

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ
И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Национальный исследовательский
Томский государственный университет



А.Н. Юричев

МЕТАСОМАТИЗМ
(основные аспекты)

Учебное пособие

Томск
Издательский Дом Томского государственного университета
2015

УДК 552.16
ББК 26.3Я73
Ю738

Юричев А.Н.

Ю738 **Метасоматизм (основные аспекты) : учеб. пособие. –**
Томск : Издательский Дом ТГУ, 2015. – 116 с.

В учебном пособии изложены основные сведения о метасоматизме, общие представления о методах изучения и анализа метасоматических процессов. Охарактеризованы основные понятия и определения, типы метасоматоза, теория метасоматической зональности. Показаны физико-химическая сущность метасоматических процессов, их петрогенетическая роль и связь с другими геологическими процессами, особенности проявления метасоматизма во времени и геологическом пространстве, общие особенности эволюции метасоматизма в геологической истории, геологические типы метасоматитов и их связь с рудной минерализацией.

Пособие предназначено для студентов геологических специальностей университетов и аспирантов.

УДК 552.16
ББК 26.3Я73

Рецензент: доктор геолого-минералогических наук,
профессор А.И. Чернышов

© Юричев А.Н., 2015
© Томский государственный университет, 2015

ПРЕДИСЛОВИЕ

В познании закономерностей образования пород и руд исследователи все чаще обращаются к метасоматизму как одному из главнейших механизмов дифференциации вещества земной коры, перераспределения и миграции петрогенных, а также рассеяния или накопления рудных элементов. Долгое время метасоматизму отводилась лишь скромная роль преимущественно постмагматического околожильного преобразования горных пород. Этот исторически сложившийся подход в свое время обусловил определенную диспропорцию развития учения о метасоматизме.

Однако в последние несколько десятилетий наука не стояла на месте и накопленный обширный геологический материал в учении о метасоматизме позволил выделить метасоматизм как геологическое явление, не только соизмеримое по своей значимости с осадконакоплением, метаморфизмом и магматизмом, но даже значительно их превосходящее в отношении петрогенеза и рудообразования. Поэтому важность метасоматоза трудно переоценить в учебном комплексе дисциплин геологического профиля.

Многие вопросы теории метасоматических процессов рассматриваются только в научной литературе, что осложняет освоение студентами краткого курса «Метасоматизм».

В настоящем учебнике сжато рассмотрены основные представления учения о метасоматизме и метасоматических породах, развиваемые как российскими, так и зарубежными видными исследователями (Д.С. Коржинский, В.А. Жариков, В.Л. Русинов, Б.И. Омеляненко, А.А. Маракушев, Ю.В. Казыцын, В.А. Рудник, Н.И. Наковник, Н.Ю. Бардина, В.С. Попов, О.А. Богатиков, Л. Вейс, У. Файф, Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, Р. Силлитоу, Г. Рамберг и др.). Особо подчеркивается большой вклад в развитие теоретических основ метасоматизма, а также представлений о метасоматической зональности, о формационном подходе к изучению и систематике метасома-

титов Д.С. Коржинского и его учеников и последователей (В.А. Жарикова, В.Л. Русинова, Б.И. Омеляненко и др.).

При работе над изданием настоящего учебного пособия по возможности учтены достижения учения о метасоматизме, содержащиеся в монографических исследованиях и учебниках, опубликованных за последние десятилетия (Жариков и др., 1998; Петрография..., 2001; А.М. Сазонов, 2007; А.А. Маракушев, А.В. Бобров, 2005 и др.). Для более углубленного изучения отдельных процессов метасоматизма, петрологии метасоматических образований студенты могут воспользоваться литературными источниками, приведенными в библиографическом списке в конце учебника.

Автор выражает глубокую признательность и благодарность сотрудникам Томского государственного университета д.г.-м.н. Чернышову А.И., к.г.-м.н. Гертнеру И.Ф., к.г.-м.н. Красновой Т.С. за помощь в подготовке и издании данного пособия.

Учебное пособие издано в рамках Программы повышения конкурентноспособности ТГУ.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

AAm	– щелочной амфибол	Micr	– микроклин
Ab	– альбит	(Ti-)Mgt	– (титано)магнетит
Acm	– акмит	Mnt	– монтмориллонит
ACpx	– щелочной клинопироксен, исключая эгирин	Ms	– мусковит
Act	– актинолит	Mtc	– монтичеллит
Aeg	– эгирин	Ne	– нефелин
Alun	– алунит	Ort	– ортоклаз
Anc	– анальцим	Par	– парагонит
And	– андалузит	Phl	– флогопит
Ank	– анкерит	Pl	– плагиоклаз
Am	– Ca-Mg-Fe-амфибол	Pr	– пирофиллит
Ap	– апатит	Prg	– паргасит
Astr	– астрофиллит	Px	– пироксен
Be	– биотит	Py	– пирит
Carb	– карбонат	Rbk	– рибекит
Cc	– кальцит	Q	– кварц
Chl	– хлорит	Scp	– скаполит
Chr	– хромит	Sell	– селлаит
Cpx	– Ca-Mg-Fe-клинопироксен	Ser	– серицит
Crn	– корунд	Sil	– силлиманит
Di	– диопсид	Sod	– содалит
Dsp	– диаспор	Spl	– шпинель
Ep	– эпидот	Toz	– топаз
Fl	– флюорит	Tu	– турмалин
Fo	– форстерит	Wo	– волластонит
Fsp	– полевои шпат	Zeol	– цеолит
G	– гранат	Zo	– цоизит
Hbl	– роговая обманка		
Hem	– гематит		
Htc	– гидрослюда		
Kaol	– каолинит		
Kfs	– калиевый полевои шпат		
Ky	– кианит		
Lib	– либеренит		
Mel	– мелилит		
Mic	– слюда		
Mic-Mn	– слюда-монтмориллонит		

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАСОМАТИЗМЕ И ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЕ

1. 1. Основные понятия и определения

Термин «метасоматизм» впервые был введен в науку в 1828 г. немецким ученым Карлом Науманном¹ в качестве разновидности псевдоморфизма, протекающего в условиях химического взаимодействия раствора с замещаемым минералом. В 1933 г. В. Линдгрэн² определил метасоматоз как процесс практически одновременного капиллярного растворения и отложения, с помощью которого новый минерал, имеющий частично или полностью иной химический состав, может расти в теле исходного минерала или минерального агрегата. Д.С. Коржинский³ под метасоматозом предлагал понимать «всякое замещение горной породы с изменением химического состава», происходящее как в экзогенных, так и эндогенных условиях, «при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещаемые горные породы все время сохраняют твердое состояние» (Коржинский Д.С., 1969, стр. 7), причем, в этом случае метасоматоз может быть

¹ Науманн (Naumann) Карл Фридрих (1797–1873) – немецкий минералог и геолог, автор учебников по геологии, минералогии и кристаллографии. Предложил (1866 г.) для самого древнего периода кайнозойской эры название палеогеновая система; ввел в геологическую литературу термин метасоматоз.

² Линдгрэн (Lindgren) Вальдемар (1860–1939) – американский геолог, член Национальной АН США (с 1924 г. – ее президент), почётный член ряда академий и научных обществ. Разработал (1903 г.) генетическую классификацию рудных месторождений, в основу которой положены физико-химические параметры (Р, Т); обосновал гипотезу о сохранении равных объёмов в процессе метасоматоза.

³ Коржинский Дмитрий Сергеевич (1899–1985) – советский геолог, специалист в области петрографии, геохимии и геологии рудных месторождений, один из основоположников физико-химической петрологии и минералогии, а также физической геохимии, автор теории метасоматической зональности, академик АН СССР (1953 г.).

определен как метаморфизм с изменением химического состава (Коржинский Д.С., 1953). Однако вопрос о том, является ли метасоматоз частным случаем метаморфизма или, наоборот, метаморфизм – частный случай метасоматоза, до сих пор не решен.

Согласно представлениям школы ВСЕГЕИ (г. Москва), метасоматизм, как геологическое явление, по его роли в формировании земной коры стоит в одном ряду с гипергенезом, сидеритогенезом, магматизмом и метаморфизмом. Однако характерной чертой метасоматизма, отличающей его от других процессов, является возникновение отдельных минеральных индивидов и их агрегатов в результате метасоматического замещения, которое по своей природе может быть разделено на реакционное и диффузионное, а по характеру соотношений между исходными минералами и продуктами их изменения – на псевдоморфизацию и метасоматическое замещение с переотложением.

Таким образом, попытаемся сформулировать определение термина метасоматоз.

Метасоматоз, метасоматизм (от греч. *meta* – за, после; *somatos* – тело) – естественный процесс замещения минеральных комплексов, происходящий под воздействием эндогенных растворов и протекающий с изменением химического состава породы при постоянном объеме, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещения минеральные комплексы все время сохраняют твердое состояние (рис. 1).

Метасоматоз происходит при реакциях между твердыми телами (минералами) и растворами или флюидами. Проявляется в земной коре как локально (регионально, в микромасштабах), так и в больших (десятки и сотни метров) телах метасоматитов. Может протекать как при высоких температурах и давлениях, так и в условиях земной поверхности.

В связи с тем, что метасоматоз осуществляется главным образом в результате замещения с переотложением,

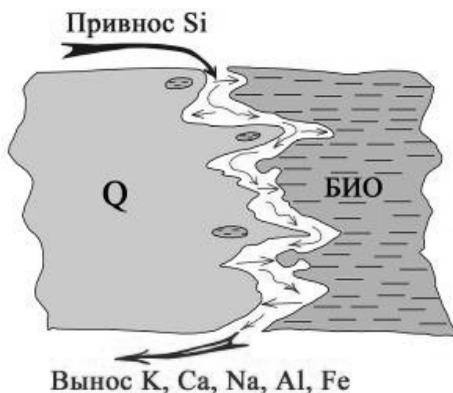


Рис. 1. Пример схемы замещения биотита кварцем в процессе метасоматоза, с отражением привноса и выноса химических элементов

особое значение имеет **закон постоянства объемов Линдгрена**, который является определяющим фактором (при прочих равных условиях) направленности процесса метасоматоза в верхних структурных этажах земной коры в условиях упругих деформаций горных пород (Казицын, Рудник, 1968). Однако в глубинных частях земной коры метасоматоз может развиваться и в условиях пластических деформаций и высоких давлений, препятствующих перерастанию метасоматического замещения в магматическое даже при температурах, превышающих 600-700 °С.

Метасоматоз осуществляется главным образом под воздействием поверхностных и вадозовых⁴ вод (экзогенный метасоматоз), гидротермальных и надкритических растворов (эндогенный метасоматоз) как в прогрессивных, так и в регрессивных условиях общей направленности процесса в очень широком диапазоне температур и давлений.

Таким образом, метасоматоз происходит под действием жидкости и газа, которые мигрируют по трещинам спайности

⁴ Странствующие, просачивающиеся воды из горизонтов, залегающих под поверхностью земной коры и в то же время выше зеркала грунтовых вод.

и даже через кристаллическую решетку. Часто над магматическими камерами образуются гидротермальные жилы, которые вмещают многие полезные ископаемые.

Характерно, что чем активней метасоматоз, тем меньше количество минералов. Продуктами этого процесса являются **метасоматиты** и **поровые растворы**, которые высвобождаются при замещениях.

Реакции метасоматоза экзотермичны и сопровождаются связыванием воды в силикатах (хлоритизация, серитизация, каолинитизация и др.). По Ф.А. Летникову, данный процесс приводит к росту концентраций рудных элементов в растворах и их осаждению. В связи с этим метасоматоз часто предшествует рудообразованию.

При метасоматизме в горной породе могут возникать различные минералы. Минералы, оставшиеся без изменения при метасоматическом изменении горной породы, составят группу **реликтовых** или **остаточных минералов**. Минералы, выпадающие из насыщенного раствора без взаимодействия с породой, составят группу **осажденных минералов**. Минералы, возникшие в результате химического взаимодействия растворов и минералов в породе, относятся к группе **реакционных минералов**. По своему составу минералы могут быть **простыми** или относиться **к твердым растворам**. Сами растворы могут быть насыщенными и ненасыщенными тем или иным компонентом. Принимая во внимание сложные и разнообразные соотношения между раствором и минералами, возникающие при метасоматизме, можно сделать вывод, что метасоматические процессы очень сложны.

1.2. Закон постоянства объемов

При метасоматозе нередко сохраняются структурно-текстурные особенности исходной породы и даже очертания органических остатков.

Наблюдая эти факты, В. Линдгрэн пришел к выводу, что в твердых породах метасоматоз происходит без изменения

объема и, что пространство, необходимое для новообразованного минерала, создается одновременно с растворением того минерала, который замещается.

Это положение Линдгрена обычно называется **законом постоянства объемов** при метасоматизме. Термодинамически этот закон обосновывается тем, что при глубинном метасоматозе увеличение объема является маловероятным. Чтобы увеличить объем, необходимо затратить значительную энергию против внешнего давления.

Вместе с тем, закон постоянства объемов не является универсальным и термодинамически можно допустить метасоматоз, идущий с уменьшением объема (приповерхностные условия).

1.3. Типы метасоматоза

В настоящее время типизация метасоматических процессов осуществляется по составу воздействующих на исходные горные породы флюидов и их природе, по способу перемещения вещества в растворах, а также по характеру замещения исходных пород и геологической позиции.

Различают метасоматоз гидротермальный, пневматолитовый и термальный. Практически все они проявляются совместно, и сделать четкое разграничение между ними очень сложно. При **гидротермальном метасоматозе** основную роль играют водные растворы – гидротермы, при **пневматолитовом** – эта роль принадлежит газам. **Термический процесс** характерен для областей, где широко развит интрузивный магматизм. Мощность контактовой зоны прямо пропорциональна размеру интрузивного тела. Контактные изменения более интенсивны у секущих, чем у согласных контактов. Также характер и интенсивность контактовых изменений зависят от состава и свойств вмещающих пород и магматического расплава. Контактные изменения проявляются сильнее у богатых летучими веществами кислых интрузий, чем у основных. Ширина контактовых ореолов обычно

не превышает нескольких сотен метров и в редких случаях увеличивается до 2-5 км и более.

По В.В. Добровольскому (1983), в гумидных областях развит **гипергенный метасоматоз**, в ходе которого коллоидные гидроксиды Fe и Mn замещают глинистые минералы, обломочные силикаты и алюмосиликаты, а местами и кварц. В аридных районах метасоматоз меньше распространен. Здесь кальцит замещает глинистые минералы, обломочные минералы изменены слабо. При гипергенном метасоматозе часть замещаемых веществ поглощается коллоидами, образуя различные примеси (SiO_2 , Al_2O_3 и др.), часть переходит в подземные и поверхностные воды. По характеру воздействующих на исходные горные породы флюидов метасоматоз может быть разделен на кремнещелочной, щелочной, кислотный, известковый, магнезиально-железистый и другие.

Метасоматические процессы, как правило, связаны с крупными интрузивными телами. Для таких процессов Д.С. Коржинский выделил **метасоматоз магматической и постмагматической стадии**. На магматической стадии преобладает ювенильный флюид, выделяющийся из магмы в процессе ее кристаллизации. На постмагматической стадии в циркуляцию вовлекается значительное количество метеорного флюида, образующего конвективные ячейки в приконтактных зонах интрузивов. Эволюция постмагматических растворов с понижением температуры проявляется последовательной сменой состава флюида и выделяется раннещелочная стадия, стадия кислотного выщелачивания и позднещелочная стадия метасоматоза, связанного с интрузивами. Изменение кислотности-щелочности флюида создает геохимические барьеры для многих рудных компонентов, вызывая резкое изменение их растворимости во флюиде. За счет этого процесса формируются самые разнообразные месторождения полезных ископаемых.

В зависимости от способа перемещения вещества в растворах различают метасоматоз **диффузионный** и **инфильтрационный**.

К **диффузионным** метасоматическим **процессам** относятся такие, при которых перенос компонентов осуществляется посредством диффузии через застойные поровые растворы. Диффузия через кристаллические решетки минералов или вдоль поверхностных слоев кристаллических зерен тоже может принимать участие, но, как показывают геологические данные, только в микроскопических масштабах. Действительно, существенные проявления диффузионного метасоматоза, распространяющиеся на расстояния нескольких метров, проявляются только локально, в зонах циркуляции растворов. При этом перемещение компонентов может происходить только в направлении меньшей концентрации (точнее активности или химического потенциала) какого-либо компонента. Так, например, в случае контакта гранитной магмы с доломитами всегда будет иметь место диффузия магния из доломитов в гранитную магму, а не наоборот.

Таким образом, движущей силой диффузии для переноса компонентов является разница химических потенциалов (химической активности) компонентов в межпоровом растворе различных зон метасоматической колонки. За счет диффузионного метасоматоза обычно образуются относительно тонкие метасоматические колонки около трещин, жил, на контакте пород контрастного состава. Характерным признаком диффузионных метасоматитов является постепенное изменение составов минералов в пределах каждой зоны метасоматической колонки.

При **инфильтрационном метасоматозе** перемещение вещества осуществляется течением раствора благодаря фильтрации и просачиванию через горные породы. Объемы тел, образующихся за счет инфильтрационного метасоматоза значительно больше. Составы минералов в пределах каждой зоны метасоматической колонки остаются постоянными.

Инфильтрационный и диффузионный метасоматозы проявляются в различных геологических условиях.

Инфильтрационному метасоматозу подвергаются мощные толщи пород (в сотни и тысячи метров). Процессы ин-

фильтрационного метасоматоза проявляются как в магматическую стадию (образование минеральных скарнов и гранитизация), так и в послемагматическую – площадная грейзенизация, пропилитизация, образование вторичных кварцитов и так далее. В низкотемпературных условиях инфильтрационный метасоматоз проявляется в основном вдоль трещин, хотя известны случаи и низкотемпературного площадного инфильтрационного метасоматоза.

Диффузионный метасоматоз также распространен повсеместно, но масштабы его значительно меньше. Зоны диффузионного метасоматоза обычно измеряются несколькими метрами. Типичный пример – околотрещинный метасоматизм и биметасоматоз.

В природе обычно процессы диффузионного и инфильтрационного метасоматизмов проявляются совместно. Движение растворов по относительно крупным трещинам будет всегда более быстрым, чем по тонким трещинам, в то время как в порах породы раствор может оказаться практически застойным. Таким образом, проточным раствором будет омываться не каждое зерно породы, а какой-то ее блок, ограниченный со всех сторон трещинами. В центральной части такого блока поступление компонентов может осуществляться путем диффузии.

При высоких P и T – подвижность растворов возрастает, они просачиваются по порам пород.

Таким образом, в реальных природных условиях крайне редко проявляется только инфильтрационный или только диффузионный метасоматоз. Обычно оба типа замещения тесно связаны между собой и имеется только преобладание одного из них, проявляющееся в масштабах и строении метасоматических тел.

По характеру замещения исходных пород и в зависимости от геологической позиции выделяются несколько специфических типов метасоматоза:

- **Автометасоматоз** – тип метасоматоза, связанный с ранними постмагматическими процессами и проявляемый

обычно в верхних частях магматических тел и связанных с ними жильных образований. В качестве примера автometасоматических процессов можно отметить альбитизацию в гранитных массивах и серпентинизацию в ультраосновных породах.

• **Контактовый метасоматоз** – метасоматоз, возникающий на контакте магматического тела и вмещающих пород. При контактовом метасоматозе породы могут отражать различные стадии эволюции магматической системы. Выделяются эндоконтактовые зоны метасоматической колонки (развивающиеся по изначально магматическим породам) и экзоконтактовые зоны (развивающиеся по вмещающим породам). Наиболее яркими представителями данного типа являются скарновые образования, развивающиеся в раннюю послемагматическую стадию на контакте интрузива с вмещающими карбонатной породой (обычно контакт гранитов или диоритов с известняками или доломитами). Также к контактовым метасоматитам относятся процессы «приконтактового выщелачивания», грейзены и вторичные кварциты.

• **Биметасоматоз** – разновидность контактового метасоматоза, при котором изменяются породы по обе стороны от контакта за счет двусторонней диффузии различных компонентов.

• **Околожильный метасоматоз** (иногда называют околорудным) – тип диффузионного метасоматоза, при котором формируется симметричная метасоматическая зональность с каждой стороны жилы, по которой фильтруются растворы. Околожильные метасоматиты могут образовываться в широком диапазоне температур, но всегда связаны с кислотной стадией послемагматического процесса.

• **Региональный (площадной) метасоматоз** – занимает огромные площади в различных геологических обстановках. Обычно он имеет щелочную (K, Na) специфику и связан с магматической и ранней послемагматической стадиями в глубоких горизонтах земной коры. Региональное развитие в условиях умеренных и даже малых глубин получают внешние зоны таких «околорудных» процессов, как грейзениза-

ция, кварц-серицитовый метасоматизм, пропилитизация и некоторые другие. Данный тип метасоматоза образует самые внешние зоны метасоматических колонок, связанных с рудными месторождениями.

К метасоматозу не относятся: а) процессы, сопровождаемые расплавлением; б) процессы образования в горных породах пустот выщелачивания и последующего их выполнения новыми минеральными агрегатами; в) процессы преобразования горных пород с изменением в них содержания только воды и углекислоты.

1.4. Факторы метасоматоза

Регулирующими факторами метасоматоза являются:

- а) температура;
- б) флюидное давление (зависящее от температуры);
- в) градиент химических потенциалов компонентов в системе порода-флюид;
- г) эволюция Eh и pH в потоке флюида.

В высокотемпературной области метасоматоз сопряжён с процессами магмообразования; в низкотемпературной переходит в гипергенез (прекращается при замерзания воды).

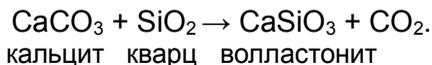
1.5. Различие и сходство метасоматизма и метаморфизма

Как было отмечено ранее, метасоматические реакции сопровождают выветривание, диагенез осадков, вулканизм, плутонизм, метаморфизм и гидротермальное рудообразование. Особенно близки процессы метасоматизма и метаморфизма, между которыми имеется определенное сходство. Оба эти процесса протекают при повышенной температуре с сохранением твердого состояния горных пород и невозможны без участия флюидной фазы. Поэтому до недавнего времени метасоматизм считали частным случаем метаморфизма. Однако существуют и важные различия между этими процесса-

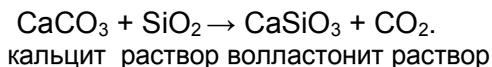
ми, которые становятся особенно ясными при сравнении метасоматизма и регионального метаморфизма нагревания. Рассмотрим подробнее эти различия.

1. Метасоматизм происходит с изменением содержания в горных породах многих компонентов, поэтому химический состав метасоматитов существенно отличается от состава исходных горных пород (протолита). Региональный метаморфизм нагревания сопровождается изменением концентраций только летучих компонентов: H_2O и CO_2 , а содержания остальных компонентов остаются постоянными.

Например, если кальцит и кварц, первоначально существовавшие в породе, превращаются при нагревании в волластонит, то это метаморфический процесс:



Если же карбонатная порода реагирует с раствором, содержащим кремнекислоту, то волластонит является результатом метасоматического замещения:



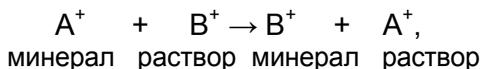
2. Метасоматизм развит более локально по сравнению с региональным метаморфизмом. Он, как правило, приурочен к зонам разломов и другим проницаемым структурам, вдоль которых происходит фильтрация водных растворов. Вместе с тем ореолы слабой гидротермальной переработки горных пород могут достигать значительных размеров.

3. Поскольку растворение одних минералов и отложение других происходит одновременно, то для слабопористых пород в процессе метасоматизма сохраняется постоянство объема (правило Линдгрена). Поэтому метасоматиты обычно наследуют текстурно-структурные особенности исходных пород. Метаморфизм, как правило, протекает с изменением

объема, а первичные структурные признаки сохраняются лишь в редких случаях, главным образом при низкотемпературных изменениях.

4. В результате метасоматизма происходит значительное сокращение числа породообразующих минералов вплоть до образования мономинеральных пород, что не типично для регионального метаморфизма.

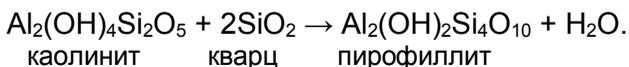
5. Метасоматизм сводится к процессам замещения и реакциям ионного обмена:



в частности к реакциям гидролиза. Примером такой реакции может служить замещение ортоклаза мусковитом:



При региональном метаморфизме нагревания преобладают реакции термического разложения, прежде всего дегидратация и декарбонатизация. Примером реакции дегидратации является превращение каолинита в пиррофиллит в присутствии кварца:



6. Вследствие непрерывного изменения состава гидротермального раствора при его взаимодействии с теми горными породами, сквозь которые он фильтруется, возникает совокупность зон различного состава, называемая **метасоматической колонкой**. Каждой зоне этой колонки соответствует определенный состав породы и раствора. Во **внутренней (тыловой)** зоне колонки, расположенной вблизи путей интенсивной фильтрации раствора, метасоматические преобразования проявлены наиболее полно, и состав мета-

соматитов почти целиком определяется составом раствора. Во **внешней (фронтальной)** зоне горные породы испытывают лишь слабые изменения, связанные с воздействием в значительной мере отработанного раствора. Главные метасоматические реакции приурочены к границам зон, где происходит резкая смена минеральных ассоциаций (парагенезисов) с сокращением числа минералов, как правило, на единицу. Для регионального метаморфизма нагревания подобная зональность не характерна. Таким образом, различия в процессах метасоматизма и высокотемпературного регионального метаморфизма (амфиболитовая и гранулитовая фации) достаточно существенны. Однако они менее определены при сравнении метасоматизма с низкоградным метаморфизмом нагревания, метаморфизмом гидратации, а также с метаморфизмом погружения, который сопровождается привнесением натрия, реакциями гидролиза и по характеру массопереноса близок к метасоматизму. Благодаря сходству этих процессов некоторые разновидности измененных пород могут иметь двойственную природу, например, глаукофановые и кросситовые сланцы, пренитсодержащие породы. Однако в этих породах не наблюдается зональности, свойственной метасоматитам.

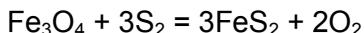
2. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

2.1. Инертность и подвижность компонентов в процессе метасоматоза

Принцип диффузионной подвижности компонентов (ПДПК) установлен Д.С. Коржинским и представляет собой самый общий закон эндогенных процессов. Он лежит в основе теории метасоматических процессов.

Особое значение при рассмотрении этого принципа имеют представления об **инертных** и вполне **подвижных компонентах**.

Рассмотрим это на примере реакции замещения магнетита пиритом:



Легко видеть, что все Fe, содержащееся в магнетите, переходит в пирит, а S и O привносятся и выносятся растворами. Таким образом, одни компоненты (железо) – называются инертными, они переходят из одного минерала в другой, как бы целиком остаются в породе. Другие же компоненты (сера и кислород) – вполне подвижные, легко привносятся и выносятся из породы растворами.

Открытие, устанавливающее, что в любом петрологическом процессе существует две группы компонентов, характеризующихся различным поведением, представляет собой **принцип дифференциальной подвижности компонентов**.

Однако главной причиной такого поведения компонентов является не миграционная способность, а термодинамический режим поведения компонента. Исходя из этого, ПДПК можно сформулировать так:

В любом природном процессе, компоненты в нем участвующие, ведут себя качественно различным образом: для инертных компонентов независимыми па-

раметрами являются их массы или их содержание в системе; для вполне подвижных – химические потенциалы или концентрации.

Из этого определения вытекает два главных следствия:

1. Число и содержание минералов (фаз) в каждой метасоматической породе определяется числом и содержанием инертных компонентов.

2. Минеральный вид и парагенезисы минералов в породе определяются величиной химических потенциалов (концентраций) вполне подвижных компонентов, а также величинами температуры и давления.

Эти следствия вытекают и из приведенной выше реакции замещения магнетита.

Действительно, присутствие в породе магнетита (или пирита) связано с нахождением в породе железа, не входящего в состав других фаз. Количество магнетита (или пирита) определяется количеством этого железа. Железо, таким образом, является инертным компонентом.

Однако количество Fe не определяет вид возникшего минерала. Из уравнения можно видеть, что минеральный вид зависит от концентрации вполне подвижных компонентов серы и кислорода в растворе: в случае высокой концентрации S – возникает пирит, при повышении химического потенциала O – будет устойчив магнетит.

С другой стороны, содержание O или S в магнетите или пирите зависит от содержания в породе Fe. Чем больше в породе железа, тем больше будет связано в магнетите или пирите кислорода и серы.

В многокомпонентных системах – горных породах число минералов (фаз), определяемое числом инертных компонентов и: 1) равно числу инертных компонентов, если процесс идет при постоянном давлении; или 2) на единицу больше числа инертных компонентов, если процесс идет при постоянном объеме. Во втором случае в породе, кроме минералов фиксирующих инертные компоненты, присутствует «вполне подвижный минерал», сложенный обычно вполне подвижными

компонентами. Этот минерал выполняет объем, оставшийся после заполнения части объема «инертными минералами».

Рассмотрим это на примере образования кварцево-мусковитовых грейзенов. Образование вполне подвижного минерала, выполняющего остаточный объем, вытекает из закона «постоянства объема» при метасоматизме. Действительно, если какая-либо многоминеральная порода, например гранит, преобразуется в метасоматическую породу, например в полевошпат-мусковитовый грейзен с выносом и привносом многих вполне подвижных компонентов, то только случайно может оказаться так, что объем вновь образованных минералов, содержание которых определяется содержанием инертных компонентов, полностью соответствует объему исходной породы. Любое изменение в содержании инертных компонентов в исходной породе будет отражаться на количестве вновь образованных минералов и приводить к изменению объема вновь образованной породы. Между тем многочисленные наблюдения показывают удивительное постоянство объемов при замещении различных по составу пород. Это объясняется только тем, что недостаток объема выполняется весьма податливым, чувствительным, вполне подвижным минералом, количество которого может изменяться в широких пределах и всегда определяется разностью: общий объем породы минус объем, выполненный инертными минералами.

Существенное количество Q и Ms определяется объемом исходной (замещаемой) породы, а количество мусковита целиком зависит от содержания «инертного» глинозема в породе. Это доказывается тем, что лишённые глинозема породы замещаются не содержащими Al_2O_3 минералами; в то же время в глинистых сланцах возникают грейзены, содержащие большое количество мусковита, который и будет инертным компонентом. Кварц, количество которого изменяется в зависимости от содержания мусковита, представляет вполне «подвижный» минерал, выполняющий оставшийся объем.

Наконец, калий является также вполне подвижным компонентом. Содержание K в породе определяется содержа-

нием Al_2O_3 . Независимо от исходного состава (Q-Misc, Q-Ab и другие), если эти породы содержали одинаковое количество Al_2O_3 , то в результате метасоматического преобразования возникнут тождественные породы с равным количеством калия. При этом преобразование Q-Ab пород происходит с привносом K, а Q-Misc – с выносом K.

Таким образом, несмотря на некоторые различия в составе исходных пород, минеральный состав новообразованных пород будет одинаковым, и он будет определяться концентрацией вполне подвижных компонентов в растворе, то есть в нашем случае – K и Na.

В зависимости от концентрации K и Na в растворе вместо Q-Ms метасоматитов могут возникнуть Q-Misc или Q-Ab или даже Q-топазовые.

Общая направленность метасоматизма – стремление к образованию мономинеральных пород.

Также отметим, что подвижность многих компонентов меняется в зависимости от анионного состава растворов. Сера повышает инертность Fe, фтор – Ca, уголекислота – Ca, Mg, Fe в связи с отложением соответственно пирита, флюорита, карбонатов. При высокой щелочности наблюдается повышение подвижности Si и Al по сравнению с Mg и Fe. Подвижность Al возрастает с ростом температуры.

Для оценки миграции элементов в процессах метасоматизма необходимо дать определение еще нескольким понятиям: балансу вещества и кислородному методу Т. Барта⁵.

Баланс вещества – количественное выражение перераспределения элементов в процессах метаморфического, метасоматического, магматического и экзогенного преобразования горных пород и минералов. Привнос и вынос элементов

⁵ Барт (Barth) Томас Фредрик Вейбей (1899–1971) – норвежский петрограф и геохимик, профессор минералогии и геохимии ряда университетов Западной Европы и США. Основные работы были посвящены петрологии, вопросам происхождения горных пород, классификации метаморфических пород, вулканологии, геохимическим циклам и термальным источникам.

в атомной или оксидной форме устанавливается из сравнения их содержания в исходном и новообразованном материале либо из расчета на выбранный постоянный объем – объем стандартный (Казицын Ю.В., Рудник В.А., 1968), либо вычисляется другими методами: метод устойчивого компонента (Казицын Ю.В., Рудник В.А., 1968), способ равных кратностей (Петров Т.Г., 1983, 1985). Баланс вещества может быть представлен в количествах атомов элементов, в единицах массы (г, кг, т) элементов в стандартном объеме или же в относительных процентах – как отношение выраженного в абсолютных единицах вынесенного или приведенного вещества к его содержанию в исходной горной породе, руде, минерале. При интерпретации баланса вещества из расчета на стандартный объем необходимо учитывать объемные соотношения сравниваемых образований.

Кислород в горных породах по объему занимает 70–80 % и является той «тканью», тем фоном, на котором происходят все внутриминеральные и внутривидовые метасоматические преобразования. При этом рассуждения о подвижности элементов проводятся без анализа изменения количества ионов кислорода.

Для понимания динамики и количества химических элементов, участвующих в метасоматических процессах, пригоден **«кислородный метод»** (метод Т. Барта), который основан на предположении об изообъемном характере изменения пород в результате миграции и обмена катионов и относительном постоянстве количества ионов кислорода в одном и том же объеме первичных и измененных пород.

– это метод сравнения химического состава метаморфических и метасоматических пород, основанный на предположении о постоянстве объема стандартной кислородной ячейки и заключающийся в установлении и сопоставлении количеств катионов элементов из расчета на 160 атомов кислорода. Данный метод предложен для сравнения горных пород существенно полевошпатового состава (Казицын, Рудник, 1968).

2.2. О необратимости метасоматических процессов

Любой метасоматический процесс в целом необратим, неравновесен. Однако это не исключает соблюдения некоторых равновесных соотношений. Если фильтрация растворов или диффузия компонентов совершаются достаточно медленно сравнительно со скоростью установления равновесия между поровым раствором и соприкасающимися с ним зернами минералов, то в метасоматической системе, в целом неравновесной, может установиться **«локальное равновесие»** в каждом отдельно взятом малом участке. При диффузионном метасоматозе приближение к локальному равновесию имеет место в каждом участке. При инфильтрационном метасоматозе необратимые реакции совершаются на резких фронтах замещения, тогда как между ними раствор находится в равновесии с минералами породы. В этом случае можно говорить о **«мозаичном равновесии»** как частном случае локального равновесия. В основу теории метасоматической зональности Д.С. Коржинского положено допущение локального равновесия. Поскольку в природных метасоматических образованиях со значительным приближением осуществляются теоретически выведенные закономерности строения метасоматических колонок, тем самым доказывается приближение к локальному равновесию в этих природных процессах. В особенности это доказывается образованием резких фронтов замещения, хотя иногда эта резкость частично затушевывается влиянием различной величины зерен (роль поверхностной энергии) и неравномерной пористостью.

2.3. Механизмы метасоматических реакций

Механизм протекания метасоматических реакций определяется рядом условий, главным из которых является агрегатное состояние участвующих в реакции веществ. По этому принципу различаются **газовый, твердофазовый** и собственно **гидротермальный метасоматизм**. Первые два

из них, хотя и подразумевают замещение одного минерала другим, все же не являются типичными проявлениями природного метасоматизма.

Существуют представления о **газовом метасоматизме**, проявляющемся, например, на современных вулканах, где он наблюдается в стенках фумарольных жерл. Температура газовой струи, истекающей из жерла, достигает 300–400°C и при атмосферном давлении жидкая вода в струе отсутствует. Однако реакционная корочка новообразований в стенке жерла имеет толщину всего несколько миллиметров. К тому же, при диффузии газов в породе стенки взаимодействие этих газов с породой быстро снижает их температуру и вызывает конденсацию воды. Поэтому почти сразу возникает жидкий водный раствор, чему способствует насыщенность окружающих пород поверхностными водами. Он и производит дальнейшее преобразование породы. В редких случаях все же можно наблюдать чисто газовый метасоматизм: прогоняя газообразный сероводород через раскаленную железную стружку, можно заместить ее сульфидами железа, но геологическое значение такого процесса незначительно. Ограниченный масштаб проявлений газового метасоматизма объясняется слабым взаимодействием газов с поверхностью минералов, крайне незначительной их сорбцией. В результате поверхностная энергия минеральных зерен, составляющих породу, при взаимодействии с газом заметно не уменьшается и представляет собой высокий энергетический барьер на пути химических реакций газ-порода. Внутрь породы газ может проникать только по системе пор, а диффузия его по межзерновым границам затруднена из-за того, что газ не смачивает поверхности зерен, и капиллярный эффект при этом отсутствует. Все это сильно уменьшает растворимость минералов в газе, и единственным способом замещения является твердофазовая внутризерновая диффузия, процесс очень медленный и ограниченный в пространстве.

Твердофазовые реакции замещения минералов тоже имеют ограниченное значение. Это – полиморфные и

трансформационные превращения, изоморфные замещения, распад твердых растворов.

Полиморфные превращения представляют собой псевдоморфное замещение исходного минерала новообразованным без изменения химического состава, но с изменением симметрии кристаллической решетки. Примером служит превращение высокотемпературного β -кварца в α -кварц при понижении температуры ниже 573°C . При этом сохраняется внешняя форма кристаллов β -кварца, но изменяется сингония из ромбической в тригональную. Экспериментальные данные по превращению α -кварца в β -кварц доказывают, что этот процесс происходит на подвижной границе внутри кристалла, сохраняющего в целом твердое кристаллическое состояние. Перед фронтом замещения образуется серия тонких полосок двойников в качестве «подготовительной» стадии к полному переходу к другой полиморфной модификации. В силу того, что превращение происходит путем перегруппировки атомов в кристаллической решетке в твердом состоянии, такие реакции обладают большой энергией активации и требуют для осуществления значительного переохлаждения. Именно поэтому многие полиморфные модификации кремнезема существуют как метастабильные образования далеко за пределами своих полей устойчивости. Например, тридимит и кристобалит являются обычными новообразованиями низкотемпературных продуктов на сульфатных полях в областях активного вулканизма, в кремневых и опаловых конкрециях и так далее.

Трансформационные превращения происходят с изменением как кристаллической структуры исходного минерала, так и его состава. Этот термин введен в широкое употребление В.А. Франк-Каменецким (1978) применительно к слоистым силикатам и обозначает постепенный переход одного слоистого силиката в другой, минуя стадию растворения с сохранением главного или характерного структурного мотива кристаллической решетки. В основе механизма – внутризерновая твердофазовая диффузия. Примером трансформации

служит начальная стадия вермикулитизации биотита – образование гидробиотита.

Изоморфное замещение – широко распространенный процесс в природе, при котором путем обменных реакций минерала с раствором изменяется состав минерала в отношении части составляющих его компонентов, при сохранении структурного каркаса в твердом состоянии. Рядом исследователей (Жариков и др., 1998) предполагается, что изоморфные замещения осуществляются при помощи твердофазовой диффузии, которая во многих изоморфных замещениях может играть важную роль. Это показывают, например, эксперименты по встречной диффузии магния и железа через межзерновую границу приведенных в соприкосновение граната и кордиерита (Герасимов, 1992). В приграничных областях кристаллов обоих минералов возникают диффузионные зоны шириной 8-15 мкм с постепенным изменением содержания магния и железа. Ширина зоны зависит от скорости диффузии и времени процесса.

Распад твердых растворов с образованием псевдоморфозы двух или реже нескольких новообразованных минералов по исходному минералу – твердому раствору является наиболее характерным примером проявления твердофазовой диффузии. Своеобразие этого процесса в том, что он может проходить как квазистатически (квазиравновесно), так и явно неравновесно (спинодальный распад). В первом случае сразу образуются зародыши конечной стабильной фазы, которые затем растут без изменения состава. При спинодальном распаде вначале возникают зародыши фаз с нерезкими границами и мало отличающиеся по составу от матрицы. Постепенно, по мере развития процесса распада, увеличиваются размеры выделений и меняется их состав, удаляясь от матрицы и приближаясь к составу устойчивого конечного члена изоморфного ряда. Процесс, таким образом, происходит постепенно через непрерывный ряд метастабильных состояний с периодическим волнообразным распределением концентрации компонентов в кристалле,

что свидетельствует о возникновении самоорганизации в системе твердый раствор-продукты распада.

Собственно гидротермальный метасоматизм является главной геологически значимой разновидностью метасоматизма. Гидротермально-метасоматические реакции, происходящие при обязательном участии жидкого водного раствора, роль которого неоднократно подчеркивал Д.С. Коржинский, включают в себя осаждение и растворение минералов. Как в той, так и в другой реакции участвуют не менее двух фаз: твердая и жидкая. В метасоматических реакциях, представляющих сумму реакций растворения и осаждения, участвуют как минимум три фазы: две твердых и жидкая. Жидкая фаза (как правило, водный раствор) недосыщена относительно одной из твердых фаз и пересыщена относительно другой, поэтому происходят растворение первой фазы и осаждение на ее месте второй. Растворение минерала-реагента происходит на движущейся границе реагент-раствор. Полоска раствора между этой границей и гранью осаждающегося минерала-продукта обычно имеет толщину порядка от нескольких десятков ангстрем до десятков микрон, так что осаждение продукта происходит вскоре после растворения реагента, и в макромасштабе растворение и осаждение рассматриваются как одновременные процессы. Довольно наглядно такой механизм замещения был продемонстрирован на примере гидротермального замещения санидина монтмориллонитом (Самотоин и др., 1996).

Механизм гидротермальных метасоматических реакций зависит от физико-химических условий процесса и соотношения скоростей реакций растворения и осаждения, то есть от химической кинетики этих реакций.

2.4. Роль растворов при метасоматизме

Метасоматические процессы совершаются при участии растворов – жидких или газообразных. Растворы просачиваются через мельчайшие поры в породе, главными путями

распространения растворов являются контакты между зернами. Тончайшие пленки жидких или газообразных растворов, облекающие зерна минералов в горной породе, обладают особыми свойствами и повышенной способностью к химическим реакциям. Растворы, просачивающиеся через породу, носят название **поровых растворов**. Несмотря на очень малый объем поровых растворов по сравнению с объемом самой горной породы, химические реакции при метасоматизме происходят при участии таких поровых растворов и были бы совершенно невозможны без них.

В связи с изучением процессов гранитизации некоторыми заграничными учеными была выдвинута гипотеза, согласно которой метасоматические процессы при высоких температурах происходят без участия жидких или газообразных растворов при диффузии ионов сквозь кристаллическую решетку пороодообразующих минералов. Диффузия в твердом состоянии при высокой температуре совершается крайне медленно, как это показывают современные экспериментальные данные. Наибольшая скорость диффузии в твердом состоянии наблюдается при соприкосновении некоторых металлов, например: золота и серебра, серебра и меди, но для силикатных пород и минералов эта скорость чрезвычайно мала, принимая во внимание те температурные интервалы, при которых происходят метасоматические процессы в природе. Согласно общепринятому взгляду, диффузия в твердом состоянии в метасоматических процессах не играет сколько-нибудь заметной роли. Данные о диффузии в твердом состоянии приводятся в некоторых руководствах по метаморфизму (Рамберг, 1952).

Кроме экспериментальных данных о диффузии ионов в твердом состоянии, имеются и другие соображения о невероятности такой диффузии. Метасоматические процессы совершаются в породах неравномерно и бывают приурочены преимущественно к тектонически ослабленным зонам, где наиболее легко может осуществляться циркуляция растворов, и где диффузия ионов в твердых телах должна встре-

чать большие затруднения. Данные по относительной подвижности различных компонентов при метаморфизме также говорят против возможности диффузии в твердом состоянии. При диффузии в твердом состоянии наиболее подвижными должны быть ионы малых размеров, при метасоматических же процессах наиболее подвижными оказываются ионы больших размеров и малых зарядов, такие ионы менее подвергаются гидратитизации; в результате которой они облекаются более тонкой оболочкой растворителя. Наиболее подвижными при метасоматизме оказываются вода, углекислота и щелочи. В пользу соображений об участии в метасоматических процессах жидких или газообразных растворов говорит также наличие жидких включений в минералах метаморфических и магматических горных пород (Коржинский, 1953).

Таким образом, поровые растворы служат той средой, через которую происходит миграция веществ, привносимых в породу и уносимых из породы.

Можно считать установленным, что: низко- и среднетемпературные метасоматические процессы совершаются при участии жидких водных растворов. Что касается высокотемпературных процессов, то некоторые петрологии допускают газообразное состояние растворов. Но верно ли это предположение? Если бы это было так, то увеличение глубины (высокое давление) способствовало бы образованию гидроксилсодержащих минералов – гидратации.

Но реакции гидратации зависят лишь от температуры. Поэтому: если при высоких температурах растворы и являются надкритическими, то по своим свойствам они ведут себя как жидкость, то есть являются жидкообразными.

В пользу жидкообразного характера растворов свидетельствуют и экспериментальные данные: при давлении 300–500 бар (глубина 1,0–2,0 км) водные растворы в надкритическом состоянии характеризуются высокой плотностью, но по главным характеристикам (растворимость солей, электролитическая диссоциация, удельные объемы) ведут себя как жидкость.

Какова же роль растворов в реакциях замещения?

Она хорошо показана экспериментально при изучении диффузии в твердом состоянии. Опытами У. Файфа, Ф. Тернера и Дж. Ферхугена установлено, что при температурах 600–700°C в геологические отрезки времени (десятки миллионов лет) диффузия в твердом состоянии ограничивается расстояниями, измеренными сантиметрами. Отсюда альтернатива: или метасоматические процессы протекают при значительно более высоких температурах (более 1000–1200°C) или перенос, растворение и отложение происходит посредством водной фазы.

Известно огромное влияние воды на скорость реакций. Так, экспериментальное изучение химической реакции $\text{SiO}_2 + 2\text{MgO} \rightarrow \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ показало, что в сухой среде она идет очень медленно. Эта реакция начинается лишь при температуре больше 800°C. При температуре 1000°C за четыре дня в форстерит преобразуется всего 26 % MgO и SiO₂. В водной среде эта реакция полностью протекает при T = 450°C за несколько минут.

Таким образом, скорость реакций в водной среде в 10^8 – 10^{10} раз больше, чем в сухой.

Несколько слов о механизме процесса метасоматического замещения. Процесс метасоматоза происходит путем постепенного растворения замещаемого минерала и немедленной кристаллизации на освободившемся месте нового минерала. Этот процесс нельзя путать с замещением «иона на ион» в кристаллической решетке минерала – так называемого изоморфного замещения.

В общем случае, когда один минерал замещается другим, имеющим отличный состав и структуру, замещение происходит путем «растворения и отложения». На это указывает правило постоянства объема и широкое развитие псевдоморфоз при метасоматозе.

Если бы метасоматоз происходил путем замещения «иона на ион», то правило постоянства объема наблюдалось бы только для ионов близкого размера с одинаковым типом

структурной связи. Ионный тип замещения при этом ограничивал бы и псевдоморфные замещения. Однако хорошо известно, что это не так: правило постоянства объемов при метасоматозе имеет самое общее значение.

Против метасоматизма путем замещения «ион на ион» свидетельствуют и данные по кинетике реакций замещения: диффузия, образование зародышей и скорость роста внутри твердой фазы – процессы настолько медленные, что они не могут протекать в сколько-нибудь значительных масштабах даже в течение геологического времени.

2.5. Температура, давление, состав и агрегатное состояние гидротермальных растворов

Наиболее распространенным механизмом метасоматического преобразования пород является их взаимодействию с горячими водными растворами различного генезиса. Такие растворы называют *гидротермальными*. Это взаимодействие происходит в широком интервале температур от близких к нулевой при химическом выветривании вблизи дневной поверхности до температуры солидуса в присутствии флюидной фазы. Дальнейшее повышение температуры приводит к плавлению и поглощению флюидной фазы расплавом.

Метасоматизм развивается на разных глубинах от самой поверхности Земли до верхней мантии. Большая часть окорудных метасоматитов образовалась на малых глубинах, не превышающих 3–4 км ($P < 150$ МПа). Если на этих глубинах гидротермальные растворы заполняют связную систему трещинных каналов, то на любом уровне давление жидкости является гидростатическим и определяется весом вышележащего столба раствора. При нарушении связности каналов давление может возрасти до литостатического и определяться весом вышележащих горных пород.

Источники гидротермальных растворов, их состав и агрегатное состояние с давних времен представляли интерес для многих исследователей. Еще в начале XX века появи-

лись предположения о том, что в рудообразовании участвуют как магматические, так и подземные воды экзогенного происхождения, которые могут мигрировать на большие расстояния. В дальнейшем изучение газово-жидких включений в минералах метасоматитов и исследование современных гидротермальных систем подтвердили гипотезу полигенности нагретых вод и растворенных в них компонентов. Согласно современным представлениям, выделяется не менее четырех источников гидротермальных растворов:

1. Поверхностные или вадозные воды континентов, включая дождевую, озерную, речную и грунтовую.

2. Морские, в том числе реликтовые (захороненные) воды.

3. Магматогенные растворы, которые выделяются из магматического или корового происхождения при их подъеме и затвердевании.

4. Метаморфогенные растворы, обусловленные дегидратацией минералов при прогрессивном метаморфизме.

Каждый тип растворов обладает определенным соотношением изотопов водорода и кислорода: D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, которые отражаются в изотопном составе метасоматитов. Зная изотопный состав гидротермально-измененных пород, можно судить о природе растворов, под воздействием которых эти породы образовались. Изучение изотопного состава термальных вод в современных вулканических областях показало, что на долю магматогенной воды в них обычно приходится менее 5–6 %. Многие метасоматиты образовались при взаимодействии горных пород именно с такими растворами.

Гидротермальные растворы могут находиться в разном агрегатном состоянии: жидком, кипящем или надкритическом. Критическая температура воды при атмосферном давлении, равном 0,221 МПа, составляет 374°C. Если в воде растворены соли, то критическая точка смещается в область более высоких температур. В ходе эволюции гидротермального раствора его агрегатное состояние может меняться от надкритического до жидкого. Поэтому растворы часто обозначаются общим термином «*флюид*».

Общая минерализация варьирует от 1–5 мас. % растворенных веществ в низкоконцентрированных растворах до 50–60 мас. % в высококонцентрированных рассолах. Главными компонентами гидротермальных растворов, кроме H_2O , являются CO_2 , $NaCl$ и KCl . Реже присутствуют хлориды и сульфаты Ca и Mg ; F и S в сульфидной форме. В значительно меньшем количестве отмечаются Fe , NH_4 (азот), углерод в форме HCO_3^- или CO_3^{2-} литий и бор. В газовой фазе, равновесной с гидротермальным раствором, кроме паров воды, присутствуют CO_2 , H_2 , CH_4 , N_2 и более редкие газы. Чаще всего преобладает углекислый газ, количество которого может достигать 70–80 об.%. Кроме главных компонентов растворы содержат Cu , Pb , Zn , Mo , W , Sn , Au , Ag и другие металлы. Источником металлов служат как магматические расплавы, так и горные породы, сквозь которые фильтруется раствор.

Продолжительность жизни современных гидротермальных систем оценивается тысячами и десятками тысяч лет. В геологическом прошлом некоторые из таких систем, возможно, развивались на протяжении миллионов лет.

2.6. Факторы кислотности-основности

Изменение кислотности растворов является главнейшим фактором, вызывающим метасоматические реакции. Кислотность растворов, просачивающихся через горные породы, зависит от ряда независимых геологических факторов:

1. **Основность-кремнекислотность вмещающих пород**, то есть соотношение в них менее подвижных компонентов, из которых наиболее основны Ca и Mg , а наиболее кислотен – Si . Вследствие кислотно-основного взаимодействия при втекании (инфильтрации) растворов сложного состава в более основные породы (то есть богатые CaO и MgO) коэффициенты активности всех оснований растворов повышаются. Породы, богатые кремнеземом, следует называть не кислыми, а кремнекислыми, иначе следовало бы обозначать щелочные граниты как кислые щелочные породы, что нелепо.

2. **Кислотность или подвижная кислотность растворов**, обусловленная активностью подвижных кислот (KCl, HF, CO₂, H₂S, H₂SO₄). При кристаллизации магмы происходит резкое повышение кислотности этих компонентов в остаточных флюидах.

3. **Концентрация окислов щелочных металлов** – K₂O и Na₂O, обуславливающая «щелочно-метальность» процессов. Эти компоненты отличаются значительной подвижностью и их концентрация в растворах в основном зависит от глубинных источников растворов, а не от состава вмещающих пород.

4. В некоторых случаях существенным самостоятельным фактором кислотности является **режим кислорода**. В приповерхностных условиях окисление сероводорода приводит к резкому повышению кислотности растворов. В глубинных условиях при стабильности окислительно-восстановительного потенциала проточных растворов реакции с выделением кислорода могут вызвать повышение щелочности растворов (например, при метаморфизме джеспилитов; Коржинский, 1963).

Кислотность постмагматических растворов может изменяться и в результате их **реакции с боковыми породами**. Происходят два типа автономных изменений кислотности входящих растворов, прямо с этими реакциями не связанные. Одно из этих изменений кислотности обусловлено возникновением опережающей волны кислотности. Кристаллизация магм приводит к обогащению остаточных флюидов кислотными компонентами, которые поднимаются в потоке быстрее оснований в виде волны кислотности. При прохождении через горные породы такой волны сначала повышение кислотности приводит к выщелачиванию оснований из пород (кислотное выщелачивание), а затем с уходом волны – к осаждению выщелоченных оснований в трещинах выщелоченных пород. В этом и есть проявление **латеральной дифференциации вещества**.

2.7. Классификация метасоматических процессов по Д.С. Коржинскому

Прежде чем излагать основы классификации метасоматических процессов, необходимо коротко остановиться на представлениях Д.С. Коржинского о связи магматизма, метаморфизма и оруденения. По мнению Д. С. Коржинского, эти процессы находятся между собою в тесной связи. Источником растворов, служащих причиной метаморфических и метасоматических процессов, являются глубинные магматические очаги. Метаморфизм вызывается восходящими с глубин растворами. Идея о восходящих глубинных растворах высказана была впервые в 1910 г. П. Термье⁶. В настоящее время идея о восходящих растворах поддерживается многими петрографами, в частности П. Эскола⁷ на этой идее построил разделение на зоны мигматитовых поясов. Г. Рамберг⁸ (1952) высказывал предположение, что обогащение растворами мигматитовых зон происходит за счет гранулитовых фаций горных пород, залегающих под зонами мигматизации.

Причиной поднятия растворов, источником которых являются глубинные магматические очаги, является гравитационная дифференциация, будучи более легкими по сравнению с горными породами, растворы выжимаются снизу вверх.

⁶ Термье (Termier) Пьер Мари (1859–1930) – французский геолог, профессор, иностранный член-корреспондент АН СССР (1925 г.). Автор трудов по тектонике и метаморфизму горных пород, фундаментальной сводки по интрузивным породам Средиземноморья; открыл и описал явление диапиризма.

⁷ Эскола (Eskola) Пентти (1883–1964) – финский петрограф, один из основоположников метаморфической петрологии. Основные труды посвящены метаморфической дифференциации, анатексису, генезису гранитной магмы. Впервые применил принципы физической химии к проблемам петрологии и сформулировал понятие о «минеральных фациях» (1915 г.).

⁸ Рамберг (Ramberg) Ганс (1917–1998) – норвежско-шведский геолог, профессор минералогии и петрографии в Чикагском университете (1948–1961 гг.) и в геофизической лаборатории института Карнеги (1952–1955 гг.), в университете г. Уппсала, Швеция (1961–1982 гг.); член Шведской королевской АН (1967 г.).

Эта же причина заставляет подниматься гранитную магму в зонах ультраметаморфизма, гранитизации и мигматизации. Эндогенные рудные месторождения генетически связаны с послемагматическими, или постмагматическими, растворами. Метасоматические процессы проявляются наиболее интенсивно в связи с наиболее глубоко идущими метаморфологическими процессами. Метасоматические процессы проявляются во всех видах метаморфизма.

В связи с природой эндогенных растворов возникает вопрос о том, являются ли эти растворы кислотными или щелочными? Этот вопрос представляет большой интерес при изучении рудных растворов, которые, по Д.С. Коржинскому, с особой интенсивностью проявляются в послемагматический период формирования интрузий. Н.Л. Боуэн⁹ в 1937 г. предложил схему эволюции магмы и положения в эволюции возникающих в конечные стадии ее гидротермальных и рудообразующих растворов. При кристаллизации магмы тугоплавкие компоненты расходуются на образование минералов, слагающих горные породы. В ходе кристаллизации магмы легкоплавкие компоненты не входят – вернее почти не входят – в решетку породообразующих минералов, а скопляются в остаточных расплавах и, в особенности, в постмагматических растворах. Вместе с легкоплавкими компонентами в остаточной: магме и в особенности в постмагматических растворах происходит обогащение металлогенными компонентами магмы. Вследствие этого период формирования рудных месторождений бывает отделен значительным промежутком времени от периода формирования интрузивных тел. После кристаллизации магматических тел и постепенного их охлаждения: легкоплавкие компоненты сначала в виде

⁹ Боуэн (Bowen) Норман Леви (1887–1956) – выдающийся американский петрограф, петролог и экспериментатор XX столетия, автор одной из первых гипотез о происхождении гранитов, установил реакционный принцип, определяющий порядок кристаллизации минералов из силикатного расплава, отец экспериментальной петрологии, первым сформулировал теорию эволюции магматических расплавов, обоснованную экспериментальными данными.

газовых, а затем в виде водных (гидротермальных) растворов, содержащих в растворенном состоянии металлы, мигрируют как внутри интрузивных тел, так и во вмещающих породах и служат как источником рудных месторождений, так и источником метаморфических и метасоматических процессов в метаморфических породах.

Существующая химическая классификация отдельных типов метасоматических замещений рассматривает эти замещения оторвано от процессов развития магматического и послемагматического этапов формирования интрузий и послемагматических гидротермальных растворов. Гидротермальные процессы на различных глубинах происходят при различной температуре, и вследствие метасоматической зональности, одни и те же растворы будут производить различные замещения с привнесением и выносом различных химических элементов. Д.С. Коржинский делает попытку рассматривать метасоматические процессы на общем фоне эволюции интрузии, являющейся источником растворов, при помощи которых происходят метаморфические и метасоматические процессы. Эта идея легла в основу классификации метасоматических процессов. Классификация построена на предположении, что состав магмы гранитоидный, так как большинство эндогенных рудных месторождений генетически связано с кислыми интрузиями. Образование эндогенных рудных месторождений связано главным образом с послемагматическими растворами.

Схема метасоматических процессов (по Д.С. Коржинскому):

- I. **Метаморфизм и метасоматизм магматической стадии.**
 - A. Ранние метасоматические процессы, происходящие в период, когда магма находится в жидком состоянии.
 - Б. Гранитизация – раннее магматическое фильтрационное замещение.
- II. **Послемагматический метасоматизм, предшествующий ранней кислотной стадии метасоматизма.**

- A. Простой послемагматический метасоматизм и автометасоматизм ранней щелочной стадии:
 - 1) Антипертиты замещения;
 - 2) Альбитизация калиевого полевого шпата;
 - 3) Мирмекитизация;
 - 4) Магнезиальный метасоматизм (биотитизация, амфиболизация);
 - 5) Уралитизация.
- Б. Контактново-реакционный метасоматизм:
 - 1) Реакционный метасоматизм на контактах известковистых пород и кислых интрузий;
 - 2) Контактново-реакционный метасоматизм на контактах доломитов и кислых интрузий;
 - 3) Контактново-реакционный метасоматизм на контактах гипербазитов и вмещающих пород.
- III. Послемагматический метасоматизм кислотной и последующей поздней щелочной стадии метасоматизма.
 - A. Приконтактовое выщелачивание:
 - 1) Грейзенизация и образование мусковитовых гранитов;
 - 2) Приконтактовое выщелачивание в вулканических комплексах. Вторичные кварциты и сольфатарная аргиллизация;
 - 3) Образование колчеданных залежей;
 - 4) Приконтактовое выщелачивание и оруденение скарнов;
 - 5) Автометасоматические явления в щелочных, основных и ультраосновных породах.
 - Б. Региональный послемагматический метасоматизм:
 - 1) Пропилитизация;
 - 2) Зеленокаменные изменения;
 - 3) Пиритизация.
 - В. Низкотемпературный околотрещинный метасоматизм:
 - 1) Березитизация;
 - 2) Лиственитизация;
 - 3) Анкерит-ортоклазовое замещение;
 - 4) Хлоритизация.

3. ТЕОРИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

3.1. Зональность продуктов метасоматических процессов

Зональное распределение пород, представляющих определенные минеральные ассоциации, при процессах метасоматоза возникает под влиянием нескольких причин, зависящих от строения рудного поля, состава вмещающих пород, тектонического режима во время метасоматоза, от состава воздействующих растворов, закономерностей их эволюции и т.п. Все это обуславливает значительно более сложную картину зональности при метасоматозе, чем при непосредственном отложении новых минералов в открытых полостях. Рассмотрим подробнее эти зависимости.

Зональность, зависящая от состава исходных пород. Различия в первичном составе пород, слагающих рудные поля, вызывают формирование различных продуктов метасоматоза. Совершенно понятно, что глинистые породы и гранитоиды, известняки и кварциты будут изменяться под влиянием однотипных растворов различным способом и лишь крайние внутренние зоны метасоматических колонок будут иметь сходный состав. Такая зональность обычна в слоистых толщах. Она затрудняет расшифровку хода метасоматических процессов, особенно в тех случаях, когда рудные тела согласны с вмещающими породами. В слоистых толщах подобная зональность является фоном, на котором развиваются другие виды зональности.

Зональность, обусловленная стадийным развитием метасоматических процессов. Вследствие того, что метасоматические процессы, как правило, протекают в несколько стадий, может возникнуть второй тип зональности, подчиненный первому, но на фоне которого развивается зональность более высоких порядков. При этом каждой стадии свойственны определенные режимы температуры и давления, определенный состав и физико-химические свойства

растворов. При их воздействии даже на породы однородного состава будут возникать различные продукты. Если же ореолы воздействия растворов каждой из стадий не совпадают, то возникает зональность, зависящая от условий проникновения растворов каждой из них. Различия в условиях проникновения растворов обусловлены прежде всего тем, что высокотемпературные растворы, особенно надкритические, обладают значительно более высокой проникающей способностью, чем растворы жидкие, низкотемпературные. Этот вид зональности зависит от многих причин: от физических свойств пород (пористости, проницаемости), от их тектонической нарушенности, от положения путей проникновения растворов на отдельных стадиях и от свойств самих растворов.

Зональность, зависящая от тектонического режима. Данный тип зональности близок к предыдущему, но отличается тем, что она может возникать и при одностадийных метасоматических процессах, когда смещаются пути основного движения растворов и продукты внутренних частей ореолов изменения могут накладываться непосредственно на внешние зоны.

Зональность, зависящая от изменения состава растворов при реакционных взаимоотношениях с породой (зональность Д.С. Коржинского). Этот тип зональности представляет значительный интерес, так как встречается во многих метасоматических проявлениях и по нему можно судить о характере и свойствах растворов. Он зависит от режима, состава и свойств растворов каждой стадии метасоматоза, состава вмещающих пород и от характера реакций, протекающих между породами и растворами. Зональность в конкретном выражении является функцией дифференциальной подвижности компонентов, которая повышается по направлению к внутренним зонам (Коржинский, 1955). Каждой зоне соответствуют определенные вполне подвижные и инертные компоненты. Набор зон, составляющих метасоматическую колонку, отвечает определенной метасоматической фации.

Зональность, зависящая от изменения температурного режима. В некоторых случаях, когда в пределах ореола изменения существуют значительные градиенты температур, при метасоматических процессах может возникать зональность под их влиянием. Она обусловлена тем, что при различных температурных условиях возникают разные минеральные парагенезисы и изменяется вид метасоматических колонок. Такая зональность должна, очевидно, чаще всего проявляться в вертикальном направлении, в сторону земной поверхности, но может быть и латеральной. Зональность, зависящая от температурного режима, встречается сравнительно редко, так как температурный прогрев при метасоматических процессах в области развивающегося замещения идет весьма интенсивно и выравнивание температур происходит быстрее, чем протекают глубокие изменения состава пород.

Зональность, зависящая от изменения режима давления. Подобно температурной, зональность, зависящая от изменения режима давления, возникает тогда, когда в пределах ореола измененных пород существуют определенные градиенты давления. Разные давления могут сами собой влиять на парагенетические ассоциации минералов, особенно водогазосодержащих. Этот тип зональности развит, еще реже, чем предыдущий, поскольку роль давления при метасоматических процессах значительно меньше, чем температуры.

Зональность, обусловленная реакциями между определенными компонентами растворов и породы. Является разновидностью метасоматической зональности Д.С. Коржинского. Привносимые, вполне подвижные компоненты становятся инертными только в присутствии определенных элементов породы. Полностью отождествлять эту зональность с зональностью Д.С. Коржинского нельзя, потому что она возникает не из-за повышения подвижности компонентов, а ее понижения и перехода определенных элементов в инертное состояние. Примером может служить зональное распределение турмалина в метасоматических зо-

нах, появление которого обязано привносу бора, образующего осаждающиеся минералы там, где присутствуют необходимые для этого железо, магний и другие элементы. Таково и образование пирита за счет железа изменяемых пород, когда привносимая вполне подвижная сера становится инертной и в дальнейшем определяет количество минералов в породе.

Зональность, обусловленная местными концентрациями осаждаемых породообразующих компонентов при изменении мономинеральных пород. Изменения мономинеральных пород резко отличаются от таковых для полиминеральных ассоциаций. Зональность, возникающая при метасоматическом замещении мономинеральных пород, определяется неравномерной концентрацией пересыщающих раствор химических компонентов. Подобная неравномерность зависит от условий фильтрации, ранее произошедшей эволюции растворов, изменения концентрации компонентов во времени и т.п. Эта зональность не связана с повышением подвижности ранее инертных компонентов и поэтому ее следует отличать от метасоматической зональности Д.С. Коржинского.

Выделенные типы зональности встречаются совместно и в сложных многостадийных процессах накладываются друг на друга, усложняя картину зонального строения метасоматических проявлений. Необходимо подчеркнуть, что метасоматическая зональность, зависящая от возрастающей подвижности компонентов (зональность Д.С. Коржинского), представляет частный случай, который можно наблюдать не на всех метасоматических проявлениях. Ее значение для анализа состава метасоматизирующих растворов вызывает необходимость определить условия, благоприятствующие и отрицательно влияющие на развитие этого вида зональности.

При выводе теории метасоматической зональности Д.С. Коржинским (1955) были приняты следующие ограничения и исходные условия:

1) массы компонентов, находящиеся в данный момент в поровом растворе, незначительны по сравнению с массой породы;

2) в каждом элементарном участке горная порода и ее поровый раствор находятся в химическом равновесии, то есть изменения их составов происходят практически одновременно;

3) система пор, по которой просачивается раствор, весьма равномерна и тонка, так что каждое зерно породы смыывается просачивающимся раствором;

4) объем породы при метасоматическом замещении не изменяется;

5) температура и пористость на протяжении колонки не изменяются.

Эти условия применительно к реально существующим природным системам можно отразить следующим образом:

1. *Температура.* С повышением температуры улучшается проникающая способность растворов. Ширина зоны интенсивной переработки расширяется. В целом можно считать, что высокие температуры на участках метасоматоза благоприятствуют образованию зонального строения ореола измененных пород. Важное условие – равная температура в ореоле метасоматоза. При резких колебаниях температуры в пределах зоны околорудного изменения правильная метасоматическая зональность нарушается.

2. *Фазовое состояние растворов и их кислотность.* Газообразные растворы, особенно ниже критических температур, имеют высокую проникающую способность. В кислотную стадию, связанную с временным переходом части растворов в газообразное состояние, метасоматическая зональность проявляется наиболее ярко. Характерно зональное строение ореолов изменения кислотной стадии грейзеновых, березитовых и вторичнокварцитовых проявлений. Надкритические растворы также склонны образовывать последовательные зоны изменения. Жидкие, более низкотемпературные растворы обладают меньшей способностью к проникновению и

поэтому зональное распределение пород при их воздействии формируется реже и выражено менее отчетливо.

3. *Состав вмещающих пород.* Породы с поровыми растворами, резко отличающимися по составу от поднимающихся эндогенных растворов, менее благоприятны для образования равновесных ассоциаций, чем растворы и породы близкого состава. Их неравновесность затрудняет формирование правильной зональности. Породы с большим числом минералов и, следовательно, с большим числом инертных компонентов при изменении создают колонки с большим числом зон, отражающих переход отдельных компонентов во вполне подвижное состояние. Мономинеральные породы, в которых при изменениях все компоненты находятся в определенных моменты в подвижном состоянии, практически не образуют колонок, зависящих от дифференциальной подвижности компонентов.

4. *Трещиноватость зон изменения.* Равномерная тонкая трещиноватость при наличии центрального подводящего канала (хорошо выраженной открытой трещины) – наиболее благоприятный случай. Редкая трещиноватость, неравномерное распределение главных подводящих путей, а также наличие многих путей распространения растворов препятствуют развитию правильно выраженной зональности.

5. *Характер движения растворов.* Многократные движения воздействующих растворов (пульсация), особенно при их переменном составе, отрицательно сказываются на характеризующем виде зональности. Поздние порции растворов иного состава стирают уже сформированное в предыдущие стадии зональное распределение минералов, а разновидности пород, созданные метасоматозом ранних стадий, затрудняют создание зональности в более поздние периоды времени.

6. *Строение вмещающих пород.* Слоистое или неоднородное строение участков, в которых развиваются процессы изменения, затрудняет образование метасоматической зональности Д.С. Коржинского. Движение растворов по слои-

стости и различный первичный состав прослоев приводят к разнообразным изменениям отдельных горизонтов. В каждом прослое должна формироваться своя, только ему присущая метасоматическая колонка.

Сложность процессов эндогенного минералообразования, его многостадийность и ограничения, накладываемые условиями применения теории Д.С. Коржинского, создают ряд ограничений для ее использования. Тем не менее, только тщательный анализ ясно выраженной метасоматической зональности Д.С. Коржинского, зависящей от дифференциальной подвижности компонентов, позволяет наметить ряды подвижности, примерно определить свойства растворов и соотношения концентраций отдельных компонентов в эндогенных пневматолито-гидротермальных растворах.

3.2. Теория метасоматической зональности Д.С. Коржинского

По мере просачивания растворов в сторону от питающего канала их состав изменяется, все в большей степени приближаясь к равновесию с вмещающими породами. В результате интенсивность метасоматического преобразования пород затухает по мере удаления от растворподводящего структурного элемента. В общем случае в ореоле метасоматического изменения можно выделить интенсивно, умеренно и слабо измененные породы. Казалось бы, естественно предположить, что уменьшение интенсивности метасоматического преобразования должно происходить постепенно и выражаться в увеличении количества первичных минералов по сравнению с вторичными. Однако теоретическое рассмотрение данного вопроса, проведенное Д.С. Коржинским (1952, 1953, 1969 и др.), показало ошибочность такого вывода. На основе метода теоретического моделирования Д.С. Коржинским была разработана теория метасоматической зональности (1969), являющаяся краеугольным камнем учения об околорудных метасоматитах.

По Д.С. Коржинскому (1973), **метасоматическая зональность** – это устойчивая и закономерная смена пород, наблюдаемых как единая, повторяющаяся совокупность, обусловленная дифференциальной подвижностью компонентов.

Теория метасоматической зональности логически вытекает из представления о дифференциальной подвижности компонентов в равновесных и неравновесных системах. В соответствии с двумя типами миграции вещества при метасоматизме – диффузионным и фильтрационным и метасоматическая зональность будет также двух типов – диффузионная и инфильтрационная.

Процитируем наиболее важные выводы из этой теории применительно к **изотермическому инфильтрационному метасоматозу**:

- При просачивании растворов произвольного, но определенного состава, не изменяющегося во времени, через породу произвольного, но однородного состава, в результате инфильтрационного изотермического метасоматоза образуется колонка резко отграниченных зон качественно различного минерального состава;
- Состав раствора изменяется не постепенно, а скачкообразно, причем такие изменения происходят на границах зон; в пределах зон состав породы и раствора остается постоянным;
- Процессы замещения могут быть выражены только в изменении качественного минерального состава и осуществляются на границах зон;
- По мере просачивания растворов происходит лишь пропорциональное разрастание колонки без изменения состава зон.

Важно подчеркнуть, что каждая более внутренняя зона разрастается за счет более внешней, в связи с чем при петрографических исследованиях устанавливается последовательное замещение парагенезисов более внешних зон парагенезисами более внутренних. Это обстоятельство долгое время рассматривалось в качестве аргумента в пользу пред-

ставления о одновременности образования метасоматических зон под воздействием растворов различного состава. По-видимому, наиболее важным выводом из теории метасоматической зональности следует считать представление о **метасоматической колонке** как **совокупности одновременно образовавшихся зон**.

Рассмотрим ее на примере известковых скарнов (рис. 2). Из глубинного источника поступают растворы, содержащие Mg и Fe. Проходя через слой кварцитов, они обогащаются SiO_2 . Эти растворы, вступая в известняк, взаимодействуют с ним с образованием скарновых минералов. В известняке в направлении движения флюида возникает ряд зон: в фронтальной зоне – изменения минимальные, в тыловой – наиболее интенсивные. По мере продвижения от фронтальной зоны к тыловой все большее число компонентов переходит в подвижное состояние.

Отмеченные свойства метасоматической зональности относятся к случаю, когда порода имеет равномерную и однородную пористость, одинаково проницаема для растворов, во всех участках породы устанавливается равновесие между породой и воздействующим раствором, скорость фильтрации раствора существенно не меняется и так далее. Если же эти условия выполняются не полностью, строение колонки метасоматических зон усложняется. Например, неравномерная проницаемость пород приводит к неравномерному разрастанию зон, особенно интенсивному в участках активной циркуляции. С неравномерной проницаемостью пород, резкими пульсирующими изменениями скорости фильтрации растворов связаны многочисленные случаи недостигнутого равновесия, выражающиеся в наличии частично замещенных минералов и отсутствии резких границ между метасоматическими зонами. Однако при внимательном изучении такие нарушения общей зональности нетрудно распознать. Больше того, наличие реликтовых участков, неполные замещения одних минералов другими оказывают несомненную услугу ис-

следователю, позволяя быстрее разобраться в направленности происходящих реакций метасоматического замещения.

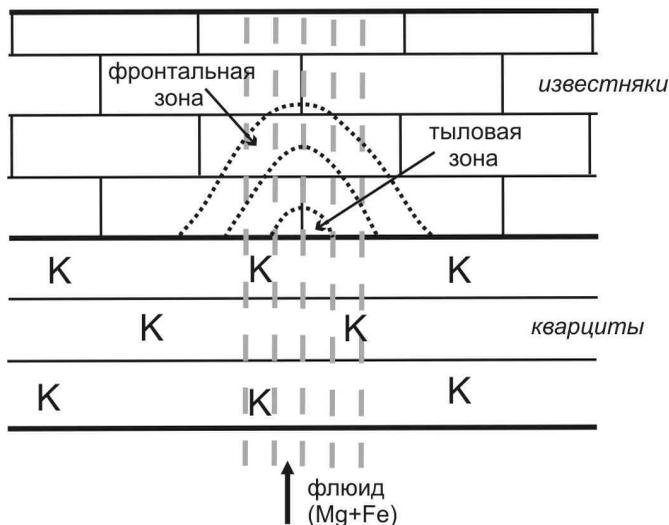


Рис. 2. Пример механизма формирования инфильтрационной метасоматической зональности

Изотермический диффузионный метасоматоз характеризуется следующими главными чертами:

- При диффузионном метасоматозе, как и при инфильтрационном, образуется колонка резко отграниченных зон качественно различного минерального состава;
- В породах каждой из зон происходит непрерывное изменение концентрации компонентов в растворе, то есть непрерывное изменение состава раствора;
- В пределах каждой из зон происходит непрерывное изменение состава минералов – твердых растворов и количественных соотношений минералов;
- Процессы замещения в диффузионной метасоматической колонке выражаются как в изменении качественного минерального состава, происходящем на границе

зон, так и в изменении количественных соотношений минералов, которые происходят в пределах зон;

- По мере просачивания растворов (с течением времени) происходит или равномерное или прогрессивное разрастание зон, при этом общая скорость разрастания колонки с течением времени замедляется.

Рассмотрим пример диффузионной зональности (рис. 3).

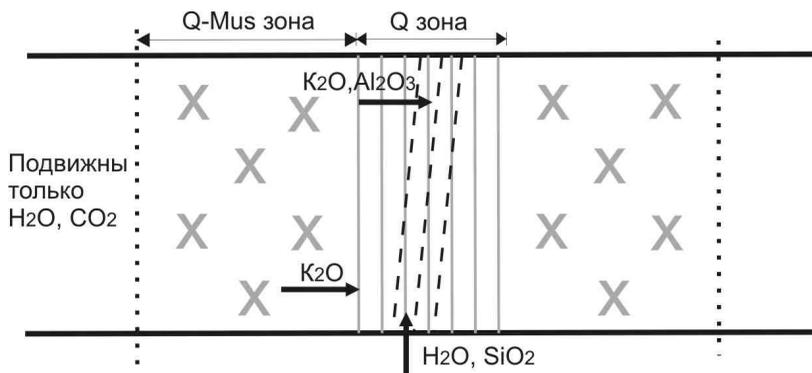


Рис. 3. Пример механизма формирования диффузионной метасоматической зональности

Представим, что флюид, содержащий SiO_2 , длительное время находится в соприкосновении с прогретым до высоких температур слюдяным гнейсом. Раствор, протекающий по трещинной зоне, будет диффузионно взаимодействовать с породой по обе стороны от трещины. В удаленных от трещины участках влияние раствора не будет сказываться, но чем ближе к трещине, тем воздействие раствора будет большим.

Вдали от протекающего раствора подвижны только H_2O и CO_2 и порода не изменяется. Ближе – подвижным становится K_2O и так как концентрация его в растворе мала, часть K_2O диффузирует в раствор и Ort замещается мусковитом (Q-Ms-зона). Наконец, вблизи трещины в подвижное состояние переходит и Al_2O_3 , диффузируя в раствор (Q-зона).

Из анализа уравнений как инфильтрационной, так и диффузионной метасоматической зональности вытекает **положение о наличии резких границ между зонами** (Коржинский, 1952). Результаты изучения природных объектов подтверждают данный вывод. Особенно характерны резкие границы между метасоматическими зонами для высоко- и среднетемпературных метасоматитов – таких, как скарны, грейзены, альбититы.

Вместе с тем в природе встречаются многочисленные случаи метасоматической зональности с недостаточно четкими расплывчатыми границами между зонами.

Причинами этому явлению могут являться:

- Изменение состава и температуры растворов во времени;
- Неравномерная проницаемость пород;
- Наложение на ранее сформированную зональность минеральных ассоциаций более поздних стадий минерализации;
- Низкая температура растворов, резко усиливающая влияние кинетического фактора и являющаяся причиной незавершенности реакций и сохранения в метасоматитах метастабильных минералов.

Все эти факторы, однако, лишь затушевывают, но не нарушают в целом общую тенденцию к образованию четких границ между зонами. Последние в ряде случаев отчетливо фиксируются даже в низкотемпературных околорудных метасоматитах. Особенно четкие границы между зонами отмечаются в случае значительного изменения окраски пород. Так, замещение хлорита карбонатом фиксируется по осветлению пород, а при замещении тонкораспыленного гематита пиритом исчезает красная окраска.

Наиболее **важное отличие инфильтрационных колонок от диффузионных** заключается в том, что для первых характерно постоянство состава породы и минералов в пределах каждой из зон, а для вторых в пределах каждой зоны изменяется количественный минеральный со-

став пород и соотношение компонентов в минералах переменного состава (например, амфиболов, хлоритов, карбонатов и др.). Этот признак является одним из наиболее важных критериев, позволяющих различать инфильтрационные и диффузионные колонки.

Анализ данных по околорудным метасоматитам позволяет сделать вывод, что основные особенности метасоматической зональности, реально наблюдаемой в природе, в большинстве случаев подчиняются законам инфильтрационного метасоматоза. Элементы диффузионной зональности обычно фиксируются в участках пониженной пористости и проницаемости. Случаи проявления чисто диффузионных колонок сравнительно редки. Примерами проявления диффузионного метасоматоза могут служить биметасоматические скарны (Жариков, 1959; Жариков, Власова, 1961).

Во всех случаях метасоматоза образование различных зон отражает различную степень изменения первичной породы от передовой зоны, состав которой определяется составом исходной породы, до последней, тыловой, зоны, состав которой зависит от состава раствора. По направлению к питающему каналу состав метасоматитов будет все больше зависеть от концентрации компонентов в растворе и все меньше определяться составом исходной породы. Следовательно, **увеличение интенсивности метасоматического процесса выражается в изменении режима компонентов, в последовательном переходе их из инертного во вполне подвижное состояние, с чем и связано возникновение метасоматической зональности.**

На границе каждой из зон происходит переход одного из компонентов во вполне подвижное состояние, то есть происходит уменьшение числа минералов на единицу, следовательно, в общем случае число минералов по направлению от передовой зоны к тыловой будет последовательно уменьшаться. **Минимальное число минералов согласно правилу фаз** равно единице ($\Phi = K_{ин} + 1$; $\Phi = 1$ при $K_{ин} = 0$) в

случае перехода во вполне подвижное состояние всех компонентов.

Стремление к уменьшению числа минералов, к мономинеральности с увеличением интенсивности процесса – **характерная черта** всех **метасоматических образований**.

Та последовательность, в которой различные компоненты переходят из инертного состояния во вполне подвижное – это и есть «**ряд подвижности компонентов**».

Таким образом, возникновение зональности связано с дифференциальной подвижностью компонентов. Общее число зон $Z = k_{ин} + 1$. Наиболее простым случаем будет наложение метасоматического процесса на породы, сложенные минералом, состоящим из одного инертного компонента. Переход его во вполне подвижное состояние вызовет образование мономинеральной зоны, сложенной вполне подвижным минералом. Так, наложение карбонатизации на кварцит во внешней зоне вызовет лишь перекристаллизацию кварца, а во внутренней – замещение его карбонатом. Соответственно (согласно формуле) мы будем иметь две метасоматические зоны. В большинстве случаев, однако, метасоматические процессы накладываются на породы, сложенные несколькими инертными компонентами.

Для примера, рассмотрим более детально зональность возникшую при грейзенизации лейкократовых гранитов (табл. 1).

Грейзенизированный раствор, просачиваясь в сторону от питающей трещины, взаимодействует с гранитами. Состав возникающих при этом внешних зон (1, 2) мало чем отличается от исходных гранитов: альбитизирован и серицитизирован P_1 , вынесен Mgt и состав раствора близок к составу поровых растворов гранитов.

Состав внутренних зон (зоны 5, 6) уже ничем не напоминает исходные граниты и почти полностью обусловлен составом растворов.

Последовательность, в которой минералы переходят во вполне подвижное состояние в инфильтрационной метасо-

матической колонке (в нашем случае Fe, Mg, Na, K, Al), носит название **ряда подвижности компонентов**.

Т а б л и ц а 1

Строение метасоматической колонки

Зона	Минеральный состав	Инертные компоненты
0	Неизменный гранит	----
1	Ort+Ab+Q+Ms+Be+Mgt	Fe, Mg, Na, K, Al
2	Ort+Ab+Q+Ms+Be	Mg, Na, K, Al
3	Ort+Ab+Q+Ms	Na, K, Al
4	Ort+Q+Ms	K, Al
5	Q+Ms	Al
6	Q	Все подвижны

Возникновение всех зон метасоматической колонки происходит, как отмечалось, одновременно. Первоначально мощности зон будут ничтожно малыми. По мере просачивания растворов происходит разрастание зон, причем тыловые зоны будут надвигаться на передние, замещая их. Мощности внешних зон, как правило, значительно больше внутренних, что определяет очень важное металлогеническое значение именно внешних зон.

Все сказанное о метасоматической зональности проявляется при неизменности состава растворов во времени. Если же состав и свойства поступающего раствора изменяются во времени, то это приведет к изменению во времени и усложнению строения колонки метасоматических зон.

Возникновение зональности вследствие дифференциальной подвижности представляет наиболее общий и обычный случай зональности. Однако такой тип зональности нередко осложнен появлением дополнительной зональности. Возникновение дополнительных зон происходит в том случае, когда при переходе от одной к другой возможна больше, чем одна реакция раствора с породой. Например, во внутренней части грейзеновой колонки встречаются следующие зоны:



Переход от зоны с ортоклазом к мусковитовому и топазовому грейзену осуществляется при переходе во вполне подвижное состояние калия и выноса его из породы. Однако при этом вынос калия происходит не сразу, а возникает дополнительная кварц-мусковитовая зона, образующаяся при более высокой концентрации калия, чем кварц-топазовая.

Как показывает изучение природных объектов, довольно часто встречаются метасоматические тела, в которых проявлены не все зоны колонки, причем уменьшение числа зон может происходить лишь за счет тыловых зон. Казалось бы, эти факты противоречат выводу об одновременности образования всех зон. Действительно, если бы образование всех зон происходило одновременно, то метасоматические тела отличались бы только мощностью, но не количеством зон. Однако это справедливо лишь в том случае, если бы во все точки пространства поступал раствор строго заданного состава. Если же в тектоническую зону поступит частично отработанный раствор, то равновесная с ним ассоциация будет отвечать составу более внешних зон. Этим можно объяснить наличие на одном эрозионном срезе метасоматических тел, характеризующихся как полным, так и неполным набором метасоматических зон.

3.3. Вертикальная метасоматическая зональность

Главными факторами формирования вертикальной метасоматической зональности являются температура и фугитивность кислорода (Русинов, 1989). На разной глубине относительное влияние этих факторов на минералообразование различно. Роль кислорода быстро возрастает в самых малоглубинных образованиях, где возможна интенсивная аэрация подземных вод. Здесь наблюдается смена зон (фаций) в вертикальном направлении на небольшом расстоянии, отражающая не только температурную зональность, но

и резкое увеличение степени окисленности форм серы и железа в растворе с приближением к поверхности. Например, в эпитермальных золото-серебряных месторождениях снизу вверх можно наблюдать смену зон: пропилиты с пиритом → кварц-гидрослюдистые породы с пиритом → кварц-каолинитовые породы с пиритом и гематитом → кварц-каолинит-алунитовые породы с гематитом → монокварциты в вертикальном интервале 200–400 м.

Глубже, в субвулканической и гипабиссальной фациях глубинности главную роль начинает играть градиент температуры. Он отражается, например, в смене к поверхности эпидот-хлоритовой фации пропилитов альбит-кальцитовой или в смене кальцит-серицитовой фации березитов анкерит-серицитовой фацией.

3.4. Рудная метасоматическая зональность

Рудная минерализация, как правило, располагается в центральной части метасоматически измененных пород, в зоне наибольшего их преобразования и наибольшей интенсивности гидротермального процесса. В некоторых типах метасоматитов руды бывают приурочены к определенным минеральным ассоциациям. Например, в скарнах полиметаллическая минерализация избирательно замещает пироксеновые разности, что связано с большей растворимостью геденбергита в кислых сульфидных растворах, по сравнению с гранатом и другими скарновыми минералами.

Оруденение имеет тенденцию к локализации в определенной фации метасоматитов и выклинивается в районе фациальных границ. Так, нижней границей распространения на глубину золотого и серебряного оруденения служит биотитовая фация, а для оловянного – более высокотемпературные контактовые роговики. В медно-порфириновых месторождениях нижняя граница халькопиритового оруденения совпадает приблизительно с границей между серицитовой и глубже залегающей кварц-полевошпатовой фаций,

а в молибден-порфировых нижняя граница распространения промышленного молибденита проходит по зоне перехода кварц-полевошпатовых метасоматитов со слабо измененными гранитами.

При изучении рудных месторождений возникает необходимость различать глубины формирования и степени эрозионного среза соседних месторождений или даже рудных тел. Такие различия часто оказываются слишком малыми и не фиксируются по парагенезисам нерудных минералов, но заметны в более чувствительных к вариациям физико-химических параметров ассоциациях рудных (главным образом, сульфидных) минералов. Д.С. Коржинский в 1940 г. обратил внимание на то, что в условиях небольших глубин фугитивность кислорода является фактором равновесия, что отражается в смене пирротина пиритом и магнетита гематитом. Более поздними исследованиями была выявлена приуроченность к малым глубинам сульфидов, содержащих металлы (мышьяк, сурьму, теллур) в наивысшей положительной валентности. В этих условиях окислительные условия минералообразования определяются фугитивностью кислорода, которая, в свою очередь, зависит от глубинности и степени аэрированности подземных вод.

Отметим, что вариации фугитивности кислорода, отражаются сильнее на равновесиях сульфидов и окислов металлов, чем на устойчивости породообразующих силикатов и карбонатов. Однако, поскольку этот параметр явно зависит от глубинности гидротермального процесса и от температуры, то наблюдается некоторая корреляция между вертикальной зональностью рудной минерализации и метасоматической рудовмещающей. Наглядно эту корреляцию показал Жариков с соавторами (Жариков и др., 1998) на примере сопоставления распространения минералов мышьяка и вмещающих их кислотных метасоматитов по глубине (табл. 2).

С практической точки зрения вертикальная зональность метасоматических пород важна в масштабе рудных полей и даже районов.

Таблица 2
Сопоставление фаций глубинности метасоматитов и руд

Глубина, км (lg f _{CO₂})	Фации глубинности по Д.С.Коржинскому	Фации кислотных метасоматитов	Типы оруденения [Shikazono, 1985] (lg f _{CO₂})	Фации руд по степени окисления мышьяка
1 (-2 ÷ 0)	Поверхностная (безпидотовая)	Каолинит-алунитовая	Au - Ag (-2 ÷ 0)	Аурипигментовая
	Субвулканическая (безклиноцитозитовая)	Гидрослюдистая		Энергитовая (lg f _{O₂}) = -35 ÷ -42
Анкерит-серицитовая		Блеклорудная (безэнергитовая)		
2 (0 ÷ +4)	Гипабиссальная	Кальцит-серицитовая	Pb - Zn - Mn (-1 ÷ +1)	Арсенопиритовая
(+2 ÷ +8)			Cu - Pb - Zn (-0,5 ÷ +2)	

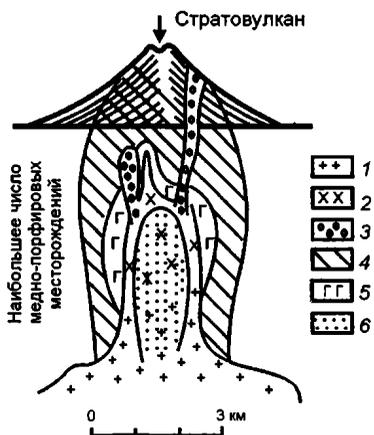


Рис. 4. Схема строения гидротермально-магматической системы по Р. Силлитоу, продуцирующей Cu-Mo порфиновые месторождения (по Жарикову и др., 1998). 1 – гранодиориты; 2 – шток гранит-порфиров; 3 – трубы гидротермальных брекчий; 4 – пропилитизированные породы; 5 – серицитизированные породы; 6 – ортоклазовые метасоматиты

Например, ставшая классической схема порфировой флюидно-магматической системы Р. Силлитоу (рис. 4), которая является развитием металлогенической зональности Эммонса применительно к данному типу флюидно-магматических систем, может служить надежным гидом при поисках рудных месторождений в районах порфировых интрузивов.

4. ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕТАСОМАТОЗА И ДРУГИХ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

4.1. Петрогенетическая роль метасоматизма и связь его с другими геологическими процессами

Еще ранее было установлено, что «магматические, метаморфические, метасоматические и эндогенные металлогенические процессы неразрывно связаны между собой» (Коржинский Д.С, 1955, стр. 369). Однако эта связь неравноценна в отдельных частях такой системы. Действительно, метасоматические явления охватывают диапазон физико-химических условий значительно более широкий, чем какой-либо другой геологический процесс. Метасоматическое замещение, то есть глубокое преобразование пород в твердом состоянии с изменением элементного и фазового состава, в той или иной мере свойственно и осадконакоплению, и метаморфизму, и магматизму, и рудообразованию. Метасоматические процессы оказались своего рода буфером или, точнее, инструментом приспособления состава пород к условиям среды.

Среди известных процессов петрогенеза метасоматизму принадлежит особая роль. С одной стороны, он в той или иной степени свойствен и образованию кор выветривания, и седиментогенезу, и метаморфизму, и магматизму, и постмагматическому пороодо- и рудообразованию. С другой стороны, метасоматизм сам выступает как петрогенный процесс, равнозначный перечисленным, а в части рудообразования даже их превосходящий. В этом состоит двойственный характер метасоматизма, отличающий его от других процессов петрогенеза. Ведущие процессы петрогенеза с точки зрения особенностей перемещения, перераспределения и индивидуализации вещества различны. Так, при осадконакоплении происходит в основном механическое перемещение масс (порода-минерал), при магматизме также механическое перемещение (расплав-кристалл), при метаморфизме – фазовые преобразования, и только метасоматизм

наиболее полно обеспечивает дифференциальное перемещение химических компонентов. В последнем случае при сохранении агрегатного состояния происходит глубокое преобразование и фазового, и химического состава.

Из всех известных в природе типов дифференциации вещества главенствующим является кристаллизация (перекристаллизация). При этом кристаллизация в той или иной мере протекает на протяжении всей геологической истории природных систем (сегрегация, выравнивание состава кристаллов, индивидуализация фаз и т.д.). Постмагматическая кристаллизация происходит по метасоматической кинетике, когда химические потенциалы компонентов в мигрирующих поровых растворах и изменение термодинамических параметров регулируют фазовый состав и изоморфную емкость сосуществующих минералов. Поэтому именно метасоматизм является главным инструментом эволюции химизма, и в частности дифференциации рудного вещества. То обстоятельство, что метасоматические явления свойственны и эндогенным и гипергенным процессам, известно давно, но исторически сложилось так, что основное внимание исследователей было сосредоточено на изучении метасоматизма, индуцированного магматической деятельностью и наиболее тесно связанного, как казалось, с гидротермальным рудообразованием. Однако в дальнейшем стало появляться все больше данных о том, что многие метасоматиты регионального распространения, особенно в пределах древних щитов и зон глубинных разломов, либо совершенно оторваны от магматизма, либо заметно опережают магматические процессы. Выяснилось, что само гранитообразование в значительной мере обязано метасоматическим процессам и что процесс гранитизации и процесс трещинного щелочного метасоматизма составляют единый ряд глубинной эволюции земной коры под воздействием сходных реагентов, но в различных тектонических условиях (Казицын Ю.В., 1979). Доказана важная роль метасоматизма домагматической и магматической стадий, особенно в вопросе источников петрогенных и рудных элементов.

4.2. Особенности проявления метасоматизма во времени и геологическом пространстве

Метасоматизм как геологическое явление и как процесс петрогенеза обладает цикличностью, которая во времени и геологическом пространстве проявляется двояко: 1) закономерной сменой глубинных процессов приповерхностными и 2) закономерной сменой прогрессивных условий регрессивными. Состав, строение, закономерности размещения процессов и геохимическая история вещества при этом оказываются различными.

Цикличность метасоматических процессов имеет разномасштабный характер. Согласно **«геогенетическому закону»** в каждом относительно коротком цикле устанавливаются те же основные особенности эволюции, что и в крупном цикле, захватывающем больший отрезок времени (Казицын Ю.В., 1979).

Цикличность в первом приближении имеет аналогию с колебательным движением, характеризующимся, как известно, той или иной периодичностью изменения состояния системы во времени. Простейшим типом периодических колебаний являются гармонические колебания, когда значения параметров системы изменяются по синусоидальному закону. В природе более распространены колебательные процессы, представляющие собой сложный суммарный результат нескольких элементарных колебаний, развивающихся к тому же по принципу затухающих гармонических колебаний. Вследствие этого наблюдается изменение во времени и амплитуды, и длительности последовательных циклов. Особенно отчетливо эта закономерность прослеживается при рассмотрении длительности геологических эпох и промежутков между фазами полной складчатости. Так, например, если промежуток между архейской и протерозойской складчатостью составляет 550 млн лет, то каледонская складчатость отделена от предыдущей промежутком времени не более 200 млн лет, герцинская – около 125, киммерийская –

менее 100, а альпийская – не более 30 млн. лет. Учитывая, что длительность самих фаз измеряется первыми миллионами лет, легко видеть, что закономерность изменения во времени длительности межкладчатых эпох отвечает схеме затухающего колебания. Таким образом, важной особенностью геологических процессов, вытекающей из их циклической природы, является их волнообразный прогрессивно-регрессивный характер, выражающийся, в частности, в периодической смене знака параметров системы. То есть если в первую половину цикла происходит концентрация вещества и энергии, то во вторую преобладает их диссипация.

Указанная выше аналогия между разномасштабными циклами носит скорее качественный характер. Циклические процессы второго и последующих порядков асимметричны в отношении проявления их прогрессивной и регрессивной ветвей. Последние могут быть гипертрофированы или редуцированы в зависимости от времени проявления циклов в восходящей или нисходящей ветках соответствующего цикла высшего порядка.

Именно с позиций цикличности метасоматического процесса и признания разнонаправленности его в прогрессивную и регрессивную стадию метасоматизм сегодня рядом исследователей рассмотрен в историко-геологическом плане (Казицын Ю.В., 1979), то есть в отношении особенностей проявления во времени (геологические эпохи, тектономагматические циклы, различные стадии петрогенеза), а также в пространстве (древние щиты, геосинклинальные системы, активизированные платформы).

4.3. Общие особенности эволюции метасоматизма в геологической истории

Метасоматические процессы в той или иной степени характерны для всех геологических эпох, причем в первом приближении в каждую эпоху образуется качественно сходный набор метасоматических пород. Однако вследствие не-

обратимого и однонаправленного развития земной коры наблюдаются существенные различия в количественных соотношениях метасоматитов различных типов, преобладающее развитие одних и редуцирование или даже полное выпадение других. Главной особенностью направленной смены типов метасоматитов в масштабе геологического времени является последовательное увеличение от более древних к более молодым эпохам относительной роли малоглубинных фаций метасоматитов постмагматической стадии, формирующихся в условиях регрессивной направленности процессов, которые сопровождаются все более широким спектром сопряженной рудной минерализации и околорудных пород.

Суммируя имеющиеся данные о характере метасоматизма различных геологических, точнее металлогенических, эпох, необходимо выделить как главную особенность – направленную смену типов метасоматических процессов во времени. Это одно из следствий цикличности метасоматического процесса.

Другим важным следствием цикличности метасоматических процессов, как указывалось выше, является их прогрессивно-регрессивная направленность. Прогрессивная стадия осуществляется в условиях непрерывно возрастающих экстенсивных факторов метасоматизма. Наиболее типичным процессом, развивающимся по этой схеме, является гранитизация, предваряющая магмообразование или сочетающаяся с ним в схеме единой зональности. Соответственно эта стадия может быть определена как доагматическая или синмагматическая. Помимо метасоматитов регионального распространения типа калишпатизированных или скарнированных пород к подобной стадии может быть отнесено формирование мигматитов, метасоматических и палингенно-метасоматических гранитов, некоторых контактовых метасоматитов типа магнезиальных скарнов, фенитов и других.

Казалось бы, что в случаях постинтрузивного и поствулканического метасоматизма эта стадия должна отсутствовать. На самом деле она лишь несколько редуцирована в масшта-

бах своего проявления и не исключено, что это связано с преобладающим развитием ее продуктов на недоступных наблюдению горизонтах. Характерными особенностями продуктов метасоматизма являются всегда последовательное сокращение мощности внешних зон, преобладание эндотермических реакций замещения (своего рода энергетическая воронка), выравнивание общего состава (в пределах зон), что особенно важно в плане рассматриваемой проблемы, существенное обеднение внутренних фаций рудными элементами (особенно халькофильными и сидерофильными).

В прямо противоположных условиях происходит формирование метасоматитов регрессивной стадии, которая совершается в условиях падения температур и общего затухания метасоматического цикла. В эту стадию возникают зональные метасоматиты, в которых максимальную мощность имеют внешние зоны, в ходе метасоматического замещения преобладают экзотермические реакции, происходит накопление рудных элементов во внутренних зонах. Более того, имеются многочисленные данные о том, что рудное вещество, мобилизованное в ходе формирования метасоматитов прогрессивной стадии, локализуется в составе продуктов регрессивных метасоматитов.

Домагматический метасоматизм в его прогрессивную стадию имеет региональный характер: ему свойственны явления гранитизации и ультраметаморфизма, последовательное возрастание мощности внутренних зон, обогащение их энергоемкими продуктами, привнос кремния и щелочей, рассеяние рудного вещества и возникновение во внутренних зонах расплавов. При этом происходит выравнивание химического состава пород. С автохтонным развитием (в условиях закрытой системы) связаны лишь перекристаллизация и появление пегматоидных образований. В регрессивную стадию, и в особенности в условиях смены тектонического режима (появление участков анизотропного сжатия), возникают линейные зоны локализации метасоматических диафоритов и скарноидов, которым свойственно последовательное воз-

растание мощности внешних зон, увеличение внутренней энергии зон максимального изменения, привнос щелочей (реже оснований) и, наконец, концентрация ряда рудных элементов (в первую очередь редких).

Перемещение магм в инородную среду и локализация их в абиссальных условиях сопровождаются аутометасоматизмом прогрессивной стадии, а также контактовым и постмагматическим метасоматизмом регрессивной стадии. Локализация продуктов аутометасоматизма контролируется ослабленными зонами и структурными элементами интрузий. Аутометасоматиты характеризуются закономерностями зональности и энергетики, обычным для прогрессивных стадий привнесом щелочей и кремнезема, преобладающим выносом или рассеянием рудного вещества. В регрессивную стадию происходит формирование апогранитов и скарнов, отчасти грейзенов, контролирующихся структурными элементами массивов и трещинными зонами. Характерно увеличение мощности внешних зон, осложненное структурно-вещественными особенностями эдуктов¹⁰.

Вынос щелочей и привнос кислотных радикалов в регрессивную стадию является определяющим фактором химизма, так же как и концентрация рудного вещества в завершающие периоды процесса.

Метасоматизм, связанный со становлением гипабиссальных интрузий, в отношении характера продуктов прогрессивной стадии сходен с таковым глубинных интрузий, однако заметно редуцирован и ограничивается возникновением отдельных полей и зональных тел в основном фельдшпатовых метасоматитов. Зато постинтрузивный метасоматизм регрессивной стадии проявлен исключительно широко и концентрированно. Контролируясь трещинными структурами и зонами контактов, он приводит к формированию обширной гаммы околотрещинных метасоматитов (оксеталитов), а также зон контактового выщелачивания и реже скарнов. Для

¹⁰ Продукты извлечения.

него характерна стандартная схема метасоматической зональности с возрастанием мощности внешних зон и обогащением их энергоемкими компонентами, сложная дифференциальная подвижность с выносом во внешние зоны оснований и обогащением в поздние периоды внутренних зон рудными веществами (цветные металлы, золото и др.).

Метасоматизм, связанный с приповерхностными магматизмом и вулканизмом, происходит при смене прогрессивных условий регрессивными. Он контролируется вулканическими аппаратами и проявляется в форме выщелачивания (вторичные кварциты – пропилиты).

Зональность его продуктов, обычная для прогрессивных стадий, осложняется непостоянством условий субаэральной зоны; преобладает вынос щелочей и оснований из зон максимальной переработки.

Размещение продуктов регрессивной стадии контролируется либо трещинными структурами, когда происходит последовательное возрастание мощности внешних зон (околожильная аргиллизация), либо положением уровня грунтовых вод или дневной поверхностью (сульфатарная аргиллизация). В обоих случаях преобладает вынос щелочей и оснований и наблюдается разнообразная рудная минерализация в завершающий период процесса с привносом в центральные и рассеянием во внешних зонах рудного вещества.

Метасоматизм в период развития от доагматического к поствулканическому характеризуется наличием двух этапов с постепенным редуцированием процессов первого из них (прогрессивного). Метасоматизму прогрессивной стадии всех типов свойственны особый характер зональности, последовательное сокращение внутренней энергии, уменьшение изоморфной емкости новообразованных минералов, освобождение существенных количеств оснований, а также, тяжелых и редких элементов. Последовательное сокращение мощности зон способствует концентрации в них рудного вещества, достигающей иногда промышленных масштабов. Внутренние зоны метасоматитов прогрессивных стадий сами

по себе бесперспективны в отношении оруденения, но могут служить благоприятными структурами. Метасоматитам регрессивной стадии всех типов свойственны нормальная схема зональности, вынос щелочей и оснований и привнос рудного вещества. В ряде случаев доказывается мобилизационная природа регрессивного метасоматизма и генетическая связь его с прогрессивным. Во всех случаях, когда отделение магматической системой гидротермальных растворов происходит по схеме их «высачивания» (Казицын Ю.В., 1972), имеет место аутометасоматизм в регрессивных условиях и мобилизация рудного вещества.

В связи с выше означенным, решение проблемы металлогенической специализации интрузий без учета метасоматических этапов развития последних невозможно.

Распределение рудного вещества в метасоматитах регрессивных стадий определяется его преобладающим привносом, главным образом, в поздние периоды процесса.

Таким образом, ***метасоматизм, проявляясь в качественно различных формах на разных стадиях магматического процесса, сам выступает как циклический процесс, имеющий прогрессивную и регрессивную стадии.***

Прогрессивный метасоматизм приводит к освобождению больших масс петрогенных и рудных элементов и вовлечению их в гидротермальный процесс. В ходе прогрессивного метасоматизма не происходит концентрации рудных элементов, за исключением алюминия, железа и хрома.

Регрессивный метасоматизм сопровождается локальным перемещением петрогенных элементов и образованием существенных концентраций рудного вещества в составе рудных жил и метасоматических зон. При этом по мере развития метасоматизма от доамагматического к поствулканическому происходит направленная смена рудной минерализации от преимущественно редкометальной до цветных металлов и селенидов.

Закономерное сочетание процессов и продуктов прогрессивного и регрессивного метасоматизма позволяет говорить

о том, что **полный метасоматический цикл** охватывает сумму генетически связанных процессов преобразования горных пород, включая доагматическую гранитизацию и мигматизацию, анатексис, частные явления магмообразования.

4.4. О зависимости метасоматоза от направленности развития родоначального магматического процесса

В настоящее время достаточно общеприняты представления о цикличности развития магматического процесса (Ю. А. Билибин, Ю. А. Кузнецов, Э. П. Изох и др.). Согласно этим представлениям в жизни магматических очагов, дающих начало генетически связанным сериям плутонических и метасоматических пород, выделяются два типа, отвечающие двум противоположным направлениям его развития: прогрессивному (восходящему) и (регрессивному) нисходящему.

Прогрессивный этап развития магматизма характеризуется ранней гранитизацией, подъемом геоизотерм, подчиненной дифференциацией и становлением интрузивных серий понижающейся основности: гипербазит-габбро-диорит-гранит-аляскит. Постмагматическая деятельность, начинающаяся с момента выделения первых твёрдых фаз, включает магматическое замещение, щелочную, кислотную и позднюю щелочную стадии. Направленность развития постмагматического цикла в прогрессивный этап магматического процесса состоит в последовательном возрастании кислотности гидротермальных растворов.

С процессом прогрессивного этапа связано формирование региональных кремне-щелочных метасоматитов, ортоклазовых метасоматитов, зон контактового выщелачивания и др.

Регрессивный этап развития магматической деятельности характеризуется снижением геоизотерм, резкой кристаллизационной дифференциацией, расчленением первичного очага на ряд дочерних и становлением родственных интрузивных серий (малых интрузий, субвулканических образований и эффузивов) обычно повышающейся основности.

Постмагматическая деятельность, имея локальную форму проявления, происходит в направлении кислотно-щелочной эволюции. Редуцированное развитие в регрессивном этапе постмагматической деятельности раннещелочной стадии и наиболее полное проявление стадии кислотного выщелачивания и позднего щелочного взаимодействия составляют характерную черту многих петрорудных комплексов.

С процессами регрессивного этапа связано формирование большинства собственно околорудных измененных пород как син-, так и эпиметасоматических месторождений, грейзенов, оксеталитов, аргиллизитов.

4.5. Проявление метасоматических процессов в разных видах метаморфизма

Метасоматиты встречаются среди всех видов метаморфизма, в одних случаях проявление метасоматических процессов очень интенсивное и совершается в крупных масштабах, в других – очень слабое, но в общем, как это указывалось раньше, метасоматиты обычно имеют по сравнению с метаморфитами подчиненное значение.

Широкое развитие процессы метасоматизма имеют при автометаморфизме – **автометасоматизм**. Процессы кристаллизации магмы любого состава сопровождаются постепенным накоплением легкоплавких компонентов, в том числе прежде всего воды в остаточных продуктах кристаллизации. Вместе с летучими компонентами различные подвижные компоненты могут мигрировать в поровых растворах и служить причиной автометасоматических изменений ранее кристаллизовавшихся минералов. Амфиболизация пироксенов, альбитизация калиевых полевых шпатов, скаполитизация, эпидотизация плагиоклаза и другие процессы являются разновидностями автометасоматизма.

Контактовый метаморфизм, сопровождающийся привносом различных компонентов и появлением своеобразных парагенезисов минералов, выделяется в особый вид мета-

морфизма – **контактово-метасоматический** метаморфизм. Но если даже не затрагивать процессов контактового метасоматического метаморфизма и ограничиться одним только контактовым метаморфизмом, то и здесь в заключительные этапы контактового метаморфизма при низких температурах можно наблюдать процессы метасоматического замещения. Примером таких процессов могут служить процессы замещения кордиерита агрегатами мельчайших чешуек слюды в кордиеритовых роговиках. Такому же метасоматическому замещению подвергаются кристаллы андалузита. Метасоматические процессы происходят при региональном метаморфизме. Особенно интенсивные процессы метасоматического замещения различных минералов происходят в условиях ультраметаморфизма – регионального метаморфизма глубинных складчатых зон. Метасоматические замещения различных минералов происходят при регрессивном метаморфизме.

4.6. Некоторые общие закономерности постмагматического процесса

При изучении гидротермальных образований одним из главных является вопрос о причинах смены одних минеральных ассоциаций другими во времени и в пространстве.

Ответ на этот вопрос содержится в работах Д. С. Коржинского, который считает, что главнейшим фактором, определяющим течение постмагматического процесса и смену одних парагенезисов другими, является режим кислотности-щелочности растворов.

Суть этой концепции сводится к следующему: из очага кристаллизирующейся и остывающей магмы непрерывно поднимается поток восходящих растворов, воздействующий на застывшие апикальные части интрузий и вмещающие породы.

Растворы находятся в надкритическом состоянии, и имеют слабощелочной характер.

По мере понижения температуры происходит уплотнение растворов и усиливается их воздействие на породы.

Уплотнение растворов сопровождается увеличением их кислотности, которая достигает максимума при конденсации растворов. Повышение кислотности вызвано тем, что активность кислотных компонентов в жидкой фазе выше, чем в газовой. Кроме того, связанные в сложные комплексы при высоких температурах сильные анионы (фтор, хлор и др.) при понижении температуры распадаются и тем самым увеличивают кислотность растворов.

Дальнейшая эволюция растворов связана с **кислотно-основным фильтрационным эффектом** – при просачивании восходящего потока кислотные компоненты перемещаются быстрее других компонентов раствора. Таким образом, возникает опережающая волна повышенной конденсации кислотных компонентов.

Скорость фильтрации анионов много больше катионов. В результате анионы вызывают сопряженное перемещение (изменение концентрации) водородных ионов, приводя к образованию волны повышенной кислотности.

Таким образом, кислотность растворов сначала повышается, достигает максимума и затем снова понижается. Это изменение кислотности и является главным фактором эволюции растворов.

Как же мы можем судить о кислотности-щелочности растворов? Во-первых, по составу газовой-жидких включений в минералах. Во-вторых, по реакциям замещения минералов.

Как же зависят реакции от pH среды?

1. Возрастание кислотности растворов (то есть понижение pH) вызывает уменьшение растворимости кислот и увеличение растворимости оснований;

2. Возрастание кислотности растворов вызывает повышение активности кислот и понижение активности оснований;

3. Возрастание кислотности растворов (вследствие повышения активности кислот и понижения активности оснований) вызывает реакции замещения более сложных оснований более слабыми, и более слабых кислот более сильными.

4. Кисотно-основное взаимодействие во многом определяется условиями среды (соотношение кислот и оснований зависит от степени диссоциации, валентности и ряда других факторов).

Соотношение активностей одновалентных (R_2O) и двухвалентных (RO) оснований в зависимости от кислотности $[H^+]$ в постмагматических процессах гранитоидов представлено на диаграмме (рис. 5).

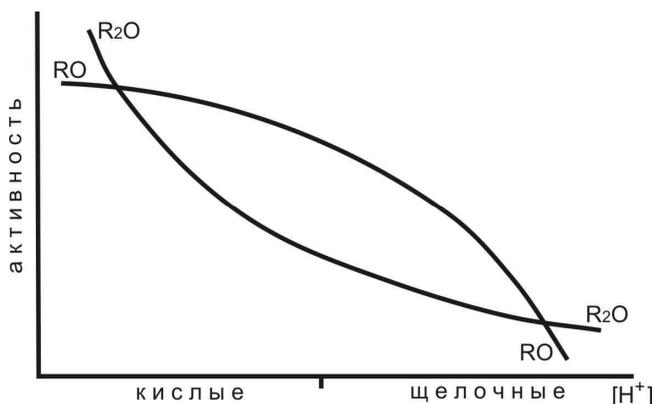


Рис. 5. Диаграмма соотношений активности одновалентных и двухвалентных оснований в зависимости от кислотности $[H^+]$

4.7. Стадии постмагматического процесса

1. Ранняя постмагматическая – непрерывно сменяет магматическую. Если растворы имели щелочной характер – ранняя щелочная.

Типичные процессы: микроклинизация, альбитизация, мирмекитизация, магнезиальный метасоматоз, образование известковых скарнов.

Наиболее полно эта ситуация проявлена в связи с менее кислыми интрузиями – средними, основными, щелочными. В гранитоидах эти процессы менее интенсивны и быстро сменяются кислотным выщелачиванием. Это вызвано влиянием среды: богатая основаниями среда основных интрузи-

вов и вмещающих пород долгое время нейтрализует поток кислых компонентов – кислотность нарастает медленно.

Наступление последующей кислотной стадии фиксируется в зависимости от состава интрузивных пород: в гранитоидах – это окварцевание; в основных и ультраосновных – карбонатизация.

2. Стадия выщелачивания (кислотная) – характеризует общее выщелачивание, вынос всех оснований из пород, что компенсируется, обычно, осаждением кварца, иногда – карбоната.

В отличие от ранней стадии, где процветало замещение более сильных оснований более слабыми, здесь отмечается общий вынос оснований (компонентов).

Наиболее ярко и раньше по времени эта стадия проявляется в связи с гранитоидами. По мере увеличения основности интрузий степень кислотности растворов снижается, а время проявления кислотной стадии как бы отодвигается на более поздние этапы. В основных и ультраосновных интрузиях эта стадия наступает лишь в средне- и низкотемпературных условиях и приводит не к окварцеванию, а только к общей карбонатизации пород.

Наиболее типичные процессы этой стадии: кварц-полевошпатовый метасоматоз, грейзенизация, образование вторичных кварцитов, пропилитизация, березитизация, карбонитизация в ультраосновных породах.

После достижения максимальной кислотности происходит инверсия постмагматического процесса – наступление последующей стадии осаждения.

3. Стадия осаждения (поздняя щелочная) – сменяет кислотную и характеризуется осаждением оснований. Кислотные компоненты перемещаются быстрее оснований и уходят вперед по потоку растворов.

При этом кислотность растворов понижается, растворы пересыщаются основаниями, которые начинают осаждаться в порядке возрастающей основности. Осаждаются как привнесенные магматогенные компоненты, так и компо-

ненты, выщелоченные в кислотную стадию из вмещающих пород.

Процессы выщелачивания и осаждения компонентов являются сопряженными. Поэтому целесообразно выделять зоны сопряженного отложения.

Каковы признаки этих зон сопряженного отложения?

1. Состав зон определяется составом пород, подвергшихся выщелачиванию, причем последовательность отложения компонентов обратна последовательности выщелачивания.

2. В зоне сопряженного отложения происходит концентрированное отложение выщелоченных компонентов, в том числе и ранее рассеянных.

3. Осаждение минералов – в виде жилок, гнезд, трещинных тел (следы интенсивной циркуляции растворов).

4. Устанавливается вертикальная зональность: выше по направлению потока – осаждение, ниже – сопряженное с ним выщелачивание.

Стадия осаждения играет важную роль в формировании месторождений – отложение рудных минералов при нейтрализации кислых растворов (повышение щелочности). Обычны средние и низкие температуры.

4. Заключительная стадия (стадия остаточных нейтральных растворов) – в эту стадию воздействуют остаточные растворы, имеющие нейтральный характер. Они образуются после ухода кислотных компонентов и осаждения оснований.

Обычно стадия проявляется в образовании безрудных (или бедных) кварцево-кальцитовых, кальцитовых и других жилок. Обычно низкие температуры.

В заключении характеристики главных стадий развития метасоматического процесса необходимо отметить, что есть основания выделять еще и **магматическую стадию гидротермального процесса**.

В отличие от постмагматических эта стадия протекает в условиях прогрессивного метасоматизма вследствие внедрения магмы или подъема геоизотерм.

Гидротермальные преобразования вмещающих пород вызываются сквозьмагматическими растворами, воздействующими в условиях жидкого состояния магматических масс.

Наиболее характерные явления этой стадии: ороговикование, фенитизация, фельдшпатизация, магнезиальный метасоматоз. С этой стадией связаны магматическое замещение и гранитизация.

Отложения рудных минералов в эту стадию не происходит, но продукты магматической стадии могут быть буферами, вмещающими оруденение вследствие более поздних наложенных процессов.

4.8. Общие закономерности эволюции метасоматизма в тектоно-магматическом цикле

В истории развития подвижных зон утвердилось трехчленное деление тектоно-магматического цикла.

1. Ранние этапы развития тектоно-магматического цикла – накопление мощных толщ осадочных пород, базальтовый магматизм, внедрение интрузий гипербазитов, позднее – габбро-плагиогранитов и габбро-граносиенитов.

Специфика метасоматизма – мобилизация вещества всех этих пород гидротермальными растворами, генетически связанными с развитием регионального метаморфизма. К концу этапа проявляется метасоматизм (регионально выражен) – спилитизация и пропилитизация габброидов, серпентитизация гипербазитов и т.д.

Таким образом, в ранние этапы развития тектоно-магматического цикла процессы метасоматизма сопровождают региональный метаморфизм и осуществляются в основном метаморфогенными растворами, активизированными интрузиями и парагенетически связанными с ними. Особенностью ранних этапов является преимущественное развитие серноколчеданных и скарново-магнезиальных синметасоматических месторождения. В эпимагматическую стадию процесса имеет место локальное проявление медного

оруденения, а также хризотил-асбестовое оруденение в ранее образованных серпентинитах.

2. В среднии этапы тектоно-магматического цикла – развиваются складчатые и разрывные структуры глубинного заложения, а на глубоких уровнях, соответствующих амфиболитовой и гранулитовой фациям – проявляется полигенно-метасоматическое гранитообразование, перемещение возникающих при этом расплавов вверх и формирование батолитоподобных тел гранитов. В этот этап формируются синметасоматические месторождения апогранитов, редкометальных пегматитов с бериллиевой минерализацией. Метасоматизм средних этапов имеет региональный характер (регионально-площадной и зон региональных разломов), он осуществляется под воздействием растворов, генетически связанных с зонами регионального метаморфизма и гранитообразования, а также под действие поровых растворов, активизированных интрузиями, и, в меньшей мере, под воздействием ювенильных растворов, генетически связанных с интрузиями.

3. В поздние этапы происходит формирование толщ вулканогенно-осадочных пород, заполняющих поздние прогибы, а также малых интрузий гранитоидов с повышенной основностью и щелочностью и основных пород.

В пределах поздних прогибов широко проявлены процессы региональной пропилитизации, причем метасоматическое минералообразование почти не выходит из зоны эпи- и метагенеза и лишь местами достигает начальных стадий зеленосланцевого метаморфизма. Процессы пропилитизации сопровождаются образованием эпиметасоматических месторождений Cu и Mo, Pb, Zn и Au, Au и Ag, сурьмы и ртути, мышьяка и серы, а также иногда синметасоматических серноколчеданных месторождений.

Процессы метасоматизма поздних этапов имеют площадное и локальное распространение и происходят под воздействием гидротермальных ювенильных растворов и смешанных ювенильно-метеорных вод, связанных с интрузивной и преимущественно с вулканической деятельностью.

4.9. Геологические типы метасоматитов и их связь с оруденением

При изучении метасоматических пород различают два рода образований: околорудные измененные породы и метасоматические образования регионального распространения. Для первых достаточно однозначно устанавливается причинная связь оруденения и метасоматизма; они формируются под воздействием тех же растворов, которые явились источником оруденения, причем рудоотложение происходило синхронно или в заключительные стадии процесса. Для метасоматитов регионального распространения (пропилиты, серпентиниты, спилиты, кератофиры, альбитофиры, щелочные метасоматиты и др.) характерно, что оруденение возникает преимущественно в итоге мобилизации рудных элементов-примесей или переотложения петрогенных элементов. К числу таких месторождений (синметасоматических) относятся серноколчеданные в спилитах, высокоглиноземистые во вторичных кварцитах, редкометалльные в апогранитах и щелочных метасоматитах зон глубинных разломов.

В отличие от синметасоматических выделяются месторождения, руды которых значительно оторваны во времени от вмещающих метасоматитов регионального распространения. Для таких эпиметасоматических месторождений приходится допускать ювенильное происхождение и растворов и рудного вещества. Так, многие исследователи, например, колчеданных или асбестовых месторождений Урала, а также ряда месторождений Казахстана, Алтая, Кавказа и других регионов пришли к выводу о том, что медное, свинцово-цинковое, золотое, хризотил-асбестовое и другое оруденение накладывается на регионально измененные, в частности пропилитизированные или серпентинизированные, породы, синхронные им околотрещинные метасоматиты и синметасоматические серноколчеданные руды. Те и другие в ряде случаев до эпиметасоматического оруденения успевали претерпеть динамический метаморфизм – катаклаз и рассланцевание.

Такие, же соотношения руд и метасоматитов наблюдаются на золоторудных месторождениях, как древних, так и молодых, а также на мышьяково-сурьмянорудных. Можно привести десятки примеров и по зарубежным регионам, где установлено, что оруденение накладывается на регионально метасоматически измененные породы после некоторой фазы складчатости.

Развитие таких месторождений, как грейзеновых и апогранитовых, непосредственно связанных с гранитоидами, также не может быть рассмотрено в самостоятельно развивающейся независимой системе – кристаллизующийся интрузив и связанные с ним послемагматические растворы. Постоянно устанавливается, что постмагматические процессы генерируются какими-то более глубинными источниками, глубокими зонами, откуда поступают агенты, мобилизующие рудные компоненты вмещающих пород. В качестве этих источников должны рассматриваться зоны палингенно-метасоматического образования гранитной магмы и еще более глубинные подкорковые зоны земной коры. Этим определяется связь метасоматитов не со всеми гранитоидными массивами, а лишь с некоторыми из них, расположенными в основных структурных швах и зонах глубинных разломов.

Таким образом, сопоставимость масштабов распространения региональных метасоматитов с породами осадочного, магматического или метаморфического происхождения позволяет пополнить цепь парагенетически связанных в истории развития подвижных зон процессов новым самостоятельным звеном – региональным метасоматическим процессом и формированием синметасоматических месторождений. Выделение этого звена велико и тем, что, помимо синметасоматического оруденения, к дорудному метасоматическому процессу достаточно близко по времени и эпиметасоматическое оруденение, а следовательно, региональные метасоматиты наиболее полно отражают условия, сложившиеся в данной части земной коры к началу завершающегося тектоно-магматического этапа.

5. КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ МЕТАСОМАТИТОВ И ИХ РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

5.1. Типоморфные признаки метасоматических горных пород

Наиболее характерным признаком метасоматитов является псевдоморфное замещение одних минералов другими. Псевдоморфозы могут быть весьма разнообразными. Они особенно совершенны в случае замещения катиона на катион, например, K^+ на Na^+ в полевых шпатах, когда могут сохраняться все особенности строения первичных кристаллов, включая линейные дефекты, зональность, секториальность, штриховку, вицинали. Иногда наследуется спайность исходного минерала. В других случаях детали первичного строения исчезают и остаются лишь внешние формы кристаллов. Кроме псевдоморфоз, часто наблюдается замещение пород в целом с сохранением их структурных и текстурных особенностей. Тончайшие псевдоморфозы этого типа обнаружены, например, в метасоматических кварцитах, образованных по известнякам, в которых видны органические остатки с полным сохранением видовых признаков. В геологической литературе описан случай, когда шведский рудокop провалился в щель рудника и был извлечен оттуда через 60 лет. За это время его тело и одежда были полностью замещены пиритом.

Характерным признаком метасоматических пород являются теньевые реликты первичных минералов – **скиалиты**, возникновение которых обусловлено различной растворимостью минералов в процессе замещения, а также анизотропией свойств отдельных кристаллов. Например, часто сохраняются реликты магнетита, гематита, пирита, циркона, рутила, графита, реже – граната и клинопироксена.

На метасоматическое происхождение также указывают:

1. Высокая степень дислокаций, подчеркиваемая блочным характером кристаллов.
2. Порфиро- и пойкилобластовые структуры.

3. Цепочечное расположение кристаллов в сочетании с интенсивной коррозией субстрата.

4. Рост кристаллов в направлении, перпендикулярном трещиноватости, т.е. вдоль путей фильтрации растворов.

5. Отсутствие гравитационных эффектов.

Жильные тела, нередко возникающие при метасоматическом замещении, можно отличить от магматических образований по смене минерального состава при пересечении различных вмещающих пород.

Околорудным метасоматитам свойственны увеличение пористости (в отдельных случаях в 3–10 раз), понижение магнитной восприимчивости и низкая корреляционная связь физических свойств минералов по сравнению с неизмененными горными породами.

Рудоотложение в метасоматитах чаще всего представляет собой относительно локальное и кратковременное событие. По хронологическим соотношениям с измененными горными породами можно выделить три типа оруденения:

1. **Синхронное оруденение**, когда метасоматические преобразования и отложение руд происходят одновременно. В этом случае оруденение занимает определенное положение в зональности метасоматических тел.

2. **Сопряженное оруденение**, формируется позднее главного объема метасоматитов, но генетически связано с теми же гидротермальными растворами.

3. **Наложное оруденение**, его появление генетически не связано с предшествующими метасоматитами, однако последние по отношению к оруденению служат благоприятной вмещающей средой.

Для первых двух случаев применяется термин – **рудоносные** метасоматиты, а для третьего – **рудовмещающие**.

Синхронный тип оруденения обычно характерен для высокотемпературных редкометальных месторождений, а наложенный тип оруденения – наиболее типичен для скарнов, которые, являясь химически активной средой, в большой мере способствуют осаждению рудных элементов при

наложении на них процессов кислотного выщелачивания. Подавляющая масса месторождений характеризуется сопряженным типом оруденения.

5.2. Становление систематики метасоматитов

Изучение природных объектов убедительно показывает, что рудные месторождения встречаются в тесной пространственной связи и в различных возрастных и генетических соотношениях с различными типами метасоматических образований. Картирование метасоматитов и их использование для прогнозно-металлогенических построений требует, чтобы все их разнообразие могло быть охарактеризовано с позиций единой строгой классификации.

Классификация тех или иных горных пород может получить признание и успешно использоваться на практике, если она объективно отражает систематически встречающиеся в природе их разновидности и построена на четких критериях, позволяющих на основе реально наблюдаемых признаков отнести породу к тому или иному классификационному типу.

Создание такой классификации для метасоматитов представляет значительно более сложную проблему, чем для других типов горных пород. Для точного определения метасоматической породы, в отличие от магматических и метаморфических пород, знания состава и структуры совершенно недостаточно. Это связано с тем, что на состав и структуру метасоматитов одновременно влияют особенности замещаемых пород, степень их метасоматической проработки и свойства растворов. Под воздействием одних и тех же растворов образуется комплекс пространственно и генетически связанных метасоматитов различного состава и структуры, которые при картировании необходимо объединять. И, наоборот, в связи с различными гидротермально-метасоматическими процессами, характеризующимися принципиально отличной рудной специализацией, могут образоваться метасоматиты сходного состава и структуры, которые, тем не менее, при картирова-

нии необходимо разделять. Для правильной диагностики метасоматитов основное значение имеют те признаки, которые характеризуют петрогенетический процесс в целом и, прежде всего, свойства растворов.

Первые подходы в классификации метасоматитов были предприняты В. Линдгреном (1918 г., 1934 г.) и строились на подразделении их по характеру вновь образованного минерала. Несколько позднее Гольдшмидтом (1922 г., 1933 г.), Эсколой (1920 г., 1939 г.), Тернером (1951 г.) были предложены классификации, основывающиеся на составе принесенного химического элемента. В 50-ые годы XX века в работах Д.С. Коржинского (1953), Н.И. Наковника (1954) и В.А. Жарикова (1956, 1959) наметился формационный подход к изучению и систематике метасоматитов. Формационное содержание было придано терминам скарны, грейзены, березиты, пропилиты, вторичные кварциты. Под каждым из этих терминов выделялись совокупности пород, связанные со строго определенным петрогенетическим процессом.

В настоящее время формационный подход к изучению метасоматитов среди специалистов в области метасоматизма является общепризнанным. Однако у исследователей наметились многие принципиальные разногласия в отношении содержания терминов метасоматическая формация и метасоматическая фация, названий, используемых в отношении различных типов метасоматитов, существа связи метасоматитов с магматическими и, особенно, метаморфическими процессами, соотношения различных типов метасоматитов друг с другом. Наметились различные подходы к картированию метасоматических пород и использованию результатов картирования для прогноза и поисков месторождений.

5.3. Понятия метасоматической формации и метасоматической фации

Глубокое проникновение формационного анализа в геологические науки позволило систематизировать и увязать

между собой многочисленные данные о магматических и осадочных горных породах, рудных месторождениях. Так как метасоматическая формация является частным случаем геологической формации, она должна полностью отвечать основному смысловому значению этого термина. Широкие возможности использования термина «формация» при изучении различных геологических образований дает определение Н.С. Шатского¹¹ (1964), согласно которому **формации** – это естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в возрастном, так и в пространственном отношении.

Первая попытка сформулировать понятие «метасоматическая формация» была предпринята В.А. Жариковым¹² (1956, 1968). По его мнению, под **метасоматической формацией** понимается совокупность метасоматических фаций, образованных в результате одного петрогенетического (или генетически единого геологического) процесса.

В дальнейшем данным исследователем с соавторами (Жариков и Омеляненко, 1978) это определение было дополнено и **метасоматическую формацию** было предложено обозначать как индивидуализированную естественную совокупность метасоматических фаций, характеризующихся единым определенным минеральным ансамблем и единой определенной геологической позицией.

¹¹ Шатский Николай Сергеевич (1895–1960) – советский геолог-тектонист, академик АН СССР (1953 г.); один из основоположников метода тектонического анализа и учения о геологических формациях; сформулировал принцип унаследованности развигтия геологических структур во времени, ввёл понятие рифейской группы в стратиграфии докембрия, термин «байкальская складчатость».

¹² Жариков Вилен Андреевич (1926–2006) – советский и российский минералог, петролог и геохимик, академик АН СССР (1987 г.). Один из основоположников физико-химической геологии, основатель новых направлений экспериментальной минералогии и геохимии: экспериментального изучения метасоматизма, систем с вполне подвижными компонентами физико-химической гидродинамики в природных средах.

По О.Н. Грязнову (1992) под **метасоматической формацией** понимается устойчивая ассоциация метасоматических горных пород, возникающих в результате проявления единого во времени и пространстве петрогенетического процесса.

Метасоматическая фация является единичным элементом классификации. По определению В.А. Жарикова (1956, 1959, 1968) она представляет собой совокупность метасоматических пород, образованных в различных зонах единой метасоматической колонки в результате комплекса изменений, связанных с воздействием определенного типа растворов на породы одинакового исходного состава при определенных внешних условиях (температура, глубинность, ряд подвижности, активности вполне подвижных компонентов).

5.4. Основные принципы классификации метасоматитов

Идеальная схема любой классификации построена по иерархическому принципу, то есть в ней должны присутствовать элементы как более низких, так и более высоких уровней организации. Применительно к метасоматическим породам такими классификационными категориями по В.А. Жарикову с соавторами (1998), являются:

А. Зона метасоматической колонки, представляющая природное тело, сложенное определенным парагенезисом минералов, находящихся в равновесии. Она является начальным членом иерархической лестницы классификационных категорий. Такие зоны могут быть зафиксированы обычными геологическими методами с помощью документации и микроскопического изучения шлифов.

Б. Метасоматическая колонка (фация), представляющая совокупность метасоматических зон, расположенных в определенной последовательности и образованных за счет горных пород определенного состава. В название каждой фации включается название исходной породы. Например, грейзен апогранитный, апокарбонатный и другие. Основой построения колонок является изучение шлифов, отобранных вкрест про-

стирания метасоматических тел. Хотя разнообразие фаций, в основном, определяется составом исходных пород, в ряде случаев фации могут различаться также в связи с определенными вариациями значений интенсивных параметров (температуры, давления, рН, Eh, химических потенциалов вполне подвижных компонентов), свойственных тому или иному петрогенетическому процессу. Например, для пропилитов по температуре могут быть выделены актинолит-эпидотовая, эпидот-хлоритовая и хлорит-карбонатная фации.

В. Метасоматическая формация, представляющая совокупность метасоматических фаций, образованных под воздействием растворов определенного петрогенетического типа. Формация рассматривается В.А. Жариковым в качестве главного классификационного элемента.

Г. Группа генетически родственных (сопряженных) метасоматических формаций, представляющая совокупность последовательно образованных метасоматитов различных формационных типов и относящихся к единому гидротермальному циклу. Такие группы выделяются в зависимости от типа магматизма и глубинности его проявления. Например, в связи с интрузивным гранитоидным магматизмом определенного этапа могут быть образованы кремне-щелочные метасоматиты (продукты гранитизации), магнезиальные скарны, полевошпатовые метасоматиты, известковые скарны, грейзены, которые составляют единую группу сопряженных метасоматических формаций. При картировании метасоматитов в обширных регионах, где проявлены магматические образования различных этапов, выделение сопряженных метасоматических образований может оказаться полезным для прогнозно-металлогенетических целей.

5.5. Классификация типов метасоматических пород по В.А. Жарикову с соавторами

Для наименования метасоматических формаций наиболее удобны термины, которые с самого момента своего воз-

никновения обозначали совокупность пород, образованных под воздействием растворов определенного типа (например, магнезиальные скарны, гумбеиты, эйситы, фениты). Некоторые термины в процессе их эволюции приобрели формационный смысл, хотя первоначально обозначали породу определенного состава и внешнего вида. К таким терминам, например, относятся грейзен, скарн, березит.

Наименее удачными признаются термины, применяемые в зависимости от наиболее характерного новообразованного минерала (альбитизированные граниты, турмалин-хлоритовые метасоматиты) или привнесенного химического элемента (калиевые метасоматиты, кремне-щелочные метасоматиты). Одни из этих терминов изначально употреблялись в формационном смысле, другие – приобрели такой смысл в последние годы. Значительная часть таких терминов настолько прочно вошла в настоящее время в геологическую литературу, что замена их новыми неизбежно внесла бы путаницу в установившиеся понятия и вряд ли была бы одобрена большинством исследователей метасоматизма.

В связи с этим, в предлагаемой вниманию классификации В.А. Жарикова с соавторами (табл. 3) использованы термины, построенные по различному принципу. Таким образом, смысловое единство классификации сохраняется, так как всем терминам придается формационное содержание.

В представленной классификации также показана металлогеническая специализация различных типов метасоматитов и характер рудоотложения (синхронное, сопряженное или наложенное).

5.6. Принципы систематики метасоматитов малых глубин по Н.Ю. Бардиной, В.С. Попову и др.

Авторы предложенной классификации отмечают, что «физическая подвижность флюидной фазы и непостоянство ее состава приводит к смещению локальных равновесий между породой и раствором, зональному размещению минеральных

Т а б л и ц а 3

Классификация метасоматических пород (В.А. Жариков и др., 1998)

Характер метасоматических процессов	Тип метасоматов	Глубина формирования	Связь с магматизмом	Сопраженные метасоматические процессы	Характерные рудные элементы			Характерные парагенезисы внутренних зон
					Синхронные	Сопраженные	Наложенные	
Кислотное выщелачивание	Сольфатарные арпиллизиты	Ближеповерхностные	С вулканами кислого состава	Карбонатизация, монтмориллонитизация, хлоритизация	Алунит, бентонит, цеолит, S	As, Hg, Sb, Cu, Pb, Zn, Ag, Au	Q+Kaol, Q+Htc, Q+Mnt, Q-Htc+Mnt	
	Гидротермальные арпиллизиты	Ближеповерхностные - гипабиссальные	Связь с конкретными магматическими телами отсутствует	Серцитизация, хлоритизация, гематитизация, альбитизация		Pb, Zn, Cu, Mo, W, U, Hg, As, Au, Ag, Be, Sb	Q+Kaol, Q+Ser, Q+Htc, Q+Htc+Mnt, Q+Mnt+Carb	
	Гидрослюди	Ближеповерхностные - гипабиссальные	Приурочены к районам развития кислых вулканитов	Карбонатизация, хлоритизация, гематитизация, альбитизация		U, флюорит, Pb, Zn, Ag, Cu, Mo	Q+Htc, Q+Mic-Mnt, Q+Mic-Mnt+Carb	
	Березиты	Гипабиссальные	Приурочены к районам развития гранитоидов и вулканитов	Пиритизация, хлоритизация, карбонатизация	Си, Pb, Zn, Au, Ag	Au, U, Pb, Zn, Cu, Ag, Sb, Hg, As, Co, Ni	Q+Ser+Py, Carb+Ser+Py, Q+Carb+Ser+Py	
	Кварц-серцит-хлоритовые	Субвулканические	В районах развития вулканитов смешанного состава	Хлоритизация, карбонатизация, серцитизация, окварцевание		Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Mo	Q+Ser+Chl+Py, Q+Ser+Py	

Продолжение табл. 3

Кислотное выщелачи- вание	Серпентини- ты по гипербазит ам	Гипабиссал- ные	С гипербазитами	Антигортитизация		Хризотил- асбест		Spl+Mgt: Spl+Chr
	Эйситы (низкотемп- ературные натриевые)	Гипабиссал- ные	Связь с конкретными магматически ми телами отсутствует	Карбонатизация, хлоритизация, гидрослюдизация, окварцевание	P	U, Th, Zr, Mo, Au, Pb, Zn, Ba	Ab+Ank+Hem, Ab+Chl+Hem, Carb+Ap, Ab+Q+Hem, Ab+Ap+Chl(Ank)+Hem	
	Карбонат- хлорит- ортоклазо- вые	Гипабиссал- ные	Нечеткая связь с гранитоидным субцелочным магматизмом	Карбонатизация, хлоритизация, пиритизация, окварцевание		U, Au	Ort+Carb+Py, Ort+Chl+Hem, Q+Ort+Carb+Py	
	Альбитизир- ованные фаниты (апограниты)	Гипабиссал- ные	Четкая связь с трещинными интрузивами фанитов	Слюдизация, флюоритизация, окварцевание	Li, Ta, Nb, TR, Zr, Be, Sn, W		Ab+Fl, Ab+Q+Fl, Ab+Q+Ms, Ab+Q+Micr	
	Калишлати- зированные фаниты	Гипабиссал- ные- субвулкани- ческие	Четкая связь с интрузивами гранитов и гранит- порфиров	Муковитизация			Kfs+Q+Be	
	Альбититы зоны контакта нефелинов- ых сиенитов	Гипабиссал- ные	Четкая связь с интрузивами нефелиновых сиенитов	Флюоритизация, кальцитизация	Nb, Ta, TR, Th, Zr		Ab+Acm, Ab+Acm+Rbk, Ab+Be, Ab+Astf, Ab+Ne+Acm	

Щелочной метасоматоз

Нефелиновые	Гипабиссальные	Четкая связь с ультраосновными щелочными массивами	Флогитизация, магнетитизация, апатитизация, либнеритизация	A	Флогопит		Ne+Px, Ne
	Фениты	Четкая связь с нефелин-сиенитовыми интрузивами	Альбитизация, цеолитизация, карбонатизация			TR, Nb, Ta, Zr, U, Th	Ne+Px, Ne+Kfs+Px, Kfs+Ab+Px, Kfs+Ab+Hbl, Ab+Kfs+Be, Kfs+Ne+Be
Двулопастчатые	Абиссальные	Связь с конкретными магматическими телами отсутствует	Окварцевание, мусковитизация, хлоритизация	Ta, Nb, Zr			Micr+Ab+Q+Acst, Micr+Ab+G+Rbk
	Микроклин-биотитовые	Нечеткая связь с ультрамагматическими калиевыми гранитами	Альбитизация, мусковитизация, окварцевание	Be, U			Micr+Be, Micr+Ab+Be
Альбит-эгириновые (натриевые)	Абиссальные	Связь с конкретными магматическими телами отсутствует	Карбонатизация, биотитизация, гематитизация, окварцевание, хлоритизация		U		Ab+Acst, Ab+Acst+Rbk, Mgt+Rbk, Mgt+Acst, Q+Acst, Ab+Ep+Chl, Q+Ab+Acst+Rbk, Ab+Micr+Acst
	Слюдисто-карбонатные	Четкая связь с интрузивными нефелиновыми сиенитами	Карбонатизация, цеолитизация	Nb, Ta, TR, Zr			Lib+Carb, Lib+Zeol+Carb, Lib+Micr+Carb

Щелочной метасоматоз

Мангез-но-кальциевый метасоматоз

Продолжение табл. 3

Магнезильно-кальцевый метасоматоз						
Карбонат-хлоритовые	Субвулканические	Нечеткая связь с липаритовыми и дацитовыми порфирами	Капшлитизация, кварцевание, сульфидизация, карбонатизация	Pb, Zn, Cu		Chl+Carb, Chl+Carb+Serp, Chl+Q, Chl
Амфибол-хлоритовые (уралиты)	Гипабиссальные	Четкая связь с основными-ультраосновными интрузивами	Хлоритизация, карбонатизация, серпентинизация	Fe, Ti, V, Pt, Pd, P, Cu, Ni		Act+Srp, Act+Chl, Act-Zo, Srp+Zo
Уралиты	Гипабиссальные	С интрузивами базитового и гипербазитового состава	Биотитизация	Cr, Fe, Ti, V, Pt, Pd	P, Cu, Ni	Hbl+Ti-Mgt, Hbl+Be
Флогопитовые	Гипабиссальные	Связь с массивами ультраосновных щелочных пород	Карбонатизация	Флогопит		Phl, Phl+Px
Камафориты (нелсьониты, фоскориты, апатитовые породы)	Гипабиссальные	Четкая связь с ультраосновными щелочными массивами	Кальцитизация	Fe, P	Nb, Ta, Zr	Cc+Mgt+Apr+(Fo, Di, Actm, Phl, Rbk)
Карбонатиты	Гипабиссальные	Четкая связь с ультраосновными щелочными массивами	Амфиболитизация, флогопитизация, хлоритизация, сульфидизация	Nb, Ta, TR, Zr, Th	Флогопит	Carb+Fo, Carb+Actm, Carb+Di, Carb+Mel+(Phl, Ap)

парагенезисов, их телескопированию и в конечном итоге к неустойчивости минерального состава метасоматитов. Это не только затрудняет классификацию метасоматических горных пород, но и вызывает сомнение в том, могут ли метасоматиты вообще называться горными породами» (Петрография..., 2001, стр. 647).

В связи с этим в существующих современных классификациях метасоматитов главное внимание чаще уделяют не составу отдельно взятых пород, а зональности и стадийности метасоматического процесса, связи его с магматизмом и метасоматическими формациями. Петрографическая типизация метасоматитов становится при этом размытой, а многие описательные термины (грейзены, альбититы и др.) теряют определенность и относятся не к конкретным породам, а к разнородным по составу метасоматическим колонкам и формациям.

Однако, как отмечают авторы классификации, «принцип локального химического равновесия открывает возможность систематики метасоматитов на более строгой петрографической основе с выделением типов метасоматических горных пород по минеральному составу и их диагностикой в образцах и шлифах (Петрография..., 2001, стр. 647).

Главные петрографические типы метасоматических горных пород, возникающих на малых глубинах, перечислены в таблице 4. Критерием для отнесения авторами метасоматитов к тому или иному типу служит наличие минеральных ассоциаций (парагенезисов), устойчивых в относительно узких интервалах температуры и щелочности-кислотности гидротермальных растворов. Количественные оценки T и pH растворов, приведенные в этой же таблице, основаны на обобщении экспериментальных данных и термодинамических расчетов, результатов исследования газовой-жидких микровключений, а также материалов прямых наблюдений в активных гидротермальных системах.

Соотношения между различными типами метасоматических горных пород отражены на диаграмме «температура-щелочность-кислотность гидротермальных растворов» (рис. 6).

Таблица 4

**Главные типы метасоматических горных пород малых глубин
(Петрография..., 2001)**

Типы метасоматитов	Протолит	Минеральный состав метасоматитов	Параметры гидротермального раствора		Рудная минерализация, сопряженная с метасоматитами
			T, °C	pH	
1	2	3	4	5	6
Метасоматиты, равновесные с щелочными растворами					
Фениты	1, 2, 3	Нефелин, калинадровый полевошпат, щелочные пироксены и амфиболы, биотит, магнетит, кальцит	800-500	10-8	Nb, Zr, Be, P3Э
Содалитовые метасоматиты	1, 2	Содалит, калинадровый полевошпат, щелочные пироксены и амфиболы, биотит, меланит, кальцит	600-300	9,5-8	
Анальцимовые метасоматиты	1, 2	Анальцим, калинадровый полевошпат, щелочные пироксены и амфиболы, хлорит, кальцит, флюорит	350-200	9-7	
Микроклиниты	1	Микроклин, биотит, эгирин	600-400	8,5-7	
Альбититы	1,2	Альбит, эгирин, рибекит, магнетит	500-300	8-7	
Эгирин-флюоритовые метасоматиты	3	Эгирин, флюорит, кальцит	500-300	8-7	
Эйситы	1, 2, 3	Альбит, кварц, хлорит, кальцит, анкерит, апатит, гематит	300-150	7-6	U, Mo

Продолжение табл. 4

Метасоматиты, равновесные с растворами, близкими к нейтральным					
Магнезиальные скарны	3	Форстерит, ди- оксид, фассаит, кальцит, шпин- ель, периклаз, флогопит, бора- ты	900-600	8-5,5	Fe, B
Известковые скарны	1, 2, 3	Гроссуляр- андрадит, диоп- сид-геден- бергит, волла- стонит, везуви- ан, эпидот	700-450	8-5,5	
Кварц- калишпатовые (биотитовые) метасоматиты	1, 2	Ортоклаз- микроклин, флог- гопит-биотит, кварц, ангидрит	600-350	6,5-4,5	Sn, Mo, Cu
Кварц- альбитовые (плаггиоклазо- вые) метасо- матиты	1, 2, 3	Альбит (плаггио- клаз), кварц, амфибол, био- тит, везувиан, карбонат	500-300	6,5-4,5	
Турмалиниты	1, 2	Турмалин, кварц, серицит, хлорит	500-250	6,5-3,5	Sn, W, Cu
Пропилиты	1, 2	Эпидот, актино- лит, хлорит, альбит, адуляр, цеолиты, каль- цит, пирит	350-150	6,5-4,5	Cu, Zn, Pb, Au, Ag
Гидрослюдиты	1, 2	Гидрослюды, смешаннослой- ные силикаты, анкерит, кварц	150- 50	6,5-4	Au, U, As, Sb, Hg
Метасоматиты, равновесные с кислыми растворами					
Цвиттеры	1	Протолитионит- циннвальдит- сидерофиллит, кварц, топаз, флюорит	550-300	5-3	Mo, Sn, W, Be, Ta, Bi

Окончание табл. 4

Грейзены	1	Мусковит-лепидолит, кварц, топаз, альбит, флюорит	500-300	5-3	Mo, Sn, W, Be, Ta, Bi
Слюдиты	2, 3	Флогопит, биотит, мусковит, парагонит, маргарит, флюорит, тальк, хлорит, эфесит, селлаит	500-300	5-3	
Серицитолиты (березиты)	1	Серицит, кварц, кальцит, доломит-анкерит, пирит	400-200	5-4	Mo, Cu, Zn, Pb, Bi, Au, Ag, U
Листвениты	2	Фуксит, доломит-анкерит, магнезит-брейнерит, кварц, пирит	400-200	5-4	
Аргиллизиты	1, 2	Каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, цеолиты, опал, аллофан, галлуазит, сидерит, кварц	300-50	5-2	Au, U, As, Sb, Hg
Вторичные кварциты	1, 2	Кварц, корунд, диаспор, андалузит, пирофиллит, серицит, алунит, гематит, пирит, марказит	500-300	4-1	–

Примечание. Протолит: 1 – кислые магматические, терригенные породы и продукты их метаморфизма; 2 – магматические породы повышенной основности и продукты их метаморфизма, 3 – карбонатные породы

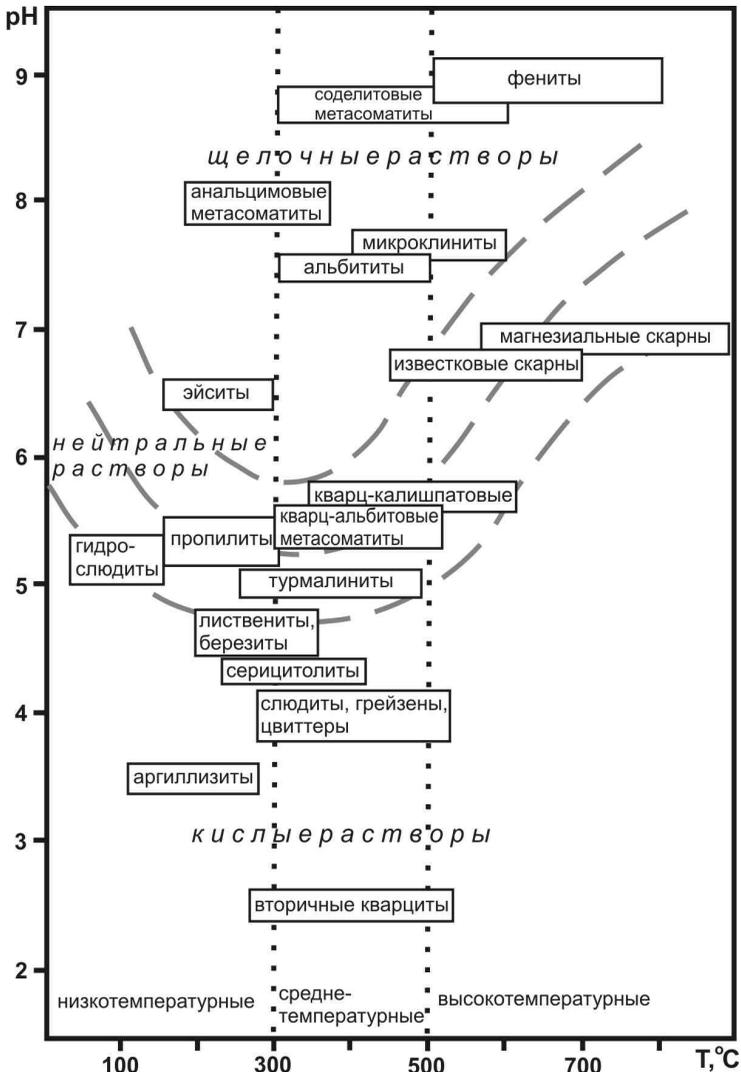


Рис. 6. Систематика метасоматических горных пород (Н.Ю. Бардина, В.С. Попов, 1991)

Эта диаграмма не охватывает всего многообразия условий формирования метасоматитов, а представляет собой как бы

одно из сечений многомерной системы, характеризующей природные метасоматические процессы. Она не учитывает влияния особенностей состава растворов (отношений K^+/H^+ , Na^+/H^+ и другое), количества растворенной углекислоты, фугитивностей кислорода, серы и других факторов, каждый из которых может служить основанием для более детальной классификации. При этом, «если температурные пределы формирования метасоматитов изображены на систематике Н.Ю. Бардиной и В.С. Попова достаточно точно, то для рН показаны лишь средние величины. В действительности каждый из выделенных типов метасоматитов устойчив в более широких и частично перекрывающихся друг друга интервалах рН» (Петрография..., 2001, стр. 651), которые отражены в табл. 4.

5.7. Минеральные фации метасоматитов малых глубин по Н.Ю. Бардиной и В.С. Попову

Под **минеральной фацией метасоматизма** понимается совокупность минеральных парагенезисов, находящихся в локальном химическом равновесии с гидротермальным раствором в определенных интервалах Т и рН. Минеральная фация объединяет метасоматические горные породы, которые развиваются по протолиту разного состава под воздействием растворов, имеющих одинаковую температуру и щелочность-кислотность.

При выделении фаций метасоматизма использован тот же методический подход, с помощью которого выделяют минеральные фации метаморфизма. Различие заключается в том, что метаморфические фации соответствуют определенным интервалам Т и Р, а метасоматические фации малых глубин – интервалам Т и рН. Метасоматические фации так же, как метаморфические, могут быть описаны диаграммой «состав-парагенезис».

Сравнительный анализ геологических материалов и результатов физико-химического моделирования метасоматических

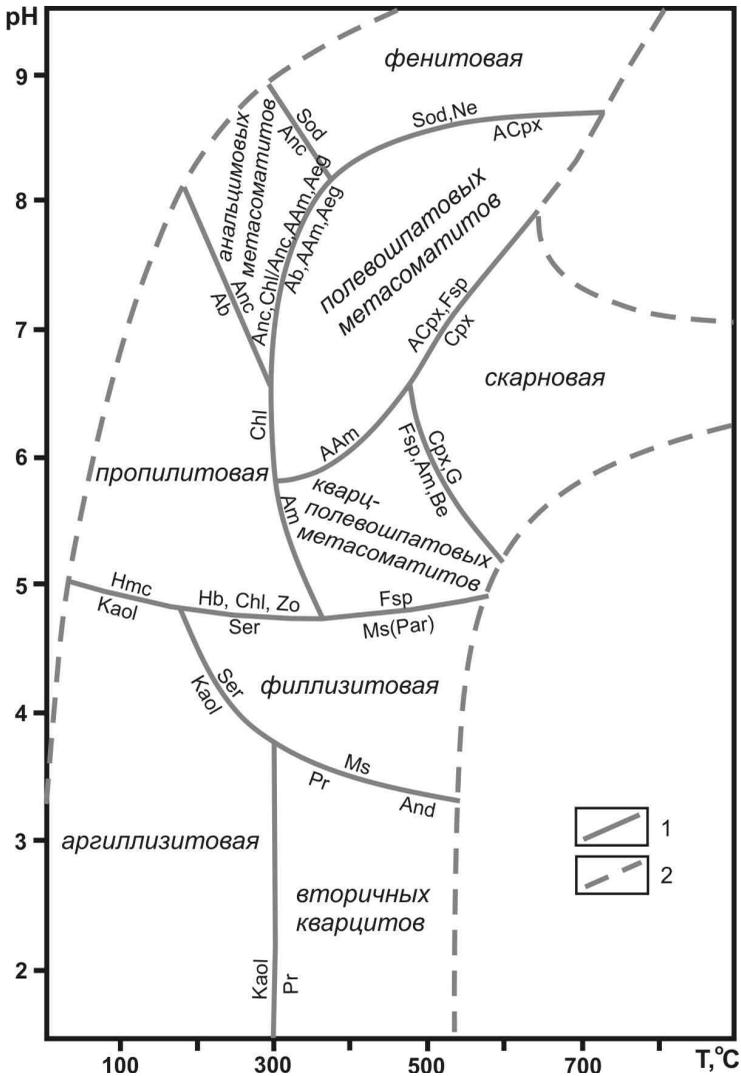


Рис. 7. Фации метасоматитов малых глубин (Н.Ю. Бардина, В.С. Попов, 1991). 1 – граница фаций; 2 – граница Т-рН области формирования метасоматитов. Минералы и их сочетания определяют границы фаций

процессов позволяет выделить девять фаций метасоматитов малых глубин (рис. 7, табл. 5). Границы между фациями в координатах Т–рН совпадают с границами полей устойчивости главных типоморфных минералов и их парагенезисов. Эти границы не занимают строго фиксированного положения и могут смещаться в зависимости от изменения химического состава исходных пород и взаимодействующего с ними гидротермального раствора, вариаций fO_2 и других параметров. Однако смещение границ не приводит к принципиальным изменениям топологии схемы фаций, показанной на рис. 7.

Поскольку предлагаемая схема фаций не учитывает геохимической специфики гидротермальных растворов, в том числе обогащения бором, то турмалиниты, возникающие при наличии в растворах значительного количества H_3BO_3 , не рассматриваются в качестве самостоятельной фации. Уменьшение концентрации H_3BO_3 в растворах приводит к смене турмалинитов метасоматитами других типов.

Таблица 5

Фации метасоматитов малых глубин (Петрография..., 2001)

Фация	Петрографические типы метасоматитов	Т, °С		рН	
		от	до	от	до
Фенитовая	Фениты, содалитовые метасоматиты	300	800	8	10
Анальцимовых метасоматитов	Анальцимовые метасоматиты	200	400	6,5	9
Полевошпатовых метасоматитов	Микроклиниты, альбититы, эгириин-флюоритовые метасоматиты	300	700	6	8,5
Скарновая	Магнезиальные и известковые скарны	450	>900	5	8,5
Кварц-полевошпатовых метасоматитов	Кварц-полевошпатовые, кварц-альбитовые (плагноклазовые)	300	600	5	6,5
Пропилитовая	Пропилиты, эйситы, гидрослюды	~50	400	5	8
Филлизитовая	Серицитолиты, березиты, листовениты, грейзены, цвиттеры, слюдиты	200	550	3	5
Вторичных кварцитов	Вторичные кварциты	300	550	1	4
Аргиллизитовая	Аргиллизиты	~50	300	1	5

5.8. Распространенность и рудоносность главных типов метасоматитов

Охарактеризуем географическую распространенность главных типов метасоматитов, а также связанные с ними полезные ископаемые.

Фениты

Районами развития являются Кольский полуостров, Карелия, Маймеча-Котуйская провинция в Сибири, Урал, Вост. Тува, Алдан, Украина, Вост. Саян, Норвегия, Финляндия, Корея, Канада, Африка. Возраст метасоматитов, так же, как и щелочных магматических пород, с которыми они тесно связаны, варьирует от раннего протерозоя до кайнозоя.

Фенитизация приводит к накоплению Nb, Ta, Zr, Hf, Be, Th, U, РЗЭ и Y, а также Ba и Sr. Содержание этих химических элементов в метасоматитах фенитовой фации в несколько раз, а иногда и на несколько порядков выше, чем в исходных породах. К зонам фенитизации приурочены также крупные месторождения апатитовых руд. Самые высокие содержания апатита характерны для нефелин-пироксеновых фенитов.

Полевошпатовые метасоматиты (альбититы, микроклиниты и микроклин-альбитовые породы)

По геологической позиции выделяются три типа полевошпатовых метасоматитов:

- 1) локализованные в зонах глубинных разломов;
- 2) локализованные в приконтактных частях щелочных интрузивных массивов;
- 3) локализованные в апикальных частях тел щелочных гранитов.

В зонах глубинных разломов данные метасоматиты имеют преимущественно докембрийский возраст (фундамент Сибирской и Восточно-Европейской платформ). Значительно реже аналогичные метасоматиты развиты в фанерозойских подвижных поясах (Полярный Урал). Альбититы и микрокли-

ниты, связанные со щелочными породами, установлены на Кольском полуострове, Урале, в Карелии, Туве и других регионах. Локальные зоны альбитизации и калишпатизации характерны для апикальных частей интрузивных тел, сложенных микроклин-альбитовыми гранитами и лейкогранитами палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста (Забайкалье, Тува, Казахстан, Урал, Франция, Нигерия).

К альбититам и альбитизированным породам приурочены месторождения Nb, Ta, Zr, PЗЭ, U, Th. Кроме того, с микроклинитами связаны повышенные содержания Be.

Эйситы

Образовывались в различные геологические эпохи от протерозоя до мезозоя.

С эйситами связаны крупные урановые, уран-апатитовые и уран-молибденовые месторождения. Оруденение относится к сопряженному типу, поскольку образование главного рудного минерала – настурана в ассоциации с хлоритом происходит после процесса эйситизации. Также следует отметить, что промышленное оруденение формируется только при наложении на эйситы мощных процессов катаклаза.

Скарны

Широко распространены в земной коре и формировались от архея до кайнозоя. Мощные тела магнезиальных скарнов описаны в Забайкалье (Слюдянка), на Кольском полуострове, в Афганистане. Классическими примерами развития известковых скарнов, связанных со становлением гранитоидов, являются горы Магнитная и Высокая (Южный Урал), районы Дагестана (Азербайджан) и Тырнауза (Сев. Кавказ).

Скарновые зоны, возникшие на контактах со щелочными сиенитами, сиенитами, граносиенитами, монцонитами, известны на Урале и Кузнецком Алатау, редкие скарновые залежи в связи с траппами изучены в Восточной Сибири (Норильское месторождение).

Магнезиальные и известковые скарны служат благоприятной средой для рудоотложения. В них сосредоточена зна-

чительная доля мировых запасов Fe, W, флогопита, вермикулита, лазурита, людвигита. К скарнам приурочены месторождения Cu, Co, Au, U, В и других полезных ископаемых. С магнезиальными скарнами сопряжены магнетитовые руды (месторождения Кольского полуострова и Горной Шории), крупные магнетитовые месторождения залегают в известковых скарнах (г. Магнитная, Южный Урал). Рудная минерализация носит как сопряженный, так и наложенный характер.

Кварц-калишпатовые метасоматиты

Данный тип метасоматитов широко распространен в подвижных поясах докембрийского и фанерозойского возраста, где они сопровождают гранитоидные плутоны. Эти метасоматиты часто возникают при гидротермальном изменении малых порфировых интрузивов кислого состава и сопровождаются прожилково-вкрапленным медным и молибденовым оруденением (Казахстан, Средняя Азии, запад США и в других рудных провинциях мира).

С апоскарновыми кварц-плагиоклазовыми метасоматитами связаны месторождения шеелита и молибденита (Лянгар в Средней Азии, Тырнауз на Сев. Кавказе), реже – встречаются касситеритовая и сульфидная минерализация (Майхура).

Пропилиты

Являются наиболее распространенными метасоматитами и встречаются среди образований различного возраста от докембрийских до современных. Особенно детально изучены пропилиты в областях кайнозойского вулканизма (Камчатка, Япония, Закарпатье). В пропилитизированных породах залегают многие колчеданные, золото-серебряные, мышьяковые, сурьмяно-ртутные месторождения. В одних случаях пропилиты играют роль рудовмещающей среды для наложенного на них оруденения, а в других – рудообразование развивается синхронно с пропилитизацией и неразрывно сопряжено с этим процессом.

Турмалиниты

Данный тип метасоматитов широко распространен в оловянных провинциях (Дальний Восток, Северо-Восток России, месторождения Корнуолла в Англии, Боливия и др.). Касситеритовое и более позднее сульфидное оруденение обычно наложено на предрудные турмалиниты. Турмалиниты известны также на месторождениях Mo, W, Cu, Au.

Типы месторождений и соотношения между турмалинитами и рудной минерализацией разнообразны. В одних случаях турмалиниты формируются до главного рудного этапа, в других – образуются синхронно с оруденением, в третьих – выступают как пострудные образования. В частности, на многих медно-порфириновых месторождениях развиты трубки и дайки пострудных брекчий с турмалиновым цементом.

Среднетемпературные филлизиты

Среди среднетемпературных филлизитов наиболее распространены ***грейзены***, которые сопровождают становление интрузивных тел лейкогранитов от докембрия до кайнозоя. Протерозойские грейзены описаны в Африке, Западной Австралии, на Кольском полуострове. Максимум распространенности грейзенов приходится на палеозой и мезозой (300–80 млн лет). Грейзены этого возраста подробно изучены в Казахстане, Забайкалье и других регионах. Известны и более молодые грейзены, в том числе, образованные в миоцене и плиоцене (Кавказ).

Слюдиты и особенно ***цвиттеры***¹³ являются относительно редкими породами. Слюдиты возникают лишь в тех местах, где лейкограниты прорывают карбонатные толщи, скарны, габброиды или ультрабазиты. Цвиттеры формируются при затвердевании своеобразных литий-фтористых гранитов, объем и распространенность которых невелики.

¹³ Грейзены, в которых слюда представлена циннвальдитом, содержат оруденение олова, вольфрама, реже – тантала и ниобия.

Грейзены и сопряженные с ними кварцевые жилы содержат минерализацию Sn, W, Be, Bi, Mo. Для слюдитов наиболее характерна бериллиевая минерализация, а для цвиттеров – оловянное, бериллиевое и танталовое оруденение.

Средне-низкотемпературные метасоматиты

Березиты и серицитолиты являются одними из самых распространенных средне-низкотемпературных метасоматитов, которые встречаются на очень многих постмагматических гидротермальных месторождениях от архея до позднего кайнозоя. Большая часть метасоматитов этого типа формируется в результате взаимодействия алюмосиликатных пород с нагретыми метеорными водами, вовлеченными в конвективную циркуляцию под влиянием магматических источников тепла.

Оруденение (Mo, Cu, Zn, Pb, Bi, Au, Ag, U) локализуется в тыловых зонах метасоматических колонок или в ореолах максимального изменения исходных пород. Обычно полагают, что оно сопряжено с метасоматитами, то есть возникает несколько позднее них, но генетически связано с эволюцией той же гидротермальной системы.

Для отдельных типов месторождений установлены характерные особенности состава, строения и условий формирования метасоматитов. Так, золотоносные березиты оказываются более высокотемпературными, чем ураноносные. Березиты золоторудных месторождений отличаются более крупной зернистостью, содержат мусковит и разнообразные сульфиды. В березитах урановых месторождений наряду с тонкочешуйчатым серицитом присутствуют гидрослюды и содержится много карбонатного материала. Среди сульфидов встречается главным образом пирит.

Листвениты распространены ограниченно. Классическим регионом их развития является Урал. Их появление обусловлено прежде всего составом исходных пород. Листвениты особенно характерны для месторождений золота.

Вторичные кварциты

Метасоматиты фации вторичных кварцитов приурочены к центрам наземного, а иногда подводного вулканизма кислого и среднего составов. С массивами вторичных кварцитов связаны крупные месторождения глиноземистого сырья, главным образом корунда (Семиз-Бугу, Центральный Казахстан) и алунита (Заглик, Азербайджан). Приповерхностные вторичные кварциты содержат самородную серу (Камчатка, Курильские острова, Япония).

Рудные месторождения (Mo, Cu, Zn, Pb, Au, Ag, U и др.), пространственно связанные с вторичными кварцитами, как правило, наложены на эти метасоматиты и значительно отделены от них во времени.

Аргиллизиты

Данный тип метасоматитов широко распространен в приповерхностной части земной коры. С ними связаны месторождения As, Sb, Hg, Au, Ag и U. Кроме того, в аргиллизитах могут быть размещены кварцевые хрусталеносные и флюорит-кварц-халцедоновые жилы, а также проявления исландского шпата. Большой практический интерес представляют горизонты, линзы и скопления бентонитовых, монтмориллонитовых, каолинитовых и огнеупорных глин, возникшие в результате глубокой аргиллизации пепловых туфов и других пород, легко подверженных вторичным изменениям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В учебном пособии были рассмотрены основные сведения о метасоматизме. Охарактеризованы основные понятия и определения, типы метасоматоза, теория метасоматической зональности. Показаны физико-химическая сущность метасоматических процессов, их петрогенетическая роль и связь с другими геологическими процессами, особенности проявления метасоматизма во времени и геологическом пространстве, а также общие особенности эволюции метасоматизма в геологической истории. Представлены актуальные в настоящее время классификации метасоматитов и метасоматических формаций, а также связанная с ними рудная минерализация.

Некоторые вопросы, изложенные в настоящем учебнике, до настоящего времени остаются дискуссионными и требуют дополнительных детальных исследований. При таких обстоятельствах автор старался отразить несколько взглядов на существующую проблематику. Не стоит судить строго, если где-то читатель почувствовал ненавязчивое навязывание автором близких ему по идеологии гипотез и классификаций.

Смею надеяться, что данное учебное пособие будет полезным студентам и аспирантам геологических специальностей ВУЗов, а также специалистам-геологам при ознакомлении с теорией метасоматизма.

ЛИТЕРАТУРА

Бардина Н.Ю., Попов В.С. Систематика метасоматических горных пород и фаций метасоматизма малых глубин // Советская геология. – 1991. – № 6. – С. 48–56.

Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов: методическое пособие / отв. ред. В.А. Глебовицкий, В.И. Шульдинер. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. – 416 с.

Герасимов В.Ю. Температурная эволюция метаморфизма и обратимость минеральных равновесий. – М.: Наука, 1992. – 129 с.

Грабежев Л.И., Русинова О.В., Жухлистов А.П., Мурзин В.В. Вертикальная рудно-метасоматическая зональность Томинского медно-порфирирового рудного узла (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. – 1995. – Т. 37, № 6. – С. 500–510.

Грязнов О.Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. – М.: Недра, 1992. – 256 с.

Добровольский В.В. География микроэлементов: Глобальное рассеяние – М.: Мысль, 1983. – 272 с.

Жариков В.А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Карамазара // Записки ВМО. – 1956. – Т. 85, № 3. – С. 344–356.

Жариков В.А. Геология и метасоматические явления в скарново-полиметаллических месторождениях Западного Карамазара: Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 14. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 371 с.

Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных месторождений. – М.: Недра, 1968. – С. 220–302.

Жариков В.А., Власова Д.К. Контактные роговики и скарны месторождения Майхура / Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 326–385.

Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов / Метасоматоз и рудообразование. – М.: Наука, 1978. – С. 9–28.

Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И., Перцев Н.Н., Расс И.Т., Андреева О.В., Абрамов С.С., Подлесский К.В. Метасоматизм и метасоматические породы. – М.: Научный мир, 1998. – 492 с.

Казицин Ю.В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. – Л.: Недра, 1972. – 145 с.

Казицин Ю.В. Метасоматизм в земной коре. – Л.: Недра, 1979. – 208 с.

Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. – М.: Недра, 1968. – 364 с.

Коржинский Д.С. Вывод уравнения простой диффузионной метасоматической зональности // Доклады АН СССР. – 1952. – Т. 84, № 4. – С. 761–764.

Коржинский Д.С. Различие инфильтрационной и диффузионной зональности в отношении минералов переменного состава // Доклады АН СССР. – 1952. – Т. 86, № 3. – С. 597–600.

Коржинский Д.С. Инфильтрационный метасоматоз при наличии температурного градиента и приконтактовое метасоматическое выщелачивание // Записки ВМО. – 1953. – Т. 82, № 3. – С. 161–172.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – С. 335–456.

Коржинский Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании // Известия АН СССР. Серия геол. – 1963. – № 3. – С. 54–62.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. – М.: Наука, 1969. – 109 с.

Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. – М.: Наука, 1973. – 288 с.

Маракушев А.А., Бобров А.В. Метаморфическая петрология. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та: Наука, 2005. – 256 с.

Наковник Н.И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение // Зап. ВМО. – 1954. – № 2. – С. 85–94.

Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. – М.: Недра, 1978. – 215 с.

Петров Т.Г. Способ равных кратностей для выявления пассивных и характера поведения активных компонентов при геохимических процессах // Записки ВМО. – 1983. – Т. 112, № 6. – С. 641–651.

Петров Т.Г. Графический вариант метода равных кратностей для расчета баланса масс при геохимических процессах // Записки ВМО. – 1985. – Т. 114, № 4. – С. 489–496.

Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: учеб. / Афанасьева М.А., Бардина Н.Ю., Богатиков О.А., Вешневская И.И., Гаврилова В.Н., Гурова М.Н., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н., Липчанская Л.Н., Наумов В.Б., Попов В.С., Чернов В.И., Шарков Е.В., Юргенсон Б.П., Ярмолюк В.В. – М.: Изд-во Лотос, 2001. – 768 с.

Петрографический Кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.

Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. – Новосибирск: Наука, 1973. – 355 с.

Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. – М.: Наука, 1989. – 213 с.

Сазонов А.М. Петрография и петрология метаморфических и метасоматических пород: учеб. пособие. – Красноярск: СФУ, 2007. – 324 с.

Самотоин Н.Д., Магазина Л.О., Финько В.И., Чекин С.С. Механизм преобразования К- и Na-риолитов на месторождениях фарфорового камня Сергеевском (Приморский край,

Россия) и Пурнио (Куба) // Геология рудных месторождений. – 1996. – Т. 38, № 3. – С. 278–288.

Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Рюмин А.А. О фазовых и структурных преобразованиях мусковита в триоктаэдрические слоистые силикаты // Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. – 1978. – Вып. 403. – С. 211–221.

Царев Д.И. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. – М.: Наука, 1978. – 308 с.

Чернышов А.И. Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород: Учебно-методический комплекс. – Томск: ТГУ, 2007. – URL: http://ido.tsu.ru/ior_res/struktporod/.

Чернышов А.И. Систематика магматических и метаморфических горных пород: Учебно-методический комплекс. – Томск: ТГУ, 2008. – URL: http://ido.tsu.ru/tsu_res/res6/.

Шатский Н.С. Избранные труды. – Т. 2. – М.: Наука, 1964. – 720 с.

Юричев А.Н. Метаморфизм: учебное пособие. – Томск: Издательский Дом ТГУ, 2014. – 170 с.

Fridleifsson G.O. Hydrothermal system and associated alteration in Iceland // Geol. Soc. Jap. – 1991. – № 277. – P. 83–91.

Hedenquist J.W., Lowenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // Nature. – 1994. – Vol. 370, № 6490. – P. 519–527.

Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. – Chicago: Chicago University Press, 1952. – 317 p.

White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // SAG Newsletters. – 1995. – № 23. – P. 8–13.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	5
1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАСОМАТИЗМЕ И ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЕ	6
1.1. Основные понятия и определения	6
1.2. Закон постоянства объемов	9
1.3. Типы метасоматоза	10
1.4. Факторы метасоматоза	15
1.5. Различие и сходство метасоматизма и метаморфизма	15
2. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	19
2.1. Инертность и подвижность компонентов в процессе метасоматоза	19
2.2. О необратимости метасоматических процессов	24
2.3. Механизмы метасоматических реакций	24
2.4. Роль растворов при метасоматизме	28
2.5. Температура, давление, состав и агрегатное состояние гидротермальных растворов	32
2.6. Факторы кислотности-основности	34
2.7. Классификация метасоматических процессов по Д.С. Коржинскому	36
3. ТЕОРИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ	40
3.1. Зональность продуктов метасоматических процессов	40
3.2. Теория метасоматической зональности Д.С. Коржинского	46
3.3. Вертикальная метасоматическая зональность	55
3.4. Рудная метасоматическая зональность	56
4. ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕТАСОМАТОЗА И ДРУГИХ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	60
4.1. Петрогенетическая роль метасоматизма и связь его с другими геологическими процессами	60
4.2. Особенности проявления метасоматизма во времени и геологическом пространстве	62

4.3. Общие особенности эволюции метасоматизма в геологической истории	63
4.4. О зависимости метасоматоза от направленности развития родоначального магматического процесса	69
4.5. Проявление метасоматических процессов в разных видах метаморфизма	70
4.6. Некоторые общие закономерности постмагматического процесса	71
4.7. Стадии постмагматического процесса	73
4.8. Общие закономерности эволюции метасоматизма в тектоно-магматическом цикле	76
4.9. Геологические типы метасоматитов и их связь с оруденением	778
5. КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ МЕТАСОМАТИТОВ И ИХ РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ	80
5.1. Типоморфные признаки метасоматических горных пород	80
5.2. Становление систематики метасоматитов	82
5.3. Понятия метасоматической формации и метасоматической фации	83
5.4. Основные принципы классификации метасоматитов	85
5.5. Классификация типов метасоматических пород по В.А. Жарикову с соавторами	86
5.6. Принципы систематики метасоматитов малых глубин по Н.Ю. Бардиной, В.С. Попову и др.	87
5.7. Минеральные фации метасоматитов малых глубин по Н.Ю. Бардиной и В.С. Попову	99
5.8. Распространенность и рудоносность главных типов метасоматитов	102
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	108
ЛИТЕРАТУРА	109

Учебное издание

Юричев Алексей Николаевич

МЕТАСОМАТИЗМ
(основные аспекты)

Учебное пособие

Издание подготовлено в авторской редакции

Подписано к печати 18.11.2015 г. Формат 60×84¹/₁₆.

Бумага для офисной техники. Гарнитура Times.

Усл. печ. л. 6,7.

Тираж 100 экз. Заказ № 1162.

Отпечатано на оборудовании

Издательского Дома

Томского государственного университета

634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

Тел. 8+(382-2)–53-15-28

Сайт: <http://publish.tsu.ru>

E-mail: rio.tsu@mail.ru