобцев В.И. Оруденелая эруптивная брекчия в диоритах Северо-Мынаральской группы // Закономерности размещения месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата: ИГН АН КазССР, 1986. С. 56–61.
13. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 211 с.
14. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.А. Растворы, минералы и равновесия. М.: Мир, 1968. 367 с.
15. Гелетий В.Ф. О закономерности накопления марганца во флюидных фазах при их взаимодействии с породами или расплавами // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 1. С. 194–196.
16. Голованов И.М., Цой А.В. Вертикальная зональность прожилковой минерализации в медно-порфировых месторождениях Алмалыка (УзССР) // Геология руд. месторождений. 1974. Т 16, № 1. С. 43–53.
17. Головин В.А., Андреева О.В. О целолит-монтмориллонитовом типе метасоматитов в связи с урановым оруденением // Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1984. С. 152–160.

18. Голубев В.С., Шаранов В.Н. Динамика эндогенного минералообразования. М.: Недра, 1974. 230 с.
19. Горюх А.В. О высокоглиноземистой минерализации в боковых породах Красногвардейского колчеданного месторождения (Средний Урал) // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 2. С. 103–116.
20. Грабежев А.И., Белгородский Е.А., Чашукина В.А. Медно-порфировая минерализация Урала. Препринт. Свердловск: ИГ и Г УФ АН СССР, 1986. 72 с.
21. Градусов Б.П., Зотов А.В., Русинов В.Л. Экспериментальные исследования влияния активности ионов калия на механизм изменения биотита в кислой среде // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221, № 3. С. 703–705.
22. Гуеушвили В.И. Поствулканический процесс в древних островных дугах и интрадуговых рифтах. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 182 с.
23. Еремин Р.А., Ярмолюк В.В. К геологии субвулканических образований Охотско-Чукотского вулканического пояса // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186, № 6. С. 1377–1379.
24. Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской тектоноструктуры. Новосибирск: Наука, 1974. 125 с.
25. Жабин А.Г. Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения // Геология руд. месторождений. 1977. Т. 19, № 1. С. 51–60.
26. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Кармазара // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 14. 371 с.
27. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9–27.
28. Жуков Н.М., Филимонова Л.Е. Метасоматиты и типогенное оруденение меднопорфирового месторождения Актотай // Геология руд. месторождений. 1982. № 2. С. 102–110.
29. Зарайский Г.П., Нечехин В.М., Старостин В.И. Основные черты метаморфизма вулканогенных пород Блявинского района на Южном Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: ИГиГ УФ АН СССР, 1969. Вып. 5. С. 168–172.
30. Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Беляевская О.Н. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 217 с.
31. Злотник-Хоткевич А.Г. Минеральные продукты палагонитизации субмаринных базальтов и их роль в образовании и локализации колчеданных руд // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 160–171.
32. Знаменский В.С., Чеботарев В.В. Генетическая природа структур и текстур вулканогенных серных руд // Геология руд. месторождений. 1987. Т. 29, № 5. С. 84–95.
33. Зотов А.В., Логинов В.П., Пшеничный Г.Н. Отношение прениито-пумпеллитовой фации регионального метаморфизма к колчеданному оруденению на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187, № 1. С. 168–171.
34. Зотов А.В., Логинов В.П., Русинов В.Л. Закономерности низкотемпературного метасоматизма // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 126–130.
35. Зотов А.В., Русинов В.Л. Зональность и парагенезисы в окolorудных породах на двух месторождениях Куроко в Японии // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 179–216.
36. Иванов И.П. Фациальный анализ окolorудных изменений. М.: Наука, 1984. 171 с.
37. Керимов Г.И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла (АзССР). Баку: АН АзССР, 1963. 224 с.
38. Козеренко С.В., Баранова Н.Н., Берман Ю.С., Барсуков В.Л. Марганцовая минерализация и ее роль в формировании золото-серебряного оруденения // Тез. докл. сессии МАГРМ. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 255–256.
39. Колонин Г.Р., Птицын А.Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974. 102 с.
40. Колонин Г.Р., Пальянова Г.А., Широносова Г.П. Минералы мышьяка как индикаторы физико-химических условий рудообразования // 27 МКК: Тез. докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 80–81.
41. Коплус А.В., Хитаров Д.Н., Болонцева С.В. Температурный режим формирования месторождений флюорита Казахстана различных генетических типов // Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1968. С. 109–121.

42. *Коржинский Д.С.* Петрология Турьинских скарновых месторождений меди // Тр. ИГН АН СССР. 1948. Вып. 68, № 10.

43. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 333–456.

44. *Коржинский Д.С.* Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133, № 5. С. 1122–1124.

45. *Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 4. С. 56–69.

46. *Коржинский Д.С.* Особенности постмагматических процессов в вулканических формациях // Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 52–64.

47. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

48. *Коржинский Д.С., Зотов И.А., Перцев Н.Н.* Трансмагматические флюиды, метаматизм и рудообразование // Закономерности метаматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 5–28.

49. *Коробов А.Д.* Щелочной метасоматоз в породах проявления бентонитовых глин Таряты (Эгитинское рудное поле, Западное Забайкалье). Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1986. 13 с.

50. *Короновский Н.В., Попов В.С., Николаенко Ю.С.* Геология кислых лав и проблема происхождения игнимбригов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1982. № 5. С. 26–35.

51. *Косовец Т.Н., Крылова В.В., Щитова В.И., Бархударян Н.Б.* Использование палеотемпературных данных для выяснения генетических особенностей золотого оруденения и выявления рудопродвигавших структур // Термобаргеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 115–123.

52. *Крылова В.В.* Золото-серебряная и марганцевая минерализация одного из месторождений Западного Приохотья // Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 71–79.

53. *Курносков В.Б.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане

и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986, 249 с.

54. *Лайпанов Х.Х., Шер С.Д.* К вопросу о метасоматических преобразованиях пород различного состава около золотоносных кварцевых жил // Международный геохимический конгресс. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1971, С. 5–11.

55. *Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б.* и др. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир). М.: Наука, 1980. 176 с.

56. *Логинов В.П., Русинов В.Л.* Новые данные по градиции светопреломления хлоритов около некоторых колчеданных тел // Автореф. работ сотр. ИГЕМ за 1966 г. М.: ИГЕМ АН СССР, 1967. С. 53–56.

57. *Логинов В.П., Русинов В.Л.* Серноколчеданная залежь среди вулканогенных толщ четвертичного возраста вулкана Менделеева на о-ве Кунашир // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 181–217.

58. *Логинов В.П., Русинов В.Л.* Некоторые существенные различия пропилитизации и регионального зеленокаменного метаморфизма в вулканогенных толщах геосинклиналей // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 171–183.

59. *Логинов В.П.* Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал) // Тр. Ин-та геолог. наук. 1954. Вып. 134. 164 с.

60. *Логинов В.П.* Формации семейства колчеданных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. Т. 2. С. 111–148.

61. *Логинов В.П.* Зональность гидротермального изменения и рудоотложения на колчеданных месторождениях и ее возможное практическое значение // Прогнозирование скрытого оруденения. М.: Наука, 1976. С. 251–261.

62. *Логинов В.П., Широков П.И., Русинов В.Л.* Околорудная метасоматическая зональность и серициты Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал) // Геохимия, минералогия и петрология. София, 1976. Вып. 5. С. 93–101.

63. *Малинин С.Д.* Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. М.: Наука, 1979. 110 с.

64. *Мацукума Т., Хорикоси Е.* Обзор месторождений Куроко в Японии //

Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 129–150.

65. *Мигачев И.Ф., Мараева Р.Н., Сапожников В.Г., Шишаков В.Б.* Строение и геологические обстановки размещения меднопорфировых месторождений Западной Чукотки // Структуры рудных полей колчеданных, полиметаллических и медных месторождений. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. Вып. 2. С. 11–13.

66. Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд как показатели условий гидротермального рудообразования / А.Д. Генкин, М.Г. Добровольская, В.А. Коваленкер и др. М.: Наука, 1984. 199 с.

67. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

68. *Набоко С.И., Дуничев В.М., Главатских С.Ф.* и др. Геологическое строение и метасоматический эффект области разгрузки термальных вод месторождения Горячий Пляж // Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 48–79.

69. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Современная рутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация на Узоне (Камчатка) // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 299–305.

70. *Наковник Н.И.* Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1954. Вып. 2. С. 85–94.

71. *Наковник Н.И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1964. 339 с.

72. *Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 239 с.

73. *Некрасова А.Н., Красильников А.А., Демин Г.П.* Эндеогенная рудная зональность на вулканическом золото-серебряном месторождении // Сов. геология. 1979. № 1. С. 105–110.

74. *Нечухин В.М.* Пумпеллитизованные и пумпеллитизированные породы из района Сибайского месторождения (Южный Урал) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1963. Ч. 92, вып. 1. С. 103–107.

75. *Нечухин В.М., Маркс В.А.* Мета-

морфизм горных пород западного крыла Магнитогорского синклиналия на Южном Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: ИГиГ УФ АН СССР, 1969. Т. 5. С. 133–136.

76. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Наука, 1978. 216 с.

77. *Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А.* и др. О содержании понятия серицит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69–87.

78. *Павлова И.Г.* Медно-порфировые месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 275 с.

79. *Перцев Н.Н., Русинов В.Л.* Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 "Гломара Челленджера" // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 17–21.

80. *Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 285 с.

81. *Пирожок П.И., Логинов В.П., Васильева Г.Л.* Турмалин в серноколчеданных рудах Учалинского месторождения // Тр. ИГиГ УФ АН СССР. 1976. Вып. 118. С. 104–109.

82. *Пискунов Ю.Г., Залищак Б.Л.* Петрология и геохимия интрузивных пород Бекчи-Улского массива (Нижнее Приамурье) // Тез. докл. совещ. молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3–4.

83. *Плюснина Л.П.* Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 157 с.

84. *Покровский В.А., Иванов И.П.*  $\text{дн}^+$ -Х-диаграммы водно-минеральных систем // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 6. С. 1472–1476.

85. *Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М.* Морская вода. М.: Наука, 1979. 327 с.

86. *Прокин В.А.* Гидротермальные минералы вмещающих пород Сибайского медноколчеданного месторождения // Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья. Уфа: Баш.Ф АН СССР, 1974. С. 5–16.

87. *Прокин В.А.* О рудоконтролирующей роли фаций метаморфизма низких

ступеней на Урале // Рудоносные метасоматиты Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1980. С. 88–92.

88. *Прокин В.А., Иванов А.А., Аleshин К.Б.* Строение околорудных гидротермально-метасоматических ореолов на различных стадиях формирования и преобразования медноколчеданных месторождений // Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1986. Т. 4. С. 43–45.

89. *Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М.* Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловосных полей Сихотэ-Алиня // Геология руд. месторождений. 1973, Т. 15, № 1. С. 52–63.

90. *Расс И.Т.* Зональность сосуществующих минералов последовательных зон инфильтрационных метасоматических колоннок – индикатор изменения состава растворов // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. С. 148–158.

91. *Рундквист Д.В.* Зональность грейзенов // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. С. 126–148.

92. *Рундквист Д.В.* Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Корнуолла (Англия) // Геология руд. месторождений. 1980. Т. 22, № 6. С. 3–17.

93. *Русинова О.В.* Некоторые особенности аргиллизации пород на Балейском месторождении и связь ее с рудообразованием // Проблемы метасоматизма. М.: Наука, 1970. С. 181–187.

94. *Русинова О.В., Лисицын В.К., Бочек Л.И.* Слоистые силикаты околорудных пород одного из золото-теллуридных рудопроявлений // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1984. Ч. 113, вып. 1. С. 61–68.

95. *Русинова О.В., Лобанов А.И., Коренцова Н.Н., Русинов В.Л.* Цинк-содержащий бертерин полиметаллического месторождения // Докл. АН СССР. 1985. Т. 273, № 4. С. 800–803.

96. *Русинова О.В., Русинов В.Л., Тронева Н.В.* Состав, некоторые особенности структуры и условия образования рудных и околорудных хлоритов и бертеринов // Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. М.: Наука, 1986. С. 5–40.

97. *Русинов В.Л.* Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972. 204 с.

98. *Русинов В.Л.* Некоторые вопросы геологии рудных месторождений Западных Карпат // Проблемы геологии на XXIII сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1971. С. 115–121.

99. *Русинов В.Л., Русинова О.В.* Вариации вертикальной метасоматической зональности в околорудно-аргиллизированных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 10. С. 147–158.

100. *Русинов В.Л., Русинова О.В., Аракелянц М.М.* Возраст околорудных пород и жил рудных месторождений Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 99–109.

101. *Русинов В.Л., Зиньков А.В., Бороденков А.Г.* Железо-магнезиально-калиевый метасоматизм в некоторых рудных месторождениях // Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979. Т. 2. С. 213–234.

102. *Русинов В.Л.* Различия метаморфизма вулканогенных толщ в океане и на континенте // Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983. С. 123–136.

103. *Русинов В.Л.* Вертикальная зональность рудоносных метасоматитов // Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984. С. 24–43.

104. *Русинов В.Л., Тронева Н.В.* Железо-марганцевая фация околорудных березитов // Докл. АН СССР. Т. 280, № 3. С. 730–732.

105. *Русинов В.Л.* Карбонаты в рудном процессе // Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. М.: Наука, 1986. С. 59–68.

106. *Русинов В.Л.* Геологические условия и фации щелочно-углекислого метасоматизма // Закономерности метаматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 28–51.

107. *Русинов В.Л.* Фации глубинности метасоматитов в вулканических толщах // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. 15. С. 183–191.

108. *Сазонов В.Н.* О составе и парагенезисах карбонатов из лиственитизированных пород Пышминско-Малоистокского района (Средний Урал) //

Тр. ИГиГ УФ АН СССР. 1983. Вып. 118. С. 75–87.

109. Симанович И.М., Калиевый полевоый шпат в океанических базальтах // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 1. С. 52–63.

110. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 668 с.

111. Твалчрелидзе А.Г. Генетическая модель стратиформного колчеданообразования в вулканогенных и осадочных формациях // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 2. С. 80–86.

112. Токмакиев М.Т. Цеолитовая минерализация в медно-порфировых месторождениях Панагюрско-Энтропольского рудного района (Болгария) // Докл. БАН. 1985. Т. 38, № 3. С. 349–351.

113. Туляганов Х.Т., Юдалевич З.А., Коржаев В.П. и др. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1984. 340 с.

114. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива // Сов. геология. 1984. № 9. С. 84–94.

115. Файзиев А.Р. О роли фтора бокситовых гранитоидов в образовании флюоритовых месторождений Южного Гиссара и Каратегина (Центральный Таджикистан) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 5. С. 1217–1219.

116. Федоров В.И., Бирюков В.М. Метасоматиты некоторых гидротермальных месторождений Мугоджар // Рудоносные метасоматиты Урала. Свердловск: ИГиГ УФ АН СССР, 1980. С. 32–38.

117. Фромберг Э.Д. О природе ультракалийевых липаритов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 684–687.

118. Холланд Х.Д. Некоторые приложения термохимических данных к проблемам рудных месторождений: Минеральные ассоциации и состав рудообразующих флюидов // Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968. С. 53–72.

119. Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 216 с.

120. Чекваидзе В.Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М.: Недра, 1981. 238 с.

121. Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коуирада //

Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 50. 97 с.

122. Широких И.Н., Боровикова Г.А., Солотина Э.П., Широких В.А. Новый тип околорудных метасоматитов ртутных месторождений Тувы // Геология и геофизика. 1984. № 10. С. 27–35.

123. Щербань И.П., Дроздовская И.Н. Некоторые черты вертикальной зональности березитов (на примере Дарасунского месторождения) // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. С. 47–59.

124. Эмануэль Н.М., Кнорре Д.Г. Курс химической кинетики. М.: Высш. шк., 1969. 315 с.

125. Якович С.О. О температурном градиенте на месторождениях, образовавшихся на субвулканическом уровне // Геология и геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1971. С. 146–151.

126. Badaut D., Besson G., Decarreau A., Rautureau R. Occurrence of a ferrous, trioctahedral smectite in recent sediments of Atlantis II Deep, Red Sea // Clay Miner. 1985. Vol. 20, N 3. P. 389–404.

127. Bideau D., Fouquet Y., Hékinian R. Découverte de basaltes métamorphisés dans le graben axial de la dorsale Est-Pacifique à 12°50'N // Bull. Soc. geol. France. 1985. Vol. 1, N 6. P. 905–913.

128. Böhike J.K., Kistler R.W. Rb-Sr, K-Ar and stable isotope data for the ages and sources of fluid components of gold-bearing quartz veins in the Northern Sierra Nevada Foothills metamorphic belt, California // Econ. Geol. 1986. Vol. 81, N 2. P. 296–322.

129. Böhmer M. The evolution of Neogene volcanism and its metallogeny in the Western Carpatians // Acta geol. et geogr. Univ. Comen. Ser. geol. 1984. N 40. P. 31–60.

130. Bowers T.S., Damm K.L. von, Edmonds J.M. Chemical evolution of mid-ocean ridge hot springs // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49, N 11. P. 2239–2252.

131. Broderick T.M. Zoning in Michigan Copper deposits and its significance // Econ. Geol. 1929. Vol. 24. P. 149–162.

132. Burjitan J., Slavkay M., Stohl J., Tözsér J. Metallogeneza Neovulkanitiv Slivenska. Br.: ALFA, 1985. 269 S.

133. Camus F. Geology of the EL Tente orebody with emphasis on wall-

rock alteration // *Econ. Geol.* 1975. Vol. 70, N 8. P. 1341–1372.

134. *Candela R.H.A., Holland H.D.* The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1984. Vol. 48, N 2. P. 373–380.

135. *Coats R.* Propylitization and related types of alteration in the Comstock Lode // *Econ. Geol.* 1940. Vol. 35, N 1. P. 5–39.

136. *Cox D.P.* Geology of the Tanamá and Helecho porphyry copper deposits and vicinity, Puerti Rico // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1985. N 1327.

137. *Denis M., Pichavant M., Poty B., Weisbrod A.* Le porphyre cuprifère de Sierrita-Esparanza, Arizona, USA. Comparaison avec quelques porphyres voisins // *Bull. Miner.* 1980. Vol. 103, N 6. P. 613–622.

138. *Ewers G.R., Keays R.* Volatile and precious metal zoning in the Broadland geothermal field, New Zealand // *Econ. Geol.* 1977. Vol. 72, N 7. P. 1337–1354.

139. *Guan Xunfan, Zhou Y., Xiao J., Kiang Sh., Li J.* Porphyry tin deposit Injan – a new type of tin deposits in China // *Acta geol. sin.* 1985. Vol. 59, N 2. P. 155–160.

140. *Hart R.A.* A model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic Layer 2 // *Canad. Earth Sci.* 1973. Vol. 10. P. 799–816.

141. *Hendry D.A.F., Chivas A.R., Reed S.J.B., Long J.V.P.* Geochemical evidence for magmatic fluid in porphyry copper mineralization. Pt 2. Ion-probe analysis of Cu contents of mafic minerals, Koloula Igneous Complex // *Cotrib. Mineral. and Petrogr.* 1981. Vol. 78, N 4. P. 404–412.

142. *Ijima A., Matsumoto R.* Berthierine and shamosite in coal measures of Japan // *Clay and Clay miner.* 1982. Vol. 30, N 4. P. 264–274.

143. *Jacobs D.C., Parry W.T.* Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico // *Econ. Geol.* 1979. Vol. 74, N 4. P. 860–887.

144. *Lindsey D.A., Fisher F.S., Naeaser C.W.* Studies of mineralized intrusive complexes in north-central Montana // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1985. N 1301.

145. *Mason R., Melnik N.* The McIntyre-Hollinger investigation, Timmins, Ontario: A gold dominated porphyry copper system // *Canad. Geol. Surv. Pap.* 1986. N 86–1B/2. P. 577–583.

146. *Mathews D.H., Vine F.J., Cann J.R.* Geology of an area of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean // *Geol. Surv. Bull.* 1965. Vol. 76, N 1. P. 35–41.

147. *Parry W.T., Ballantene J.M., Jacobs D.C.* Geochemistry of hydrothermal sericite from Roosevelt Hot Springs and Tintic and Santa Rita Porphyry Copper deposits // *Econ. Geol.* 1984. Vol. 79, N 1. P. 72–86.

148. *Pertsev N.N., Rusinov V.L.* Mineral assemblages and alteration in basalts at Sites 417 and 418 // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979. Vol. 51/53, pt 1. P. 1219–1242.

149. Principal gold producing districts of the USA // *Geol. Surv. Profess. Pap.* 1968. N 610.

150. *Risacher F., Samuel J., Krempp G.* Concentration extremes en molybdène tungstène et arsenic dans les saumures d'un lac de l'altiplano de Bolivie // *C.r. Acad. sci. Ser. 2.* 1984. T. 299, N 19. P. 1325–1328.

151. *Robbie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298, 15 K and 1 bar pressure and at higher temperatures // *Geol. Surv. Bull.* 1978. N 1452.

152. *Robinson P.T., Flower M.F., Schinke H.U., Onmacht W.* Low temperature alteration of oceanic basalts, DSDP, Leg. 37 // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. Vol. 37. P. 775–703.

153. *Rusinov V.L., Gradusov B.P., Muravitskaja G.N.* Clay minerals in basalts from Sites 417–418 // *Ibid.* 1979. Vol. 51/53, pt 1. P. 1132–1138.

154. *Rusinov V.L., Pertsev N.N., Arakeljanz M.M., Nosik L.P.* Some isotopic relations in basalts from Sites 417–418 // *Ibid.* P. 1149–1151.

155. *Schoen R., White D.E.* Hydrothermal alteration of basaltic, andesitic and other rocks in drill hole GS–6, Steamboat Springs, Nevada // *Geol. Surv. Profess. Pap.* B. 1967. N 575. P. 110–119.

156. *Schmidt R.G.* High-alumina hydrothermal systems in volcanic rocks and their significance to mineral prospecting in the Carolina Slate Belt // *US Geol. Surv. Bull.* 1985. N 1562.

157. *Schorr P.H., Gorman J.A., Kesler S.E.* Gas haloes in hydrothermal clays associated with ore shoots at Creede, Colorado // *J. Geochem. Explor.* 1986. Vol. 25, N 1/2.

158. *Scott R.B., Hayashi A.Ja.* Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: A microscopic study // *Amer. J. Sci.* 1976. Vol. 276, N 2. P. 480-501.

159. *Shikazono N.* Gangue minerals from neogene vein-type deposits in Japan and an estimate of their CO<sub>2</sub> fugacity // *Econ. Geol.* 1985. Vol. 80, N 3. P. 754-768.

160. *Sillitoe R.H.* The tops and Bottoms of porphyry copper deposits // *Ibid.* 1973. Vol. 68, N 6. P. 794-815.

161. *Sillitoe R.H., Angeles C.A. Jr.* Geological characteristics and environment of a gold-rich porphyry copper deposits at Guinaoang, Luzon, Phillipines // *Asia Mining'85: Pap. Conf., Manila, Febr. 11-14 1985. L., 1985. P. 15-26.*

162. *Stakes D.S., O'Neil J.R.* Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 57, N 2. P. 285-304.

163. *Steeffel C.I., Atkinson W.W. (Jr.)* Hydrothermal andalusite and corundum in

the Elkorn district, Montana // *Econ. Geol.* 1984. Vol. 79, N 3. P. 573-579.

164. *Steiner A.* The Wairakei geothermal area North Island, New Zealand, its sub-surface geology and hydrothermal rock alteration // *Bull. N.Z. Geol. Surv.* 1977. N 90. P. 5-51.

165. *Steiner A.* Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand. A new petrogenetic concept // *Ibid.* 1960. N 68. P. 5-15.

166. *Takeno N., Iiama J.* Alteration pattern around intrusions of granite-porphyrtes in Tochibora and Maruyama suits in Kamiola mining district, Japan // *Mining Geol.* 1983. Vol. 33, N 5. P. 305-316.

167. *Urabe T.* Mineralogical aspects of the Kuroko deposits in Japan and their implication // *Miner. deposita.* 1974. Vol. 9, N 4. P. 309-324.

168. *Zentilli M., Brooks R.R., Helgason J., Ryan D., Zhang H.* The distribution of gold in volcanic rocks of Eastern Iceland // *Chem. Geol.* 1985. Vol. 48, N 1/4. P. 17-28.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
<b>Часть I</b>	
<b>УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ</b>	
Глава 1. Принципы выделения метасоматических формаций .....	6
Глава 2. Преобразования вулканических толщ на прогрессивном этапе эволюции магмато-гидротермальных систем .....	10
Продукты магматического замещения и приконтактового метасоматизма .....	10
Формация пропицитов .....	24
Общая схема метасоматизма прогрессивного этапа .....	41
Глава 3. Полутоногенные метасоматические формации регрессивного этапа .....	43
Формация вторичных кварцитов .....	43
Формация березитов .....	52
Формация эпitherмальных аргиллизитов .....	57
Глава 4. Вулканогенные метасоматические формации .....	66
Формация синвулканических аргиллизитов .....	66
Формация апобазальтовых метасоматитов океанического дна .....	71
Формация колчеданосных метасоматитов .....	81
<b>Часть II</b>	
<b>ЗАВИСИМОСТЬ АССОЦИАЦИЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ ОТ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ</b>	
Глава 5. Парагенетический анализ метасоматических фаций .....	96
Парагенезисы высокотемпературных метасоматитов .....	96
Парагенезисы среднетемпературных метасоматитов .....	98
Парагенезисы низкотемпературных метасоматитов .....	107
Глава 6. Зависимость состава некоторых метасоматических минералов от внешних условий .....	113
Хлориты и бертьерины .....	113
Карбонаты .....	124
Глава 7. Условия формирования метасоматических фаций .....	133
Фации полевошпатовых метасоматитов .....	133
Фации "серицитовых" метасоматитов повышенной $f_{CO_2}$ .....	134
Фации "серицитовых" метасоматитов пониженной $f_{CO_2}$ .....	141
Глава 8. Влияние кинетических параметров реакций минералообразования на строение метасоматической зональности .....	145

### Часть III

#### ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Глава 9. Условия проявления вертикальной метасоматической зональности	154
Глава 10. Главные факторы формирования вертикальной метасоматической зональности	162
Глава 11. Общие закономерности строения и формирования вертикальной метасоматической зональности	175

### Часть IV

#### МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООТЛОЖЕНИЕ

Глава 12. Рудоносность метасоматических формаций в зависимости от условий проявления магматизма	179
Глава 13. Соотношение рудной и метасоматической зональности	184
Глава 14. Перемещение вещества при метасоматизме и рудообразовании	191
Заключение	200
Литература	205

Научное издание

**Русинов Владимир Леонидович**

**МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ  
ПРОЦЕССЫ  
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
ТОЛЩАХ**

*Утверждено к печати*

*Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии*

Художественный редактор *В.В. Алексеев*

Технический редактор *Г.П. Каренина*

Корректор *В.П. Крылова*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 39893

Подписано к печати 11.09.89. Т – 16017  
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 13,5. Усл.кр.-отд. 13,8. Уч.-издл. 16,1  
Тираж 650 экз. Тип. зак. 1808  
Цена 3 р, 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва, В-485,  
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"  
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ**

**Цветков А.А.** Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. 20 л. 4 р. 40 к. 1990 г.

В монографии на основе современных представительных петролого-геохимических и изотопных данных охарактеризована эволюция магматизма в пределах пяти последовательных сегментов Командорско-Алеутской дуги, различающихся спецификой своего глубинного строения, особенностями тектонического режима и осадкообразования. Охарактеризованы роль и место Командорско-Алеутской дуги в общей схеме геодинамической эволюции Берингоморского региона Тихого океана.

Для геологов, петрологов и геохимиков.

**Воробьев Ю.К.** Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов. 14 л. 2 р. 80 к. 1990 г.

На природном и экспериментальном материале в книге рассмотрены основные вопросы роста кристаллов минералов: вещественное взаимодействие со средой и с другими кристаллами, кристаллизационный дворик и различные его проявления. Показано, что автоколебательный характер роста и эффекты кристаллизационной дифференциации и локальной гетерогенизации тесно связаны между собой и с захватом включений и зональным строением минералов. Подробно описан распад твердых растворов — один из главных аспектов твердофазной эволюции минералов. Систематизированы данные по скоростям твердофазной диффузии в минералах и проанализированы некоторые возможности геоспидометрии. Впервые рассмотрены эффекты твердофазной диффузии в минералах. Сведены и проанализированы данные о скоростях роста естественных и синтетических кристаллов; обсуждаются факторы, определяющие скорости роста в разных средах.

Для минералогов, петрологов, геологов-рудников и всех специалистов, имеющих дело с кристаллизацией, а также для широкого круга студентов и любителей камня.

Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"  
с указанием магазинов и отделов "Книга—почтой"

**Магазины "Книга—почтой":**

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

3 р. 30 к.

5214