

*Ю. В.
Казицын*



**МЕТА-
СОМАТИЗМ**

**В ЗЕМНОЙ
КОРЕ**

Ю. В. Казицын

МЕТА- СОМАТИЗМ

В ЗЕМНОЙ
КОРЕ

ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1979



8762

Казницы Ю. В. Метасоматизм в земной коре. Л., Недра, 1979. 208 с.

Рассмотрены фундаментальные вопросы метасоматизма как геологического явления, соизмеримого по своему значению с другими процессами петрогенеза, имеющего циклический характер, закономерно сопряженного с метаморфизмом, магматизмом и рудогенезом, определяющего некоторые особенности дифференциации вещества земной коры, перераспределения, рассеяния и накопления петрогенных и рудных элементов. Впервые на обширном геологическом материале анализируется прогрессивно-регрессивная направленность метасоматизма, доказываемая, что в зависимости от направленности существует полярность геохимических и кристаллохимических параметров процесса, обосновывается представление о сопряженных метасоматических системах, рассматривается распространение этих систем в геологическом пространстве и времени, обосновываются выводы о значении их для металлогенического прогноза поисков и оценки гидротермальных месторождений. Существенной частью работы является изучение закономерностей метасоматического псевдоморфизма и химизма среды минералообразования, основывающееся как на материале оригинального исследования типовых метасоматических колонок с применением рентгеновской дифрактометрии, дифференциального термического анализа, электронного и лазерного микросондового анализа, спектроскопического и химического анализа состава включений, их термобарометрии, так и на обобщении имеющихся литературных данных.

Книга рассчитана на широкий круг петрологов и геологов-рудников, занимающихся теоретическими и прикладными вопросами металлогении, на минералогов и геохимиков, изучающих закономерности псевдоморфизма и проблему источников рудного вещества, она может быть полезна аспирантам и студентам старших курсов геологоразведочной специальности.

Табл. 35, ил. 53, список лит. 170 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В познании закономерностей образования пород и руд исследователи все чаще обращаются к метасоматизму как одному из главных механизмов дифференциации вещества земной коры, перераспределения и миграции петрогенных, а также рассеяния или накопления рудных элементов. Долгое время метасоматизму отводилась относительно скромная роль преимущественно постмагматического околожильного преобразования горных пород. Этот исторически сложившийся подход обусловил определенную диспропорцию развития учения о метасоматизме. С одной стороны, он привел к интенсивному прогрессу в изучении околорудных измененных пород и использованию их для локального прогноза и прослеживания руд; с другой стороны, он в известной мере затормозил развитие геолого-петрологических аспектов учения о метасоматизме и применение его для металлогенических построений. Прикладное рудопонсковое и теоретическое физико-химическое направления оставались до последнего времени. Лишь около 5 лет назад сформировалось историко-геологическое направление в учении о метасоматизме, определившее 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 [51].

Еще ранее было установлено, что «магматические, метаморфические, метасоматические и эндогенные металлогенические процессы неразрывно связаны между собой» [62, с. 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. Метасоматиче-

ское замещение, т. е. 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. Осуществляясь на атомно-молекулярном уровне через посредство химических реакций в системе горная порода — поровый раствор, они оказываются более подконтрольными в отношении строгого применения к ним приемов физико-химического анализа, чем другие процессы петро- и рудогенеза.

Будучи необходимым элементом всех процессов петрогенеза и выступая связующим звеном между петрогенезом и рудогенезом, метасоматизм проявляется в различных качественных формах на разных этапах развития геологических структур. Выяснение повсеместности метасоматических процессов и закономерной их связи с этапами тектоно-магматических циклов поставило вопросы о том, в какой мере общими являются закономерности метасоматического преобразования горных пород, зональности новообразований, псевдоморфизма, рассеяния и концентрации вещества на различных этапах развития геологических систем.

В этой связи необходимо обратить внимание на возможность разнонаправленности метасоматических процессов, на закономерную смену в них прогрессивных условий регрессивными, на то, что метасоматизм отнюдь не есть процесс, строго привязанный к завершению магматической деятельности, а напротив, магматизм опережается, сопровождается и завершается метасоматизмом.

Последнее обстоятельство, чрезвычайно важное с точки зрения познания геологической сущности метасоматизма, хотя и было четко сформулировано ранее [49], еще недостаточно учитывается в настоящее время. Действительно, если метасоматизм и метаморфизм магматической стадии имеют прогрессивную направленность, а метасоматизм постмагматический — регрессивную, все закономерности, контролируемые энергетикой, от распространенности, зональности, особенностей проявления до псевдоморфизма и поведения элементов-примесей, должны иметь прямо противоположный характер. Сочетания прогрессивных и регрессивных условий определяют циклический

характер процесса метасоматизма, как, впрочем, и большинства других естественных процессов.

В настоящей работе предпринята попытка рассмотреть метасоматизм именно с таких позиций — циклического процесса, закономерно связанного с тектоно-магматической деятельностью. При этом возникает необходимость комплексного анализа метасоматических явлений на широкой геологической основе в объеме крупных геологических подразделений по времени и характеру структур.

С другой стороны, такой подход не позволяет оставить без внимания и вопросы кристаллохимических особенностей псевдоморфизма, существенно меняющихся в зависимости от направленности процесса метасоматического преобразования. Рассмотрение характера изменения изоморфной емкости минералов метасоматических пород на фоне циклического развития метасоматического процесса позволяет приблизиться к пониманию природы рудного вещества, закономерностей зональности рудных образований, наметить новые критерии прогноза оруденения. Доказательство геологического единства процессов домагматического, синмагматического и постмагматического метасоматизма приводит к необходимости обоснования понятия нового структурного элемента земной коры — сопряженных метасоматических систем.

Эти представления или концепция в силу новизны проблемы, относительной неоднородности, а подчас и недостаточной проработанности материала в определенной степени еще дискуссионны. Для обоснования концепции привлечены как многочисленные собственные геологические наблюдения, так и обобщение большинства относящихся к предмету литературных сведений. В таком обобщении трудно избежать элементов субъективизма, а новая интерпретация хорошо известных геологических фактов, предпринимаемая с иных, нежели это было сделано ранее, позиций, может встретить определенные возражения. Это естественно, учитывая, что рассматриваемая проблема находится в стадии разработки.

В настоящей работе основное внимание сосредоточено на анализе динамики сопряженных метасоматических систем как геологических структур, установлении их типоморфных признаков, выявлении особенностей их металлоносности и в самых общих чертах способов их использования для регионального и

локального прогноза оруденения. Многие вопросы, касающиеся теоретических основ метасоматизма, особенно метасоматизма ультраметаморфической и магматической стадий, еще нуждаются в разработке.

Тем не менее к настоящему времени накоплен огромный фактический материал по распределению петрогенных и рудных элементов в метаморфических измененных породах, свидетельствующий о сопряженности процессов мобилизации и отложения рудного вещества и приводящий к выводам о том, что доминирующим в петрогенезе является закон сохранения вещества и энергии и процессы рудообразования в большинстве своем ограничиваются земной корой.

Несмотря на дискуссионность отдельных положений концепции, естественной вследствие новизны предмета, мы надеемся, что предлагаемая читателю книга будет способствовать углублению и практическому выходу петрологических и минералогических исследований.

«Метасоматические явления пользуются в земной коре громадным распространением».

Д. С. Коржинский [62, с. 335]

Глава I

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ РОЛЬ МЕТАСОМАТИЗМА И СВЯЗЬ ЕГО С ДРУГИМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

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 (и 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 [74, 131]. Была доказана важная роль метасоматизма домагматической и магматической стадий, особенно в вопросе источников петрогенных и рудных элементов.

Все это вызывает необходимость систематически рассматривать особенности проявления метасоматизма во времени и геологическом пространстве, специфику метасоматизма стадий образования кор выветривания, осадконакопления, метаморфизма и гранитизации, а также магматической и постмагматической стадий.

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: закономерной сменной глубинных процессов приповерхностными и прогрессивных условий регрессивными. Состав, строение, закономерности размещения процессов и геохимическая история вещества при этом оказываются различными.

Цикличность метасоматических процессов имеет разномаштабный характер. Согласно «геогенетическому закону» [133] в каждом относительно коротком цикле устанавливаются те же основные особенности эволюции, что и в крупном цикле, захватывающем больший отрезок времени.

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 измене-

ние 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 межскладчатых эпох отвечает схеме затухающего колебания. Направленное гармоническое развитие земной коры может быть выражено и через другие характеристики. М. М. Василевский [16], например, отмечает последовательное уменьшение общего объема (мощности вулканогенных формаций) во времени от архея до кайнозоя с соответствующим последовательным увеличением скорости накопления вулканитов в единицу времени и изменением интенсивности проявления метасоматизма. 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 представляется целесообразным рассмотреть его в историко-геологическом плане, т. е. в отношении особенностей проявления во времени (геологические эпохи, тектономагматические циклы, различные стадии петрогенеза), а также в пространстве (древние щиты, геосинклинальные системы, активизированные платформы и др.).

МЕТАСОМАТИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭПОХ

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 необратимого 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.

Рассмотрим общие особенности метасоматизма архейской, протерозойской, каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской эпох.

Архейская эпоха. Метасоматизм архейской эпохи проявился в пределах фундамента платформ, щитов, отдельных выступов и массивов древнейших пород: Балтийского и Украинского щитов Восточно-Европейской платформы, Алданского щита, Чарского выступа, Анабарского массива, Енисейского и Восточно-Саянского поднятий Сибирской платформы, а также в пределах платформ других континентов. Для всех этих структур характерна тесная связь метасоматизма с региональным метаморфизмом, ультраметаморфизмом, гранитизацией и палингенезом, протекающими в условиях прогрессивной направленности процесса.

Окаймляя купола палингенно-анатектических гранитов и мигматитов, метасоматиты архея (метасоматические граниты, гранитизированные гнейсы, гипerstenовые гранито-гнейсы, а также в ряде случаев высокожелезистые и высокоглиноземные фации) характеризуются региональным распространением, мезозональностью с последовательным сокращением мощности внешних зон (зон базификации), центробежным потоком рассеяния элементов-примесей первичных пород. В пределах локальных структур в связи с ними развиваются пегматиты, альбититы, а также зоны обогащения такими петрогенными элементами, как железо и алюминий. Вследствие того что метасоматизм здесь непосредственно смыкается с метаморфизмом, начиная с амфиболовой фации дифференциальная подвижность компонентов становится главным фактором фазовых превращений и соответственно возникает метасоматическая зональность. Эта зональность продуктов прогрессивного ультраметаморфизма и метасоматизма в зависимости от тектонических условий может быть симметричной или асимметричной, простой или сложной, часто конформной металлогенической зональности в отношении ортометаморфических месторождений, возникающих в ходе регионального метаморфизма [22, 9, 120].

Своеобразие развития метаморфогенно-гидротермальных рудообразующих систем состоит в наличии сопряженных зон мобилизации и накопления рудного вещества [162, 96, 139]. Закономерное сочетание зон обогащения и разубоживания рудного вещества происходит одновременно с изменением энергетических параметров таких систем. Удельная теплоемкость в процессе регионального прогрессивного метаморфизма, метасоматизма и гранитизации в случае первично осадочных пород возрастает на 100—150%, а в случае основных уменьшается на 30—50%. Суммарные тепловые эффекты оказываются противоположными [28]. Инверсия в энергетической эволюции процесса связана с существенными фазовыми перестройками вещества, что в свою очередь приводит к короблению фундамента [139], возникновению сводов и впадин, расщеплению и проявлению благоприятных структур для локализации оруденения.

Метасоматические процессы в структурах архея изучаются либо в связи с гранитизацией, либо без проведения четкой границы между метасоматизмом и метаморфизмом. Литература по этому вопросу весьма обширна, но лишь собственно околорудные метасоматиты изучены достаточно полно. К сожалению, в силу большой масштабности явления детальные особенности зональности бывает трудно установить, но в некоторых случаях они выявлены с полной убедительностью. Так, в западной части Мурманского блока Балтийского щита [67] установлено последовательное развитие процессов метасоматической гранитизации с образованием серии зон последовательно уменьшающейся мощности. По мере возрастания степени гранитизации гиперстеновые гранитоиды с чарнокитовой ассоциацией минералов сменяются амфибол-биотитовыми гранитоидами, а те в свою очередь микроклиновыми гранит-аплитами как метасоматического, так и магматического типа. Рудная минерализация прогрессивного этапа представлена исключительно петрогенными элементами. В целом для всей этой системы установлены вынос ряда рудных элементов и их концентрация в локальных зонах поздней альбитизации.

Примеры, иллюстрирующие особенности метасоматических процессов архея, весьма многочисленны также для Украинского и Алданского щитов. Более подробно с точки зрения формационного положения, а также природы и эволюции рудного вещества мы их рассмотрим в специальных разделах работы.

Протерозойская эпоха. Характеризуется некоторым уменьшением роли метасоматитов, связанных с палингенно-анатектическим гранитообразованием, и соответственно возрастанием роли щелочных метасоматитов и метасоматитов зон регионального скарнирования. Распределение щелочных метасоматитов в большинстве случаев контролируется разрывными нарушениями в краевых частях блоков, представлявших собой выступы или протоантиклинальные поднятия.

Щелочные метасоматиты, метасоматиты зон региональных разломов как продукты ультраметаморфизма и поздних стадий гранитизации либо как своего рода аналоги гранитизированных пород известны в пределах всех докембрийских щитов: Балтийского, Украинского, Алданского и др. [153, 131, 74]. Как правило, они связаны единой серией переходов от метаморфических пород через региональные метасоматиты до гидротермально-метасоматических рудных образований. Последние представлены рудоносными альбититами и мариуполитами.

Характерной особенностью метасоматитов протерозойского времени является вовлечение в переработку осадочных или метаморфогенных толщ, первично обогащенных рудным веществом: железом, редкими металлами, золотом и др. Так, в пределах протерозойского обрамления выступа архея Сибирской платформы переработка толщ титано-железистых и медистых песчаников приводит к формированию обширных полей щелочных метасоматитов. В пределах этих полей в локальных зонах поздней альбитизации, иногда в зонах сульфидизации, реже в кварцевых жилах встречаются медная, золото-серебряная и другая минерализация.

В протерозое отчетливо выявляется общая направленность развития регионального домагматического щелочного метасоматизма со сменой его во времени метасоматизмом околотрецинным, развивающимся на фоне регрессивного метаморфизма. Момент инверсии и поздние этапы щелочного метасоматизма обеспечивают достаточно обширное проявление разнообразного, преимущественно редкометального, гидротермального оруденения.

По особенностям тектонического положения и характеру первичных пород выделяются 6 типов щелочных метасоматитов: эгириниты и альбититы в породах формации железистых кварцитов; микроклиниты и альбититы зон ультраметаморфизма и гранитизации гнейсовых толщ; крокидолитовые метасоматиты и альбититы зон катаклаза и брекчирования гранито-гнейсовых и гранитных комплексов; альбититы и альбитит-амфиболовые породы контактовых частей массивов щелочноземельных сиенитов и гранитов рапакиви; нефелиниты, мариуполиты и альбититы массивов щелочных и нефелиновых сиенитов. Со всеми этими типами метасоматитов связана урановая гидротермальная минерализация мобилизационной природы.

В формировании щелочных метасоматитов выделяется 3 стадии, причем если ранняя — дорудная — стадия характеризуется последовательным нарастанием прогрета толщ, средняя — рудоносная — связана со сменой режима, то третья стадия, отвечающая околорудным преобразованиям, происходит в регрессивных условиях [153]. Отмеченная классическая направленность единого процесса в других случаях нарушается внедре-

нием магматических продуктов, в свою очередь подвергшихся метасоматическим преобразованиям поздней стадии.

Таким образом, характерной особенностью протерозойского метасоматизма является развитие метасоматитов щелочной формации, сопряженное с метаморфизмом и гранитизацией в начальные стадии. Иногда этот процесс переплетается с интрузивным магматизмом.

Каледонская эпоха. Метасоматизм каледонской эпохи проявляется в пределах ряда складчатых областей Алтая и Саян, Урала, Тянь-Шаня, Казахстана и других провинций, где обнаруживается тесная его связь с интрузивным основным и кислым магматизмом. Явления доагматического и синмагматического метасоматизма: оливинитизация, с одной стороны, и гранитизация — с другой — пользуются хотя и широким распространением, но имеют субрегиональный характер. Широким распространением также пользуется в постмагматическую стадию пропилитизация основных вулканогенных пород, серпенитизация гипербазитов, а также пегматитообразование в связи с кислыми гранитоидами.

Процессы оливинитизации гипербазитов происходят еще в условиях «подкорковых глубин» [95], в результате магниевого метасоматизма, приводящего к возникновению мономинеральных оливинитов. Как следствие оливинитизации рассматривается образование хромитовой и платиновой минерализации.

Наиболее полно такие процессы изучены на Урале, где гипербазиты относятся к герцинскому времени, но есть указание на наличие подобных же процессов и в каледонских структурах Алтае-Саянской складчатой области. В пределах последней более обстоятельно изучены метасоматические процессы поздней стадии — серпенитизации со всем комплексом свойственной этому процессу (асбестовой, тальковой и магнезитовой) минерализации.

Другим характерным типом метасоматического замещения в каледонскую эпоху является региональное «зеленокаменное» изменение вулканических пород и сопровождающее его медно-колчеданное оруденение. Этот тип изменения, как показывает анализ его химизма, представляет собой пропилитизацию, широко распространенную среди метасоматических образований более молодых эпох [16].

Метасоматизм гранитного ряда также пользуется широким распространением. Помимо многочисленных примеров формирования крупных гранитных массивов на месте за счет переработки осадочных толщ (Урал, Алтай) наблюдаются процессы сиенитизации в связи с гранитоидами олово-редкометалльной специализации (Тянь-Шань).

В числе метасоматических образований регрессивной стадии с такими гранитоидами связываются скарны, пегматиты, в том числе редкометалльные, а также спорадически грейзены. Форми-

рование рудосопровождающих метасоматитов тесно переплетается с магматизмом типа малых интрузий, которые часто контролируют оруденение.

Таким образом, для каледонской эпохи характерен разнообразный метасоматизм с относительно умеренной проявленностью ранней домагматической стадии, с достаточно обширной долей сопряженных магматических процессов, в том числе и этапа дополнительных интрузий, широким распространением таких формаций рудосопровождающих метасоматитов, как скарны, пропилиты, пегматиты, серпентиниты. Формации вторичных кварцитов, грейзенов, оксеталитов, аргиллизитов не характерны.

Герцинская эпоха. Метасоматизм герцинской эпохи представлен исключительно обширным спектром формаций и фаций — от гранитизации и дунитизации на ранних стадиях процесса, авто- и контактового изменения на средних до грейзенизации, оксеталитизации и аргиллизации на поздних стадиях процесса. Практически все известные генетические типы метасоматитов в той или иной степени проявились в герцинскую эпоху, но особенно широким распространением пользуются скарны и грейзены. Вместе с тем метасоматизм доинтрузивной стадии заметно редуцирован, и типичная гранитизация, например, во многих случаях еще остается проблематичной, особенно на фоне широкого распространения интрузивного магматизма. Областями преобладающего распространения метасоматизма герцинской эпохи являются Урал, Казахстан, Средняя Азия и др.

Так, на Урале помимо дунитизации и последующих пропилитизации и серпентинизации, происходящих по той же схеме, что и в каледонскую эпоху, и сопровождающихся тем же комплексом полезных ископаемых, широко распространены процессы метасоматической гранитизации и магматического гранитообразования с последующими явлениями пегматитообразования, скарнирования, грейзенизации, березитизации. Процессы региональной оливинизации, субрегиональной гранитизации и фельдшпатизации символизируют прогрессивный этап метасоматического цикла, ими поражены как древние выступы мантии, так и вулканогенно-осадочные и терригенные осадочные толщи. В отличие от более древних эпох здесь последовательно возрастает роль синмагматического, контактового и постмагматического метасоматизма. С процессами поздних стадий оливинитизации ряд исследователей связывает хромитовое и титаномагнетитовое оруденение, в то время как с серпентинизацией связано традиционное асбестовое, а также платиновое оруденение. Процессы «зеленокаменного изменения» (пропилитизации) вулканогенных толщ издавна считаются определяющими для медноколчеданного оруденения. Здесь следует заметить, что продукты прогрессивной части этого метасоматического цикла, свойственного

и другим эпохам в начальные стадии развития складчатых зон, либо не проявились, либо еще недостаточно изучены.

С процессами собственно гранитизации, как и в других случаях, оруденение не связано, кроме концентраций петрогенных элементов, однако уже щелочной метасоматизм инверсионной стадии, а особенно грейзенизации и скарнообразование несут весьма разнообразное редкометальное, вольфрамовое, золотое и отчасти молибденовое оруденение. Для гранитоидов Урала, с которыми связана весьма распространенная здесь грейзенизация, характерно широкое развитие признаков метасоматического замещения и ассимиляции боковых пород, наличие инъекций, мигматитов и гнейсового окаймления вокруг массивов, а также пегматитов с редкометальной минерализацией.

Все это свидетельствует о том, что наряду с метасоматической гранитизацией здесь достаточно широко распространено палингенно-анатектическое гранитообразование, правда, без существенного перемещения магматического материала, на что указывает слабое распространение малых интрузий. Несколько иные особенности свойственны герцинскому метасоматизму Казахстана, отражающую большую сложность и разнообразие геологических обстановок. В центральной и особенно в западной частях территории в течение всего герцинского цикла сохранялись субплатформенные условия, а в восточной преобладали условия геосинклинального развития. Кроме того, цикличность развития и структурное положение геосинклинали между тремя разнородными платформами определяют общую сложность структур и многообразие форм проявления петрогенетических процессов. Метасоматизм, связанный с формированием массивов основных пород, не пользуется здесь широким распространением, видимо, прежде всего вследствие малой распространенности последних. Зато широко и полно проявлен метасоматизм кислого ряда в восточной части территории и особенно в пределах Горного Алтая и Калба-Нарымской зоны. Крупные батолитоподобные тела гранитоидов здесь обнаруживают как явные признаки палингенно-анатектического образования, будучи связаны переходами к мигматитам, гранито-гнейсам и кристаллическим сланцам, так и признаки перемещения магматического материала. В то же время малые интрузии не характерны для этой территории. В числе метасоматитов регрессивной стадии широким развитием пользуются редкометальные, часто дифференцированные пегматиты, а также вольфрамоносные грейзены.

Классическим для Казахстана типом метасоматитов являются вторичные кварциты, связанные исключительно с эктрузивными породами преимущественно кислого состава и несущие разнообразную рудную минерализацию. Если в метасоматическом цикле, с которым связаны грейзены, отчетливо выделяются и доагматическая (гранитизация — калишпатизация,

преобразования типа апогранитов), и постмагматическая (собственно грейзены) стадии, то метасоматический процесс образования вторичных кварцитов представляет собой усеченный в его прогрессивной части цикл. Является ли это следствием общей тенденции возрастания роли метасоматизма регрессивной стадии во времени, отражает ли недостаточную изученность вопроса или, наконец, продукты прогрессивной стадии метасоматизма еще не вскрыты эрозией? Если рассматривать вторичные кварциты как близповерхностные аналоги грейзенов [62, 106], то причину указанной особенности следует видеть в глубине эрозионного среза. Однако результаты исследований последних лет показывают, что вторичные кварциты начинают формироваться еще в условиях прогрессивного метасоматизма или в переходных (высокоглиноземистые фации), а заканчивают — в регрессивных (гидрослюдисто-аргиллизитовые фации и подавляющая часть оруденения).

Герцинский метасоматизм Тянь-Шаня при общем сходстве с таковым Урала и Казахстана отличается несколько меньшим распространением процессов домагматической стадии и зависимостью его от интрузивного магматизма, металлогенически специализированного в отношении олово-редкометалльной и золото-полиметаллической минерализации. Широким распространением здесь пользуются малые интрузии, внедрившиеся после аутометасоматических и контактово-метасоматических преобразований интрузивов главной фазы и затронутые в свою очередь процессами собственно постмагматических преобразований. Последние выразились в формировании вольфрамоносных скарнов, в меньшей мере оловоносных грейзенов, а также околожилных оксеталитов с золоторудной и полиметаллической минерализацией.

Таким образом, метасоматизм герцинской эпохи отличается исключительным многообразием форм проявления и большим рудоконцентрирующим значением при умеренной роли продуктов прогрессивной стадии. Среди метасоматических образований герцинской эпохи известны все генетические типы. Даже аргиллизиты — непременная составляющая молодых эпох — представлены некоторыми своими фациями во вторичных кварцитах.

Киммерийская эпоха. Метасоматизм киммерийской эпохи характеризуется дальнейшим ослаблением его прогрессивной ветви, широким развитием процессов аутометасоматизма, контактового выщелачивания и околотрещинных преобразований грейзеновой, оксеталитовой и аргиллизитовой формаций. Гидротермальный процесс в большинстве случаев достаточно определенно привязывается к соответствующим магматическим проявлениям. Области распространения киммерийского метасоматизма ограничиваются соответствующими металлогеническими провинциями, из которых главнейшими являются Тихоокеанский рудный пояс с его монгольской ветвью.

Так, в пределах Забайкалья — типичного района распространения мезозойского магматизма и гидротермального оруднения — проявлена исключительно обширная и сложная ассоциация метасоматических процессов.

Метасоматизм домагматической стадии характерен для участков распространения ультракислых гранитоидов харалгинской группы комплексов [43, 50]. В контактовых зонах массивов наблюдаются явления мигматизации и инъецирования, сменяемые по удалению от контакта метасоматической гранитизацией [43]. Эти данные свидетельствуют о палингенно-анатектическом образовании таких массивов. В то же время другие массивы той же группы комплексов несут все признаки интрузивного происхождения с характерной сменой полнокристаллических и порфировых фаций и с редкими контактами без существенных преобразований на контакте. В массивах этой группы комплексов широко проявлены и процессы аутометасоматизма, приводящие к формированию апогранитов и знаменующие инверсионную стадию метасоматического цикла. Если в ходе гранитизации происходит вынос рудного вещества [76], то в ходе формирования апогранитов наблюдается частичная его концентрация в отдельных зонах или апикальных частях массивов. В регрессивную стадию этого метасоматического цикла происходит образование околотрещинных олово-вольфрамоносных грейзенов, а иногда и редкометальных пегматитов.

Иной тип метасоматизма свойствен аманано-кыринской группе комплексов умеренно кислых гранитоидов. Явления домагматической гранитизации здесь достоверно не установлены, массивы, как правило, несут признаки интрузивного происхождения с элементами нормальной зональности, обязанной некоторой дифференциации на месте [140], зато более интенсивно проявлены процессы синмагматической стадии метасоматизма и контактово-метасоматические явления.

В пределах массивов амананского комплекса, особенно в участках резких перегибов контактов, иногда обширных выступов, описаны случаи интенсивной сиенитизации [85], а также метасоматического ороговикования с образованием андалузитсодержащих калишпатизированных и окварцованных пород. Формирование тех и других естественно связывать с завершением прогрессивной части цикла и переходами к регрессивной. В метасоматитах зон контактового выщелачивания отмечены признаки молибденоворудной минерализации, тогда как метасоматические сиениты лишены каких-либо ее признаков. Формирование зон контактового выщелачивания отделено от последующих метасоматических образований внедрением весьма многочисленных и разнообразных жильных пород (послегранитовых даек). Процессы же собственно околотрещинного и околожильного рудосопровождающего метасоматизма (калишпатизация и флогопитизация, серицитизация, турмалинизация,

альбитизация и окварцевание) избирательно тяготеют к участкам распространения послегранитовых даек и в основном накапливаются на них. Вследствие этого создается впечатление связи молибденовых, золотых и комплексных золото-мышьяковых и молибден-полиметаллических месторождений с малыми интрузиями. Однако связь эта носит парагенетический характер.

Вопросы металлогенической специализации умеренно кислых гранитоидов Забайкалья, а также Дальнего Северо-Востока и Тянь-Шаня (последние герцинские) рассматривались нами ранее [85, 92]. Было показано, что независимо от возраста и пространственной разобщенности им свойственны общие особенности петрохимии, распределения элементов-примесей и метасоматизма. Более того, наблюдения автора в районах распространения киммерийской медно-молибденовой и полиметаллической минерализации в Восточном сегменте Тихоокеанского пояса (Британская Колумбия, Канада) показали, что метасоматические процессы полностью тождественны таковым Забайкалья. Например, в районе молибденового месторождения Эндако установлены явления ранней сиенитизации в умеренно кислых гранитоидах юрского возраста, а также рудосопровождающих калишпатизации, флогопитизации, серицитизации и каолинизации.

Указанные особенности метасоматизма чрезвычайно стабильны. Помимо Забайкалья, Колымы, Британской Колумбии аналогичное развитие процессов домагматической сиенитизации, контактового выщелачивания с образованием андалузитсодержащих метасоматитов, а также вся гамма околожильных измененных пород наблюдалась нами в Северо-Восточном Китае (район молибден-полиметаллического месторождения Янзы-Чанзы), а также на Кавказе, где контактовые андалузитсодержащие роговики были описаны еще в довоенное время [44] и позднее [2].

Таким образом, отличительной особенностью процессов метасоматизма киммерийской эпохи является умеренное или незначительное распространение гранитизации, сопутствующих пегматитообразования и альбитизации. Зато им свойственно широкое развитие аутометасоматических процессов калишпатизации и контактового выщелачивания, альбитизации, а также собственно постмагматических околотрещинных рудосопровождающих изменений: грейзенизации, оксеталитизации и отдельных фаций аргиллизации.

Альпийская эпоха. В двух классических глобальных зонах альпийской складчатости: Средиземноморско-Гималайской и Тихоокеанского кольца — исключительно широким распространением пользуются процессы эпитермального поствулканического метасоматизма аргиллизитовой формации. Процессы гранитизации, пегматитообразования, грейзенизации и оксеталитизации в целом нехарактерны, хотя в некоторых районах они

имеют место, и в целях установления общих закономерностей их следует рассматривать особенно внимательно.

Так, в пределах Непальских Гималаев (район Трисули) нами наблюдались явления гранитизации и калишпатизации вблизи массивов пегматоидных гранитов, имеющих позднемезозойский возраст и залегающих в толщах интенсивно метаморфизованных пород. Постмагматический метасоматизм здесь представлен аргиллизацией. Еще более характерный пример позднемезозойской гранитизации — ортоклазизации известен в районе распространения нерчуганского комплекса субщелочных гранитоидов Восточного Забайкалья [46]. Здесь в контактовой зоне массивов распространены обширные поля ортоклазовых метасоматитов. Переход от гранитов к вмещающим породам, в частности к палеозойским диоритам, осуществляется через систему зон: ортоклазизации — альбитизации, флогопитизации, деанортитизации и актинолитизации. Вместе с тем имеются случаи и интрузивных соотношений отдельных фаций данного комплекса с образованием порфирировых структур на контакте. С этим же магматическим комплексом связаны достаточно разнообразные малые интрузии (послегранитовые дайки), а также экструзивно-эффузивные и вулканогенно-осадочные образования. Для главных интрузивных фаз характерна прямая последовательность становления, а для малых интрузий, как и в случае киммерийского магматизма, — обратная.

Такие особенности, как известно, свойственны областям автономной активизации многих районов мира [160], где в постмагматическую (поствулканическую) стадию метасоматического процесса возникают разнообразные околотрещинные породы формации вторичных кварцитов и аргиллизитов с разнообразным эпитермальным оруденением (флюорит, золото и серебро, киноварь, антимонит, самородный мышьяк и др.).

Аналогичный характер рудосопровождающего метасоматизма установлен в связи с позднемезозойскими эпитермальными месторождениями Западной и Центральной Европы (Центральный Французский, Чешский, Верхнерейнский, Родопский и другие срединные массивы).

Хотя при изучении метасоматизма основное внимание традиционно уделяется процессам, наиболее близким рудоотложению (в рассматриваемом случае это почти исключительно вторичные кварциты и аргиллизиты), тем не менее появляется все более данных о наличии ранних явлений щелочного метасоматизма вплоть до гранитизации, заметно опережающих и рудный процесс, и внедрение малых интрузий.

Блестящий пример альпийского метасоматизма представляет собой Центральнокамчатская рудная зона, где, согласно данным Г. М. Власова и М. М. Василевского [19], выделяется ряд формаций метасоматитов от пропицитов и ортоклазитов до вторичных кварцитов и аргиллизитов.

Ортоклазовые и авгит-ортоклазовые и биотит-ортоклазовые метасоматиты формировались в условиях, охватывающих диапазон от магматического замещения до нормального постмагматического метасоматизма. С ранними стадиями процесса связано формирование авгит-ортоклазовых пород, затем образуются биотит-ортоклаз-диопсидовые и, наконец, актинолит-эпидотовые породы.

Для ранней высокотемпературной стадии процесса в качестве характерного признака указывается на вынос ряда компонентов. Авторы указывают на непрерывность процесса перехода от условий магматического минералообразования к гидротермальному.

Рудная минерализация, преимущественно медная, связана с наиболее поздней стадией метасоматического процесса — с альбитизацией, происходящей в условиях падения температуры.

Подъем гидротермальных растворов к поверхности и связанная с этим диссоциация сероводородной кислоты и окисление ее до серной приводят к смене фаций и формаций метасоматитов: сначала пропилитами, затем вторичными кварцитами и аргиллизитами с соответствующей рудной минерализацией от свинца и цинка до сурьмы, мышьяка и самородной серы.

Рассмотренные примеры свидетельствуют о том, что альпийский метасоматизм наиболее полно проявляется в области наложенных вулканических поясов, причем процессы домагматической стадии либо отсутствовали, либо их продукты еще не вскрыты эрозией. В то же время несмотря на выпадение ряда формаций в целом фиксируется проявление как прогрессивной, так и регрессивной стадий метасоматического цикла, в который органически вплетается магматический процесс.

Общие особенности эволюции метасоматизма. Суммируя приведенные выше данные о характере метасоматизма различных геологических, точнее металлогенических, эпох, необходимо указать как на главную особенность на 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 магнообразование или сочетающаяся с ним в схеме единой зональности. Соответственно эта стадия может быть определена как домагматическая 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, фени-тов и др.

Казалось бы, что в случаях постинтрузивного и поствулканического метасоматизма эта стадия должна отсутствовать. На самом деле она лишь несколько редуцирована в масштабах своего проявления и не исключено, что это связано с преобладающим развитием ее продуктов на недоступных наблюдению горизонтах. Характерными особенностями продуктов метасоматизма являются во всех случаях 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).

Примеры правомерности намеченной схемы весьма многочисленны. Ранее это было показано на уране и других элементах [152, 3, 90]. В последнее время получены данные по Кольскому полуострову относительно распределения в гранитизированных породах ряда рудных элементов.

Очень интересные результаты получены по Сихотэ-Алиню [123], где установлено, что в региональных доагматических метасоматитах происходит выщелачивание олова с последующим его переотложением в связи с постмагматическим метасоматизмом. Аналогичные данные мобилизации железа из вмещающих пород получены для других районов. Примеры подобного рода достаточно многочисленны и по Украинскому кристаллическому щиту [9, 10].

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.

Доагматический 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, преобладающее 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 возрастание 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 интрузивов. Аутометасоматиты характеризуются закономерностями зональности и энергетики, обычным для прогрессивных стадий привносом 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 эдуктов.

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 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 прогрессив-

ных 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 домагматического 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 доказывалась мобилизационная природа регрессивного метасоматизма и генетическая связь его с прогрессивным. Во всех случаях, когда отделение магматической системой гидротермальных растворов происходит по схеме их «высачивания» [50], имеет место автометасоматизм в регрессивных условиях и мобилизация рудного вещества.

Поэтому 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.

Рудное вещество пород околожильного пространства, перетлагаясь по зонам, незначительно концентрируется в промежуточных зонах и не составляет даже малой части объема рудной минерализации в жилах.

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 доагматического 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. Ассоциацию метасоматических формаций одного полного цикла будем называть «сопряженной метасоматической системой». Сопряженные метасоматические системы являются главным источником рудного вещества, локализующегося в пределах верхних и средних горизонтов земной коры.

МЕТАСОМАТИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА

Разработанные металлогенической школой ВСЕГЕИ под руководством Ю. А. Билибина принципы и методы регионального металлогенического анализа на основе представлений о стадийности развития подвижных зон потребовали при их дальнейшем углублении выяснения характера соответствия между тектоно-магматической деятельностью и процессами гидротермального рудообразования. Одной из первых попыток увязать металлогеническую теорию Ю. А. Билибина с физико-химической теорией процессов минералообразования Д. С. Коржинского явилась обстоятельная работа В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко [106]. В этой работе, ставившей своей целью выявление и изучение всей совокупности продуктов каждого гидротермального периода, установление характера типовых колоннок важнейших формаций метасоматитов, определение места

оруденения в гидротермальном процессе, авторы впервые сформулировали интересный вывод о связи в большинстве случаев с каждым этапом развития подвижной зоны своего особого гидротермального цикла. При этом они отметили, что гидротермальная деятельность в известном смысле противопоставляется магматической деятельности, так как для магматизма наблюдается определенная эволюция по этапам тектоно-магматического цикла, а развитие каждого гидротермального процесса от начала до конца «укладывается» в один этап [106, с. 120]. Несмотря на несомненную важность указанного вывода, с некоторыми положениями авторов нельзя согласиться. Прежде всего это относится к пониманию цикличности как главной особенности всех геологических процессов. Теперь становится все более очевидным, что эта цикличность имеет сложную внутреннюю структуру — многомерную «гармонику циклов»: каждая серия однотипных геологических процессов развивается во времени как ряд циклов по принципу затухающих колебаний и в пределах каждого цикла выделяется серия более мелких циклов, отражающих в то же время общие черты материнского цикла. Иными словами, если, например, в прогрессивный этап метасоматического цикла развивается какой-то локальный гидротермальный процесс, то он в принципе будет иметь и прогрессивную, и регрессивную ветви, но первая будет гипертрофирована, а вторая редуцирована.

Следует заметить, что эта общая особенность геологических процессов в главных чертах была известна Ю. А. Билибину, но прошла незамеченной в его работах, что явилось своеобразным источником непонимания его идей некоторыми исследователями и на что со всей определенностью было указано Е. Т. Шаталовым [106]. Ю. А. Билибин специально подчеркивал, что представления о тектоно-магматическом цикле в целом и об отдельных его крупных этапах нельзя относить к частным структурам в пределах подвижного пояса, для которых хотя и можно наметить свою этапность, но в зависимости от локальных условий продукты некоторых этапов могут отсутствовать.

Таким образом, наличие в пределах каждого этапа развития подвижной зоны своего гидротермального цикла отнюдь не означает, что не может существовать мега- и микроциклов гидротермальной деятельности, как охватывающих всю историю развития геосинклинали и складчатой системы, так и многочисленных частных ее составляющих вплоть до отдельного магматического процесса в пределах каждого этапа или только части последнего.

С этих теоретических позиций были рассмотрены закономерности эволюции метасоматизма группой исследователей ВСЕГЕИ [89]. Согласно этим представлениям в ранние этапы развития тектоно-магматического цикла метасоматические процессы имеют преимущественно региональное распространение, про-

являются в пределах зон эпи- и метагенеза зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, обусловлены активизированными интрузиями и метаморфогенными растворами, парагенетически связанными с ними. Широко распространены процессы пропилитизации и спилитизации базальтов, габброидов и плагιοгранитов, серпентинизации гипербазитов, альбитизации дацитов и липаритов. Происходит интенсивное перераспределение рудных компонентов, мобилизация их и выделение в виде жил и вкрапленности в более высоких структурных этажах относительно участков выщелачивания. Возникают синметасоматические и так называемые метаморфогенные месторождения железа, меди, урана и других элементов, а в наиболее поздние стадии еще и хризотил-асбеста.

В средние этапы развития подвижных зон метасоматизм также характеризуется преимущественно региональным распространением, связью с зонами регионального метаморфизма и гранитообразования, происходит под воздействием метаморфогенных и активизированных интрузиями растворов, а также под воздействием растворов, генетически связанных с интрузиями.

Метасоматизму средних этапов свойственно большое разнообразие продуктов и типов: щелочной метасоматизм зон региональных разломов, аутометасоматизм типа «апогранитов», грейзенизация, а также контактово-метасоматические преобразования. Весьма обширен и перечень рудных образований, связанных с метасоматитами средних этапов: это урановая и редкометальная, иногда золоторудная минерализация ортоклаз-альбитовых метасоматитов, разнообразная минерализация грейзенов, а также оксеталитов.

Состав рудной минерализации определяется пользующимися широким распространением явлениями мобилизации рудного вещества на ранних стадиях метасоматической переработки гранитоидов. Метасоматизм поздних этапов развития подвижных зон характеризуется сочетанием региональных и локальных форм. В этот этап вновь получают широкое развитие процессы пропилитизации. Кроме того, характерны процессы образования вторичных кварцитов, оксеталитов и аргиллизитов. Метасоматизм происходит под воздействием ювенильно-метеорных вод, связанных с интрузивной и вулканической деятельностью. Образуются разнообразные месторождения меди, молибдена, золота, свинца, цинка, сурьмы, ртути, мышьяка и серы.

Таким образом, мегациклу развития подвижных зон соответствует в общем такой мегацикл метасоматической деятельности, в котором от ранних к поздним этапам возрастает роль локальных форм проявления, значение растворов генетически связанных с магматизмом, распространенность процессов кислотного выщелачивания, в составе руд преобладают цветные и благородные металлы, а также металлоиды.

В рассмотренных схемах соответствия гидротермальных явлений этапам развития подвижных зон явно намечается необходимость анализа метасоматизма с позиций прогрессивно-регрессивной направленности процессов.

В первую очередь это следует из признания генетического единства процессов гранитообразования и послегранитного метасоматизма. Обобщение литературных материалов и многочисленные собственные наблюдения позволили нам на III всесоюзной конференции по метасоматизму в 1972 г. сформулировать основные положения концепции сопряженных рудоносных метасоматических систем. Ниже излагаются общие позиции этой концепции и аналитические доказательства кристаллохимической специфики псевдоморфизма в условиях метасоматического замещения различных типов.

«Процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных и, в частности, рудных месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры».

Ю. А. Билибин [12]

Глава II

СОПРЯЖЕННЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ, ИХ ПОЛОЖЕНИЕ И РОЛЬ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

При изучении метасоматизма главное внимание традиционно уделяется концентрированным формам его проявления в частных колонках околотрещинных зон и околожильных изменений рудных месторождений. Это естественный путь развития науки, предопределяемый прикладными задачами, но в то же время для познания общих закономерностей явления такой путь не представляется безупречным. Действительно, давно было установлено прямыми наблюдениями и блестяще теоретически обосновано известное положение о метасоматической околотрещинной зональности как процессе, приводящем к направленному сокращению числа сосуществующих фаз в последовательно возникающих парагенезисах и разрастанию, точнее, увеличению мощности внешних зон. Позднее это основополагающее положение учения о метасоматизме было доказано экспериментально [47]. Вместе с тем первоначально молчаливо подразумевалось, затем просто забывалось то важное обстоятельство, что эта закономерность свойственна продуктам постагматического метасоматизма, осуществляющегося в условиях общего «опускания изотерм» [62]. А как будет развиваться метасоматический процесс в противоположных условиях — подъема изотерм? Естественно ожидать, что вместо экзотермических реакций будут преобладать эндотермические, вместо сокращения числа сосуществующих фаз произойдет их увеличение, вместо возрастания мощности внешних зон будет относительное их сокращение, выносу и рассеянию вещества в одном случае будет соответствовать привнос и концентрация в другом и т. д. Кроме того, метасоматизм, особенно в сочетании с метаморфизмом, существенно зависит от тектонических условий: приуроченности к рифтовым зонам растяжения или зонам сжатия при образовании геосинклинальных поднятий [129]. Большинство кажущихся противоречий метасоматизма: увеличение числа минералов, сокращение или возрастание изоморфной емкости и т. д. — обязаны именно этому обстоятельству — конвергентности продуктов метасоматизма, возникающих в различных условиях. Следовательно, для правильной оценки метасоматических явлений от баланса вещества до металлогенических построений необ-

ходимо строго соотносить рассматриваемые процессы с характером условий минералообразования, учитывать особенности метасоматизма как геологического явления.

Но как только мы приближаемся к оценке метасоматизма с геологических позиций как процесса петрогенеза, то вынуждены констатировать, что по распространенности и масштабности он сопоставим с такими процессами петрогенеза, как осадконакопление, метаморфизм и магматизм. В этом состоит главная особенность метасоматизма, выступающего и как способ минералообразования, и как геологическое явление, присущее всем стадиям развития земной коры.

Естественно при этом, что он эволюционирует во времени и имеет специфические особенности в зависимости от геотектонических условий и структурного положения в геологических мегациклах.

Признание «равноправности» метасоматизма в ряду геологических процессов породообразования автоматически требует и признания за ним «права» развиваться по тем же законам, что и другие естественные процессы. Направленность и цикличность геологических процессов достаточно строго обоснованы на примерах эволюции подвижных зон [12], развития интрузивно-эффузивного цикла [38], процесса рудообразования [42] и в меньшей мере метасоматического процесса [89].

Существенным обстоятельством в этой связи является вывод о различной направленности метасоматического процесса в начале и в конце его. Метасоматизм, как и всякий естественный процесс, зарождается под воздействием каких-то факторов, развивается, достигает максимума в отношении его интенсивности, постепенно затухает и, наконец, прекращается. Первая часть такого цикла обычно происходит под воздействием внешних сил (притока вещества и энергии), вторая может осуществляться самопроизвольно, контролируясь стремлением сохранить существующее положение и в конечном итоге приспособлением к условиям окружающей среды.

Возрастание значений термодинамических параметров в начале цикла и снижение их в конце, т. е. «смена знака», прогрессивно-регрессивный характер, составляют главную особенность метасоматических процессов. Эта закономерность, достаточно подробно обсуждавшаяся нами ранее для процессов интрузивно-эффузивного магматизма [85], имеет исключительное значение для метасоматизма прежде всего потому, что метасоматические системы наиболее строго сопряжены в пространстве и времени в отношении их зональности, химизма и энергетики. Здесь, как нигде в природных процессах, полно проявляется требование первого начала термодинамики — сохранение баланса вещества, энергии и геологического объема. Следовательно, начальная стадия метаморфизма (прогрессивная) и конечная (регрессивная) являются комплементарными,

взаимно дополняющими частями единого целого; одна из них не мыслима без другой. Отсюда следует важный вывод о том, что любому процессу концентрации вещества и энергии в земной коре соответствует процесс деконцентрации, точнее убыли.

СХЕМА ПОЛНОГО МЕТАМАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА И ЕГО ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Если рассматривать стандартную последовательность развития тектоно-магматического цикла, то мы заметим, что метасоматическое минералообразование сопровождает его на всем протяжении от дезинтеграции протопород, хемогенного или механического осадконакопления и диагенеза до последующего метаморфизма, магматизма и постмагматического преобразования. Обычно лишь последнюю стадию связывали с метасоматизмом на основании того, что к метасоматическим процессам относятся процессы глубокого преобразования вещества в условиях дифференциальной подвижности компонентов. Процессы, связанные с подвижностью только воды и углекислоты, а также с нарушением агрегатного состояния породы, к метасоматическим, как известно, не относятся. Несмотря на очевидную недостаточность такого ограничения, даже принимая его во внимание, нетрудно заметить, что процессы химического замещения с подвижностью не только воды и углекислоты, но и других компонентов свойственны уже процессам формирования кор выветривания. Более того, большинство компонентов для хемогенного осадконакопления, в том числе щелочи и даже кремнезем, поставляются как продукт химического взаимодействия в веществе горных пород, как побочные продукты метасоматического псевдоморфизма.

Еще более возрастает роль химического взаимодействия и, как следствие, метасоматического псевдоморфизма при диагенетических и метаморфических преобразованиях горных пород. Хотя эти процессы преобразования и не принято связывать с метасоматизмом, но уже в условиях амфиболовой фации традиционный тезис об «изохимичности» метаморфизма оказывается несостоятельным. Так, на примере позднепротерозойских образований Патомского нагорья показано, что в ходе регионального метаморфизма песчаников, метапелитов, алевролитов и метадиабазов происходит однонаправленное перемещение железа, магния, кобальта, никеля и золота в сторону низкотемпературных зон, хотя щелочи при этом еще не приобретают подвижности [112]. Роль метасоматических процессов становится довлеющей по мере возрастания интенсивности метаморфизма, и гранулитовая фация, а в особенности яркие и хорошо

изученные процессы гранитизации уже однозначно связываются с метасоматизмом. Метасоматический процесс в условиях ультраморфизма характеризуется тем, что в какую-то точку или

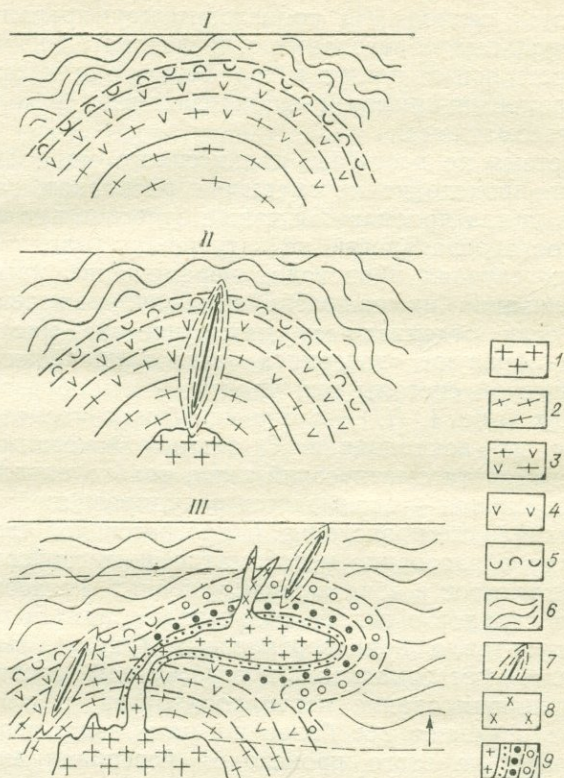


Рис. 1. Схема развития сопряженных метасоматических систем.

I, II, III — типы метасоматических систем: 1—6 — подсистема зон прогрессивного метасоматизма (1—гранит реоморфический, 2—гранито-гнейс, 3—гнейс, 4—диоритовый гнейс, 5—амфиболит, 6—осадочные породы слабо метаморфизованные); 7—подсистема зон рудных метасоматитов регрессивной стадии; 8 — малые интрузии дочернего магматического очага; 9—дочерний магматический очаг с зонами контактового метасоматизма.

зону так или иначе привносится энергия и вещество (преимущественно щелочи и кремнезем).

В окружении такого участка в прогрессивную стадию возникает метасоматическая зональность с уменьшением мощности зон от центра к периферии, происходит оттеснение оснований и формирование зон базификации (рис. 1). В центральной части «очага» состав новообразованной породы все более приближается к эвтектическому, и при благоприятном нормальном

режиме может образоваться расплав. Если механической миграции такого расплава не происходит, то регрессивная часть процесса «закрывается» вокруг такого «очага» (геологически часто гранито-гнейсового купола) или сосредоточивается в нем. Обычно в этот период (II) происходит формирование локальных полизональных образований с последовательным возрастанием мощности зон от центра к периферии, с отложением части или всех элементов-примесей, мобилизованных в ходе прогрессивного метасоматизма.

Если система не достигает палингенного магмообразования или если не происходит перемещения расплавов, то завершающая часть цикла проявляется также относительно слабо, зато закономерности зональности не затушеваны магматизмом.

В других случаях происходит перемещение магматических масс, локализация их на различных глубинах земной коры. При этом если отделившиеся магматические массы локализируются или образуют «дочерние» очаги в пределах первичной метасоматической системы или уровень магмообразования смещается вверх (рис. 1, III), то они неизбежно наследуют специфику среды их локализации. С такими дочерними очагами сопряжен свой метасоматический цикл, только начальная часть его — прогрессивная — оказывается редуцированной; гранитизации, как правило, не происходит. С прогрессивной частью цикла здесь связано образование метасоматических гнейсов, ортоклазитов и апогранитов в абиссальных условиях, метасоматических роговиков и скарнов в гипабиссальных условиях и ранних вторичных кварцитов в приповерхностных (рис. 1, III). В ходе формирования метасоматитов прогрессивной стадии продолжается функционирование первичного очага, в сферу магмообразования вступают все более внешние зоны первичной системы. Вследствие этого происходит повторная мобилизация рудного вещества, часть которого вовлекается в гидротермальный цикл активизированных растворов, а часть усваивается расплавом с последующей эволюцией по принципу специализированных интрузий.

Магматические продукты, обособляющиеся после формирования метасоматитов прогрессивной стадии, так называемые послегранитовые дайки, разделяют на 2 части постмагматический цикл. После их внедрения (или соответственно извержения поздних вулканитов) формируется основная масса рудоносных и рудосопровождающих метасоматитов гидротермальных месторождений: грейзены, оксеталиты, аргиллизиты. Этим метасоматитам регрессивной стадии цикла свойственны общие черты зональности (возрастание мощности внешних зон) и разнообразное оруденение — от высоко- до низкотемпературного (см. рис. 2).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СОПРЯЖЕННЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Полный метасоматический цикл объединяет весь комплекс метасоматических процессов, связанных общностью происхождения и эволюции вещества в пределах конкретной геологической структуры. Все разнообразие продуктов такого метасоматического цикла представляет собой сопряженную метасоматическую систему. В зависимости от характера и форм проявления, наличия или отсутствия в ее составе магматических продуктов выделяются сопряженные метасоматические системы I (амагматические), II (синмагматические) и III типа (индуцированные).

Сопряженные метасоматические системы I типа. Они характеризуются отсутствием магматических образований как в составе продуктов прогрессивной стадии, так и при переходе к регрессивной стадии или после нее. Магматические проявления наложенных циклов, разумеется, в частном случае возможны. Сопряженные метасоматические системы I типа наиболее характерны для областей регионального метаморфизма. Масштабы их проявления весьма значительны, но зональность продуктов прогрессивной стадии прослеживается с трудом вследствие вовлечения в породообразование разнообразных и в общем пестрых по составу толщ пород. Типичная схема зональности метасоматитов прогрессивной стадии: метасоматический гранит и мигматит, гранито-гнейс, фельдшпатовый метасоматит, биотитизированный или амфиболизированный гнейс, диоритовый гнейс или амфиболит.

Типичная схема зональности метасоматитов регрессивной стадии: альбитит, калишпатовый метасоматит, флогопитовый метасоматит, неизменный гнейс.

Рудная минерализация в составе и среди продуктов прогрессивной стадии наблюдается лишь в зоне базификации, где происходит накопление петрогенных элементов, а халькофильные и редкие элементы выносятся из внутренних зон и рассеиваются в периферических. В частности, в кристаллическом фундаменте Латвии выделена формация железисто-кварцевых метасоматитов, в которой происхождение гранат-магнетитовой минерализации связывается с процессами мобилизации железа архейских клинопироксенитов [75]. Регрессивная стадия метасоматизма в этом случае проявлена локально, в пределах преимущественно зон первичного обогащения.

Рудная минерализация часто контролируется метасоматической или метаморфической зональностью. Так, в пределах зон, отвечающих высокой степени метаморфизма, наблюдается пегматитовое и высокотемпературное редкоземельное оруденение, в зоне эпидот-амфиболовой фации — редкометальное гидротер-

мальное и в зоне зеленосланцевой фации — среднетемпературное золото-колчеданное [14].

Примеры сопряженных метасоматических систем I типа — гранито-гнейсовые купола — наиболее многочисленны в пределах древних щитов: Балтийского, Украинского, Алданского и др. [67, 9, 4].

Сопряженные метасоматические системы II типа. Они характеризуются наличием магматических образований как в составе продуктов прогрессивной стадии, так и при переходе к регрессивной. Соответственно наблюдаются более глубокие и интенсивные преобразования в ходе прогрессивной стадии вплоть до образования обширных полей анатектических гранитов и разнообразных мигматитов. Фронт магмообразования может выходить за пределы внутренней зоны, распространяясь до зон базификации, но перемещения магматического материала за пределы системы не происходит. Области преимущественного распространения метасоматитов этой группы — участки сосредоточения глубинных разломов в пределах древних щитов и их протерозойского обрамления [166]. Вынос вещества в ходе прогрессивной стадии осуществляется последовательно. Первыми покидают кристаллическую решетку те элементы, которые дают наибольший энергетический выигрыш в условиях структурного сжатия и преобладания эндотермических реакций. Соответственно удаляются и различные элементы на разные расстояния, обогащая те или иные зоны метасоматитов в последовательности: редкие элементы, благородные металлы, цветные металлы, сидерофильные элементы.

Схема зональности: анатектический гранит, гранито-гнейс, фельдшпатовый метасоматит, биотитизированный или амфиболитизированный гнейс, диоритовый гнейс или амфиболит. При общем сокращении мощности зон от центра к периферии внутренние зоны «съедаются» в ходе магмообразования.

В регрессивную стадию происходит формирование разнообразных (слюдоносных, керамических, редкометальных) пегматитов, а также локально распространенных скарнов и грейзенов в пределах внешних зон прогрессивной стадии. Отмечены случаи возникновения пород типа минерализованных апогранитов. Примеры: Алданский щит, Кольский полуостров, Украинский кристаллический массив и др. [132, 9—11, 116].

Сопряженные метасоматические системы III типа. Они характеризуются тем, что возникают в связи или под воздействием коровых и подкоровых магматических масс, локализующихся в абиссальных, гипабиссальных или приповерхностных условиях. Их происхождение логично связывать с распространением фронта магмообразования за пределы системы зон сопряженных метасоматических систем II типа, тем более что они наиболее распространены в фанерозойских складчатых структурах. Мы называем этот тип систем индуцированным,

подчеркивая тем самым, что магматизм здесь является не следствием, как во втором случае, а причиной. Этот тип систем имеет наиболее широкое распространение в постпротерозойской истории земной коры и большее значение в отношении рудогенеза.

В прогрессивную стадию метасоматизма в доступных наблюдениям срезах системы фиксируются продукты относительно локальной гранитизации, а также разнообразные контактовые метасоматиты, ранние скарны и апограниты. Вероятно, существуют и недоступные наблюдению зональные образования, аналогичные таковым систем II типа (если они не уничтожаются целиком магматическими процессами).

Существенным обстоятельством для систем III типа является глубина локализации дочерних очагов, так как от этого зависят полнота проявления и формационный тип метасоматитов прогрессивной и регрессивной стадий.

В условиях зарождения или локализации дочерних очагов абиссальных уровней происходит магматическая дифференциация и возникает некоторое подобие концентрической зональности. Последовательные магматические продукты характеризуются снижением основности. Возникают магматические серии гомогромного развития с аплитами в качестве конечных продуктов. Эти дочерние очаги в случае их генетической связи с системами II типа и, следовательно, усвоения специфических ассоциаций зон накопления рудного вещества оказываются металлогенетически специализированными. При этом более кислый состав перемещающихся магм отвечает ассимиляции внутренних зон. Метасоматиты прогрессивной стадии представлены метасоматическими гранитами, апогранитами, контактовыми фельдшпатовыми метасоматитами и роговиками, реже — ранними скарнами. Стадия эта проявлена не столь интенсивно, как в случае II типа, но тенденция мобилизации рудного вещества прослеживается повсеместно. Регрессивная стадия метасоматизма отделена от прогрессивной внедрением преимущественно лишь «дополнительных интрузий» и даек первого этапа. Она охватывает локальные структуры, апикальные части массивов, околотрещинное пространство. Типичными метасоматитами этой стадии являются грейзены со свойственной им зональностью: кварцевая жила, флюоритовый или топазовый грейзен, слюдястый грейзен, грейзенизированный порода. Рудная минерализация, как обычно, — от редких до цветных металлов: редкие элементы, олово, вольфрам, молибден, золото и др.

Наиболее распространены такие сопряженные системы в герцинских и киммерийских структурах. В случае локализации дочерних очагов на средних или малых глубинах возникают еще более сложно построенные магматические серии, для которых, впрочем, общий принцип развития сохраняется прежним.

Во многих случаях они также специализированны, но чаще отличаются умеренно кислым составом и соответственно специализацией преимущественно в отношении халькофильных элементов. В прогрессивную стадию метасоматизма формируются метасоматические граниты, сиениты и контактовые роговики и андалузитовые метасоматиты. Как правило, эти образования безрудны. Зональность их либо подчиняется схеме прогрессивного этапа систем I и II типа, либо не имеет четкой направленности уменьшения мощности внешних зон, что свидетельствует о редуцированности прогрессивной стадии.

После завершения прогрессивной стадии происходит внедрение разнообразных и достаточно пестрых по составу магматических пород повышающейся основности (малых интрузий или даек второго этапа). Нередко их внедрение продолжается и в ходе всей метасоматической деятельности регрессивной стадии. Рудосопровождающие и рудоносные метасоматиты представлены формацией оксеталитов, объединяющей фации березитовую и лиственитовую, ортоклазовую, турмалиновую и др. Рудная минерализация разнообразна. Это в основном среднетемпературные месторождения жильного и штокверкового типов с медной, молибденовой, золотой и полиметаллической минерализацией. Подобный характер метасоматизма наиболее обычен для средних и поздних этапов развития тектономагматических циклов герцинской и особенно киммерийской эпох.

В случае локализации дочерних очагов в приповерхностных условиях и в случае значительного выхода магматического материала на дневную поверхность возникают метасоматические системы, в которых прогрессивная стадия существенно редуцирована. В целом схема магматизма здесь сопоставима со случаем дочерних очагов умеренных глубин, но пестрота состава продуктов возрастает еще более. В составе метасоматитов прогрессивной стадии встречаются и метасоматические граниты (в частности, субщелочные), но преимущественным распространением пользуются ранние вторичные кварциты, в которых рудная минерализация отсутствует, за исключением зон обогащения глиноземом. Зональность характеризуется, как и в предыдущем случае, сменой характера, за исключением гранитизации, когда она строго следует схеме прогрессивной стадии метасоматических систем II типа. Формирование таких метасоматитов сопровождается уменьшением изоморфной емкости новообразованных псевдоморфных минералов.

Метасоматизм регрессивной стадии в этом случае происходит под воздействием растворов, в составе которых существенное значение имеют активизированные вадозные воды. Он соответственно охватывает все магматические продукты, включая и эффузивно-экструзивные образования завершающих этапов магматизма. Наиболее характерной метасоматической фор-

мацией регрессивной стадии в этом случае являются аргиллизиты.

Рудная минерализация представлена преимущественно цветными металлами и металлоидами, а иногда и радиоактивными элементами.

Примеры приповерхностных сопряженных метасоматических систем известны в герцинских, киммерийских и особенно многочисленных в альпийских структурах.

Таким образом, рассмотрение сопряженных метасоматических систем свидетельствует об их эволюции во времени, о глубоком их различии в зависимости от условий зарождения и развития и локализации. Кроме того, находят объяснение многие вопросы геохимической и металлогенической специализации магматических формаций. Для того чтобы полнее вскрыть типоморфизм сопряженных метасоматических систем, представляется целесообразным рассмотреть их в аспекте геологического пространства, т. е. в различных геологических структурах глобального масштаба.

СОПРЯЖЕННЫЕ СИСТЕМЫ ЩИТОВ, ФУНДАМЕНТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Щиты, фундаменты древних платформ и срединные массивы характеризуются преобладанием в них сопряженных метасоматических систем I и II типов. В большинстве случаев (Алданский, Скандинавский щиты, Украинский массив) в них преобладающим развитием пользуются кристаллические породы, формирование которых проходило в условиях интенсивного метаморфизма и метасоматизма. Тесная связь метасоматизма с метаморфизмом в пределах этих структур составляет характерную их особенность. При этом традиционный изохимический метаморфизм практически отсутствует или может допускаться лишь для крупных участков земной коры или для всей сопряженной метасоматической системы в целом.

В пределах же отдельных частей таких структур преобразование пород осуществляется по метасоматической схеме с интенсивным перемещением петрогенных и рудных элементов. Наиболее характерным типом метасоматического преобразования в этих условиях является гранитизация с ее мегазональностью и четкой прогрессивной направленностью процесса. На примере Балтийского и Алданского щитов, Украинского массива установлено, что при формировании зональных тел гранитизированных пород от периферии к центру метасоматических систем последовательно возрастают мощность зон, интенсивность выноса фемических и рудных элементов, внутренняя энергия

новообразованных продуктов, состав приближается к эвтектическому, появляется расплав. Метасоматический псевдоморфизм происходит в условиях структурного расширения по принципу акомпенсированного замещения с преобладанием эндотермических реакций. На фоне общей дифференциальной подвижности компонентов привносятся кремний и щелочи и выносятся большинство рудных элементов. Так, например, при гранитизации гнейсов Витимо-Патомского нагорья интенсивно выносятся золото и другие рудные элементы. Содержание золота в метасоматических гранитах и гранито-гнейсах, а особенно в автохтонных гнейсо-гранитах существенно ниже, чем в исходных породах [72, 78]. Аналогично в зонах ультраметаморфизма Алданского района в ходе мигматизации происходит интенсивный вынос большинства редких элементов. Направленное перемещение вещества и, в частности, элементов-примесей в сторону зон меньшей степени гранитизации установлено в породах Центрально-мурманского блока Балтийского щита [67]. Ряд авторов в качестве источника рудного вещества при гранитообразовании прямо указывают на исходные породы, в частности осадочно-вулканогенные комплексы пород Алдана [132] или осадочно-метаморфические породы Южного Урала [151] и других районов [120, 118]. В то же время установлены случаи привноса рубидия, свинца при сохранении содержания лития, бериллия, олова, циркония, церия, лантана и других элементов при выносе бария и стронция [156]. Противоречивые данные имеются и в отношении урана. Одни авторы указывают на его мобилизацию при гранитизации [59, 76], другие — на накопление его [128, 129], а также бария, свинца и олова [82] по мере увеличения степени гранитизации [130].

Весьма интересные соображения излагаются А. А. Предовским и А. А. Жангуровым, обосновавшими принципиальную схему миграции рудных элементов при метаморфогенно-гидротермальном рудообразовании и обосновывающими представления о сопряженных зонах мобилизации и накопления рудного вещества [120]. Обеднение стронцием метаморфизованных пород, начиная с амфиболитовой фации, установлено в Северной Норвегии [164].

В пределах Алдана, Прибайкалья [71, 131] и Северо-Байкальского нагорья [80] установлено существенное перераспределение рудных элементов при гранитизации и вынос до 60—90% первичного количества никеля, кобальта, ванадия, скандия и меди.

Рудная минерализация в пределах прогрессивной стадии сопряженных метасоматических систем I и II типов, как правило, отсутствует, за исключением железа и хрома. В частности, образование некоторых железистых кварцитов в кристаллических толщах ряда районов объясняется кислотным выщелачиванием клинопироксенитов, мобилизацией железа и отложе-

нием его в скарноподобных гранат-магнетитовых породах и в различных продуктах зоны базификации [36, 77].

Метасоматизм регрессивной стадии менее характерен для рассматриваемых структур, что как раз и свойственно сопряженным метасоматическим системам I и II типов. Однако локальные формы распространения его продуктов, приуроченность к трещинным структурам, ослабленным зонам, зонам контактов, а также существенная концентрация рудного вещества в них и составляют главную их особенность и ценность. Преобладающими формациями рудоносных метасоматитов здесь являются альбититы, фениты, мариуполиты, скарноиды, а также замещенные пегматиты и иногда грейзены.

Так, в пределах Центральномурманского блока Балтийского щита отмеченная выше гранитизация сопровождается формированием альбитовых диафоритов с редкометальной рудной минерализацией и с отчетливой зональностью при увеличении мощности внешних зон, как это свойственно всем метасоматитам регрессивной стадии. Редкие металлы, а также золото, в меньшей мере вольфрам, молибден и олово составляют характерный перечень элементов рудоносных метасоматитов этого типа. В пределах Украины [37] и других районов [59] уран связан с натровыми метасоматитами поздних стадий гранитизации. В сопряженных метасоматических системах I типа в Приамурье [14] золото концентрируется в породах фации зеленых сланцев.

В щелочных метасоматитах Олекма-Витимской горной страны [4] в пределах внешних зон развития натровых метасоматитов присутствуют торий, тантал, ниобий, бериллий, молибден, свинец и цинк.

Перечень таких примеров можно было бы существенно расширить. Во всех случаях продуктам регрессивной стадии сопряженных метасоматических систем, развитых в пределах щитов, фундаментов древних платформ и срединных массивов, свойственны дифференциальная подвижность компонентов, привнос щелочей (особенно натрия), локальные формы проявления, преобладание экзотермических реакций метасоматического псевдоморфизма, однотипная схема зональности и, что особенно важно, повсеместная рудоносность.

СОПРЯЖЕННЫЕ СИСТЕМЫ ПЛАТФОРМ

Сопряженные метасоматические системы платформ изучены еще недостаточно. Но тем не менее имеющиеся данные [51] свидетельствуют о том, что наиболее распространенными среди них являются сопряженные метасоматические системы II и III типов. Метасоматизм здесь имеет многостадийный характер, субрегиональное распространение и связан преимущественно

со становлением магматических образований трапповой, нефелин-сиенитовой и ультраосновной — щелочной формаций.

Прогрессивная стадия метасоматизма характеризуется преобладанием магнезиального и щелочного замещения, происходящего в условиях высокого положительного температурного градиента. Схема мезозональности продуктов прогрессивной стадии соответствует обычной последовательности, отмеченной выше для систем II типа: сокращение мощности внешних зон, вынос фемических и рудных компонентов. Процессы расплавления во внутренней зоне метасоматизма весьма обычны, хотя состав палингенных магм отличается повышенной щелочностью и в ряде случаев основностью, что связано с исключительно высоким термическим градиентом, свойственным этим областям. Наиболее типичными породами прогрессивной стадии метасоматизма являются разнообразные магнезиальные, щелочные и щелочно-магнезиальные метасоматиты. Пользуются широким распространением также субрегиональные магнезиальные скарны, продукты контактового метасоматизма, фениты, миаскиты и нефелиновые метасоматиты. При общей дифференциальной подвижности компонентов наблюдается преимущественный привнос щелочей, меньше кремния и вынос рудных элементов из внутренних зон. Рудная минерализация в продуктах прогрессивной стадии отсутствует.

Метасоматиты регрессивной стадии платформ представлены карбонатитами, фосфатными и сульфидными метасоматитами, а также минерализованными скарнами и реже щелочными пегматитами. Им свойственны локальные формы проявления, нахождение в пределах полей распространения продуктов прогрессивной стадии, а также ослабленные зоны, участки контактов. Последовательное возрастание мощности внешних зон — общее свойство метасоматитов регрессивной стадии — проявлено повсеместно. Рудное вещество концентрируется преимущественно во внутренних зонах. Преобладающая минерализация — обычно редкие металлы и редкие земли: тантал, ниобий, уран, торий, церий, лантан и др. [89].

СОПРЯЖЕННЫЕ СИСТЕМЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Сопряженные метасоматические системы в пределах складчатых областей имеют наиболее сложную структуру и представлены преимущественно сочетанием всех трех рассмотренных выше типов или только III типом в различных вариациях в зависимости от структурного положения. Так, в пределах гранитоидных поясов преимущественно послепротерозойского возраста формирование сопряженных метасоматических систем связано со становлением абиссальных и гипабиссальных магматических образований, имеющих региональное и субрегио-

нальное распространение. Общим свойством метасоматитов прогрессивной стадии является схема зональности с уменьшением мощности внешних зон, привнос кремния и щелочей, преобладание эндотермических реакций псевдоморфизма, протекающих по схеме акомпенсированного замещения. Наблюдается устойчивый и повсеместный вынос оснований и большинства рудных элементов. Происходит уменьшение изоморфной емкости решеток минералов.

Так, ниже будет показана четкая направленность снижения содержания натрия в калиевом полевоом шпате и калия в плагиоклазе, найденная микрозондовым анализом для случая образования субщелочных гранитов по гранодиоритам Северо-Восточного Забайкалья.

Особенно много данных по перераспределению рудных элементов в связи с прогрессивным метасоматизмом рассматриваемого типа имеется по апогранитам различных районов. Вынос олова из нижних горизонтов апогранитов с фиксацией его в апикальных частях установлен для ряда массивов оловоносных гранитов Приморья. В танталоносных и бериллиеносных апогранитах также наблюдается вынос рудного вещества на ранних стадиях процесса и отложение его в ходе формирования поздних фаций.

В регрессивную стадию метасоматизма в пределах гранитоидных поясов происходит формирование локальных зон рудоносных метасоматитов. В связи с абиссальными интрузиями формируются рудные фации апогранитов, грейзенов и скарнов, а метасоматическая зональность в случае околожильных преобразований строго следует схеме увеличения мощности внешних зон. Типоморфными рудными элементами являются тантал, ниобий, бериллий, олово, вольфрам, молибден, реже медь, свинец и цинк. Продукты регрессивной стадии обычно не выходят за пределы зон распространения метасоматических пород ранних стадий, часто накладываясь на них. Это благоприятствует их обнаружению, но затрудняет расшифровку процесса.

Сопряженные метасоматические системы гранитоидных поясов имеют существенное значение и в региональном металлогеническом анализе. Металлогенические зоны или пояса — это в конечном итоге сочетание всего метасоматически-магматического и рудного цикла.

Таким образом, рассмотрение сопряженных метасоматических систем различных глобальных геологических структур показывает, что в ряде случаев корового петро- и рудогенеза нет оснований искать источники рудообразующих процессов и самого рудного вещества за пределами блоков пород, подвергающихся преобразованиям в ходе закономерной эволюции этих структур. Каждая выделенная структура характеризуется не только своими специфическими чертами магматизма, вулка-

низма и осадконакопления, но и специфическим набором метасоматических формаций, специфическими особенностями сопряженных метасоматических систем. В ряду геологических структур от древних щитов и платформ до молодых вулканических поясов намечается своеобразная мегазональность — направленная смена типов метасоматизма и отвечающего им оруденения, т. е. смена типов сопряженных метасоматических систем.

В основе петрогенеза и рудогенеза в таких системах лежат закономерности метасоматизма и в конечном итоге закономерности изменения изоморфной емкости породообразующих минералов в ходе эволюции условий среды их нахождения. Ниже на конкретных примерах метасоматитов различного типа будут рассмотрены условия псевдоморфизма и характер поведения элементов-примесей.

**СТРУКТУРНО-
ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ТИПЫ
СОПРЯЖЕННЫХ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
СИСТЕМ**

Общие закономерности развития и эволюции метамагматических циклов в генетическом плане, как было показано выше, могут быть охарактеризованы в обобщенном виде лишь 3 взаимосвязанными схемами в зависимости от полноты проявления стадии магматического замещения (см. гл. II). Но в то же время сопряженные метасоматические системы амагматические, синмагматические и индуцированные в конкретных условиях вариации геологической среды и тектонической позиции могут существенно различаться. Эти различия, как принято считать, предопределяются различием формационной принадлежности метасоматитов. Несмотря на то что формационный подход в изучении метасоматитов наметился достаточно давно в работах Н. И. Наковника [102], Д. С. Коржинского [62] и др., до настоящего времени еще нет ясности ни в вопросе о критериях выделения формации, ни даже в объеме содержания этого понятия. К настоящему времени, если не считать имеющих теперь уже только исторический интерес минералогического «линдгреновского» и химического «гольдшмидтовского» подходов к классификации метасоматических образований, наметились 2 главных направления решения этой проблемы: «эмпирически-геологический» и «генетический физико-химический». Начало разработки первого направления было положено серией обстоятельных работ Н. И. Наковника [99, 100]. В последнее время оно разрабатывается Д. В. Рундквистом и И. Г. Павловой [135]. Ими формация рассматривается как «естественное» природное тело, сложенное закономерным набором пород (руд), связанных общей структурой, имеющее границы, определенную форму и внутреннее строение». Легко показать дискуссионность этого определения формации. Действительно, если формация — естественное природное тело, имеющее границу и форму, то, следовательно, два любых однотипных геологических тела — суть две формации (два массива, две дайки, апофизы, две метасоматические залежи), даже если их пространственная общность и ограниченность — следствие син- или эпигенетической тектоники. Следует заметить, что наряду с таким определением формации даже в пределах «эмпирически-геологиче-

ского» направления существуют и многие другие определения, отличающиеся и по объему содержания, вкладываемого в понятие, и по самому толкованию его.

В частности, достаточно обоснованным представляется толкование формации как абстрактно-классификационного понятия. В таком подходе в ряду «порода—формация» должно быть еще несколько подразделений. В наши задачи не входит систематическое рассмотрение проблемы геологических формаций. Отметим лишь, что при всех условиях «рациональным зерном» структурно-вещественного подхода является рассмотрение формации как закономерного звена в ряду природных объектов от химического элемента до Земли в целом. Но именно такой подход показывает, что в ряду от породы (минеральной фации) до формации (закономерного сочетания фаций) должны существовать промежуточные градации.

Метасоматические горные породы при всей сложности их взаимоотношений наиболее просты и благоприятны для приложения к ним законов физической химии, математического моделирования и в конечном итоге формационного анализа.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Физико-химический подход к классификации гидротермальных образований намечен Д. С. Коржинским и наиболее обстоятельно разработан В. А. Жариковым и Б. И. Омеляненко. Ими метасоматическая формация понимается как «совокупность метасоматических пород, образованных в результате одного петрогенетического процесса». Формации подразделяются на ряд фаций, представляющих собой «совокупность пород, образованных в различных зонах метасоматической колонки в результате комплекса изменений, связанных с воздействием определенного типа растворов на породы одинакового исходного состава при определенных внешних условиях» [106, с. 156].

Очень существенным в этой схеме является выделение магматической стадии и ряда стадий постмагматических: щелочной, кислотной, поздней щелочной и заключительной. Типы метасоматических процессов «привязываются» к магматическим формациям материнских пород: габбро-перидотитовой, гранитоидной, щелочной и щелочно-ультраосновной. В настоящее время рассматриваемая классификация является наиболее совершенной. В ней уже достаточно четко намечается необходимость противопоставления в каждом метасоматическом процессе его начального этапа конечному, стадии магматического замещения стадиям постмагматического преобразования. В этом нетрудно видеть элементы сопряженных метасоматических систем в принятом нами определении. Действительно, метасоматизм магмати-

ческой стадии согласно авторам отличают 2 главные особенности: «1) прогрессивный характер, т. е. нарастание температурности метасоматизма и метаморфизма, и 2) интрузия или инъекция метасоматитов неизменным магматическим материалом» [106, с. 158]. Однако признавая разнонаправленность этих двух частей метасоматического цикла, авторы не делают необходимых выводов о смене знака энергетических эффектов реакций замещения, а также о необходимости изменения всех других параметров процесса. Вследствие этого метасоматизм магматической стадии охарактеризован недостаточно полно и в большинстве включает автометасоматические процессы, в то время как метасоматическая гранитизация — теперь общепризнанная — ими не рассматривается, хотя «габброизация», «сиенитизация» и «ийолитизация» указаны. Зато исключительно подробно и детально подразделены постмагматические стадии, особенно метасоматические процессы гранитоидной формации. Вместе с тем остаются неясными многие вопросы содержания понятия формация и фация, а также количество разнотипных формаций и их соотношения. Так, согласно приведенному выше определению, к одной фации относятся породы различных зон метасоматической колонки. С другой стороны, согласно парагенетическому анализу фации соответствует определенное поле дивариантного равновесия. А отсюда в одной зоне может быть несколько фаций.

Поэтому прежде чем систематизировать структурно-вещественные типы сопряженных метасоматических систем, необходимо уточнить ряд основных позиций классификации и номенклатуры, решить на физико-химической основе вопросы о числе в фации, о минералах в зонах, о числе различных фаций в пределах метасоматической колонки.

Как известно, в пределах каждой зоны метасоматической колонки фазовый состав в любой произвольной точке определяется количеством инертных компонентов при заданных и произвольных T , p и μ_n , т. е. правилом фаз Гиббса в уточнении Д. С. Коржинского. Согласно этому правилу число фаз в метасоматической (и метаморфической) системе равно или меньше числа экстенсивных факторов равновесия $\Phi \leq f_e$ или числа инертных компонентов $\Phi \leq k_i$. В том случае, когда вместо давления фактором равновесия является объем (закон Линдгрена), число фаз на единицу превышает число инертных компонентов ($\Phi \leq k_i + 1$) и появляется «осажденный» минерал. Переход каждого компонента из инертного в подвижное состояние добавляет один фактор равновесия и снижает число сосуществующих фаз. Соответственно, чтобы число сосуществующих фаз сократилось на единицу и при этом возникла одна новая реакционно-псевдоморфозная фаза, необходимо, чтобы в реакции исходной породы участвовали как минимум 2 фазы и обе они исчезали. На это обстоятельство обычно не обращается

внимания, хотя здесь нужно искать путь к решению вопроса о числе минералов в метасоматической колонке. Кроме того, учитывая, что понятие «инертный компонент» есть функция метасоматической зональности и оно действительно лишь для определенной зоны колонки, правило фаз Д. С. Коржинского применимо лишь к определенной зоне колонки. Это второе обстоятельство, которое забывается, когда осуществляется парагенетический анализ метасоматической зональности. Обычная схема рассуждения в этом случае такова [11]. «Имеется метасоматическая колонка: «Мик+Пи+Не+Аб+Гас (все компоненты инертны); 1. Мик+Би+Не+Мт — инертны Al, Fe, Si, O₂; 2. Мик+Би+Не (Либ) — инертны Al, Fe, Si; 3. Мик+Би — инертны Al, Fe; 4. Мик — инертен Al». Далее постулируется: «Пусть Al, Fe, Si инертны, а остальные компоненты вполне подвижны, тогда при переменности $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ и $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ и произвольности и постоянстве $T, p, \mu_{\text{H}_2\text{O}}, \mu_{\text{CO}_2}$ парагенезис Пи+Не+Мт+Бт+Мик будет неинвариантный». Легко видеть, что при инертности Al, Fe, Si существует парагенезис Мик+Би+Не (Либ), а парагенезиса Пи+Не+Мт+Бт+Мик вообще нет ни в одной из зон колонки.

Обратив внимание на эту систематическую неточность классической формы анализа химических потенциалов, мы предложили динамический вариант парагенетического анализа [49, 50]. При этом рассматриваются реальные реакции псевдоморфного замещения, происходящие на границах зон метасоматической колонки. Основанием для такого подхода служит положение о том, что «признаком равновесия является не покой, а определенная взаимосвязь термодинамических параметров системы, которая возможна и в изменяющихся системах» [72, с. 23]. Другим основанием является следующее положение. Если правило фаз применимо к двум соседним зонам метасоматической колонки, оно применимо и к межзональному переходу, но максимальное число фаз возрастает на единицу. Действительно, межзональный переход метасоматической колонки 0—1 связан с переходом одного инертного компонента в подвижное состояние. Соответственно число интенсивных факторов равновесия возрастает, а экстенсивных уменьшается на единицу: $0. n = k_1 + f_1 - \Phi_0$; $0-1. n = (k_1 - 1) + (f_1 + 1) - \Phi_1$.

Но на границе зоны сосуществуют все минералы 2 зон, следовательно, $\Phi_1 = \Phi_0 + 1$; $n = k_1 + f_1 - (\Phi_0 + 1)$. Принимая во внимание соотношение правила фаз Д. С. Коржинского для межзонального перехода, получаем $\Phi \leq k_1 + 2$. Действительно, для межзонального перехода к внутренней зоне колонки каолинизации имеем реакцию $2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}$. Эта реакция хорошо изучена экспериментально и на примере природных псевдоморфоз, в которых всегда обнаруживаются каолинит и кварц в требуемом формулой соотношении. Здесь один Al инертен, а в реакции участвуют 3 фазы.

Установлено [106, 64], что число зон в инфильтрационной метасоматической колонке на 1 или 2 больше числа минералов: $z = M + 1$ (или $+2$). Общее же число минералов, исходных и новообразованных, в колонке с числом зон z от неизменной породы, где M_0 минералов, до внутренней с оставшимся только 1 минералом будет $M = [(M_0 + 1)z]/2$.

Рассмотрим далее вопрос о числе фаций в метасоматической системе. Но при этом следует условиться, что понимать под фацией. Помимо приведенного выше определения фации [106, 35] существует другое, более конкретное, но не противоречащее первому — определение Д. С. Коржинского: «каждое поле (диаграммы химических потенциалов) соответствует одной определенной метасоматической фации» [64, с. 179]. Выше на примере применения парагенетического μ -анализа Л. Л. Перчуком мы показали, что обычный вариант анализа не учитывает в полной мере дифференциальной подвижности компонентов. Однако если использовать динамический вариант парагенетического анализа и рассматривать минеральные парагенезисы в условиях последовательного уменьшения в зонах числа фаз и числа инертных компонентов и увеличения числа вполне подвижных компонентов, то не представит труда приблизиться к решению вопроса о числе фаций. Действительно, в общем случае для каждой зоны (точнее, межзонального перехода) на диаграмме мы имеем несколько (обычно $k_i + 2$) полей дивариантного равновесия. Так как согласно принятому условию каждое поле отвечает одной фации, то, следовательно, в каждой зоне в ограниченном диапазоне изменения значений μ_m возможны разные фации, число которых в зоне $k_i + 2$. При условии постоянства состава изменяемых пород и общего состава растворов эти вариации обусловлены частными вариациями условий протекания процесса по горизонтали и вертикали. Следовательно, в трехмерной схеме зональности должны учитываться фациальные изменения внутри зон. Каждая зона и соответственно каждая частная μ -диаграмма объединяет группу родственных фаций. Учитывая, что при переходе от зоны к зоне число инертных компонентов сокращается и соответственно сокращается по закону арифметической прогрессии число дивариантных полей, можно найти число фаций в колонке. Действительно, поскольку зональность есть следствие дифференциальной подвижности компонентов, число зон в колонке, как и число исходных и метасоматических минералов, есть функция числа инертных компонентов. Для идеального случая инфильтрационной колонки, образующейся в условиях постоянных T , p , V , число «исходных» минералов M_0 равно числу инертных компонентов: $M_0 = k_i$ или на 1 больше, когда объем выступает в качестве фактора равновесия. Следовательно, в интервале от неизменной породы до полностью переработанной число переходов компонентов в подвижное состояние будет k_i , а наименьшее число зон $k_i + 1$ [64, 106]. С другой

стороны, число зон в колонке $z = M + 1$ (или $+2$) [64].

Рассмотрим детально формирование колонки. Пусть в породе, принятой за исходную зону колонки (0), содержится M_0 минералов. Согласно принятому выше число фаз связано с числом инертных компонентов соотношением $\Phi \leq k_i + 1$. Примем для простоты $M_0 = k_i + 1$. Если при каждом межзональном переходе согласно теории происходит сокращение на 1 числа фаз, но при этом возникает 1 новая фаза, то в общем случае должно замещаться 2 исходных минерала, кроме случая, когда метасоматический минерал M_1 соответствует имеющемуся в числе исходных (например, зона биотитизации в колонке, развивающейся по гранитоиду). Колонка будет иметь строение:

$$nM_0 | nM_0 - 2 + 1M_1 | \dots | 2M_0 - 2M_0 + 1M_1 |.$$

При этом число инертных компонентов сократится от k_i до 0, а число метасоматических минералов M_1 будет равно k_i . Следовательно, число зон z в колонке будет в общем случае равно $z = M_0 = M_1 + 1 = k_i + 1$. Суммарное число минералов в колонке окажется равным $M = M_0 + M_1 = M_0 + k_i = k_i + 1 + k_i = 2k_i + 1$.

Как было показано выше, число дивариантных полей (фаций) на диаграмме химических потенциалов (динамический вариант) на 2 превышает число инертных компонентов. Число же межзональных переходов на 1 меньше числа зон. Следовательно, общее число фаций может быть найдено по формуле арифметической прогрессии как сумма для числа членов $z - 1$:

$$(k_i + 2) + [(k_i + 2) - 1] + \dots + [(0 + 2) - 1];$$

$$\varphi = \frac{[(k_i + 2) + 1](z - 1)}{2} = \frac{(k_i + 3)(z - 1)}{2} = \frac{(k_i + 3)(k_i + 2)}{2}.$$

Найденное выражение дает нам общее число фаций в трехмерной колонке.

В геологическом проявлении применительно к метасоматитам — это закономерное сочетание в пространстве и времени групп фаций, т. е. это метасоматическая колонка определенного типа, образующаяся в условиях постоянства исходной породы, при определенном составе метасоматирующего раствора со всеми вариациями по простиранию и по падению метасоматической залежи. Если менять состав воздействующего раствора и температурные условия, но сохранять постоянным состав субстрата, мы придем к новым, принципиально иным минеральным ассоциациям. Но если изменять лишь состав субстрата в интервалах постоянства фазового состава, то мы получим определенный набор типов колонок, т. е. формацию. В зависимости от числа новых переменных — факторов состояния — мы получим тот или иной набор типов колонок — закономерное их сочетание в пределах формации. Так, например, в случае аргиллизитов при постоянстве состава растворов и температуры,

но при вариации состава субстрата от гранита до габбро формационная принадлежность метасоматитов сохраняется. Но при переходе к ультраосновным породам приходится говорить о новом формационном типе, даже если воздействующий раствор генетически связан не с ультраосновными породами, а, например, с кислыми.

Здесь нам приходится коснуться вопроса о метасоматитах чистой линии и метасоматитах линии скрещения. Необходимость подобного подхода уже давно была установлена при изучении пегматитов [155, 6]. Действительно, допустим, в пределах гранитоидной формации материнских пород и пород субстрата мы имеем низкотемпературный кислый раствор, обеспечивающий аргиллизацию. Возникающая метасоматическая колонка — линейное сочетание фаций — в зависимости от вариации относительной подвижности и относительных величин вполне подвижных компонентов будет варьировать в узких пределах. Эти вариации обеспечивают относительное разнообразие минеральных парагенезисов — фаций при трехмерной зональности колонки, т. е. частное проявление формации аргиллизитов. К этой же формации будут относиться все частные колонки в случае наложения процесса на всю гамму генетически связанных пород конкретного комплекса гранитоидов. Каково же количество этих типов, равно ли оно числу петрографических разновидностей исходных гранитоидов или менее его? Вероятно, ограничения здесь накладываются числом и сочетанием фаз в составе исходных пород. А это уже поддается строгому математическому учету: $s = f(\varphi, \Phi)$.

Мы вернемся к раскрытию этой зависимости, а пока продолжим наши рассуждения и укажем, что в случае воздействия аргиллизирующего раствора, связанного с гранитоидами, на чуждые породы (ультраосновные, щелочные, карбонатные) возникает серия разных, но родственных формаций. Это формации «линии скрещения», за которыми обычно закреплены собственные названия. Кроме того, определенное разнообразие типов колонок может обеспечить вариация геологических условий проявления метасоматизма: околотрещинный метасоматизм в однородной изотропной среде, контактово-реакционный метасоматизм в контрастных породах, площадной метасоматизм, контролируемый дневной поверхностью. Следовательно, общее число типов колонок определенной формации складывается из колонок «чистой линии», проявляющихся только в пределах массивов единого метамагматического цикла (s_1); колонок «линии скрещения», проявляющихся в чуждых породах (s_2); колонок, связанных с вариациями геологических условий (g). Количество типов колонок чистой линии определяется числом различных генетически родственных пород данного комплекса. Для нас важно только различие качественное, т. е. появление или отсутствие хотя бы одной новой фазы. Пусть для определенной

группы генетически родственных пород, материнских в отношении данного типа метасоматизма, и целиком включающего его продукта существует Φ фаз, которые все вместе могут и не встречаться, а характерны устойчивые ассоциации из $n < \Phi$ сочетаний. Тогда число таких сочетаний будет не более $\Phi!/[n!(\Phi-n)!]$. При наложении метасоматического процесса в каждом случае возникает своя типовая колонка, и число таких в общем случае будет $s_{1+2} \leq \Phi!/[n!(\Phi-n)!]$. В том случае, когда общая ассоциация из Φ фаз существует в инвариантных условиях, возможно использовать приемы парагенетического анализа для оценки числа всех сочетаний устойчивых фаз.

Рассматривая вариации параметров, которые обуславливают возникновение серии родственных типов колонок, входящих в одну формацию, мы задавались условиями постоянства температуры и давления, а также качественного набора и относительных величин вполне подвижных компонентов. Однако постоянство этих параметров следует понимать не буквально, а лишь в том смысле, что данная ассоциация или группа ассоциаций устойчивы в определенном диапазоне вариации интенсивных параметров. Наглядным примером этого является хорошо изученная система $\text{H}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$, характеризующая главные ассоциации гидротермально-метасоматических минералов гранитоидного ряда. На диаграмме этой системы, как отмечалось ранее, вполне обоснованно выделяется по крайней мере 4 температурных поля: низкотемпературное (аргиллизитов), низко-среднетемпературное (оксеталитов), средне-высокотемпературное (грейзенов), высокотемпературное (ортоклазитов). Из диаграммы следует, что смена этих ассоциаций представляет собой температурный ряд родственных формаций, причем переходы в этом ряду происходят без существенной смены состава растворов. Изотермические же сечения обеспечивают появление частных рядов — переходов от вторичных кварцитов к аргиллизитам, оксеталитам, грейzenам и ортоклазитам.

Указанными температурными границами определяется формационное разнообразие метасоматитов постмагматической стадии в пределах гранитоидной группы при условии постоянства геологической среды и характера воздействующих растворов. Влияние геологической среды имеет ограниченное значение, кроме случая контактово-реакционного взаимодействия, определяющего появление формации скарнов.

Вариации состава метасоматирующих растворов имеют большее значение. Так, повышение активности натрия обеспечивает появление формации альбититов, хотя на формационном разнообразии низкотемпературных метасоматитов это практически не сказывается. Таким образом, для гранитоидной группы метасоматитов постмагматической стадии намечается дихотомия температурного ряда с обособлением 2 «концентрационных» форма-

ционных типов чистой линии (К, Na) и 3 «структурно-вещественных» — скарны, пропилиты, вторичные кварциты.

Согласно геологическим данным в пределах гранитоидной группы выделяется до 9 метасоматических формаций. Прямая корреляция их с магматическими формациями гранитоидов отсутствует, хотя общее количество последних (в интрузивном варианте) также составляет около 10—15 [54]. Лишь в отношении «контрастных» представителей гранитоидного ряда наблюдается избирательная связь с ними формаций метасоматитов. Так, гранитоидам калиевого ряда, кислым и ультракислым, свойственны явления грейзенизации, гранитоидам натрового ряда — явления оксеталитизации и т. д. В целом же многие формации постмагматических метасоматитов являются «сквозными» по отношению к формациям магматических пород, и приходится говорить о связи той или иной метасоматической формации (или ряда формаций) с той или иной группой (или рядом) магматических формаций.

В настоящее время в классификационной схеме магматических формаций, учитывающей стадийность развития подвижных зон, выделяют более 50 различных формаций интрузивных и эффузивных пород. В классификации же метасоматических пород или процессов выделяют в первом случае 7, а во втором только 4 контрастные группы «материнских» пород: габбро-перидотитовую, гранитоидную, щелочную, щелочно-ультраосновную. В пределах 4 групп существуют свои температурные и структурно-вещественные ряды родственных формаций метасоматитов постмагматической стадии.

Рассмотрение закономерностей щелочно-кислотной эволюции постмагматических гидротермальных растворов указывает на наличие 4 различных состояний (рис. 2): понижающейся щелочности (ранняя стадия), повышающейся кислотности (стадия выщелачивания), понижающейся кислотности (стадия осаждения), повышающейся щелочности (заключительная стадия). Как известно [62], эта эволюция в значительной степени связана с понижением температуры растворов, а поэтому отвечающий ей ряд метасоматических формаций в первом приближении сходен с температурным рядом «чистой линии». Для гранитоидной группы этот ряд представлен ортоклазовыми метасоматитами, грейзенами, оксеталитами и аргиллизитами. В этой зависимости находят свое отражение указанные выше закономерности устойчивости минеральных ассоциаций в системе $H_2O - K_2O - SiO_2 - Al_2O_3$. Так, одновременное понижение щелочности и температуры приводит к смене ассоциации ортоклазовых метасоматитов (Or + Kв) грейзеновой (Му) и вторично-кварцитовой (Анд + Прф).

Инверсии в щелочно-кислотной эволюции растворов к дальнейшему повышению щелочности при снижении температуры соответствует смена грейзенов и вторичных кварцитов оксета-

литами и аргиллизитами. Здесь следует отметить, что поля устойчивости ортоклазитов и грейзенов, а особенно оксеталитов и аргиллизитов разграничены линиями, в первом приближении отвечающими направлению естественной щелочно-кислотной эволюции, что также соответствует последовательности смены указанных групп формаций. Иными словами, синусоидальное изменение кислотности — щелочности гидротермальных растворов, являющееся общим законом их эволюции, прямым образом связано с направленной сменой и в конечном итоге с количеством формаций метасоматитов постмагматической стадии.

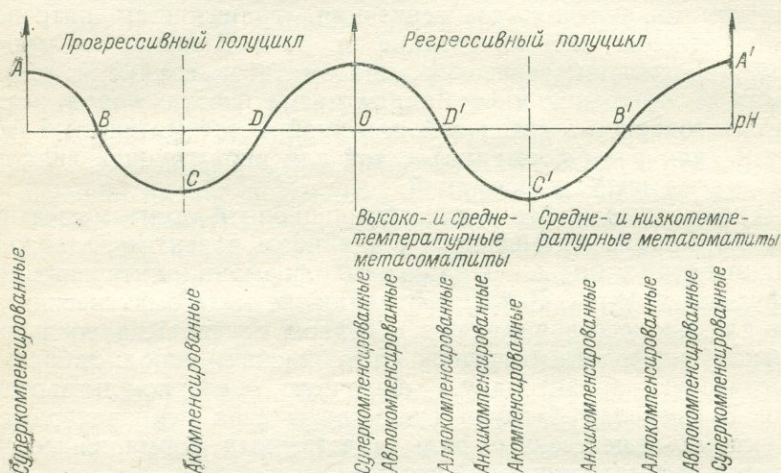


Рис. 2. Характер распределения кристаллохимических типов метасоматитов по стадиям цикла СМС.

Это открывает дополнительные возможности определения общего числа формаций метасоматических пород.

При условии распространения указанной закономерности с гранитоидной группы формаций на 3 другие, отмеченные выше: габбро-перидотитовую, щелочную и щелочно-ультраосновную — общее количество формаций постмагматических метасоматитов «чистой линии» должно исчисляться первыми двумя десятками. Кроме того, во всех группах возможны метасоматиты «линии скрещения» — продукты контактово-реакционных процессов. Наиболее изученными из них являются магнезиальные и известковые скарны, проходящие по существу по всем 4 главным группам метасоматических формаций.

Выше указывалось, что метасоматическая формация представляет собой сочетание закономерных вариаций типовой метасоматической колонки при условии относительного постоянства температуры, давления и химических потенциалов вполне подвижных компонентов, но при изменении в определенных

пределах среды и геологоструктурных условий. Сумма геологических, физико-химических и экспериментальных данных свидетельствует о том, что в метасоматическом петрогенезе очень четко выделяются ступени, отвечающие уровням организации вещества. В интервале от компонентов и фаз до формаций и их родственных групп существует 4 закономерных уровня. Количество элементов каждого из этих уровней поддается достаточно строгому математическому учету.

ТОПОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Парагенетический подход к изучению геологических образований в сочетании с представлениями об уровнях организации вещества позволяет обнаружить аналогии в проблеме формационного анализа и задаче систематизации разнородных множеств. Это в свою очередь позволяет использовать в качестве математического аппарата формационного анализа приемы топологии, уже нашедшие применение в физической химии [72] и отчасти в петрологии [65].

В соответствии с терминологией, принятой в Новой геометрии Е. С. Федорова [154], геометрические элементы различных уровней организации абстрактного пространства будем называть примы, секундами, терциями, квартами, пентами и т. д. Тогда нулевой уровень организации — прима в геометрическом выражении — будет представлен точкой или их серией, не связанной каким-либо законом.

Простейшее сочетание прима — секунда в геометрическом выражении представлено в общем случае прямой линией, отвечающей первому уровню организации пространства. Это простейшее сочетание элементов будем называть симплексом. В нулевом уровне организации содержится 1 прима, в первом — 2 и т. д., т. е. число низших элементов на единицу превышает размерность уровня. Соответственно при переходе к другим более высоким уровням геометрические элементы более низких уровней входят в состав симплексов и число их строго определенное. Легко показать, что количество разнородных элементов симплексов может быть без труда найдено как самоочевидное вплоть до 3 уровня организации, т. е. до трехмерного пространства. Так, в составе симплекса первого уровня организации будут 2 примы и 1 секунда (сам симплекс), в составе симплекса второго уровня организации — 3 примы, 3 секунды и 1 терция (сам симплекс), в составе симплекса третьего уровня организации (трехмерное пространство) — 4 примы, 6 секунд, 4 терции и 1 кварта. Чтобы найти число элементов в симплексах последующих уровней организации, необходимо прибегнуть к математическому обобщению на основе существующих в топологии методов. Но прежде мы остановимся на соотношении

элементов симплекса, выведенном для третьего уровня организации (4, 6, 4, 1). Этот симплекс представляет собой просто тетраэдр (4 вершины, 6 ребер, 4 грани). А соотношение геометрических элементов простых многогранников, как известно, определяется формулой Эйлера: число вершин равно числу ребер плюс 2 минус число граней ($v = p + 2 - g$). Следовательно, для тетраэдра имеем $4v = 6p + 2 - 4g$, для куба — $8v = 12p + 2 - 6g$ и т. д. Это соотношение имеет универсальное распространение, оно известно в теории графов в других областях, но, самое главное для нас, оно полностью тождественно по математической форме написания формуле правила фаз Гиббса, согласно которому, как известно, число степеней свободы термодинамически равновесной системы равно числу ее компонентов плюс 2 минус число фаз ($n = k + 2 - \Phi$). Следовательно, проблема систематизации геологических объектов различных уровней организации вещества, т. е. по существу формационный анализ, в тех случаях, когда строго определены соответствующие элементы этих совокупностей, тождественна задаче систематизации разнородных геометрических множеств. Заметим, что правило фаз Гиббса, пришедшее в минералогию из термодинамики, оперирует с компонентами и фазами, но уже парагенетический анализ в любых его формах привлекает понятия следующих уровней — фации и формации. Правило фаз Гиббса применительно к геологической действительности является, следовательно, лишь частным случаем общего решения. Это общее решение, позволяющее приблизиться к количественному анализу соотношений геологических объектов, может быть найдено на основе формулы Пуанкаре [72]: $a_0 - a_1 + a_2 - \dots + (-1)^{n-2} a_{n-1} = \text{const}$, где a_0, a_1, \dots — число элементов различных уровней организации, образующих $(n-1)$ -мерный симплекс O_n . Значение const для четных $n-1$ равно 0, а для нечетных — 2. Число элементов различных уровней организации, участвующих в образовании симплекса, определяется биномиальными коэффициентами Ньютона. Они могут быть найдены в общем случае по формуле сочетаний из n элементов по m :

$$C_n^m = \frac{n!}{m!(n-m)!}$$

или с помощью треугольника Паскаля

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|--|
| | | 1 | | 1 | |
| | | 1 | 2 | 1 | |
| | 1 | 3 | 3 | 1 | |
| 1 | 4 | 6 | 4 | 1 | |

где каждая последующая строка, отвечающая новому уровню организации, находится путем сложения соседних чисел предыдущей.

Так, для третьего уровня организации, определяющего соотношение фаций, фаз и компонентов, симплекс имеет следующее строение: размерность уровня 4; $n = 5$;

$$a_0 - a_1 + a_2 - a_3 + a_4 - \dots + (-1)^3 a_4 = 0;$$

$$C_5^1 = \frac{5!}{1! \cdot 4!} = 5; \quad C_5^2 = 10; \quad C_5^3 = 10; \quad C_5^4 = 5;$$

$$5 - 10 + 10 - 5 = 0.$$

Количество элементов геологических множеств (прим) определяется числом химических компонентов, участвующих в породообразовании, и исчисляется обычно первыми двумя десятками. Количество независимых переменных, определяющих совместное существование парагенетических ассоциаций, превышает эту величину на число внешних факторов, характеризующих среду с точки зрения термодинамических условий (T , p , μ , ...), состава и структуры геологического пространства, времени процесса, его скорости и т. д. Последовательное увеличение этих независимых переменных приводит к качественным скачкам в строении геологических объектов (к усложнению симплексов), что и обуславливает разнообразие состава, строения и распространения геологических формаций. Метасоматические горные породы, к которым наиболее применимы законы термодинамики, представляют собой поэтому благоприятный объект для количественного формационного анализа. Выше было показано, что в интервале от метасоматических фаз и фаций до формаций с необходимостью выделяются 2 промежуточных уровня. Такое деление, отражая реальную геологическую действительность, восходит в своей основе к 5-ступенчатой классификации объектов органического мира, где выделяются: вид, род, семейство, класс и тип. Подобный подход используется и в учении о фациях, где принята 4-ступенчатая градация: фация, сервия, нимия, формация [104]. Такое подразделение может быть использовано и при анализе фациально-формационных соотношений метасоматитов. Так, сочетание фаций в пределах эволюционирующей в пространстве метасоматической колонки отвечает четвертому уровню организации. На диаграмме химических потенциалов этому сочетанию отвечает система полей дивариантных равновесий и пучка линий, разграничивающих эти поля. Такой пучок или сервия (в переводе — букет) и составляет закономерное сочетание фаций в геологическом пространстве. Вся же колонка в ее частном проявлении отвечает закономерному сочетанию зон — сервий и представляет собой нимию. Наконец, сочетание нимий дает формацию.

Анализ особенностей сочетания геометрических и геологических множеств различных рангов показывает, что в последовательном ряду их усложнения существует ряд закономерностей. Прежде всего это касается масштабов распространения соответствующих объектов: от атомов до кристаллов (нулевой,

первый, второй уровни) масштабы объектов измеряются величинами, характерными для атомов и элементарных ячеек кристаллов ($10^{-8} - 10^{-5}$ см). Соответствующие объекты находятся в сфере интересов кристаллохимии. Третий уровень отвечает хорошо известному соотношению числа фаз и компонентов. В качестве независимых переменных здесь выступают температура и давление. Симплекс имеет тетраэдрическое строение, в его состав входит 15 разнородных элементов, но общая формула применительно к геометрии позволяет анализировать и большее их число, а применительно к физической химии (и минералогии) также и меньшее. При переходе к рангу сервий строение симплекса и его содержание усложняются. Геометрически симплекс отвечает фигуре четырехмерного пространства, а в его состав входит уже 31 разнородный элемент. Помимо независимых переменных третьего уровня здесь появляется еще один. В качестве такового, вероятно, выступают химические потенциалы вполне подвижных компонентов. Это следует из того, что необходимым условием построения схемы закономерного сочетания фаз, дающего сервию, является рассмотрение соотношения химических потенциалов вполне подвижных компонентов.

Нетрудно видеть, что при переходе от одного ранга (уровня) к другому число элементов в составе симплексов возрастает закономерно. Их разность для перехода от уровня n к уровню $n + 1$ равна 2^n . При этом путем формального почленного вычитания элементов симплексов 2 соседних уровней можно получить коэффициенты предыдущего уровня. Это свидетельствует о том, что формула Пуанкаре во всем ряду уровней организации может «сворачиваться» от более сложной к более простой. Следовательно, в частном случае, при постоянстве тех или иных факторов, к анализу геологических объектов более высоких уровней применимы формулы более низких уровней. Последнее важно в том отношении, что «расшифровка» формулы Пуанкаре для 4 и более высоких уровней представляется пока еще затруднительной. Можно только предполагать, что в число факторов, определяющих пятый и шестой уровни, масштабность которых в геологическом пространстве измеряется 10^8 см и более, а время развития 10^8 сек и более, должны входить объем геологических тел, геологическое время, характер субстрата.

Рассмотрим применение формулы Пуанкаре к анализу соотношения числа метасоматических образований различных рангов. Для третьего уровня, характеризующего соотношение фаз и компонентов, формула Пуанкаре тождественна правилу фаз Гиббса: $a_0 = a_1 + 2 - a_2$ ($n = k + 2 - \Phi$). Для невариантных условий, как известно, в общем случае имеем $\Phi = k + 2$. При этом вообще число факторов равновесия в системе равно $f_e + f_i = k_i + k_m + 2$. Чтобы получить соответствие формуле Пуанкаре, будем полагать $a_0 = \Phi$; $a_1 = k = f_e$; $a_2 = n$.

Для четвертого уровня, характеризующего соотношение фаций и фаз, согласно формуле Пуанкаре имеем: $a_0 = a_1 - a_2 + a_3$. Если, как и в предыдущем ранге, a_0 определяет число элементов высшего ранга, a_1 — число элементов предыдущего уровня, a_2 — вариантность системы, a_3 — общее число интенсивных факторов состояния, то получим $n = f_1 + \Phi - \varphi$. Для невариантных условий соответственно $\varphi = \Phi + f_1$. Количество фаций, возможных для каждой из зон метасоматической колонки, определяется общим числом устойчивых фаз и числом интенсивных факторов равновесия.

Общее число фаз определяется числом всех компонентов системы, а интенсивными факторами равновесия помимо T , p являются химические потенциалы или концентрации вполне подвижных компонентов. Так, для зоны, в пределах которой существует, например, 7 минералов, для случая $f_1 = 2$ (2 компонента подвижны) при вариации фациального характера зоны в узком интервале T , p имеем 9 фаций.

Для частного случая невариантных условий, отражаемого одной двумерной диаграммой химических потенциалов, формула ($\varphi = \Phi + f_1$) принимает вид: $\varphi = k_1 + 2$.

Это соотношение, как указывалось выше, хорошо известно в парагенетическом анализе. Оно определяет число лучей пучка и соответственно число дивариантных полей — фаций, т. е. дает число фаций в сервии.

Метасоматические горные породы отличаются от пород всех других классов прежде всего тем, что они встречаются не изолированно, а в непосредственном закономерном сочетании, причем каждая порода отличается от соседней в общем случае сравнительно незначительно, но зато качественно: уменьшением или увеличением числа сосуществующих новообразованных минералов. Потенциальное число фаций в каждой зоне — сервии направленно и качественно отличается при переходе к соседней зоне. Число таких ассоциаций, т. е. число сервий в самом простейшем случае, — это число зон. Так, для пятого уровня организации согласно формуле Пуанкаре имеем $a_0 = a_1 - a_2 + a_3 - a_4 + 2$. По аналогии с предыдущим уровнем для общего случая имеем $n = f_1 - \Phi + \varphi - s + 2$. В невариантных условиях ограниченного изменения T , p получим

$$s = f_1 - \Phi + \varphi + 2,$$

где s — общее число различных наборов фаций (число сервий);
 f_1 — общее число независимых параметров;
 Φ — общее число фаз;
 φ — общее число фаций.

Для частного случая какой-либо конкретной колонки без учета вариации состава зон число различных сервий совпадает с числом зон. Справедливо выведенное выше соотношение:

$\varphi = \Phi + f_i^{IV}$. Подставляя его в формулу и учитывая, что

$$f_i^{IV} + f_i^V = \mu_1 + \mu_2 + \dots + \mu_n + \sum \mu = k + 1,$$

имеем

$$s = f_i^V - k - 2 + f_i^{IV} + \Phi + 2 = \Phi + 1.$$

Мы получили рассмотренное выше и хорошо известное выражение, определяющее число зон в метасоматической колонке ($z = M + 1$). Отметим лишь попутно, что значение M — это число метасоматических или первичных минералов ($M_0 = M_m$), но не суммарное число минералов, как полагает Д. С. Коржинский.

Следовательно, число закономерных групп фаций (сервий) в метасоматической колонке в общем случае определяется числом интенсивных факторов состояния, общим числом фаз и фаций. В частном случае это — число зон в элементарной колонке и оно на единицу больше числа метасоматических минералов или при $\mu_n = \text{const}$ числа метасоматических фаций.

Значение s дает нам число сервий в нимии, количество же последних в формации можно получить из уравнения Пуанкаре для шестого уровня организации: $a_0 - a_1 + a_2 - a_3 + a_4 - a_5 = 0$. По аналогии с предыдущим для инвариантных условий имеем $\eta = f_i + \Phi - \varphi + s$. По условию при переходе от сервий к нимии прибавляется один интенсивный фактор состояния — это состав субстрата. Действительно, при вариации состава исходных пород от кислых к основным в условиях воздействия среднетемпературных умеренно кислых растворов мы получаем в пределах формации оксеталитов всю гамму переходов (ряд нимий) от березитов до лиственинов. Уравнение зависимости перехода сервия — нимия может быть получено путем почленного вычитания: $\eta = s_1 - s_2 + 2 = \Delta s + 2$, где Δs — число сервий, отличающих одну нимию от другой.

Мы приблизились к определению числа формаций метасоматических пород, что может быть сделано путем применения уравнения Пуанкаре для седьмого уровня. Но сначала отметим, что индивидуальность метасоматических формаций в каждой из контрастных вещественно-генетических групп определяется температурными интервалами процесса и соответствующей эволюцией метасоматирующего раствора. При этом температурно-концентрационный фактор работает одинаково для всех вещественно-генетических групп. Следовательно, первой ступенью субформационного уровня являются температурно-концентрационные ряды формаций. Для них общее уравнение зависимости, выведенное из формулы Пуанкаре седьмого уровня, имеет вид: $n = f_i - \Phi + \varphi - s + \eta - F + 2$.

Для инвариантных условий получаем $F = f_i - \Phi + \varphi - s + \eta + 2$. В температурно-концентрационном ряду формаций, как следует из геологических и экспериментальных данных, вы-

деляется для гранитоидной группы 4 (или 5) дискретных полей, т. е. 4 (или 5) однотипных, но количественно различных факторов состояния.

Этой величиной и определяется число формаций температурно-концентрационного ряда. Кроме того, в число факторов состояния входят вариации вещественно-генетических типов, определяющие другую ступень субформационного уровня. Для определения их числа, как указывалось выше, могут быть привлечены лишь общегеологические данные, с известной долей условности позволяющие выделять 5 групп «материнских» магматических пород и соответствующее количество метасоматических формаций в ряду (F_m). Следовательно, общее число метасоматических формаций постмагматической стадии будет $F_0 = F_t F_m$.

Здесь не полностью учтены «гибридные» формации линии скрещения, являющиеся продуктами воздействия метасоматизирующих растворов одной генетической группы на контрастно различающиеся породы других групп. Возникающие в этих условиях контактово-реакционные образования (в частности, скарны) как формационные типы в принципе возможны во всех генетических группах формаций. Их количество, следовательно, может быть отражено путем введения дополнительного фактора состояния в температурные ряды формаций. Таким образом, постмагматические метасоматиты могут быть систематизированы начиная от уровня слагающих их компонентов и фаз до уровня формаций и их групп (табл. 1). Для уровня, отражающего соотношение компонентов и фаз в условиях одной метасоматической фации, состояние системы определяется постоянством общего числа компонентов, что можно выразить символом $\Sigma\mu = \text{const}$, значения химического потенциала каждого компонента $\mu_1, \dots, \mu_n = \text{const}$, постоянством температуры и давления (в рамках устойчивости данной фазы) — $T, p = \text{const}$, а также постоянством состава эдукта $E = \text{const}$. Фактором состояния здесь является f_e , т. е. масса инертного компонента. Переход от одной фазы к другой требует нового компонента. Это означает, что фазовые переходы минералов метасоматических зон определяются качественными изменениями факторов состояния, в данном случае инертных компонентов. В частном случае невариантных условий уравнение зависимости выражает число компонентов в одной фазе. Это уравнение многократно проверено и не требует особых пояснений.

В ряду фаза — фация (четвертый уровень) появление каждой новой фазы определяется количественным изменением одного из указанных факторов состояния, а именно химического потенциала одного из компонентов ($\Sigma\mu, T, p, E = \text{const}, \mu_n \neq \text{const}$). Для невариантных условий число фаций, т. е. состав одной сервии, определяется числом фаз и числом интенсивных факторов состояния. Это уравнение, как показано

Таблица 1

Соотношение элементов вещественно-структурных множеств

| Уровень | Элементы симплексов | Содержание симплексов |
|---------|---------------------|----------------------------------|
| 3 | Компонент — фаза | Минералы метасоматической породы |
| 4 | Фаза — фация | Порода одной фации |
| 5 | Фация — сервия | Зона колонки |
| 6 | Сервия — нимия | Колонка |
| 7 | Нимия — формация | Формация |

ранее, проверяется на основе теории парагенетического анализа.

В ряду фация — сервия еще один из указанных выше факторов состояния изменяет свое значение ($T, p, E = \text{const}, \mu_n, \Sigma \mu \neq \text{const}$). Число сервий определяет общее содержание нимии, в геологическом выражении, в частном случае, это число зон в простой колонке. Это уравнение, как было показано выше, также проверяется теорией метасоматической зональности.

В ряду сервия — нимия дополнительным фактором состояния является изменение состава эдукта ($E \neq \text{const}$). Соответственно выводится общее число нимий в формации, в частном случае это вариации состава одной формации в зависимости от состава исходных пород. Блестящим примером такого рода является ряд березитов — листовенитов (формация оксеталитов). Следует отметить, что изменение состава эдукта обычно определяется рамками генетической группы материнских пород, т. е. для гранитоидного ряда постмагматических метасоматитов состав эдукта варьирует также в пределах такового. В случае выхода за рамки родственного ряда происходит своего рода качественный скачок и должен добавиться еще один фактор состояния. При этом возникают «гибридные» субформации линии скрещения, например оталькование и серпентинизация в пределах формации аргиллизитов [136]. Другим примером являются метасоматические процессы гранитоидного ряда в известняках или контактово-реакционные явления.

В ряду нимия — формация в качестве определяющего фактора состояния выступает изменение либо температурного интервала (за пределы устойчивости каждой конкретной ассоциации), либо вещественно-генетической группы (ВГГ) «мате-

| Уравнения системного соответствия уровней | Характер изменения f_{in} | Существующие частные решения |
|---|---|--|
| $n = f_e + f_i - \Phi$ | — | $n = k + 2 - \Phi$ (Гиббс); $\Phi \leq k$ (Гольдшмидт); $\Phi \leq k_i$ (Коржинский) |
| $n = f_i + \Phi - \varphi$ | $\mu_n \neq \text{const}$ | $\varphi = k_i + 2$ (Коржинский) |
| $n = f_i - \Phi + \varphi - s + 2$ | $\mu_n, \Sigma \mu \neq \text{const}$ | $n = k + 2 - M - 1$ (Коржинский) |
| $n = f_i + \Phi - \varphi + s - \eta$ | $\mu_n, \Sigma \mu,$ $E \neq \text{const}$ | — |
| $n = f_i - \Phi + \varphi - s + \eta - F + 2$ | $\mu_n, \Sigma \mu,$ $E, T, p \neq \text{const}$ | — |

ринских» пород ($T, p \neq \text{const}$ или $\text{ВГГ} = \text{const}$). Таким образом, число формаций метасоматических пород, т. е. класса метасоматитов (например, постмагматических), определяется сочетанием двух новых факторов состояния. В частном случае для одной формации уравнение дает все вариации типовых колонок. Для каждого температурного ряда вещественно-генетической группы может быть найдено число формаций.

**СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ
ПРИМЕНЕНИЕ УРАВНЕНИЙ
ЗАВИСИМОСТИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ЧИСЛА ЭЛЕМЕНТОВ
МЕТАСОМАТИТОВ
РАЗЛИЧНЫХ УРОВНЕЙ
ОРГАНИЗАЦИИ**

Для соотношения компонент — фаза применение правила фаз Гиббса рассмотрено во всех аспектах и, в частности, для невариантных условий $\Phi = k + 2$ [64, 65, 13].

Выше были рассмотрены примеры определения числа фаций и числа сервий (зон) в колонке. В первом случае в качестве f_i выступает μ_n . Соответственно имеем $\varphi = \Phi + f_i$. Для невариантных условий при $\mu_n = \text{const}$ имеем $\varphi = \Phi = k + 2$ (уравнение, хорошо известное из теории парагенетического анализа). При изменении только одного μ_n получаем $\varphi = \Phi + 1$. В пределах одной метасоматической зоны в результате качественного изменения величин химических потенциалов при условии постоянства среды, кислотности раствора, температуры и давления предельное число фаций равно числу фаз.

Для соотношения фация — сервия, или, что то же самое, конкретная материальная ассоциация зоны — число зон, в качестве интенсивных факторов состояния выступают μ_n , $\Sigma\mu$ (на каждом фронте один компонент переходит из инертного в подвижное состояние). Уравнение общего вида для инвариантных условий преобразуется так:

$$s = f_i - \Phi + \varphi + 2. \quad (1)$$

Чтобы проверить это уравнение и понять его физический смысл, учитывая, что оно получено на основе общетеоретических посылок систематизации геологических множеств, рассмотрим вслед за Д. С. Коржинским [64] вывод соотношения для числа зон в метасоматической колонке.

Определяющим для строения колонки является число интенсивных параметров, а именно концентраций компонентов в метасоматирующем растворе. В каждой зоне колонки имеется количество концентраций, равное числу компонентов k , а всего в z зонах kz концентраций. Эти концентрации связаны между собой системой уравнений, число которых определяется числом компонентов, числом слагающих колонку минералов и числом ее зон. При этом взаимосвязаны уравнения для $k-1$ концентраций в каждой зоне и $(k-1)(z-1)$ во всех зонах. К ним добавляются по числу минералов M уравнений растворимости, связывающих концентрации компонентов в растворе:

$$\left. \begin{array}{l} C_1^1 C_2^1 \dots C_k^1 \\ C_1^2 C_2^2 \dots C_k^2 \\ \dots \dots \dots \\ C_1^z C_2^z \dots C_k^z \end{array} \right\} z-1 + M \text{ уравнений.}$$

$\underbrace{\hspace{10em}}_{k-1 \text{ уравнение}}$

Общее число уравнений концентрации компонентов в растворе всех зон колонки будет $(k-1)(z-1) + M$. Разность между общим числом концентраций и числом связывающих их уравнений дает нам число независимых переменных факторов состояния $n = k + z - 1 - M$.

Легко показать, что это уравнение приводится к виду $s = f_i - \Phi + \varphi + 2$, если изменить обозначения и принять во внимание, что в число n факторов состояния входят интенсивные параметры 3 уровней организации: фазового, фациального, сервиального, т. е. f_i^{III} , f_i^{IV} , f_i^V или для частного случая $f_i^V = f_i^{III} - f_i^{IV}$. Подставляя в уравнение (1) эти значения, а также учитывая, что $k = \Phi - f_i^{III}$; $z = s$; $\Phi = \varphi - f_i^{IV}$, получаем $0 = \Phi - f_i^{III} + s - \varphi + f_i^{IV} - 1$ (или 2), т. е. $s = f_i - \Phi + \varphi + 1$ (или +2). В инвариантных условиях минимальное число сервий (зон) равно 2.

Для частного случая, когда в метасоматической колонке число скачкообразных изменений факторов состояния равно числу метасоматических минералов $f_i = M$, а число фаций равно или на 1 больше числа фаз $\varphi = \Phi$ или $\Phi + 1$, получаем $s = z = M + 1$ (или $+2$).

Следующий уровень — сервии — нимии — характеризуется уравнением $\eta = f_i - \varphi + \Phi + s$. В геологическом выражении число нимий — это число типовых колонок в пределах той или иной формации, возникающих обычно при относительном постоянстве эдукта и вариациях состава воздействующего раствора. Реже в качестве интенсивного фактора выступает вариация эдукта в пределах генетической группы. Примером первого ряда колонок для метасоматитов гранитоидной группы являются: альбититы, ортоклазиты, грейзены (слюдистые, флюоритовые, топазовые) или оксеталиты (альбитовые, турмалиновые, серицитовые). Примеры второго ряда колонок для метасоматитов «чистой линии» в целом не характерны, так как вариации состава эдукта обычно ограничиваются не качественными, а количественными изменениями. Вместе с тем березиты и листвениты являются достаточно ярким примером «эдуктового» ряда типовых колонок. Кроме того, достаточно многочисленны аналогичные примеры в формациях контактово-метасоматических образований и метасоматитов линии скрещения.

Следовательно, индивидуальность и количество типовых колонок чистой линии каждой формации (число нимий) определяются числом качественных скачков состава раствора и состава эдукта при сохранении постоянными в пределах рамок устойчивости типоморфных минералов значений T , p , μ_n , $\Sigma\mu$, E и генетического класса.

Пусть мы имеем ряд P^1, \dots, P^s скачкообразного изменения состава воздействующего раствора, образующего при постоянстве эдукта η колонок, причем для определенных s в пределах разных колонок P^s качественно равны. Каждое скачкообразное изменение состава раствора как минимум дает новую зону колонки (новую сервию), поэтому число таких «скачков» больше или равно s . Тогда, пользуясь традиционной схемой вывода уравнения фазового соответствия, получим

$$P^1 = P_2^1 = \dots = P_{\eta}^1;$$

.....

$$P_1^s = P_2^s = \dots = P_{\eta}^s.$$

В этой системе будет $\eta(s-1)$ качественно различных реакционных соотношений, а общее число переменных $\eta(s-1) + f_{\eta}^{\eta}$. Число же уравнений, связывающих их изменения, будет $(\eta - 1)(s-1)$. Кроме того, число независимых изменений еще ограничено f_{η}^{η} уравнениями, отвечающими предыдущим

уровням и определяющими в этой системе число входящих фаз и фаций. Путем вычитания из общего числа переменных числа связывающих их уравнений получим число независимых параметров — вариантных факторов состояния:

$$n = \eta(s - 1) + f_i^\varphi - [(\eta - 1)(s - 1) + f_i^\eta] = s - \eta + f_i^\eta - f_i^\varphi.$$

В общем случае, когда число фаз и фаций определяется одним фактором равновесия $\varphi - \Phi = f_i^\varphi$, уравнение принимает вид: $n = f_i + s - \eta + \varphi - \Phi$.

Совершенно аналогичное уравнение будет получено, если в качестве фактора состояния вместо изменения состава раствора рассматривать качественные вариации эдукта.

В частном случае, когда $n = 0$, а $f_i^\eta = f_i^s + f_i^\varphi + f_i^\Phi$, получаем $\eta = f_i^\eta + f_i^s + 2$. Так как f_i отвечает по условию $\Sigma\mu, \mu_n \neq \text{const}$ и, следовательно, $f_i^s \geq 1$, имеем $\eta \geq f_i^\eta + 3$. То есть число типовых колонок для каждого контрастного эдукта в пределах генетической группы на 3 единицы превышает число скачкообразных изменений состава воздействующего раствора. Для каждого нового качественно различного эдукта, вообще говоря, будет новое уравнение:

$$\eta_1 \geq f_1^\eta + 3; \quad \eta_2 \geq f_2^\eta + 3; \quad \dots \quad \eta_n \geq f_n^\eta + 3.$$

Так, для гранитоидного ряда среднетемпературных постагматических метасоматитов (оксеталитов) при вариациях раствора с последовательным преобладанием активностей одного из компонентов, например ОН, Na, K, В, и качественной вариации эдукта (габбро — гранит) получим $\eta \geq 8$.

Переходя к вопросу о числе формаций метасоматических пород, отметим, что вследствие определяющего влияния здесь 2 типов факторов состояния: температурного и генетического, — так же как и для нимий, число уравнений зависимости температурных рядов будет равно числу генетических групп метасоматитов. Можно показать, что для одной генетической группы температурный ряд формаций будет определяться соотношением $F \leq f_i^F + 2$ (или $+3$) с учетом вырождения температурного ряда и контрастного изменения эдукта в пределах генетической группы. Так, для гранитоидного ряда в простейшем случае 3 температурных границ получим 4 формации (аргиллизиты, оксеталиты, грейзены, апограниты), кроме того, в условиях вырождения температурного ряда — формацию вторичных кварцитов и в условиях контрастного изменения эдукта — скарнов.

Полученные закономерности соотношения элементов различных уровней организации метасоматитов в равной мере применимы и к метасоматитам прогрессивной стадии метаматического цикла.

«. . . В понимании процесса образования рудного тела эти измененные породы имеют такое же значение, как и само рудное тело, и, пожалуй, даже большее. . . ».

С. С. Смирнов [143]

Глава IV

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПСЕВДОМОРФИЗМА

Как известно [170], именно псевдоморфные замещения послужили основой для введения понятия «метасоматизм» как разновидности такого минерального преобразования, при котором новообразованный минерал частично или полностью наследует состав исходного. При этом первое, что привлекает внимание исследователей, — это необходимость разграничения типов псевдоморфизма — выделение предельных случаев замещения с сохранением исходного объема. Предлагается, в частности, понятие «метасоматизм» применять только к явлениям реакционно-химического псевдоморфизма, когда в состав новообразованных минералов входят компоненты исходных, а псевдоморфизм происходит по принципу «атом за атом». В противоположность этому понятие «замещение» предлагается применять лишь к процессам такого псевдоморфизма, когда не наследуется исходный состав, а сохраняется лишь объем [102]. Систематическое рассмотрение вопроса показывает, что в ряду последовательных ступеней образования псевдоморфозов можно выделить следующие.

1. Изменение содержания элементов-примесей при сохранении исходного объема, структуры и общего состава минерала, т. е. его конституции.

2. Изменение содержания вполне подвижных компонентов (воды, углекислоты).

3. Изменение в катионной части в соответствии с принципом дифференциальной подвижности при условии сохранения исходного объема и каркаса.

4. Изменение содержания всех компонентов, кроме одного, при сохранении исходного объема.

5. Полное изменение состава при сохранении исходных объема и формы.

Такого сорта замещения, т. е. метасоматизм в чисто минералогическом понимании как способ образования минералов, чрезвычайно широко распространены в процессах петрогенеза от осадконакопления до метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитообразования.

Неоднократно предпринимались попытки количественного изучения этого явления с кристаллохимических и кристаллофи-

зических позиций [32, 47], попытки выяснить, меняются ли структура, состав и содержание элементов-примесей, физические свойства минералов, их структурная рыхлость и внутренняя энергия в процессе метасоматических преобразований и есть ли какая-либо закономерность в таких изменениях [73]. Данные получались противоречивые. Еще больше было предпринято попыток изучить распределение химических элементов в метасоматически измененных породах. И если здесь в отношении баланса вещества петрогенных элементов были достигнуты существенные успехи, то в отношении элементов-примесей картина вновь оказывалась достаточно сложной и противоречивой [47]. В качестве примера отметим, что для гранитизации нередко указывается как повышение, так и снижение содержания рудных элементов-примесей [82, 129, 130, 55, 60].

Все эти кажущиеся противоречия возникают из-за того, что характер поведения элементов-примесей при метасоматических замещениях зависит не только от типа химической реакции псевдоморфизма и даже не столько от той или иной формационной и фациальной принадлежности метасоматита, сколько от направленности изменения условий, в которых эта реакция осуществляется, в которых происходит становление фации и формации.

С целью выяснения характера и направленности метасоматического псевдоморфизма было предпринято изучение кристалломорфологических и химических особенностей замещения в колонках низко-, средне- и высокотемпературных метасоматитов. Исследование проводилось с применением кристаллооптического, электронно-зондового, микролазерного, количественного спектрального, рентгенометрического, термоаналитического, термобарометрического методов, а также анализа химизма остаточных растворов. Главная цель этих исследований — вскрыть механизм метасоматического псевдоморфизма в его динамике, проследить различия характера замещения по зонам метасоматитов различных формаций и в особенности для продуктов различных частей цикла.

Вследствие большого разнообразия использованных методов, новизны и оригинальности полученного материала целесообразно рассмотреть их в рамках намеченных формаций сопряженных метасоматических систем.

ПСЕВДОМОРФИЗМ СИСТЕМЫ ГРАНИТИЗАЦИИ (ФЕЛЬДШПАТИЗАЦИИ) — АРГИЛЛИЗАЦИИ

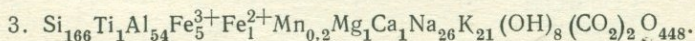
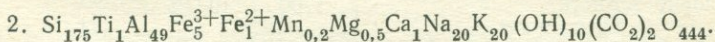
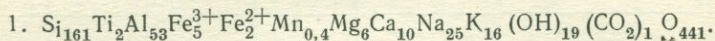
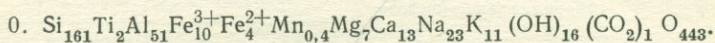
В качестве примера такой метасоматической системы, которая в соответствии с принятой выше классификацией относится к сопряженным метасоматическим системам III типа, раз-

витым в пределах липаритовых поясов складчатых структур, рассмотрим альпийскую гранитизацию и последующую аргиллизацию, развитые в Северо-Восточном Забайкалье в ассоциации с нерчуганским комплексом субщелочных гранитоидов. Эта сопряженная метасоматическая система захватывает породы раннемезозойского и более древнего возраста, характеризуется площадным распространением и складывается из ранней гранитизации (или калишпатизации) магматического (интрузивного и эффузивного) процесса и постмагматической (поствулканической) аргиллизации. Рассмотрим кристаллохимические особенности минерального замещения в ходе формирования типовых колонок.

Гранитизация

В структуре сопряженных метасоматических систем гранитизации как наиболее типичному процессу прогрессивной стадии цикла принадлежит особое место. Перераспределение петрогенных и рудных элементов, последовательность смены минеральных парагенезисов, характер псевдоморфизма — все эти факторы определяют специфику метасоматического процесса, протекающего в условиях подъема геоизотерм. Гранитизация характеризуется последовательным сокращением мощности зон от центра к периферии и возникновением анхизвтектических минеральных ассоциаций.

Так, в случае образования субщелочных гранитов по гранодиоритам наблюдается следующая зональность: 0 — гранодиорит, 1 — зона биотитизации, 2 — зона флогопитизации и деанортитизации, 3 — зона гранитизации (калишпатизации). Состав пород зон отвечает следующим равнообъемным формулам:*



С точки зрения закономерностей псевдоморфизма представляет интерес замещение основного плагиоклаза и амфибола калиевым полевым шпатом (табл. 2). Замещение происходит с увеличением результирующего объема V_m и массы P_m , а также структурной рыхлости новообразованных продуктов $V_a = \omega$. Средняя атомная плотность d_a снижается при увеличении средней массы атомов m_a . Внутренняя энергия новообразованных продуктов (оценка по структурной рыхлости) возрастает.

* Равнообъемная формула указывает число атомов в 10^{-20} см^3 [52].

Таблица 2

Некоторые кристаллохимические параметры псевдоморфизма при гранитизации

| Параметр | Анортит → калишпат | | Амфибол → калишпат | |
|-----------------------|--------------------|-------|--------------------|------|
| | | | | |
| V_m | 167,4 | 360,6 | 1310 | 1410 |
| P_m | 100 | 200 | 100 | 112 |
| $V_a = \frac{V_m}{Z}$ | 12,9 | 13,9 | 11,4 | 13,9 |
| m_a | 21,3 | 21,5 | 20,8 | 21,5 |
| d_a | 1,65 | 1,55 | 1,83 | 1,55 |

Электронно-микросондовое исследование псевдоморфных замещений в рядах: плагиоклаз — альбит — калиевый полевой шпат, биотит — мусковит, а также микроклин — ортоклаз показывает, что состав этих минералов заметно изменяется (табл. 3). При направленном возрастании содержания натрия в плагиоклазе происходит последовательное четкое снижение примеси калия (рис. 3). Напротив, в ряду микроклин — ортоклаз наблюдается некоторое увеличение содержания калия и одновременное снижение содержания натрия. В биотите при этом происходит резкое уменьшение содержания железа и магния (рис. 4).

Таблица 3

Распределение некоторых элементов в минералах пород различных стадий гранитизации по данным ЭМЗ, отн. ед.

| Зона | Минерал, псевдоморфоза | Интенсивность характеристического излучения при 20 кв, 24 на | | | |
|----------------------------------|------------------------|--|--------|-----|------|
| | | Mg | Fe | Na | K |
| Гранодиорит | Биотит | 1700 | 19 095 | — | — |
| | Плагиоклаз | — | — | 444 | 64 |
| | Ортоклаз | — | — | 35 | 8114 |
| | Магнетит | 12 | 63 900 | — | — |
| Биотитизации | Биотит | 1750 | 20 400 | — | — |
| | Плагиоклаз | — | — | 471 | 60 |
| | Ортоклаз | — | — | 28 | 9556 |
| | Магнетит | 5 | 62 941 | — | — |
| Флогопитизации и деанортитизации | Биотит | 1210 | 13 600 | — | — |
| | Плагиоклаз | — | — | 560 | 52 |
| | Ортоклаз | — | — | 25 | 9640 |
| | Гематит по магнетиту | 6 | 62 593 | — | — |
| Калишпатизации (щелочной гранит) | Пирит по магнетиту | 6 | 48 877 | — | — |
| | Гидрослюда | 208 | 3 820 | — | — |
| | Плагиоклаз (альбит) | — | — | 678 | 50 |
| | Ортоклаз (микроклин) | — | — | 16 | 9393 |
| | Пирит по магнетиту | 11 | 38 160 | — | — |

Полученные данные свидетельствуют о «самоочищении» породообразующих минералов в ходе гранитизации, снижении их изоморфной емкости. Если подходить к оценке этого явления с позиций энергетики псевдоморфизма, то можно заключить, что в условиях подъема геоизотерм преобладающими являются

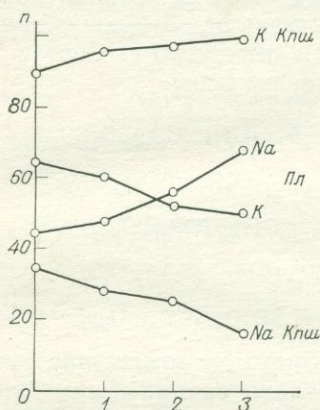


Рис. 3. Характер распределения натрия и калия в плагиоклазе и ортоклазе гранитизированных гранитоидов.

0 — гранодиорит; 1 — зона биотитизации; 2 — зона флогопитизации и деанортитизации; 3 — зона калишпатизации.

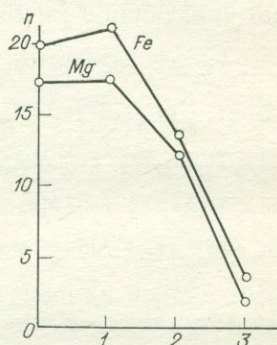


Рис. 4. Характер распределения железа и магния в биотите гранитизированных гранодиоритов.

Условные обозначения см. на рис. 3.

такие реакции, которые приводят к уменьшению внутренней (кристаллохимической) энергии новообразованных продуктов.

Аргиллизация

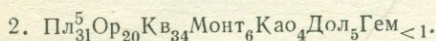
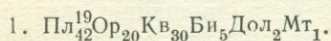
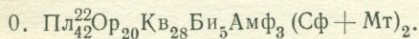
Околожильная аргиллизация на месторождениях Северо-Восточного Забайкалья пространственно, хронологически и генетически связана с предшествующей ей и рассмотренной выше гранитизацией. Аргиллизация является характерным типом рудосопровождающего метасоматизма регрессивной стадии и проявляется повсеместно на эпитермальных месторождениях сурьмы, мышьяка, ртути, серебристого золота и флюорита. Ее геологическое положение, зональность, химизм и минералогические особенности рассмотрены ранее в специальных исследованиях нами [49] и другими авторами [20]. Поэтому здесь мы приведем необходимые для дальнейшего изложения данные о зональности и составе, сосредоточив основное внимание на механизме и кристаллохимических особенностях метасоматического псевдоморфизма. Линзовидные тела рудоносных

аргиллизитов залегают в различных магматических, раннеметасоматических, вулканических и осадочных породах. Поля их распространения измеряются первыми квадратными километрами и контролируются преимущественно трещинными структурами. В строении аргиллизитов в случае их залегания в гранитах выделяются следующие зоны: 0 — гранит, 1 — зона слабой карбонатизации, 2 — зона монтмориллонитизации, 3 — зона гидрослюдизации, 4 — зона каолинизации и окремнения. Состав зон отвечает следующим равнообъемным формулам:

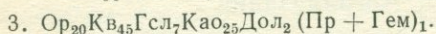
0. $\text{Si}_{178}\text{Ti}_{0,9}\text{Al}_{45}\text{Fe}_5^{2+}\text{Fe}_5^{3+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_7\text{Ca}_8\text{Na}_{19}\text{K}_{12}(\text{OH})_2(\text{CO}_2)_3\text{O}_{477}$.
1. $\text{Si}_{170}\text{Ti}_{0,9}\text{Al}_{46}\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_6^{3+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_8\text{Ca}_9\text{Na}_{19}\text{K}_{14}(\text{OH})_{18}(\text{CO}_2)_3\text{O}_{440}$.
2. $\text{Si}_{173}\text{Ti}_1\text{Al}_{47}\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}_4^{3+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_7\text{Ca}_7\text{Na}_7\text{K}_{16}(\text{OH})_{62}(\text{CO}_2)_3\text{O}_{393}$.
3. $\text{Si}_{179}\text{Ti}_1\text{Al}_4\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}_3^{3+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_{0,4}\text{Ca}_2\text{Na}_1\text{K}_{13}(\text{OH})_{65}(\text{CO}_2)_1\text{O}_{379}$.
4. $\text{Si}_{193}\text{Ti}_{0,9}\text{Al}_{42}\text{Fe}_1^{2+}\text{Fe}_3^{3+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_3\text{Ca}_1\text{Na}_1\text{K}_1(\text{OH})_{92}(\text{CO}_2)_1\text{O}_{369}$.

В зоне слабой карбонатизации происходит замещение сфена и роговой обманки, в зоне монтмориллонитизации — замещение анортитовой составляющей плагиоклаза, а также биотита, в зоне гидрослюдизации — всего плагиоклаза, в зоне каолинизации — всех алюмосиликатов при частичном сохранении ортоклаза (особенно на флангах и глубине).

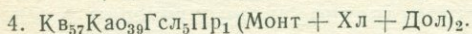
Согласно микроскопическим наблюдениям, уточненным данным ДТА, ТГ и РА (рис. 5), минеральный состав зон аргиллизированных пород следующий: *



Тонкая фракция ($< 0,001$ мм): $\text{Монт}_{55}\text{Као}_{20}(\text{Кв} + \text{Пл} + \text{Ор})_{25}$.



Тонкая ($< 0,001$ мм) фракция: $\text{Као}_{40}\text{Гсл}_{27}(\text{Кв} + \text{Ор})_{33}$.



Тонкая ($< 0,001$ мм) фракция: $\text{Као}_{55}\text{Гсл}_{15}\text{Кв}_{30}\text{Пр} < 1$.

Характер изменения химического и минерального состава по зонам в колонке аргиллизации однозначно указывает на то, что при метасоматическом замещении регрессивной стадии происходит последовательное упрощение состава и сокращение числа сосуществующих фаз. Эта закономерность известна давно, и здесь дается лишь ее количественное выражение. Вместе с тем для того чтобы выяснить механизм метасоматического

* Коэффициенты при символах минералов соответствуют весовым процентам. Для плагиоклаза указан также номер (цифры сверху).

замещения, необходимо рассмотреть в деталях особенности минерального псевдоморфизма также на количественной основе.

Псевдоморфное замещение каждого из породообразующих минералов происходит последовательно от зоны к зоне и в силу тонкоагрегатного строения псевдоморфоз наиболее надежно может быть выявлено на основе данных дифференциального термического анализа и рентгеновской дифрактометрии.

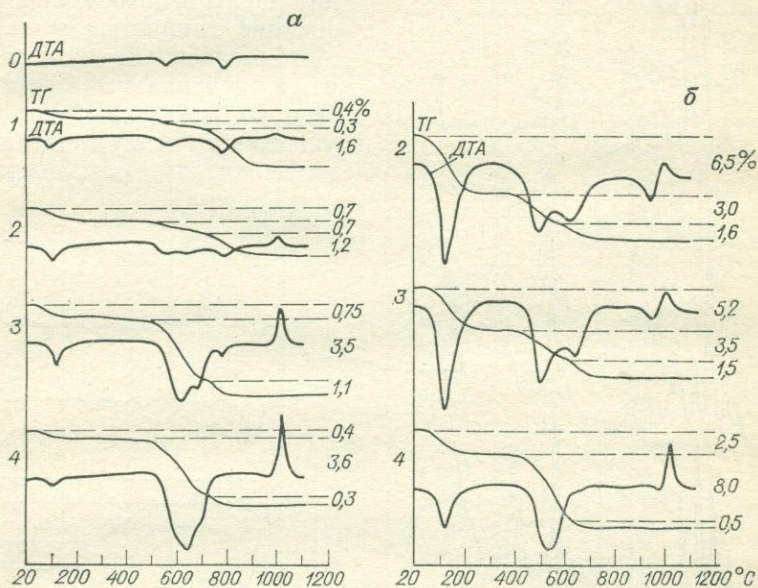


Рис. 5. Термограммы аргиллизированных пород (а) и их отмученных фракций (б).

0 — гранит; 1 — зона карбонатизации; 2 — зона монтмориллонитизации; 3 — зона гидрослюдизации; 4 — зона каолинизации и окремнения.

Рассмотрим тонкие особенности псевдоморфного замещения плагиоклаза, ортоклаза, биотита.

Плагиоклаз. В неизмененных гранитах плагиоклаз представлен зональными кристаллами олигоклаза — олигоклаз-андезина и содержит микроскопические вроски кварца, что находит соответствующее отражение на дифрактограмме (рис. 6). В зоне слабой карбонатизации плагиоклаз не испытывает видимого изменения. Однако слабые линии карбоната, монтмориллонита и даже каолинита на дифрактограмме уже присутствуют (рис. 6, 1). Подтверждено наличие монтмориллонита и данными ДТА (рис. 7). Это свидетельствует о том, что условия идеального метасоматического процесса не выдерживаются,

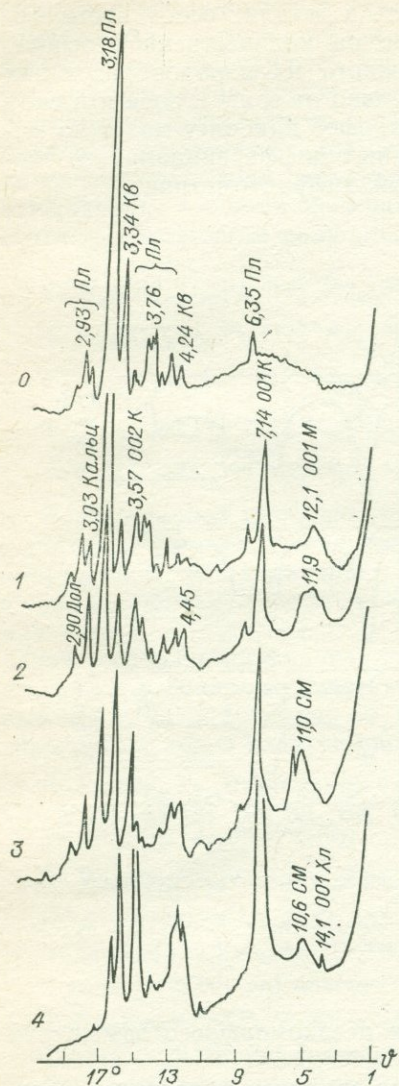


Рис. 6. Дифрактограмма плагиоклаза и продуктов его замещения в колонке аргиллитов.

0 — гранит; 1 — слабо карбонатизированный; 2 — монтмориллонитизированный; 3 — гидрослюдизированный; 4 — каолинизированный и кремнеземный. По оси абсцисс — дифракционные углы (θ), соответствующие межплоскостные расстояния (Å) и некоторые индексы плоских сеток (001, 002).

соответственно лишь с определенной условностью можно говорить и о резком разграничении зон.

В зоне 2 (монтмориллонитизации) согласно микроскопическим наблюдениям кристаллы плагиоклаза уже насыщены сыпью новообразований глинистых минералов с особенным сгущением ее в центральных частях. Однако данные ДТА и РА указывают, что кристаллы плагиоклаза сохраняются

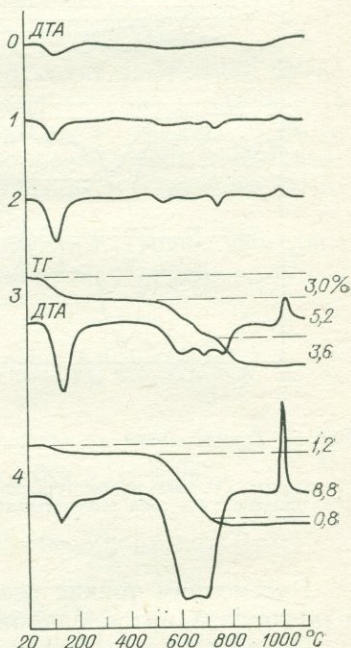


Рис. 7. Термограмма плагиоклаза и продуктов его замещения колонки аргиллитов.

Условные обозначения см. на рис. 5.

как «целое». Количество новообразованных монтмориллонита, каолинита, кальцита и кварца колеблется от 10 до 20% (табл. 4).

В зоне 3 (гидрослюдизации) плагиоклаз практически полностью замещен агрегатом глинистых минералов. Рефлексы его

Таблица 4

Результаты расчета и расшифровки дифрактограммы псевдоморфозы по плагиоклазу из зоны сплошной каолинизации и кремнения

| $\frac{d_{\alpha}}{n}$ | <i>I</i> | Каолинит (<i>hkl</i>) | Примесь | $\frac{d_{\alpha}}{n}$ | <i>I</i> | Каолинит (<i>hkl</i>) | Примесь |
|------------------------|----------|----------------------------|---------|------------------------|----------|----------------------------|---------|
| 7,15 | 100 | 001 | — | 2,12 | 8 | — | Кварц |
| 4,45 | 23 | 020 | — | 1,98 | 11 | 20 $\bar{3}$ * | » |
| 4,36 | 30 | 1 $\bar{1}0$ * | — | 1,937 | 2 | 13 $\bar{2}$ * | — |
| 4,26 | 37 | — | Кварц | 1,817 | 14 | — | Кварц |
| 4,16 | 26 | 1 $\bar{1}1$ * | — | 1,787 | 6 | 004 | — |
| 3,84 | 6 | 02 $\bar{1}$ | — | 1,682 | 5 | 24 $\bar{1}$ | — |
| 3,74 | 4 | 02 $\bar{1}$ | — | 1,660 | 13 | 1 $\bar{3}3$ * | Кварц |
| 3,57 | 65 | 002 | — | 1,620 | 4 | 13 $\bar{4}$ * | — |
| 3,35 | 94 | — | Кварц | 1,586 | 2 | 13 $\bar{4}$ * | — |
| 2,90 | 9 | — | Доломит | 1,541 | 10 | — | Кварц |
| 2,56 | 15 | 1 $\bar{3}0$ * | — | 1,488 | 12 | 060 * | — |
| 2,53 | 15 | 1 $\bar{3}1$ * | — | 1,451 | 3 | 3 $\bar{3}0$ * | Кварц |
| 2,45 | 7 | — | Кварц | 1,380 | 6 | — | » |
| 2,33 | 7 | 003 | — | 1,373 | 11 | Каолинит ** | » |
| 2,34 | 23 | 1 $\bar{3}1$ * | — | 1,340 | 3 | То же | — |
| 2,29 | 17 | 131 * | Кварц | 1,307 | 4 | » | — |
| 2,23 | 3 | — | » | | | | |
| 2,18 | 3 | 2 $\bar{2}0$ * | — | | | | |

* Возможны и другие индексы.

** Результат наложения многих отражений с различными индексами.

на дифрактограмме почти исчезают и соответственно возрастает интенсивность рефлексов гидрослюды, каолинита и кварца (рис. 6, 3). Количественный состав характеризуется преобладанием каолинита (табл. 4). Переход от монтмориллонита предыдущей зоны к гидрослуде происходит постепенно через смешаннослойный минерал. Соответственно отражение 12,1 Å постепенно смещается до 10,6 Å и даже в максимально переработанных зернах плагиоклаза правильнее говорить о наличии смешаннослойного минерала слюда-монтмориллонит. Детали этого перехода, важные с точки зрения познания механизма метасоматического замещения, выявляются при изучении тонких фракций (<0,001 мм) псевдоморфоз по плагиоклазу

(рис. 8). Анализ дифрактограмм ориентированных агрегатов псевдоморфных продуктов: исходного, обработанного глицерином и прокаленного до 600° С — показывает, что в зоне монтмориллонитизации псевдоморфозы сложены монтмориллонитом и смешаннослойным минералом типа монтмориллонит-гидрослюда. Соотношение первого и второго, судя по интенсивности отра-

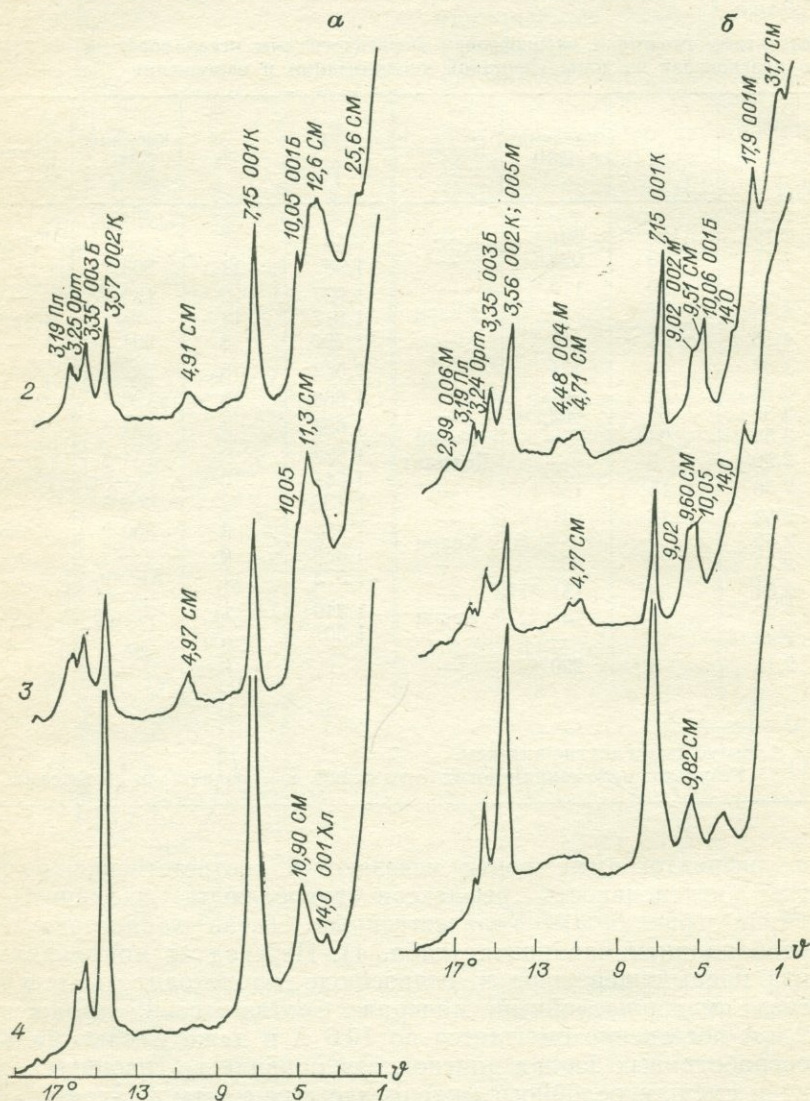


Рис. 8. Дифрактограмма тонких фракций аргиллизитов.

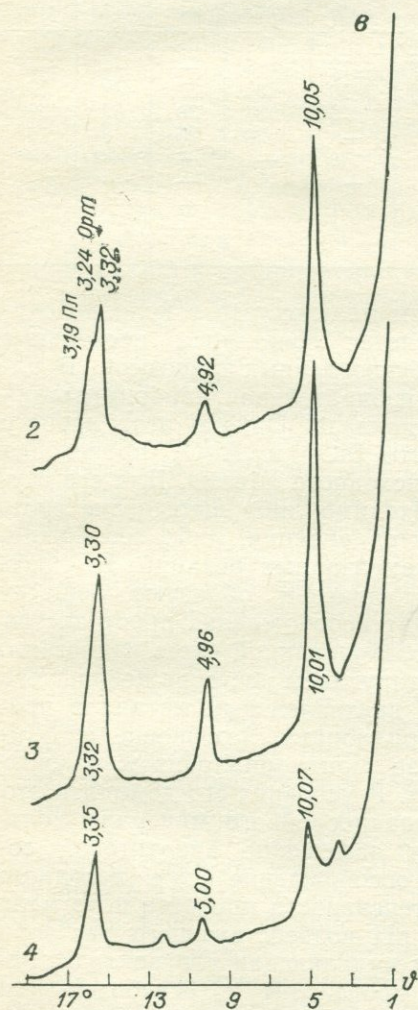
а — исходные; б — обработанные глицерином; в — прокаленные до 600° С.
Условные обозначения см. на рис. 6.

жения 17,9 Å, приблизительно 2:1. Кроме того, судя по соотношению интенсивностей отражений 9,5—9,8 Å, а также отражений 26—32 Å (рис. 8), количество монтмориллонитовых слоев в структуре смешаннослойного минерала около 35%. В фронтальной части зоны гидрослюдизации количество монтмориллонита убывает, уменьшается и количество монтмориллонитовых слоев в структуре смешаннослойного минерала (20%). В тыльной части зоны гидрослюдизации и в зоне каолинизации монтмориллонит как отдельная фаза в псевдоморфозах по плагиоклазу не обнаруживается;

лишь в составе смешаннослойного минерала содержится небольшое количество (около 10%) монтмориллонитовых слоев.

Следует обратить внимание еще на одну особенность псевдоморфизма в системе плагиоклаз — монтмориллонит — гидрослюда — каолинит: на дифрактограммах из зон монтмориллонитизации и гидрослюдизации наблюдается отражение 14 Å, соразмерное с типичным межплоскостным расстоянием хлорита, но в отличие от хлорита исчезающее при прокаливании. Есть основания считать, что это отражение вызвано присутствием в составе псевдоморфоз небольшой примеси монтмориллонита с обменными катионами калия в межслоевом пространстве. Известно, что калиевые монтмориллониты не разбухают в глицерине до 18 Å, а образуют комплекс только с одним слоем молекул глицерина (14 Å).

В зоне каолинизации в псевдоморфозах по плагиоклазу содержатся лишь каолинит и кварц (табл. 5), нередко обнаруживается и гидрослюда с небольшим количеством монтмориллонитовых слоев (рис. 5, 8). Кроме того, как и



в псевдоморфозах всех других зон, иногда фиксируются незначительные примеси (за счет первичных вростков) ортоклаза и биотита, новообразованных кальцита, доломита и хлорита.

Таблица 5

Минеральный состав псевдоморфоз по плагиоклазу в различных зонах аргиллизитов по данным РА, ДТА, ТГ (набл.) и по расчету методом молекулярных объемов (выч.), вес. %

| Новообразованные реликтовые минералы псевдоморфоз | 0 | | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|
| | набл. | набл. | набл. | набл. | набл. | выч. | набл. | выч. | набл. | выч. |
| Плагиоклаз | ~95 | 82—87 | ~72 | <5 | — | — | — | — | — | — |
| Кварц | ~5 | 5—10 | ~10 | ~34 | 37 | 38 | 38 | 37 | 38 | 37 |
| Каолинит | — | 2 | 5 | 33 | 38 | 52 | 52 | 52 | 52 | 52 |
| Гидрослюда | — | — | — | 20 | 25 | 8 | 10 | 10 | 8 | 10 |
| Монтмориллонит | — | 5 | 8 | — | — | — | — | — | — | — |
| Хлорит | — | — | — | + | — | — | — | — | — | — |
| Доломит | — | — | 1 | 1 | — | — | — | — | — | — |
| Кальцит | — | 1 | 4 | 7 | — | 2 | — | — | 2 | — |

Таким образом, псевдоморфизм плагиоклаза в колонке окolorудной каолинизации определяется сочетанием нескольких внутренне связанных и взаимообусловленных процессов. В начальные стадии осуществляется избирательная карбонатизация анортитовой составляющей плагиоклаза. Однако этот процесс при условии сохранения на месте SiO_2 и Al_2O_3 происходит с некоторым избытком (на 5%) исходного объема. Для его осуществления, следовательно, необходимо либо вытеснение соответствующего количества продуктов реакции, либо освобождение пространства за счет комплементарных реакций. Реализуется второй путь: кремнезем и глинозем образуют решетку каолинита, в ходе чего происходит освобождение пространства (1,5%). При этом остается неизрасходованной часть глинозема, поэтому при наличии в метасоматирующем растворе небольшого количества катионов щелочей и двухвалентных металлов происходит кристаллизация монтмориллонита. Замещение анортитовой составляющей плагиоклаза монтмориллонитом в свою очередь требует большого объема. В условиях его дефицита это приводит к кристаллизации смешаннослойного минерала монтмориллонит-гидрослюда, так как замещение анортитовой составляющей гидрослюдой дает освобождение 5,8% исходного объема. По мере нарастания интенсивности процесса и по мере снижения во внутренних зонах рН воздействующего раствора в реакцию вступает альбитовая составляющая плагиоклаза. Замещение альбита гидрослюдой происходит с освобождением 45,9 вес. % кварца и освобождением 7,3% исходного объема. Это создает предпосылки для сохранения монтмориллонитовых слоев теперь уже как буфера, компенсирующего свободный

объем. Наконец, во внутренней зоне при еще большем падении рН и соответственно при более интенсивном «отводе» за счет диффузии щелочей — продуктов реакции — монтмориллонит и гидрослюда последовательно преобразуются в каолинит. Этот процесс, если учесть смешаннослойный характер гидрослюда (сохранение 10% монтмориллонитовых слоев), происходит в условиях изообъемности, хотя факт сохранения небольшого количества монтмориллонита указывает на некоторую незавершенность процесса в изученном случае.

Расчет по методу молекулярных объемов в предположении инертности глинозема для исходного плагиоклаза № 20 дает для псевдоморфизма зоны гидрослюдизации следующий результат, %: каолинит 38, гидрослюда с 40% монтмориллонитовых слоев 25, кварц 37. Для псевдоморфизма зоны каолинизации с сохранением части гидрослюда, содержащей 10% монтмориллонитовых слоев, соответственно получаем 52% каолинита, 10% гидрослюда, 37% кварца при 1% незаполненного объема. Наконец, для идеального случая замещения олигоклаза только каолинитом получаем 59,3% каолинита, 36,2% освобожденного кварца и 4,5% незаполненного объема.

Сравнение серии этих цифр с данными ДТА (табл. 4) показывает удовлетворительное совпадение и свидетельствует о правильности принятых посылок о сохранении кремнеалюминиевого каркаса в ходе метасоматического псевдоморфизма в системе плагиоклаз — монтмориллонит — гидрослюда — каолинит.

Кроме того, указанные выше факты постепенного изменения соотношения слоев монтмориллонита и гидрослюда и наличие примеси калийсодержащего монтмориллонита свидетельствуют о том, что на начальных стадиях процесса происходит формирование монтмориллонита без слоев гидрослюда. Затем вследствие возрастания активности калия монтмориллонит преобразуется — появляются его разновидности с обменным межслоевым калием. По мере нарастания интенсивности процесса происходит упорядоченное расположение калия, а в дальнейшем скачкообразный переход в смешаннослойный минерал с 65% слоев гидрослюда. Затем уже в пределах зоны гидрослюдизации прослеживается процесс постепенного сокращения количества монтмориллонитовых слоев до уровня 10%, который и сохраняется до конца процесса.

Ортоклаз в колонке аргиллизации, как известно, более устойчив, чем плагиоклаз. Реликты его сохраняются даже в зоне сплошной каолинизации. Кристаллооптические наблюдения, а также данные РА (рис. 9) и ДТА (рис. 10) свидетельствуют о том, что ортоклаз совершенно не подвергается замещению в зонах слабой карбонатизации и монтмориллонитизации. Однако уже во фронтальной части зоны гидрослюдизации при видимом сохранении индивидуальности его кристаллов на плоскостях спайности наблюдается помутнение и фиксируется относи-

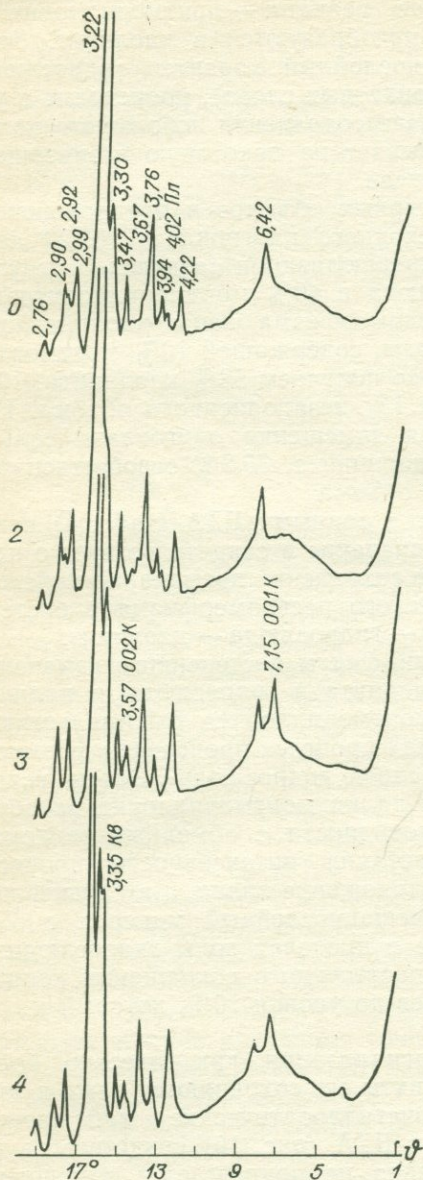


Рис. 9. Дифрактограмма ортоклаза и продуктов его замещения в колонке аргиллизитов.

Условные обозначения см. на рис. 6.

тельно равномерная «пелитизация» в шлифах. Эта пелитизация обязана проявлению в начальных стадиях его замещения каолинита и кварца. Этот процесс нарастает постепенно и в идеальном случае в зоне сплошной каолинизации приводит к образованию 44,9% каолинита и 40,9% кварца. При этом остаются свободными 14,2% исходного объема. В исследованных образцах (табл. 6) максимальное количество каолинита составляет лишь 14%; присутствует примесь хлорита; монтмориллонит и гидрослюда не установлены. Таким образом, псевдоморфизм ортоклаза минует стадию образования карбоната, монтмориллонита и гидрослюда. Это лишний раз подтверждает строгую последовательность минеральных превращений как основу метасоматической зональности.

Биотит в колонке аргиллизации псевдоморфно замещается последовательно гидрослюдой, каолинитом и кварцем. Согласно данным РА в структуре неизмененного биотита гранитов около 25% октаэдрических пустот заняты атомами железа. В зонах слабой карбонатизации и монтмориллонитизации, судя по соотношению интенсивностей отражений 004, 005 и 006, биотит не пре-

терпевает существенных изменений. Вместе с тем данные ДТА (рис. 11) показывают, что по мере возрастания степени изменения его происходит постепенное уменьшение интенсивности эндотермического эффекта при температуре 1150—1200°С и незначительное смещение его начала в область более низких температур, равно как и экзотермического эффекта в области 780—920°С. В псевдоморфозах по биотиту из зоны гидрослю-

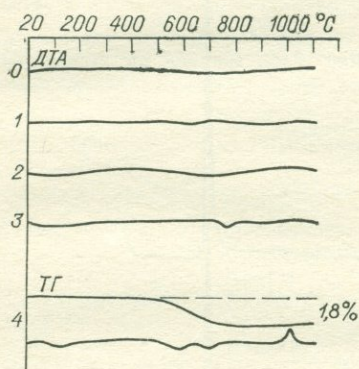


Рис. 10. Термограмма ортоклаза и продуктов его замещения в колонке аргиллизитов.

Условные обозначения см. на рис. 6.

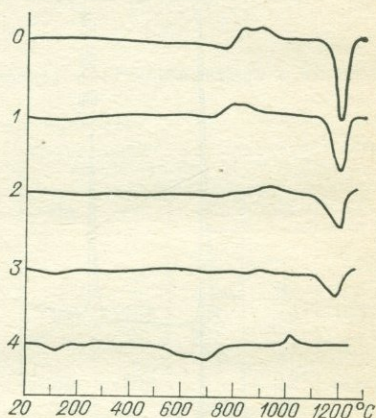


Рис. 11. Термограмма биотита и продуктов его замещения в колонке аргиллизитов.

Условные обозначения см. на рис. 6.

дизации на кривых нагревания появляются эндотермические эффекты, свойственные гидрослюде и каолиниту. Гидрослюда, каолинит и кварц являются главными составляющими псевдоморфоз по биотиту и в зоне максимального изменения. Кроме того, обнаруживается незначительная примесь, вероятно, наложенного хлорита (рис. 11). Дифрактограммы биотита и продуктов его замещения уверенно фиксируют лишь каолинит и кварц (рис. 12). Таким образом, псевдоморфизм биотита минует

Таблица 6

Минеральный состав псевдоморфоз по ортоклазу в различных зонах аргиллизитов по данным РА, ДТА, ТГ (набл.) и по расчету методом молекулярных объемов (выч.), вес. %

| Минерал | 2 | | 3 | | 4 | |
|----------|-------|-------|-------|------|-------|------|
| | набл. | набл. | набл. | выч. | набл. | выч. |
| Ортоклаз | 100 | 85 | — | — | 70 | 80 |
| Кварц | — | 5—10 | 9 | — | 10 | 17 |
| Каолинит | — | 7 | 7 | — | 14 | 13 |
| Доломит | — | — | — | — | 1 | — |

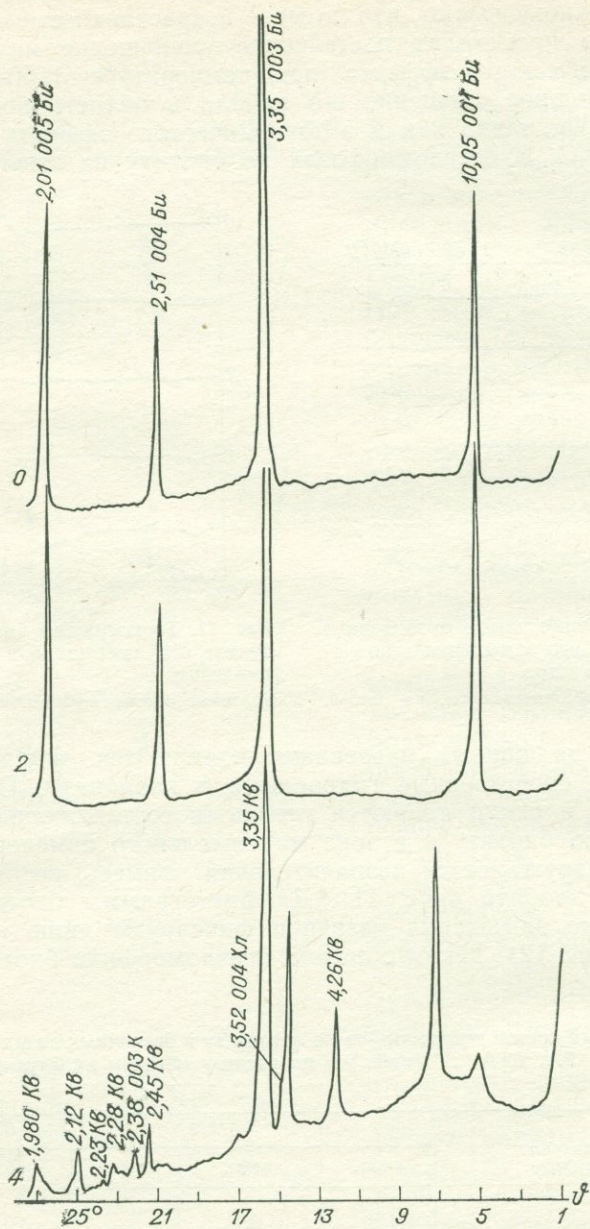


Рис. 12. Дифрактограмма биотита и продуктов его замещения в колонке аргиллизитов.

стадию образования карбоната и монтмориллонита или нонтронита и он замещается сразу гидрослюдой и каолинитом.

Электронно-микронное исследование первичных минералов и продуктов их последовательного замещения показывает, что при общем изменении состава, определяющемся рамками химических реакций, происходит и некоторое изменение их изоморфной емкости (табл. 7). В плагиоклазе содержание кальция слегка возрастает в зоне карбонатизации. В псевдоморфозах

Таблица 7

Распределение некоторых элементов в минералах и псевдоморфозах в колонке аргиллизации по данным ЭМЗ, отн. ед.

| Зона | Минерал, псевдоморфоза | Интенсивность характеристического излучения при 20 кв и 16 на | | | | |
|---------------------------------------|------------------------|---|------|-----|-----|------|
| | | Mg | Fe | Ca | Na | K |
| 0. Гранит | Плагиоклаз | — | — | 287 | 231 | 176 |
| | Ортоклаз | — | — | 5 | 32 | 4666 |
| | Биотит | 1465 | 1858 | 14 | 18 | 1930 |
| 1. Слабой карбонатизации | Плагиоклаз | — | — | 294 | 203 | 123 |
| | Ортоклаз | — | — | 11 | 47 | 4045 |
| | Биотит | 1264 | 2298 | 12 | 13 | 2626 |
| 2. Монтмориллонитизации | По плагиоклазу | — | — | 113 | 286 | 66 |
| | Ортоклаз | — | — | 7 | 20 | 4446 |
| | Биотит | 1130 | 2162 | 9 | 13 | 2889 |
| 3. Гидрослюдизации и хлоритизации | По плагиоклазу | — | — | 13 | 12 | 16 |
| | По биотиту | 273 | 255 | 9 | 15 | 2721 |
| | Ортоклаз | — | — | 8 | 27 | 4246 |
| 4. Сплошной каолинизации и окремнения | По плагиоклазу | — | — | 7 | 5 | — |
| | По биотиту | 133 | 94 | 5 | 14 | 2092 |
| | По ортоклазу | — | — | 4 | 29 | 3997 |

по плагиоклазу при замещении его монтмориллонитом содержание кальция резко снижается, а при замещении его гидрослюдой и особенно каолинитом падает почти до нуля.

Содержание натрия сначала несколько возрастает в зоне карбонатизации, затем резко падает при монтмориллонитизации, гидрослюдизации и каолинизации. Содержание калия тоже существенно снижается лишь при замещении плагиоклаза монтмориллонитом, гидрослюдой и каолинитом. Ортоклаз, устойчивый почти во всех зонах колонки, заметно повышает свою изоморфную емкость в отношении натрия и кальция. Аналогично и биотит слегка повышает изоморфную емкость в отношении натрия. Содержание железа и магния в биотите последовательно снижается по мере его замещения гидрослюдой.

Таким образом, в ходе аргиллизации не только не происходит снижения изоморфной емкости породообразующих минералов, как это было в случае гранитизации, но, наоборот, она даже несколько возрастает. Типичной реакцией метасоматиче-

ского псевдоморфизма при аргиллизации является замещение полевого шпата (плагноклаза) каолинитом. Расчет объемных и вещественных эффектов такого замещения, например в реакции анортит — каолинит, показывает, что молекулярный объем V_m и масса P_m новообразованных продуктов несколько уменьшаются: средний атомный объем $V_a = \omega$, средняя масса атомов m_a , средняя плотность атомов d_a также снижаются. Кристаллохимическая внутренняя энергия возрастает.

Выявленные закономерности минерального псевдоморфизма аргиллизации с теми или иными незначительными вариациями свойственны всем аргиллизитам, как рудоспрождающим, так и областям поствулканической деятельности. В последнем случае в сопряженной метасоматической системе гранитизации (ортоклазизации) — аргиллизации прогрессивная ветвь редуцирована и бывает представлена либо ортоклазизацией (Камчатка, Курилы), либо ранними фациями вторичных кварцитов (Приморье, Казахстан), а иногда не выявляется совсем.

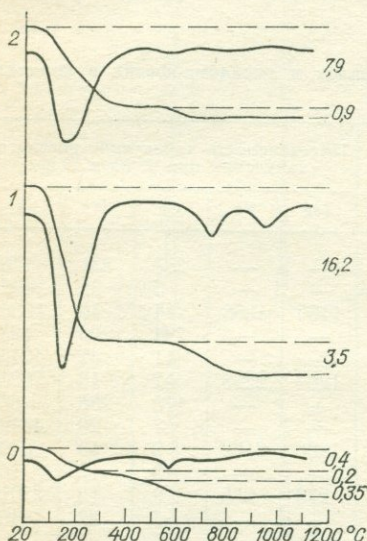
Последовательность псевдоморфизма в случае площадной сольфатарной аргиллизации позднемезозойских туфобрекчий и минералов Восточного Забайкалья характеризуется следующими особенностями.

Рис. 13. Термограмма аргиллизированной туфобрекчий.

0 — туфобрекчия; 1 — зона монтмориллонитизации; 2 — зона цеолитизации.

В неизменной туфобрекчии, сложенной кварц-полевошпатовым агрегатом с небольшим количеством вулканогенного материала из числа термоактивных минералов, выявляется лишь небольшое количество (5—10%) гидрослюд (рис. 13). Затем отчетливо фиксируется зона интенсивной монтмориллонитизации, причем в отдельных участках порода нацело сложена монтмориллонитом. Зона монтмориллонитизации непосредственно граничит с цеолитовыми опалитами, слагающими центральную часть симметрично построенных зональных метасоматитов. Количество цеолита (морденит) варьирует от 40 до 85%, остальная часть сложена опалом, дающим отчетливую дифракционную картину кристобалита ($a = 4,04 \text{ \AA}$).

Тот факт, что в рассматриваемом случае не проявлена зона каолинитизации, а гидрослюдизация занимает периферическое по-



ложение, т. е. колонка имеет «обращенный» характер, свидетельствует о том, что процесс происходил в условиях повышения щелочности воздействующих растворов (это подтверждается и прямыми данными анализа вытяжек). Такие условия создаются на наиболее поздних, заключительных стадиях гидротермального процесса, на выклинивании рудных тел.

Другой пример метасоматического псевдоморфизма в условиях усложненного характера метасоматической колонки наблюдается при сольфатарной аргиллизацией липаритов (Белый Урюм, Забайкалье). В этом случае аргиллизация имеет площадной характер, она характеризуется, как известно, понижением рН растворов вследствие окисления серы по мере приближения их к дневной поверхности.

Примечательно, что в этом случае выпадает зона монтмориллонитизации и вслед за зоной карбонатизации и гидратации идет зона гидрослюдизации, наиболее проработанная в колонке (табл. 8). Монтмориллонит отсутствует и в качестве самостоятельной фазы, и в составе гидрослюды (рис. 14). Отсутствие минералов переменного состава является косвенным указанием на инфильтрационный характер метасоматического замещения. На это же указывает и то обстоятельство, что в зоне каолинизации

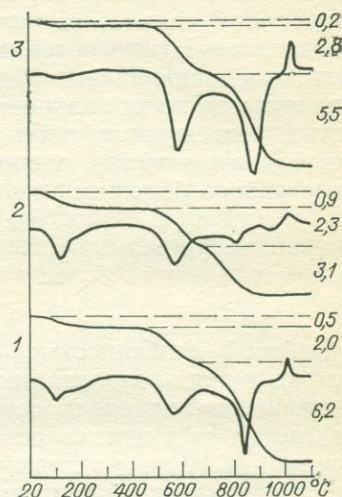


Рис. 14. Термограмма аргиллизированных липаритов.

1 — зона гидратизации — карбонатизации; 2 — зона гидрослюдизации; 3 — зона каолинизации.

Таблица 8

Минеральный состав сольфатарно-аргиллизированных липаритов по данным ДТА, вес. %

| Минерал | Зона | | | |
|-----------------------|----------------------|----------------|-----------------|--------------|
| | Неизмененный липарит | Карбонатизация | Гидрослюдизация | Каолинизация |
| Каолинит | — | 10 | 5 | 20 |
| Гидрослюда | — | 10 | 22 | 2 |
| Доломит и кальцит | — | 14 | 7 | 12 |
| Кварц и полевые шпаты | >90 | 60—70 | 60—70 | 60—70 |

сохраняется такое же количество реликтов первичных минералов, как в зонах гидрослюдизации и карбонатизации.

Таким образом, подводя итог рассмотрению особенностей псевдоморфизма в СМС гранитизации (ортоклазизации) — аргиллизации, необходимо обратить внимание на большое разнообразие типов замещения в регрессивной части процесса. Если в идеальном случае прогрессивная ветвь системы представлена гранитизацией (или ортоклазизацией), а регрессивная — околотрещинной аргиллизацией, то в других случаях (индуцированных систем) прогрессивная ветвь нередко редуцирована. Напротив, регрессивная ветвь, особенно в условиях поствулканической деятельности, распространена чрезвычайно широко и представлена большим разнообразием типов.

ПСЕВДОМОРФИЗМ СИСТЕМЫ ГРАНИТИЗАЦИИ— ОКСЕТАЛИТИЗАЦИИ

Главной особенностью СМС гранитизации — оксеталитизации является локализация ее в мезоабиссальных условиях преимущественно среди осадочных толщ или среди кристаллических пород от умеренно основного до кислого состава. Рассматриваемая СМС характеризуется также интенсивным проявлением магматической деятельности с перемещением магм за пределы первичных очагов, но без выхода на поверхность. Этим определяется обычная затрудненность изучения продуктов домагматической стадии, затушеванных интрузивными процессами или остающихся в горизонтах, недоступных наблюдению. Зато очень широко проявлены метасоматические процессы, «индуцированные» магматизмом от контактового метасоматизма и аутометасоматизма до различных постмагматических среднетемпературных метасоматитов.

Процессы домагматической стадии этой СМС, и в частности образование гранитов на месте, наблюдаются не часто и почти всегда вызывают резкие возражения.

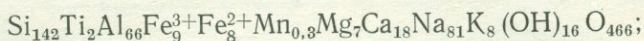
Тем не менее в ряде регионов, особенно в пространственной и генетической связи с интрузиями палеозойских и мезозойских умеренно кислых гранитоидов (Забайкалье, Казахстан, Средняя Азия, Колыма, Северо-Восточный Китай, Британская Колумбия, Гималаи и др.), СМС гранитизации — оксеталитизации представлена большим разнообразием типов колонок (нимий) и фаций, в том числе и рудоносных.

Гранитизация — сиенитизация

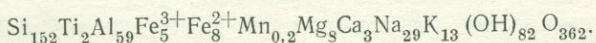
В качестве примера рассмотрим закономерности псевдоморфизма в метасоматитах домагматической, синмагматической и постмагматической стадий метасоматизма, распространенных в связи с умеренно кислыми мезозойскими гранитоидами в пре-

делах золото-молибденового пояса Забайкалья. В пределах этого пояса распространены мезозойские граниты амананского комплекса, а также родственных ему амуджиканского, шахтаминского и нерчинско-заводского комплексов. Подробное описание этих гранитоидов, последовательности становления, петрохимических особенностей, металлогенической специализации содержится в наших прежних работах [85] и в работах других авторов [15], что позволяет ограничиться здесь лишь сведениями, необходимыми для данного предмета исследования. Умеренно кислые гранитоиды амананского комплекса представлены гомодромным рядом от диорита до умереннокислого гранита, гранит-порфира и аплита. Малые интрузии (рассматриваемые также в качестве самостоятельных комплексов или подкомплексов) слагают штоки и дайки пестрого состава с преимущественно антидромной направленностью развития: гранит — порфир — диоритовый порфирит. Метасоматические процессы развиты широко, особенно вблизи или внутри тех массивов, где установлено молибденовое, молибден-золотое и молибден-полиметаллическое оруденение. Метасоматические процессы ранней стадии (домагматические и синмагматические) представлены гранитизацией и сиенитизацией (калишпатизацией), распространены обычно в обширной контактовой зоне и затрагивающими как вмещающие, так и наиболее ранние породы, преимущественно диориты амананского комплекса. В тесной пространственной и генетической связи с гранитизацией — сиенитизацией находятся андалузитизация и окварцевание.

Процесс метасоматической гранитизации — сиенитизации диоритов характеризуется последовательным расклиниванием плагиоклаза и замещением его пертитизированным калиевым полевым шпатом. Химизм процесса в первом приближении определяется следующими равнообъемными формулами: диорит ($d_v = 2,72$)



кварцевый сиенит или граносиенит ($d_v = 2,66$)



Синмагматический характер процесса гранитизации — сиенитизации, как и процесса контактовой андалузитизации, совершенно однозначно устанавливается более поздним характером комагматических «послегранитовых» даек, а также малых интрузий амуджиканского, шахтаминского и нерчинско-заводского комплексов. Метасоматизм рудосопровождающий происходит после становления малых интрузий, иногда перемежается с ними. Эта перемежаемость состоит в некотором магматическом разграничении оруденения молибденового с золотым и с наиболее поздним

в этом ряду — полиметаллическим. Кристаллохимические особенности псевдоморфизма аналогичны рассмотренным выше для СМС гранитизации — аргиллизации: главной реакцией псевдоморфизма является замещение амфибола и среднего плагиоклаза ортоклазом и олигоклазом. Изоморфная емкость решетки ортоклаза при этом заметно снижается. Рудоносные метасоматиты постмагматической стадии представлены оксеталитами — формацией метасоматитов, специфически характерной для среднетемпературного оруденения. В состав ее входит, в частности, ортоклазизация и серицитизация (в связи с молибденовым оруденением), альбитизация и турмалинизация (в связи с золотым оруденением) и, наконец, гидрослюдизация — сванбергитизация (в связи с полиметаллическим оруденением).

Ортоклазизация

Рудосопровождающая ортоклазизация широко распространена в пределах всего Тихоокеанского рудного пояса и нами изучалась в Забайкалье, на Колыме, в Северо-Восточном Китае, в Британской Колумбии и других районах. Ею охвачены достаточно обширные блоки пород в пределах рудоносных штокверков молибденовых месторождений (Жирекен, Янзы-Чанзы, Эндако и др.). В случае сочетания с минерализованными кварцевыми жилами, сопровождаемыми серицитизацией (Аманан), ортоклазизация тяготеет к глубоким горизонтам месторождений. Ортоклазизация является непременной составляющей штокверкового молибденового оруденения. Ее геологические особенности, строение, химизм и рудоконтролирующее значение описаны нами ранее на примере месторождений Забайкалья [50]. Поэтому ниже будут приведены только общая схема зональности и химический состав зон — данные, необходимые для анализа закономерностей псевдоморфизма. В случае распространения ортоклазизации по гранитам выделяются следующие зоны: 0 — неизменные граниты, 1 — зона слабой хлоритизации, 2 — зона флогопитизации, 3 — зона ортоклазизации. Мощность зон в этом ряду снижается.

Изменения начинаются, как обычно для среднетемпературных околожильных метасоматитов, с замещения амфибола и сфена, а также деанортитизации плагиоклаза — зона 1. В зоне 2 происходит замещение первичного биотита и роговой обманки новообразованным буровато-красным биотитом. Этот биотит согласно кристаллооптическим исследованиям характеризуется понижением показателя преломления и угла оптических осей, что приближает его к флогопиту. Помимо изменения оптических констант по мере перехода от внешних к внутренним зонам на кривых ДТА и ТГ биотита наблюдается следующее: последовательно возрастает интенсивность эндотермического эффекта, сдвигающегося при этом в область более высоких темпе-

ратур (рис. 15). Соответственно возрастает интенсивность эффекта на кривой ТГ, что свидетельствует об увеличении выделения конституционной воды от 1,0 до 1,6%. Кривые ДТА и ТГ наиболее измененного биотита аналогичны эталонным кривым флогопита. На дифрактограммах биотитов рассматриваемой серии наблюдается изменение интенсивности базальных отражений 004, 005, 006, что позволяет, согласно известной методике [163], определить относительное содержание суммарного железа и марганца в октаэдрических слоях структуры. Полученные данные (табл. 9) свидетельствуют о направленном уменьшении содержания суммарных количеств железа и марганца в октаэдрических позициях, т. е. о флогопитизации биотита. Это указывает на то, что псевдоморфизм здесь происходит по схеме 3 (см. начало главы) и что биотит в данной колонке должен рассматриваться как двухфазная система. Замещение биотита флогопитом происходит с увеличением молекулярного объема и структурной рыхлости и уменьшением средней атомной плотности. В зоне 3 все минералы, кроме биотита, замещены ортоклазом. Согласно данным РА ортоклаз в серии образцов от вмещающего гранита до зоны максимального изменения характеризуется полным набором отражений без каких-либо изменений в отношении величин их интенсивностей и соответствующих межплоскостных расстояний. В ортоклазе из гранитов фиксируется незначительная примесь плагиоклаза, исчезающая во внутренней зоне метасоматитов.

В плагиоклазе и псевдоморфозах по нему в ходе процесса (табл. 10) наблюдается сохранение содержания практически всех из изученных петрогенных элементов-примесей — железа, магния, калия. Соотношение между кальцием и натрием даже несколько смещается в сторону первого.

В ортоклазе измененных пород даже наблюдается некоторое увеличение содержания петрогенных элементов-примесей — натрия, кальция и магния — при сохранении или даже незначительном снижении (зона 2) относительно калия. В биотите содержание магния слегка увеличивается при некотором

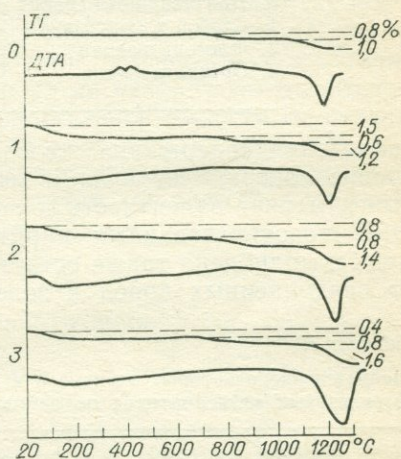


Рис. 15. Термограмма флогопитизированного биотита из ортоклазовых метасоматитов.

0 — гранит; 1 — зона хлоритизации; 2 — зона флогопитизации; 3 — зона ортоклазизации.

Таблица 9

Содержание железа и марганца в октаэдрических слоях флогопитизированного биотита ортоклазитов, отн. ед.

| Зона | $\Sigma \text{Fe}_{\text{окт}}^{2+} + \text{Fe}_{\text{окт}}^{3+} + \text{Mn}_{\text{окт}}$ |
|------------------------|---|
| | $\Sigma \text{K}_{\text{окт}}$ |
| 0. Неизменный гранит | 0,20 |
| 1. Слабой хлоритизации | 0,15 |
| 2. Флогопитизации | 0,17 |
| 3. Ортоклазитизации | 0,10 |

увеличении содержания железа и при сохранении на одном уровне содержания меди и молибдена. Железо, как показано выше, меняет валентность и структурную позицию.

В новообразованных пирите и халькопирите содержание меди и молибдена также остается на одном уровне при переходе от неизменных пород к зоне максимального изменения.

Таблица 10

Распределение некоторых элементов в минералах рудосопровождающих ортоклазовых метасоматитов по данным ЭМЗ, отн. ед.

| Зона | Минерал, псевдоморфоза | Интенсивность характеристического излучения при 20 кв, 19,6 на | | | | | | |
|---------------------|------------------------|--|--------|------|-----|--------|--------|-----|
| | | Mg | Fe | Ca | Na | K | Cu | Mo |
| 0. Гранит | Плагиоклаз | 21 | 497 | 581 | 560 | 167 | — | — |
| | Ортоклаз | 17 | 240 | 17 | 52 | 14 847 | — | — |
| | Биотит | 2638 | 18 857 | 18 | 8 | 9 748 | 173 | 10 |
| | Амфибол | 50 | 3 474 | 6717 | — | — | — | — |
| | Сфен | 64 | 3 625 | 6624 | — | — | 178 | 17 |
| | Пирит | 36 | 17 734 | 25 | — | — | 280 | 145 |
| | Халькопирит | — | — | — | — | — | 26 042 | 97 |
| 1. Биотитизации | Плагиоклаз | 29 | 424 | 609 | 531 | 161 | — | — |
| | Ортоклаз | 27 | 200 | 25 | 84 | 16 667 | — | — |
| | Биотит | 3234 | 16 630 | 41 | — | 9 355 | 168 | 10 |
| | Пирит | 55 | 18 787 | 16 | — | — | 301 | 138 |
| | Кварц | 23 | 278 | 17 | — | — | — | — |
| 2. Флогопитизации | Плагиоклаз | 31 | 495 | 598 | 532 | 158 | — | — |
| | Ортоклаз | 23 | 242 | 18 | 65 | 14 768 | — | — |
| | Биотит | 2873 | 18 720 | 23 | 5 | 9 155 | 138 | 15 |
| | Пирит | — | — | — | — | — | 306 | 165 |
| | Халькопирит | — | — | — | — | — | 30 275 | 97 |
| 3. Ортоклазитизации | Ортоклаз | 27 | 253 | 21 | 556 | 14 897 | — | — |
| | Пирит | — | — | — | — | — | 310 | 155 |

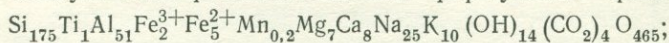
Таким образом, рудоносные ортоклазовые метасоматиты характеризуются сохранением или даже некоторым увеличением изоморфной емкости новообразованных псевдоморфных минералов в отношении как петрогенных, так и рудных элементов. При достижении в решетках минералов критического уровня насыщения рудный элемент выделяется в виде самостоятельной фазы. Особенно важно в этой связи, что реакции псевдоморфизма при кажущейся тождественности с реакциями, имеющими место в ходе гранитизации, приобретают обратную кристаллохимическую и энергетическую направленность. С кристаллохимической точки зрения реакция замещения ортоклазом плагиоклаза в регрессивных условиях не находит своего объяснения в отношении зависимости изоморфной емкости от структурной рыхлости. Действительно, по всем кристаллохимическим параметрам псевдоморфизм в системе плагиоклаз — ортоклаз тождествен таковому при гранитизации. Однако изоморфная емкость здесь в отличие от гранитизации не убывает. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Альбитизация

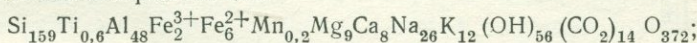
Околорудная альбитизация изучена на золотом месторождении Ключи в Забайкалье. Месторождение имеет штокверковый характер. В пределах штокверка распространены кварц-турмалиновые с золотоносным пиритом жилы и многочисленные прожилки. Полная метасоматическая колонка наблюдается лишь на периферии этого штокверка. Она характеризуется наличием следующих зон: 0 — неизменная порода (гранодиорит), 1 — зона хлоритизации, 2 — зона деанортитизации и слабой ортоклазизации, 3 — зона альбитизации и гидрослюдизации, 4 — зона альбитизации, турмалинизации и оруденения.

Химизм преобразования состоит в последовательном выносе оснований и привносе во внутреннюю зону натрия.

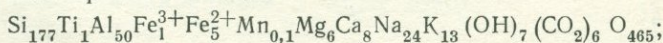
Схема метасоматической зональности и химизма иллюстрируется следующими равнообъемными формулами: гранодиорит



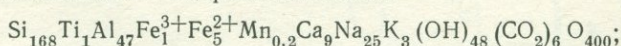
зона слабой хлоритизации



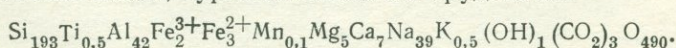
зона слабой ортоклазизации



зона альбитизации и гидрослюдизации



зона альбитизации, турмалинизации и оруденения



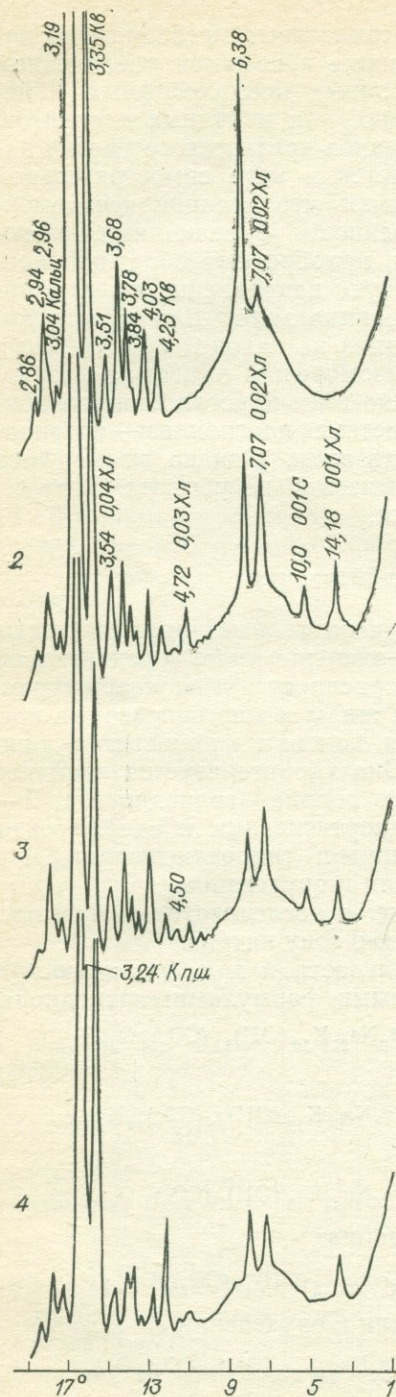


Рис. 16. Дифрактограмма измененных пород колонки альбитизации. 1 — зона слабой хлоритизации; 2 — зона деанортитизации; 3 — зона турмалинизации; 4 — зона альбитизации.

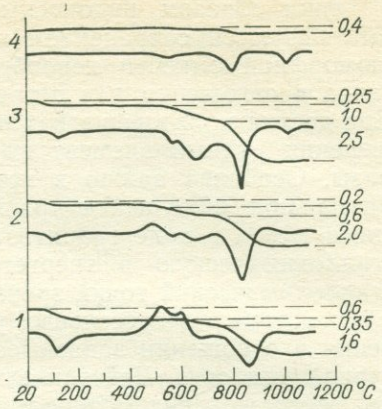


Рис. 17. Термограмма измененных пород колонки альбитизации.

Последовательность минеральных замещений согласно наблюдениям в шлифах, а также данным РА и ДТА состоит в следующем (рис. 16, 17). В зоне 1 появляется хлорит, развивающийся по амфиболу и частично по биотиту, а также монтмориллонит по плагиоклазу. В дальнейшем количество хлорита последовательно возрастает, а плагиоклаз и ортоклаз замещаются альбитом и турмалином. Во внутренней зоне хлорит исчезает.

Главной реакцией псевдоморфизма в этой колонке следует считать замещение ортоклаза альбитом. Эта реакция в условиях изообъемности и инертности глинозема происходит с заметным дефектом объема, достигающим 9,5%. Соответственно изменяются структурная рыхлость, итоговая масса, средняя масса атомов и средняя плотность (табл. 11).

Во внешней зоне, где происходит деанортитизация плагиоклаза, согласно данным ЭМЗ наблюдается даже некоторое возрастание содержания примеси калия и снижение содержания натрия. Аналогично и для ортоклаза при переходе от зоны 0 к зоне 1 происходит некоторое увеличение изоморфной емкости (табл. 12) в отношении натрия, хотя в дальнейшем его примесь вновь снижается.

Следует заметить, что в тех колонках, где псевдоморфозы по порообразующим минералам сложены минералами близкого состава (например, калишпатизация), удается проследить эволюцию изоморфной емкости. Напротив, в тех случаях, когда замещение происходит с образованием псевдоморфоз, сложенных гидросиликатами или другими полиминеральными агрегатами, на первый план выходит общее изменение химического состава и судить об изменении изоморфной емкости затруднительно. В ходе околорудной альбитизации магнетит последовательно замещается сначала гематитом, а затем пиритом. При этом в ряду магнетит — гематит — пирит согласно полученным данным нет основания говорить об изменении изоморфной емкости в отношении магния, а также золота.

Таблица 11

Соотношение некоторых кристаллохимических параметров ортоклаза и альбита в процессе альбитизации

| Параметр | Ортоклаз | Альбит |
|----------|----------|--------|
| V_m | 367 | 332 |
| P_m | 100 | 92,5 |
| m_a | 14 | 12,8 |
| d_a | 2,1 | 2,0 |

Серицитизация

Серицитизация — исключительно широко распространенный процесс околорудных изменений среднетемпературных месторождений, представляющий собой регрессивную часть сопряженной метасоматической системы сиенитизации — оксеталити-

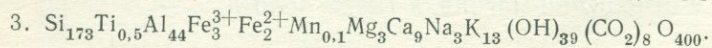
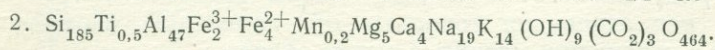
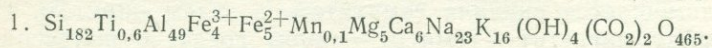
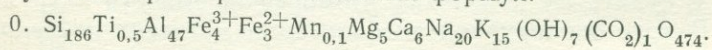
Таблица 12

Распределение некоторых элементов в минералах пород различных зон рудосопровождающей альбитизации по данным ЭМЗ, отн. ед.

| Зона | Минерал | Интенсивность характеристического излучения при 20 кв и 24 на | | | | |
|-----------------------------------|------------|---|------|------|--------|----|
| | | Na | K | Mg | Fe | Au |
| 0. Гранодиорит неизменный | Плагиоклаз | 424 | 196 | — | — | — |
| | Ортоклаз | 45 | 8509 | — | — | — |
| | Бiotит | 8 | 5961 | 45 | 193 | — |
| | Магнетит | — | — | 29 | 32 000 | 61 |
| 1. Хлоритизации | Плагиоклаз | 392 | 250 | — | — | — |
| | Ортоклаз | 52 | 8017 | — | — | — |
| | Бiotит | 6 | 5851 | 1495 | 4 733 | — |
| | Гематит | — | — | 36 | 33 174 | 54 |
| 2. Ортоклазизации | Плагиоклаз | 497 | 199 | — | — | — |
| | Ортоклаз | 37 | 8518 | — | — | — |
| | Гематит | — | — | 27 | 30 151 | 50 |
| 3. Альбитизации и гидрослюдизации | Альбит | 415 | 90 | — | — | — |
| | Гидрослюда | — | — | 24 | 74 | — |
| | Гематит | — | — | 34 | 28 297 | 58 |
| 4. Альбитизации и оруденения | Альбит | 557 | 69 | — | — | — |
| | Пирит | — | — | 30 | 20 761 | 75 |

зации. Особенно характерна серицитизация для рудосопровождающих оксеталитов жильных медно-молибденовых месторождений [49]. Серицитизация проявляется в образовании от неизменного гранита 0 к жиле следующих зон: слабой карбонатизации и хлоритизации — 1, монтмориллонитизации — 2, серицитизации — 3, иногда адуляризации — 4.

Эволюция химического состава колонки характеризуется следующей серией равнообъемных формул.



Последовательность минеральных преобразований в самых общих чертах состоит в следующем. В зоне 1 происходит замещение карбонатом и хлоритом кристаллов роговой обманки, а также лейкоксенизация сфена. Другие первичные минералы породы не испытывают каких-либо изменений, за исключением признаков некоторой коррозии внутренних частей зерен плагио-

клаза. В зоне монтмориллонитизации появляются новообразованные смешаннослойный минерал гидрослюда-монтмориллонит и каолинит, развивающиеся по плагиоклазу; магнетит гематитизирован; сфен лейкоксенизирован; появляется пирит. В зоне серицитизации плагиоклаз и биотит полностью замещены гидрослюдой, магнетит отсутствует, сфен замещен рутилом, много пирита.

Плагиоклаз в колонке серицитизации подвергается гидролизу. В неизменной породе и в зоне слабой карбонатизации согласно данным кристаллооптики и РА он представлен альбит-олигоклазом (№ 10), содержащим изредка вrostки кварца и чешуйки мусковита (рис. 18). В зоне монтмориллонитизации плагиоклаз еще сохраняет свою индивидуальность, но количество слюды (диоктаэдрической мусковитового типа) и кварца существенно возрастает, кроме того, в составе псевдоморфоз установлены монтмориллонит и каолинит. Суммарное количество новообразованных глинистых минералов согласно оценке по кривым ДТА достигает 18% (рис. 19), кроме того, в количестве до 10% содержится гидрослюда (табл. 13).

Таблица 13

Минеральный состав псевдоморфоз из серицитизированных пород по данным минералогического анализа и ДТА, вес. %

| Минерал | По плагиоклазу | | | По ортоклазу | | | По биотиту | | |
|----------------------|----------------|-------|----|--------------|-----|-------|------------|----|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 |
| Плагиоклаз | >95 | 60—65 | 0 | — | — | — | — | — | — |
| Биотит | — | — | — | — | — | — | 100 | 70 | — |
| Ортоклаз | — | — | — | >95 | >95 | 55—60 | — | — | — |
| Монтмориллонит | — | 6 | 8 | — | — | 4 | — | — | — |
| Каолинит | — | 2 | 16 | — | — | 8 | — | — | — |
| Серицит и гидрослюда | — | 10 | 30 | — | — | 10 | — | 30 | } 100 |
| Кварц | — | 15—20 | 44 | — | — | 20 | — | — | |

В зоне серицитизации псевдоморфозы по плагиоклазу сложены агрегатом указанных минералов с преобладанием серицита (диоктаэдрическая гидрослюда мусковитового типа). Соотношение этих минералов следующее, %: серицит 30, каолинит 16, монтмориллонит 8, кварц 44, пирит 2.

При замещении плагиоклаза серицитом в катодных лучах наблюдается блоковая микроструктура зерен, а в характеристическом излучении фиксируется изменение содержания ряда компонентов (рис. 20). Содержание кальция в псевдоморфозах остается почти постоянным в зонах 0 и 1, при переходе в зону монтмориллонитизации (2) заметно снижается, а в сериците внутренней зоны он практически отсутствует. Содержание

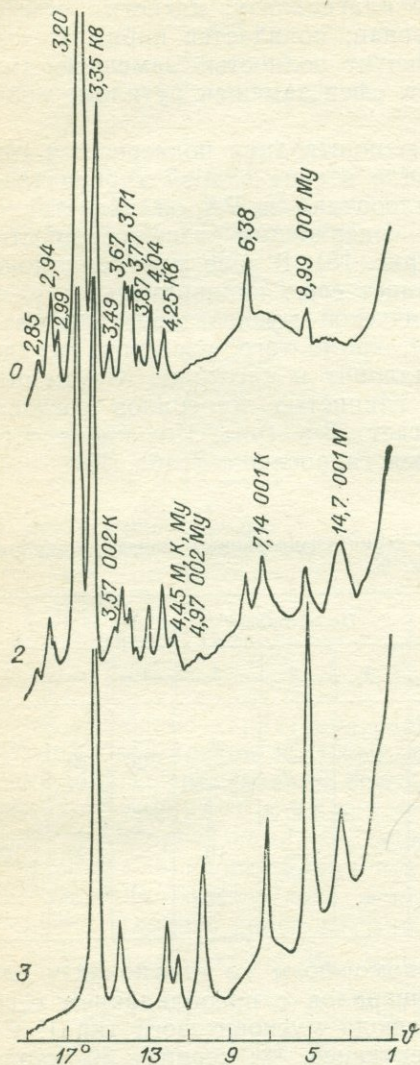


Рис. 18. Дифрактограмма плагиоклаза и продуктов его изменения из серицитизированных пород.

0 — зона слабой карбонатизации; 2 — зона монтмориллонитизации; 3 — зона серицитизации.

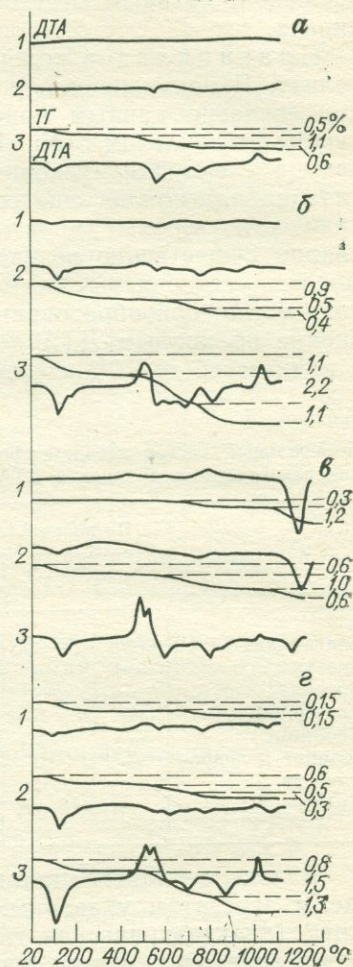


Рис. 19. Термограмма серицитизированных пород (а) и псевдоморфоз из них по плагиоклазу (б), ортоклазу (в) и биотиту (г).

1 — зона слабой карбонатизации; 2 — зона монтмориллонитизации; 3 — зона серицитизации.

натрия остается на одном уровне в псевдоморфозах всех зон, несмотря на то что в зоне 2 он в значительной части уже замещен. Лишь во внутренней зоне, где псевдоморфозы сложены гидрослюдой, натрий выносятся почти нацело, заменяясь калием. Следует заметить, что количество калия в плагиоклазах разреза аномально высокое во всех зонах. Эти элементы распределены равномерно в пределах кристаллов полевых шпатов, лишь по краям зерен плагиоклаза заметно обычное увеличение содержания натрия (рис. 21). В ходе замещения плагиоклаза гидрослюдой освобождается значительное количество кремнезема. Этот кремнезем в виде мелкозернистого агрегата кварца выделяется по границам псевдоморфоз, образуя неправильные

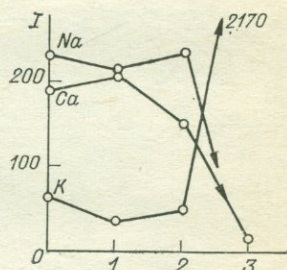


Рис. 20. Изменение содержания калия, натрия и кальция в плагиоклазе при его серицитизации.

I — интенсивность характеристического излучения; 0 — гранит; 1 — зона карбонатизации и хлоритизации; 2 — зона монтмориллонитизации; 3 — зона серицитизации.

причудливые оторочки на контакте с незамещенным ортоклазом (рис. 21).

Типичной реакцией метасоматического псевдоморфизма при серицитизации является замещение плагиоклаза серицитом. Расчет объемных и вещественных эффектов такого замещения, а также кристаллохимических параметров показывает, что эта реакция достаточно хорошо укладывается в схему регрессивного псевдоморфизма: молекулярный объем (V_m) снижается при незначительном, правда, увеличении итоговой массы P_m , структурная рыхлость ($V_a = \omega$) и средняя масса атомов (m_a) также снижаются, а средняя плотность атомов (d_a) несколько возрастает (табл. 14).

Теоретический расчет объемных эффектов замещения плагиоклаза № 10 серицитом, монтмориллонитом и каолинитом при условии изобъемности процесса и инертности глинозема дает очень близкие результаты к наблюдаемым цифрам (табл. 15). Предполагая замещение анортитовой составляющей монтмориллонитом и каолинитом, находим, что в итоге образуется 8% монтмориллонита и 5% каолинита.

Замещение анортита монтмориллонитом происходит с существенным превышением итогового объема над исходным. Этот недостаток объема при условии компенсации его вытесненным кварцем составляет 6,4%. Следовательно, анортитовая составляющая сможет замещаться монтмориллонитом, если будет

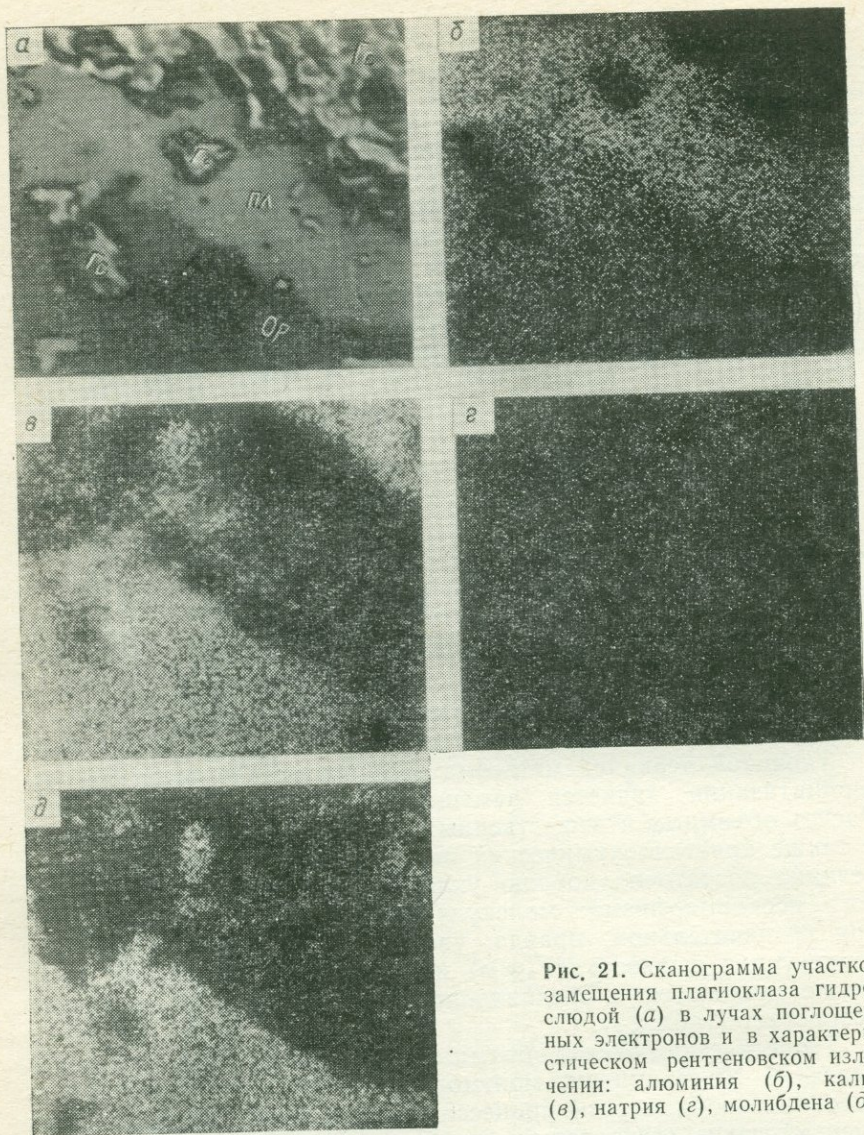


Рис. 21. Сканограмма участков замещения плагиоклаза гидрoслюдой (а) в лучах поглощенных электронов и в характеристическом рентгеновском излучении: алюминия (б), калия (в), натрия (г), молибдена (д).

освобождаться необходимое пространство, т. е. если будут происходить реакции с дефектом объема. Таковым является, например, замещение альбита каолинитом и серицитом (табл. 15). При замещении альбита каолинитом и серицитом дефект пространства составляет 6,3% от общего исходного объема; кроме того, освобождается 41% кварца. Одновременное протекание 2 типов реакций псевдоморфизма: одной с «избытком», другой с «недостатком» объема — является, по-видимому, одной из

главных закономерностей метасоматического замещения. На это обстоятельство неоднократно обращалось внимание в связи с проблемой уплотнения — разуплотнения вещества [31]. Это явление, называемое дивергенцией, распространяется на очень многие естественные процессы. Таким образом, полученные данные однозначно свидетельствуют о том, что псевдоморфизм плагиоклаза происходит в условиях снижения теплосодержания системы тем большего, чем далее продвинута зона. Каждое зерно плагиоклаза замещается последовательно сначала монтмориллонитом и каолинитом, затем серицитом. Все компоненты для такого замещения, кроме калия, заимствуются из исходного минерала. Весь глинозем и весь кремнезем остаются на месте. Возможность — невозможность реакции псевдоморфизма контролируется фактором пространства, что также свидетельствует в пользу приоритета цикличности энергетической над цикличностью щелочно-кислотной.

Таблица 14

Соотношение некоторых кристаллохимических параметров анортита и серицита при серицитизации

| Параметр | Анортит | Серицит |
|----------|---------|---------|
| V_m | 167,4 | 156,2 |
| P_m | 100,0 | 101,2 |
| V_a | 12,9 | 12,4 |
| m_a | 21,3 | 21,0 |
| d_a | 1,65 | 1,69 |

Таблица 15

Расчет замещения альбит-олигоклаза серицитом, каолинитом и монтмориллонитом вес. %

| Минерал | Исходные минералы и продукты, % | | Теоретический состав псевдоморфоз | Наблюдаемый состав псевдоморфоз |
|-----------------------|---------------------------------|--------------|-----------------------------------|---------------------------------|
| | анортит 10 | альбит 90 | | |
| Монтмориллонит | 8 | — | 8 | 8 |
| Каолинит | 5 | 11 | 16 | 16 |
| Серицит | — | 33 | 33 | 30 |
| Кварц (освобожденный) | — | 10 + 31 | 41 | 44 |
| Дефект | -6,4 | +5,1 +1,2 | — | — |
| Итого | — | — | 98 | 100 |

Ортоклаз. В отличие от плагиоклаза он не подвержен изменению вплоть до внутренней зоны, что наблюдается визуально и подтверждается данными РА (рис. 22). Резкое изменение состояния кристаллов (гидролиз) происходит в зоне серицитизации, где на дифрактограммах вещества псевдомор-

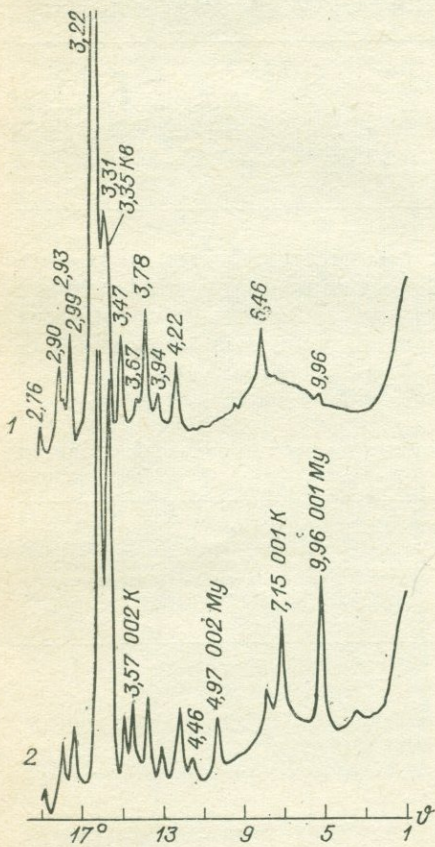


Рис. 22. Дифрактограмма ортоклаза из серицитизированных пород.
1 — неизменные породы; 2 — зона серицитизации.

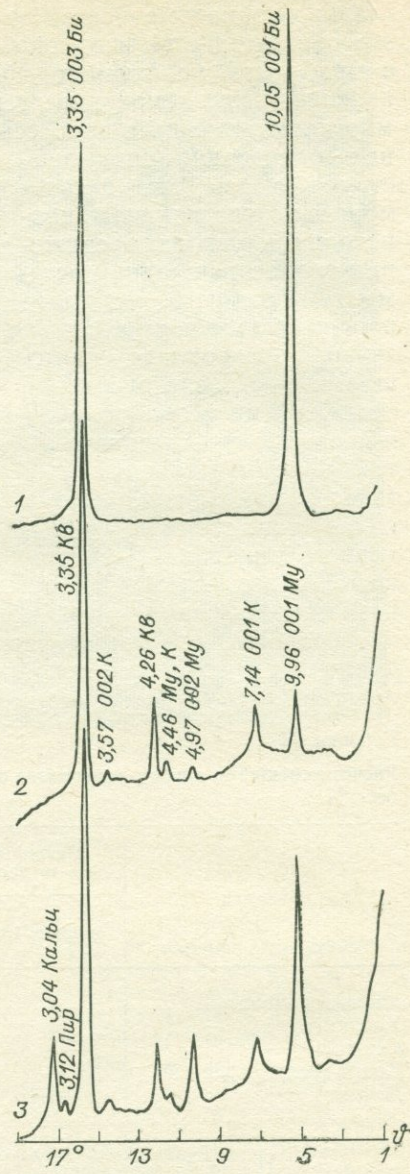


Рис. 23. Дифрактограмма биотита и продуктов его замещения из серицитизированных пород.
1 — гранит; 2 — зона монтмориллонитизации; 3 — зона серицитизации.

фоз фиксируются соответствующие отражения слюды, каолинита, кварца и очень небольшие количества монтмориллонита. Согласно данным ДТА и микроскопическим наблюдениям состав псевдоморфоз по ортоклазу следующий: серицит, каолинит, монтмориллонит, реликты ортоклаза и новообразованный кварц (табл. 13).

Биотит уже в зоне монтмориллонитизации частично замещен серицитом, а также бурым агрегатом, относимым ранее по оптическим свойствам к нонтрониту. Данные РА и ДТА по

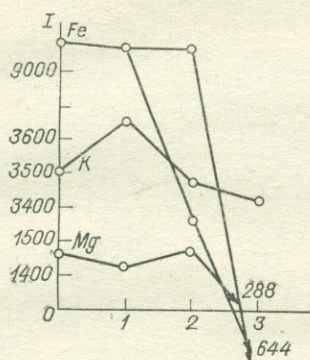


Рис. 24. Изменение содержания железа, магния и калия в биотите при замещении его серицитом.

Условные обозначения см. на рис. 20.

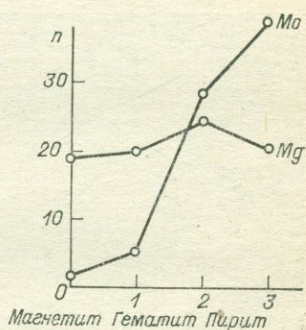


Рис. 25. Изменение содержания магния и молибдена в магнетите при замещении его гематитом и пиритом.

Условные обозначения см. на рис. 20.

казывают, что исходный биотит характеризуется очень высоким процентом (27%) «заселенных» железом октаэдрических пустот, заметно бóльшим по сравнению с неизменным биотитом рассмотренных ранее исходных пород колонки ортоклазизации. При переходе к зоне монтмориллонитизации (рис. 23) биотит замещается слюдой мусковитового типа (серицитом), кварцем и каолинитом. В зоне серицитизации указанный состав сохраняется, но интенсивность рефлексов каолинита относительно снижается. На дифрактограмме не обнаружено даже признаков рефлексов монтмориллонита-нонтронита. На кривых ДТА псевдоморфоз по биотиту из зоны серицитизации обнаруживаются термические эффекты, свойственные серициту, гидрослюде и каолиниту. Возможна незначительная примесь хлорита (рис. 19).

В ходе замещения серицитом биотита содержание железа и магния лишь во внутренней зоне колонки резко снижается (5—10 раз), а содержание калия практически остается на одном уровне (рис. 24).

Согласно данным количественного спектрального анализа в ходе околорудной серицитизации в породе происходит увеличение содержания молибдена. Поэтому представляет интерес выявление минералов-концентраторов молибдена и форм его нахождения. В этой связи был исследован ряд замещения магнетит — гематит — пирит. Содержание молибдена резко возрастает при замещении магнетита пиритом (рис. 25). При этом наблюдается некоторое возрастание содержания молибдена и в сосуществующем с пиритом в промежуточной зоне замещения гематитом. Распределение молибдена в пирите относительно

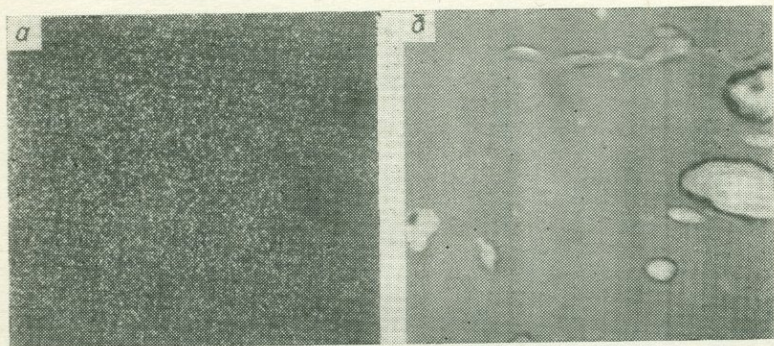


Рис. 26. Сканогамма, иллюстрирующая характер распределения молибдена (б) в пирите серицитизированных пород (а).

равномерное, каких-либо микрофаз, избирательно обогащенных молибденом, не обнаружено. На сканогамме видно, что включения кварца в пирите отличаются заметно более низким содержанием молибдена (рис. 26).

Гидросланудизация

Постмагматическая гидросланудизация, несущая или сопровождающая низко-среднетемпературное преимущественно полиметаллическое орудение, распространена во многих рудных провинциях мира и особенно широко в пределах Тихоокеанского и Средиземноморско-Гималайского рудных поясов. Автором она изучалась преимущественно на месторождениях Забайкалья. В целях сопоставления были выполнены в ограниченном объеме геологические наблюдения по месторождениям других районов, в частности в Канаде (месторождение Британия), Китае (Кашгар), Непале (Татопани). Во всех случаях рудная минерализация локализуется во внутренней зоне гидросланудитов в составе иллитовой, а иногда сванбергитовой фаций или в кварц-карбонатных жилах. Гидросланудиты по характеру строе-

ния и составе метасоматической колонки очень близки к серицитолитам, бывают связаны с ними переходами и являются результатом вариаций в температурно-концентрационном ряду формации оксеталитов. Строение и состав метасоматической колонки гидрослюдитов, детально изученных нами ранее [48], в самом обобщенном виде могут быть охарактеризованы следующей схемой зональности: 0 — неизменный гранодиорит, 1 — зона слабой карбонатизации — монтмориллонитизации, 2 — зона хлоритизации, 3 — зона гидрослюдизации — сванбергитизации и иногда 4 — зона окварцевания. Химический состав указанных зон отвечает следующим равнообъемным формулам:

0. $\text{Si}_{179}\text{Ti}_1\text{Al}_{48}\text{Fe}_6^{3+}\text{Fe}_6^{2+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_8\text{Ca}_6\text{Na}_{18}\text{K}_{15}(\text{OH})_9\text{O}_{467}$.
1. $\text{Si}_{161}\text{Ti}_1\text{Al}_{49}\text{Fe}_2^{3+}\text{Fe}_2^{2+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_8\text{Ca}_4\text{Na}_1\text{K}_{12}(\text{OH})_{29}(\text{CO}_2)_5\text{O}_{374}$.
2. $\text{Si}_{170}\text{Ti}_1\text{Al}_{49}\text{Fe}_3^{3+}\text{Fe}_5^{2+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_8\text{Ca}_7\text{Na}_2\text{K}_{18}(\text{OH})_{55}(\text{CO}_2)_{10}\text{O}_{387}$.
3. $\text{Si}_{170}\text{Ti}_1\text{Al}_{47}\text{Fe}_3^{3+}\text{Fe}_5^{2+}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_6\text{Ca}_6\text{Na}_1\text{K}_3(\text{OH})_{149}(\text{CO}_2)_3\text{O}_{289}$.

Во внешней зоне гидрослюдитов (1) происходит замещение амфибола тонкозернистым бурым агрегатом, а иногда и зеленым биотитом. В промежуточной зоне наблюдается интенсивная хлоритизация биотита, в то время как плагиоклаз испытывает деанортитизацию, а ортоклаз устойчив. Наконец, во внутренней зоне происходит полное замещение раскисленного плагиоклаза, а также в значительной мере и ортоклаза агрегатом глинистых минералов и сванбергита. Иногда в ней появляется серицит, но сплошной серицитизации обычно не происходит.

Амфибол исходных пород представлен обыкновенной роговой обманкой ($2V = -76^\circ$, $cNg = 18$, $Ng = 1,671$, $Nm = 1,658$, $Np = 1,650$). Процесс его псевдоморфизма прослежен с помощью электронно-зондового анализа (табл. 16). В зоне слабой карбонатизации и монтмориллонитизации в агрегате, слагающем псевдоморфозы, возрастает содержание калия и натрия, что вместе с кристаллооптическими данными указывает на появление смешаннослойного минерала типа монтмориллонит(нонтронит)-гидрослюда. В зоне хлоритизации содержание железа и магния в псевдоморфозах резко снижается, а содержание калия возрастает. Дальнейшая перестройка происходит с увеличением числа гидрослюдистых слоев. Наконец, в зоне гидрослюдизации состав псевдоморфоз по амфиболу по существу не отличается от состава гидрослюда по плагиоклазу, а уровень содержания калия лишь незначительно ниже такового по сравнению с гидрослюдой по биотиту.

Плагиоклаз неизменной породы колонки гидрослюдизации представлен андезином. На дифрактограмме его фиксируются слабые рефлексы слюды, обусловленные наличием вростков (рис. 27). Во внешней зоне по плагиоклазу образуется каолинит и монтмориллонит, соответствующие рефлексы кото-

Таблица 16

Распределение некоторых элементов в минералах различных зон гидрослюдитов по данным ЭМЗ, отн. ед.

| Зона | Минерал, псевдоморфоза | Интенсивность характеристического излучения при 20 кв и 15 на | | | | |
|--|------------------------|---|--------|------|-----|------|
| | | Mg | Fe | Ca | Na | K |
| 0. Гранодиорит | Амфибол | 658 | 3 211 | 3821 | 12 | 46 |
| | Плагиоклаз | — | — | 92 | 347 | 143 |
| | Ортоклаз | — | — | 9 | 72 | 5853 |
| | Биотит | 579 | 3 265 | 11 | 11 | 3987 |
| | Магнетит | 17 | 19 294 | — | — | — |
| 1. Карбонатизации и монтмориллонитизации | По амфиболу | 855 | 3 277 | 2128 | 20 | 473 |
| | Плагиоклаз | — | — | 35 | 342 | 162 |
| | Ортоклаз | — | — | 5 | 52 | 5549 |
| | По биотиту | 790 | 2 413 | 12 | 13 | 3486 |
| | Магнетит | 16 | 18 811 | — | — | — |
| | Карбонат | 564 | 2 088 | — | — | — |
| 2. Хлоритизации | По амфиболу | 129 | 1 614 | 106 | 9 | 1296 |
| | По плагиоклазу | — | — | 69 | 327 | 74 |
| | Ортоклаз | — | — | 2 | 35 | 5632 |
| | По биотиту | 915 | 2 983 | 12 | 17 | 3877 |
| | Магнетит | 21 | 19 117 | — | — | — |
| 3. Гидрослюдитизации и сванбергитизации | По амфиболу | 229 | 105 | 44 | 5 | 2918 |
| | По плагиоклазу | 208 | 97 | 26 | 9 | 3199 |
| | По биотиту | 645 | 2 663 | 20 | 9 | 3565 |
| | По ортоклазу | 10 | 937 | 18 | 7 | 3341 |
| | Пирит | 22 | 13 214 | — | — | — |

рых (7,14 и 15,0 Å) видны отчетливо. Суммарное количество этих минералов по данным ДТА составляет около 10% (табл. 17). Кроме того, согласно кристаллооптическим наблюдениям, а также данным рентгеновского анализа (рефлекс 4,26 Å и др.) в составе псевдоморфоз присутствует до 5% кварца. Во внутренней зоне содержание смешаннослойного минерала типа

Таблица 17

Минеральный состав псевдоморфоз по плагиоклазу гидрослюдитов по данным ДТА и минералогическим наблюдениям, вес. %

| Минерал | 0 | 1 | 2 |
|----------------|-----|----|-------|
| Плагиоклаз | 100 | 85 | — |
| Монтмориллонит | — | 6 | 50 |
| Гидрослюда | — | — | |
| Каолинит | — | 4 | 15—17 |
| Кварц | — | 5 | |

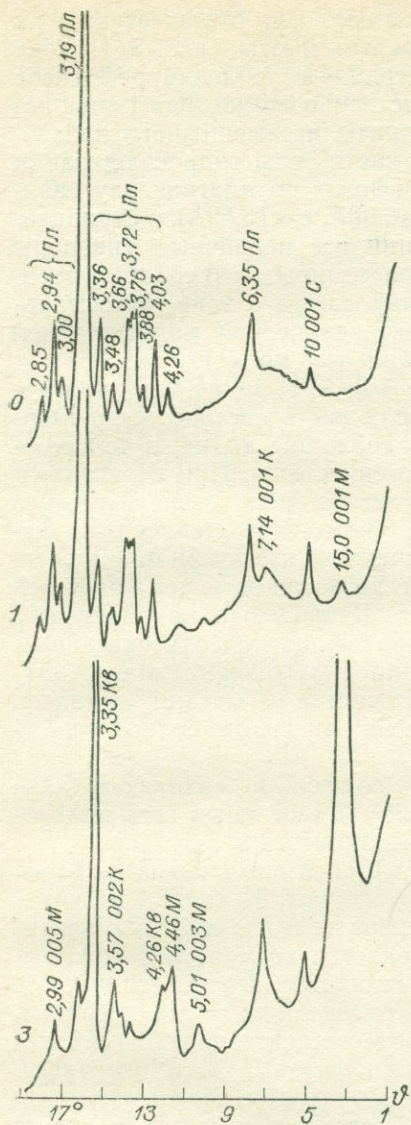


Рис. 27. Дифрактограмма плагиоклаза и продуктов его замещения в гидрослюдитах.

0 — гранодиорит; 1 — зона слабой карбонатизации; 3 — зона гидрослюдизации.

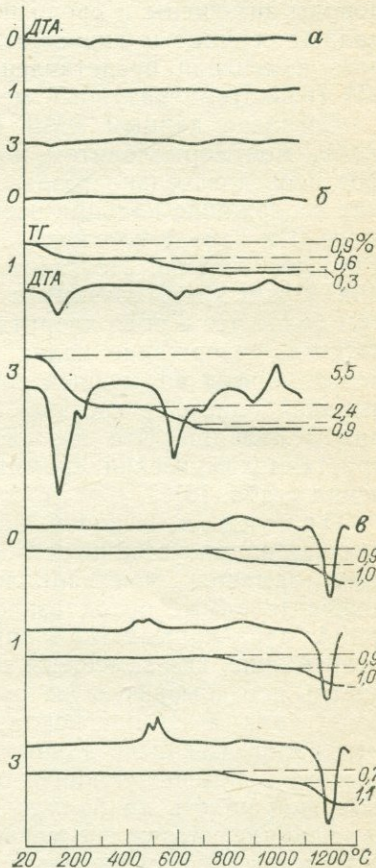


Рис. 28. Термограммы псевдоморфоз по плагиоклазу (а), ортоклазу (б) и биотиту (в) из различных зон гидрослюдитов.

монтмориллонит-гидрослюда возрастает, что отражается и на кривой ТГ резким увеличением потери массы (рис. 28), а на кривой рентгеновской дифрактометрии — в усилении рефлексов 2,99; 4,46 и 15 Å (рис. 27). Соответственно возрастает также количество каолинита и кварца. Реликты незамещенного плагиоклаза отсутствуют. Во внутренней части зоны гидрослюдизации установлено появление в псевдоморфозах по плагиоклазу сванбергита ($Nm=1,645$, $Np=1,633$, $a=6,98\text{Å}$, $c=16,59\text{Å}$) и серицита. В этой части зоны гидрослюдизации все первичные минералы породы замещены и среди новообразованных минералов преобладают серицит и гидрослюда. Гидрослюда в зоне максимального изменения представлена диоктаэдрической модификацией 1М (низкотемпературный метастабильный иллит).

Согласно данным ЭМЗ (табл. 16) при замещении плагиоклаза монтмориллонитом и гидрослюдой в составе псевдоморфоз последовательно возрастает содержание калия, в то время как содержание кальция несколько снижается. При переходе от зоны 0 к зоне 1 плагиоклаз испытывает лишь незначительную деанортитизацию. Незначительное увеличение содержания калия может быть связано с увеличением изоморфной емкости, тем более что в зоне хлоритизации, когда он замещен в большей степени, содержание калия падает. Гидрослюда из различных псевдоморфоз внутренней зоны характеризуется относительным выравниванием ее состава, особенно в отношении калия, натрия и кальция. Что же касается железа и магния, то здесь кристаллохимическая «память» псевдоморфизма более существенна (табл. 16).

Ортоклаз в колонке гидрослюдизации сохраняет длительное время устойчивость (рис. 29). Даже когда весь плагиоклаз замещен монтмориллонит-каолинитовым агрегатом, на дифрактограмме ортоклаза фиксируется лишь слабый рефлекс 4,49Å, а на кривых ДТА пики отсутствуют. И только во внутренней зоне, где замещены все минералы и где индивидуализировать псевдоморфозы не представляется возможным, по ортоклазу, как и по плагиоклазу, развивается агрегат глинистых минералов. Согласно данным ЭМЗ интенсивность характеристического излучения калия в ортоклазе остается практически постоянной вплоть до полной псевдоморфизации. В то же время содержание натрия и в меньшей мере кальция последовательно снижается. Это свидетельствует об отсутствии жесткой схемы направленного изменения изоморфной емкости. Гидрослюда (близкая к серициту) из псевдоморфоз по ортоклазу центральной зоны отличается несколько повышенным содержанием железа при минимальном содержании магния, кальция и натрия (табл. 16).

Баянит в колонке гидрослюдизации длительное время сохраняет устойчивость (рис. 30). Распределение железа в октаэдрических слоях (25%) также сохраняется неизменным даже в

том случае, когда по биотиту образуется магнезиально-железистый хлорит (рис. 30). Хлорит совместно с монтмориллонитом (нонtronитом) установлен в псевдоморфозах по биотиту вплоть до зоны гидрослюдизации. При замещении биотита хлоритом и

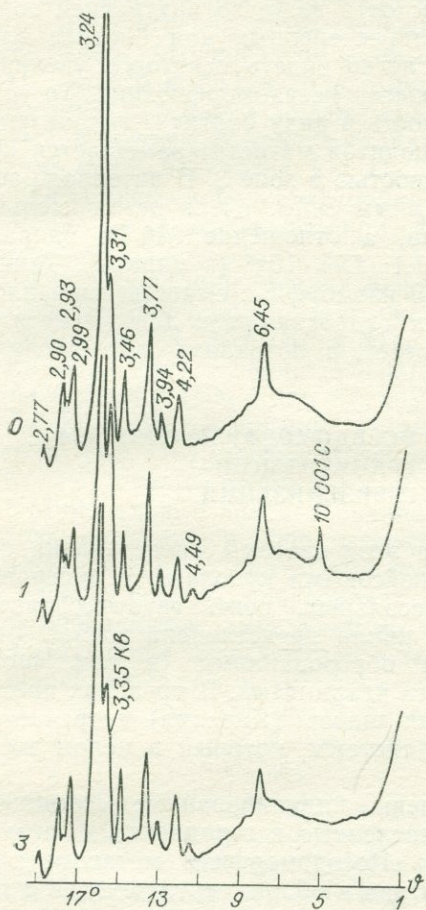


Рис. 29. Дифрактограммы ортоклаза из различных зон гидрослюдита.

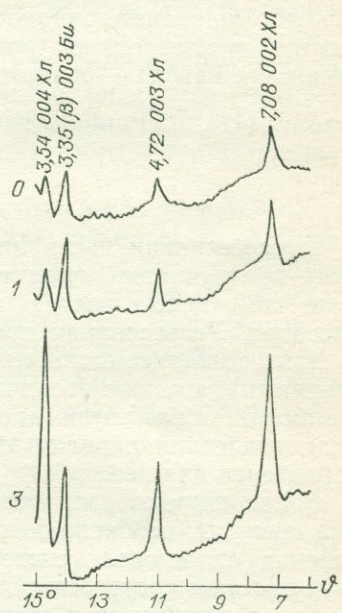


Рис. 30. Участки дифрактограмм измененных биотитов из различных зон гидрослюдитов.

монтмориллонитом (нонtronитом), судя по данным электронно-микроскопического исследования, соотношение основных компонентов сохраняется на уровне неизменных пород, лишь возрастает содержание магния (табл. 16). В дальнейшем в псевдоморфозах по биотиту, оптически диагностируемых как хлорит, не происходит сколько-нибудь существенного изменения содер-

жания железа, магния и калия. Это состояние сохраняется и во внутренней зоне, где состав псевдоморфоз по биотиту и другим минералам в целом выравнивается и приближается к обычному для гидрослюда. В то же время гидрослюда по биотиту сохраняет аномальную железистость даже во внутренней зоне. Если проследить поведение второстепенных для биотита элементов (натрий, кальций), то легко видеть некоторое увеличение их содержания в ходе процесса псевдоморфизации. То есть в этом случае изоморфная емкость в ряду биотит — гидрослюда возрастает. В колонке гидрослюдитов магнетит замещается пиритом частично в зоне 2 и полностью в зоне 3. В интервале зон 0—2 в магнетите, судя по данным ЭМЗ, очень незначительно снижается содержание железа, а отношение Mg/Fe направленно возрастает: $(0,8; 0,85; 1,1; 1,7) \cdot 10^{-3}$ (в пирите). Таким образом, согласно данным ЭМЗ изоморфная емкость минералов при формировании рудоносных гидрослюдитов для магнетита, биотита и плагиоклаза возрастает, а ортоклаза в отношении кальция и натрия — снижается.

ПСЕВДОМОРФИЗМ СИСТЕМЫ ГРАНИТИЗАЦИИ— ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ

Прогрессивная часть цикла этой системы представлена полями гранитизации, гранито-гнейсовыми куполами и апогранитами апикальных частей абиссальных, реже гипабиссальных массивов. Регрессивная часть цикла представлена грейзенами, контактово-метасоматическими образованиями (в том числе скарнами), а также вторичными кварцитами. В пределах протерозойских обрамлений древних щитов (Карелия) встречается амагматический вариант этой системы, который в целом мало характерен для нее.

Более широко распространены индуцированные сопряженные системы, особенно многочисленные в герцинских и киммерийских складчатых системах. Псевдоморфизм метасоматических колонок прогрессивного этапа в общих чертах сходен с таковым гранитизации и сиенитизации в составе ранее описанных метасоматических систем, особенно в части схемы зональности и перераспределения рудного вещества. Отличительной особенностью его является большая отчетливость заключительной стадии прогрессивного этапа, состоящего в явлениях натрового метасоматизма, накладывающегося на калиевый. Это альбитизация, с которой связано накопление редких металлов, и она свойственна промежуточным и внешним зонам колонок.

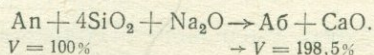
Главными реакциями псевдоморфизма является замещение плагиоклаза и цветных минералов ортоклазом и альбитом. Имеют место случаи инверсии в пределах одной колонки, когда альбитизация накладывается на ортоклазизацию.

Полная тождественность кристаллохимических особенностей псевдоморфизма в ходе гранитизации, рассмотренных ранее для других систем, и наличие в литературе многочисленных указаний на мобилизацию рудного вещества в ходе формирования ранних апогранитов освобождают нас от необходимости подробного рассмотрения этого вопроса на конкретном примере. Укажем лишь, что согласно данным многих исследователей [140, 141, 127, 70 и др.] в ходе формирования апогранитов, связанных либо с лейкократовыми гранитами, либо с гранито-гнейсовыми куполами, в ранние стадии процесса происходит мобилизация таких элементов, как U, TR, Ta, Nb, Sn, Be, W и др.

Остановимся более подробно на характеристике закономерностей псевдоморфизма при формировании редкометалльных грейзенов.

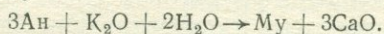
При относительном разнообразии метасоматических колонок грейзенизации общим в них является наличие зон: 0 — неизменных пород (Кв, Кпш, Пл, Би, Мг), 1 — деанортитизации (Кв, Кпш, Му) — калишпатизации (Кв, Кпш, Аб, Му, Би), 2 — альбитизации (Кв, Кпш, Аб, Му), 3 — сплошной грейзенизации (Кв, Кпш, Му) с подзонами мусковитизации (Кв, Му), топазизации (Кв, То), флюоритизации (Кв, Фл), турмалинизации (Кв, Ту), окварцевания (Кв).

Минеральные преобразования состоят в раскислении плагиоклаза во внешней зоне, в замещении альбитом амфибола и биотита в зоне 2, замещении светлой слюдой всех минералов и в первую очередь плагиоклаза в зоне 3, а иногда замещение алюмосиликатов андалузитом, топазом или флюоритом. Деанортитизация плагиоклаза — замещение анортитовой составляющей альбитом в условиях привноса SiO_2 и Na_2O происходит почти с двукратным увеличением исходного объема:



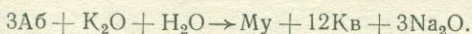
$$V = 100\% \quad \rightarrow V = 198,5\%$$

Поэтому реакция деанортитизации может осуществляться лишь в условиях одновременного освобождения объема за счет других реакций в системе. Одной из таких реакций является замещение плагиоклаза мусковитом, которое обеспечивает выигрыш пространства в силу соотношения



$$V = 100\% \quad \rightarrow V = 93,4\% + \Delta V = 6,6\%$$

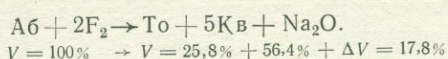
Аналогично и замещение альбита мусковитом происходит с дефектом объема:



$$V = 100\% \quad \rightarrow V = 47\% + V = 45,2\% + \Delta V = 7,8\%$$

Ранее нами было показано, что суммарный эффект метасоматического псевдоморфизма при грейзенизации возникает по принципу «некомпенсированного» замещения, т. е. такого, когда создающийся в ходе реакции объемный эффект (дефект объема)

либо лишь частично заполняется освобожденным компонентом, либо остается незаполненным. Особенно четко эта закономерность проявляется в андалузитовых грейзенах:



В ходе метасоматического псевдоморфизма при грейзенизации согласно данным электронного микрозондирования изоморфная емкость в рядах замещения не остается постоянной (табл. 18). Так, в плагиоклазе по мере его альбитизации и со-

Таблица 18

Распределение некоторых элементов в минералах мусковитовых грейзенов по данным ЭМЗ, отн. ед.

| Зона | Минерал | Интенсивность характеристического излучения при 20 кв и 15 на | | |
|-----------------|------------|---|-----|------|
| | | Ca | Na | K |
| Гранодиорит | Плагиоклаз | 365 | 275 | 54 |
| | Биотит | 4 | 13 | 3752 |
| | Амфибол | 3679 | 27 | 43 |
| Деанортитизации | Плагиоклаз | 17 | 352 | 23 |
| | Биотит | 7 | 17 | 4073 |
| | Амфибол | 3869 | 27 | 17 |
| Альбитизации | Альбит | 11 | 387 | 36 |
| | Слюда | 8 | 23 | 3300 |
| Мусковитизации | Альбит | 8 | 374 | 34 |
| | Слюда | 8 | 16 | 4051 |

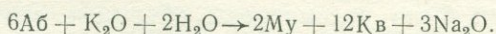
ответственного резкого уменьшения содержания кальция наблюдается сначала снижение, а затем отчетливое увеличение во внутренних зонах содержания калия. Это и естественно. Во внешних зонах потенциал калия относительно низок, а по мере его увеличения происходит замещение плагиоклаза мусковитом и одновременное увеличение изоморфной примеси калия в новообразованном и реликтовом альбите.

В биотите по мере его мусковитизации заметно увеличивается содержание калия и несколько возрастает изоморфная примесь кальция и натрия. Следует заметить, что эти суждения делаются на основании соотношения интенсивностей характеристического рентгеновского излучения без учета эффекта поглощения рентгеновских лучей, вследствие чего их следует рассматривать как первые данные, дающие лишь качественную картину. Тем не менее полученные результаты свидетельствуют о том, что общая закономерность увеличения изоморфной емкости в минералах метасоматитов регрессивной стадии просле-

живается и в грейзенах — наиболее высокотемпературных околожильных метасоматитах.

Самой характерной реакцией метасоматического замещения при грейзенизации является псевдоморфизм в системе кислый плагиоклаз → мусковит + кварц. Прямыми наблюдениями нами в 1958 г. было установлено, что псевдоморфозы по кислому плагиоклазу в грейзенах сложены примерно равными количествами мусковита и кварца [49]. Еще ранее на удивительное постоянство состава кварц-слюдистых грейзенов указывал Н. И. Наконник [100].

В составе псевдоморфоз мусковита по альбиту в условиях инертности глинозема образуется 47,0 об. % мусковита и 45,2 об. % кварца. Сопоставление кристаллохимических параметров минералов — твердых фаз этой реакции (табл. 19) показывает, что псевдоморфизм происходит в условиях разуплотнения вещества:



Это разуплотнение является в силу обратной связи (правило Ле Шателье) ответом системы на условия среды — избыток свободного пространства (7,8 % исходного объема альбита). Одновременно возрастают итоговая масса продуктов реакции P_m и структурная рыхлость $V_a = \omega$. Все это указывает на преобладание регрессивных условий минералообразования, несмотря на обратную направленность

изменения среднеатомной массы структурных единиц P_a и среднеатомной плотности d_a , более свойственную процессам прогрессивного псевдоморфизма.

Таблица 19

Соотношение некоторых кристаллохимических параметров альбита и мусковита при грейзенизации

| Параметр | Альбит | Мусковит |
|----------------|--------|----------|
| V_m | 996,3 | 937,8 |
| P_m | 100,0 | 101,5 |
| $V_a = \omega$ | 12,8 | 16,7 |
| P_a | 20,1 | 27,6 |
| d_a | 1,58 | 1,65 |

**ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
МИНЕРАЛЬНОГО
ПСЕВДОМОРФИЗМА
В СОПРЯЖЕННЫХ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ**

Количественное изучение вещественных эффектов метасоматического замещения в плане баланса вещества имеет, как известно, богатую историю. Получившие большое распространение методы «с учетом пористости» и атомнообъемные [52] сыграли важную роль в решении вопросов метасоматической зональности. Эти методы далеко еще не исчерпали себя, особенно

в отношении петрогенных элементов. Однако в целях детального изучения миграции и перераспределения рудного вещества требуется более углубленный анализ — выяснение вещественных и энергетических особенностей минерального псевдоморфизма с учетом генетической принадлежности метасоматитов к прогрессивной или регрессивной стадиям цикла. Приведенные выше результаты комплексных электронно-зондовых, рентгенодифрактометрических и термоаналитических исследований свидетельствуют о том, что в отношении как кристаллохимических параметров, так и направленности перемещения рудных элементов-примесей метасоматиты стадии домагматической гранитизации прямо противоположны рудосопровождающим постмагматическим метасоматитам.

В этой связи необходимо более детально рассмотреть баланс вещества, энергии и пространства на уровне отдельных минералов, участвующих в метасоматическом замещении.

Ранее нами были рассмотрены объемные соотношения образования псевдоморфоз при формировании окolorудных метасоматитов от низкотемпературных типа аргиллизации до средне- и высокотемпературных типа оксеталитизации и грейзенизации [49, 50]. На основании частичных реакций псевдоморфизма было выведено общее уравнение, суммарно отражающее объемные или вещественные эффекты метасоматического преобразования. Согласно этому уравнению суммарный объемный эффект замещения определяется соотношением объемов псевдоморфно инертных минералов, наследующих один или более инертных компонентов системы, — V_n^i , освобожденных минералов V_f , осажденных минералов V_s и, наконец, вытесненных минералов V_c и пористости ΔV :

$$V_0^i = V_n^i + \Delta V_f + \Delta V_s + \Delta V_c \pm \Delta V_0.$$

В частных случаях масса, а соответственно и объем каждой из составляющих или всех (кроме инертно-псевдоморфного минерала) могут быть равны нулю.

Как известно [49], метасоматиты, в которых весь объем исходных замещающихся минералов оказывается полностью занятым инертно-псевдоморфными ($V_0^i = V_n^i$) или инертно-псевдоморфными и освобожденными ($V_0^i = V_n^i + \Delta V_f$; $\Delta V_s, \Delta V_c, \Delta V_0 = 0$) минералами, называются автокомпенсированными; метасоматиты, в которых объем новообразованных инертно-псевдоморфных минералов превышает объем исходных замещающихся минералов и где для осуществления реакции необходимо вытеснение какого-либо из первичных минералов ($V_0^i = V_n^i + \Delta V_c$; $\Delta V_f, \Delta V_s, \Delta V_0 = 0$), — суперкомпенсированными. Метасоматиты, в которых суммарный объем инертно-псевдоморфных минералов меньше объема исходных замещающихся минералов и дефект объема ничем не заполнен, называются акомпенсированными ($V_0^i =$

$= V_n^i + \Delta V_0$; ΔV_f , ΔV_s , $\Delta V_c = 0$). Кроме того, существуют метасоматиты, где указанный в последнем случае дефект объема бы- вает заполнен осажденным минералом ($V_0^i = V_n^i + \Delta V_s$). Они на- зываются аллокомпенсированными. Возможны и метасоматиты, где при наличии освобожденного и осажденного минералов ($V_0^i = V_n^i + \Delta V_f + \Delta V_s + \Delta V_0$) часть исходного объема (ΔV_0) оста- ется еще не занятой, — анхиккомпенсированные метасоматиты. Для метасоматитов постмагматической стадии (рудосопрово- жающих и окологорных) указанные 5 типов метасоматитов рас- пределены следующим образом: аргиллизитам, серпентинитам и родственным им низкотемпературным метасоматитам свойствен в основном суперкомпенсированный тип замещения. Низко- среднетемпературным метасоматитам типа оксеталитов-берези- тов свойственны автокомпенсированный и аллокомпенсирован- ные типы замещения. Наконец, грейzenам свойственны в основ- ном акомпенсированный и анхиккомпенсированный типы замещения.

Если изобразить полный цикл сопряженной метасоматиче- ской системы в виде полуволны, первая часть которой отве- чает подъему изотерм (прогрессивная), а вторая — снижению (регрессивная), то эволюцию кислотности — щелочности рас- творов необходимо описывать полной синусоидой для каждого из этапов (см. рис. 2). Для постмагматического гидротермаль- ного процесса, связанного с гранитоидами, давно установлено [62], что растворы изменяются от слабощелочных (или нейтр- альных) к кислым и снова к слабощелочным. Поскольку кис- лотно-щелочная эволюция растворов осуществляется на фоне снижения температуры, высоко- и среднетемпературные мета- соматиты щелочной и кислотной стадий сменяются средне- и низкотемпературными метасоматитами стадий понижения кис- лотности и возрастания щелочности. Соответственно рассмот- ренные выше примеры метасоматитов от суперкомпенсирован- ных (формации аргиллизитов) до акомпенсированных (грей- зены) укладываются лишь в четверть общего цикла ($A'B'C'$). Вторая же половина постмагматического процесса ($C'D'O$) от- вечает высокотемпературным метасоматитам и автометасома- титам типа апогранитов, контактовых метасоматитов и орто- клазовых метасоматитов. Для этого полуцикла намечается плоскость симметрии, отражающая закономерную эволюцию ще- лочности и соответственно направленность смены субкомпенси- рованных метасоматитов акомпенсированными. Для простоты картины мы не указываем на диаграмме, что переход от супер- компенсированных метасоматитов к акомпенсированным и снова к суперкомпенсированным происходит через авто-, алло- и анхиккомпенсированные. Суперкомпенсированные и акомпен- сированные типы замещения отвечают экстремальным точкам кривой изменения щелочности; стадиям смены реакции отве- чают анхиккомпенсированные метасоматиты, стадиям понижаю-

шейся щелочности — автокомпенсированные, а повышающейся кислотности — анхикомпенсированные.

В прогрессивном полуцикле сопряженной метасоматической системы от ранних его стадий к поздним также следует ожидать и направленной смены типов метасоматического замещения, и эволюции состава растворов. Однако домагматический метасоматизм изучен слабо, и данных о эволюции растворов еще мало. Вместе с тем если учесть, что завершающие стадии прогрессивного полуцикла в идеальном случае непосредственно смыкаются с начальными регрессивного, есть основания полагать, что метасоматирующие растворы завершающей стадии должны быть щелочными и должен преобладать суперкомпенсированный тип метасоматического замещения. Аналогичный характер растворов и тип метасоматического замещения следует предполагать и для ранних стадий прогрессивного полуцикла. Подтверждением этому служит тот факт, что в ранние стадии гранитизации (в центральных зонах) химический потенциал калия наиболее высок; типичные реакции псевдоморфизма при гранитизации, как было показано выше, имеют суперкомпенсированный характер. По мере развития процесса в гранитизирующих растворах, как отмечают многие исследователи [131, 74, 157], возрастает химический потенциал натрия. Это находит отражение в появлении поздней пертитизации калиевого полевого шпата метасоматических гранитов. Менее отчетливо проявлена средняя стадия прогрессивного полуцикла, и с известной условностью с ней можно связывать формирование пород зон регионального скарнирования. Следовательно, прогрессивный полуцикл сопряженной метасоматической системы характеризуется той же последовательностью смены типов метасоматического замещения и эволюции растворов, являясь как бы «зеркальным отражением» регрессивного. Однако геологическая и физико-химическая сущность процессов прямо противоположна в отношении как зональности, так и поведения элементов-примесей. Более того, есть основания полагать, что весь прогрессивный полуцикл протекает в условиях преобладающего структурного расширения, что приводит к существенному распространению в ходе его реакций суперкомпенсированного псевдоморфизма.

Таким образом, сопряженная метасоматическая система в своем развитии характеризуется многократной сменой состояния метасоматирующих растворов и соответственно типов замещения.

«Одни и те же непреложные законы физической химии и термодинамики действуют и в природе, и в лаборатории».

В. А. Николаев, В. В. Доливо-Добровольский [1961 г., с. 6]

Глава V

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ МЕТАСОМАТИРУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Для выяснения направленности процессов метасоматического псевдоморфизма, установления характера изменения изоморфной емкости минералов, перехода рудного вещества из рассеянного состояния в состояние самостоятельных фаз, т. е. для всего механизма формирования сопряженных метасоматических систем в отношении генерации ими оруденения, необходимо знать состав и пути эволюции минералообразующей среды. К настоящему времени накопилось достаточно данных о составе минералообразующих растворов отдельных рудных минеральных ассоциаций или в целом рудных тел [53, 158, 159, 121].

Кроме того, имеются единичные данные, которые характеризуют состав гидротермальных растворов, производящих ту или иную метасоматическую переработку пород. Но эти данные посвящены эволюции гидротермальных растворов в пределах современных гидротермальных систем типа аргиллизации или фаций вторичных кварцитов [98, 97].

Сколько-нибудь систематических исследований состава растворов и их эволюции для рудосопровождающих метасоматитов, не говоря уже о какой-либо рудогенерирующей метасоматической системе, не проводилось. Причины этого, на наш взгляд, не столько в недооценке этой информации, сколько в методических трудностях ее получения.

Информация о составе и состоянии минералообразующих растворов может быть получена либо непосредственными наблюдениями в областях современной гидротермальной поствулканической деятельности, либо осуществлением метасоматического процесса в экспериментальных условиях. Более широкие возможности по диапазону условий представляет изучение «отработанных» растворов, полученных из метасоматически измененных пород как «выжимок», «вытяжек» или газовой-жидких включений.

При изучении минералообразующей среды по газовой-жидким включениям обычно ограничиваются минералами рудных тел. Однако рудоотложение происходит в относительно узкий интервал времени и, как правило, в завершающую стадию гидротермального процесса, протекающего при активном обмене вещества с рудовмещающей средой. Гидротермальный процесс

гораздо продолжительнее во времени, чем рудоотложение, и для того чтобы судить о его характере и последовательности, необходимо исследовать состав газовой-жидких включений не только в минералах жил, но и в околожильном пространстве зональных метасоматически измененных пород. Действительно, если гидротермальный раствор просачивается от трещины в боковые породы, то, будучи в общем случае неравновесным с ними, он активно преобразует их и сам последовательно изменяет состав. Эта эволюция метасоматирующего раствора разнонаправленна в зависимости от того, например происходит ли процесс в условиях подъема геоизотерм или спада их.

Тем не менее обобщение имеющихся данных о составе газовой-жидких включений в минералах гидротермальных месторождений различных генетических типов [159] показывает, что околожильный метасоматизм происходит преимущественно в диапазоне температур от 500°C до температур дневной поверхности, смыкаясь в последнем случае с гипергенными процессами. Последовательное снижение температуры в ходе гидротермального процесса сопровождается изменением кислотности и солевого состава растворов. Последовательное уменьшение участия галоидных кислот в составе растворов при понижении их температуры установлено для многих месторождений путем анализа газовой-жидких включений из минералов различных стадий минерализации. Для месторождений горного хрусталя, флюорита и других одновременно с понижением температуры минералообразования от 360 до 100°C происходит многократное уменьшение концентрации Cl^- и увеличение концентрации HCO_3^- и в меньшей мере SO_3^{2-} . По данным изучения водных вытяжек из минералов различных стадий формирования золото-серебряных месторождений установлено, что состав растворов определяется наличием следующих компонентов: HSiO_3^- , HCO_3^- , Cl^- , F^- , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , SiO_2^{2-} , Mg^{2+} . По мере понижения температуры растворов возрастает роль Na^+ [24].

Интересные данные о составе и минерализации метасоматирующих растворов получены при изучении современных гидротермальных систем, закономерно эволюционирующих в направлении последовательного снижения кислотности и температуры и возрастания роли бикарбонат-иона. Установлено, что температура таких растворов уже на глубине 1 км достигает первых сотен градусов. В этих условиях развивается комплекс метасоматических преобразований типа пропилизации и аргиллизации с четкой геохимической специализацией на S, As, Sl, Hg, Au и др. [98]. Состав поровых растворов находится в соответствии с типом реакций минерального псевдоморфизма в той или иной зоне или в метасоматической колонке в целом. Отсюда возникает возможность типизации метасоматитов по составу минералообразующей среды.

Ранее нами на основании имевшихся в литературе и собственных данных о составе и температуре рудообразующих растворов была предложена идеализированная схема генетических типов грейзенов, оксеталитов и аргиллизитов [49]. Ниже будут приведены новые данные, уточняющие эту схему применительно к сопряженным метасоматическим системам.

Теорией метасоматического процесса [64] и экспериментальными исследованиями метасоматической зональности [47] показано, что минералы пород последовательно вступают в реакцию с метасоматирующим раствором, соответственно последовательно их компоненты переходят в подвижное состояние и в пределах каждой зоны существует относительное термодинамическое равновесие. Солевой состав метасоматирующих растворов вследствие этого обстоятельства, а также под влиянием фильтрационного эффекта и возможного перепада температур должен закономерно изменяться от зоны к зоне. В колонках метасоматических пород обычно наблюдаются не только глубокие изменения фазового состава, но и существенное перераспределение элементов-примесей. Последние в значительных количествах усваиваются метасоматирующим раствором и либо выносятся во внешние или наложенные зоны (прогрессивная стадия), либо концентрируются во внутренних зонах (регрессивная стадия). Условиями мобилизации, переноса и осаждения элементов-примесей в сопряженных метасоматических системах определяется возможность концентрации рудного вещества.

Однако на пути использования метасоматических горных пород для реставрации состава производящих их растворов лежат существенные методические трудности. Метасоматические породы в большинстве своем образования полиминеральные и в известном смысле полигенные. Поэтому в них могут находиться реликты различных растворов и различные растворимые соединения.

Именно поэтому, вероятно, исследование состава рудообразующей среды до сих пор проводилось преимущественно на основе анализа газово-жидких включений в минералах собственно рудных гидротермальных жил. Тем самым проблема невольно сужалась, и полученные материалы не позволяли судить о динамике всего гидротермального процесса, об обмене веществом с вмещающей средой, о направленности изменения состава гидротермальных растворов. Отдельные попытки определения химического состава газово-жидких включений в породах на основе водных вытяжек из пород показали, что таким путем можно приблизиться к оценке солевого состава, концентрации, кислотности гидротермальных растворов и, следовательно, судить, например, об интенсивности метаморфизма [161]. Однако сколько-нибудь систематических определений состава минералообразующей среды с анализом закономерностей эво-

люции его от зоны к зоне околорудных и тем более регионально измененных пород еще никем не производилось.

Вместе с тем без таких исследований невозможно обосновать схему эволюции физико-химических условий формирования сопряженных метасоматических систем. Вследствие этого с помощью разработанных ранее методик на материале детально изученных разрезов метасоматических пород как регионального распространения, так и околорудных в отделе минералогических методов исследования ВСЕГЕИ А. А. Москалюк и Ю. Ф. Левицким было предпринято систематическое определение солевого состава и температур декрепитации реликтовых метасоматирующих растворов.

В отличие от стандартной методики исследования состава газовой-жидких включений в отдельных кристаллах минералов при изучении реликтовых растворов в валовых пробах метасоматических пород приходится считаться с целым рядом дополнительных факторов, затрудняющих анализ. Это, во-первых, полигенность включений, связанных в общем случае с различными этапами формирования породы. Вследствие этого даже во внутренних зонах метасоматических колонок, где все первичные минералы в той или иной степени замещены, могут остаться, например, включения метаморфогенного или магматического происхождения в зависимости от предыдущей истории породы.

Вторым осложняющим фактором является наличие во многих типах метасоматических пород (особенно околорудных) минералов типа слонстых и смешаннослойных силикатов, способных как избирательно поглощать те или иные компоненты растворов, так и в какой-то степени избирательно растворяться. Наконец, наличие в метасоматических породах гидрослюда и монтмориллонита, теряющих воду при низкой температуре, затрудняет количественное определение воды, особенно в присутствии двухвалентного железа.

Тем не менее несмотря на существенные методические трудности и, как следствие, приближенный характер полученных результатов для метасоматитов различных генетических типов намечаются четкие закономерности эволюции усредненных показателей условий декрепитации и состава реликтовых растворов.

С целью хотя бы частично снизить влияние мешающих факторов и, в частности, исключить эффект растворимости минералов применялся метод тройных водных вытяжек. В полученных вытяжках с помощью стандартной методики полумикрохимического анализа определялось содержание компонентов, наиболее часто встречающихся в гидротермальных растворах: Cl^- , F^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_2^- , HBO_2^- , SiO_2 , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} и др. Чувствительность метода определения большинства

компонентов 0,05 мг/мл. Кроме того, в ряде случаев в сухом остатке водных вытяжек спектрометрическим методом выделялось содержание рудных элементов: Pb, Zn, Cu, Mo и др. Результаты определения состава водных вытяжек представлены для каждой зоны измененных пород в виде весовых процентов ($\text{вес. \%} \cdot 10^{-3}$), молекулярных или атомных процентов (соответственно сумма их по катионам, как и анионам, равна 100%) и в виде концентрации в граммах на литр (с учетом содержания воды). Кроме того, расчетным путем найдены содержания солей с учетом их относительной растворимости.

СОСТАВ ВОДНЫХ ВЫТЯЖЕК И УСЛОВИЯ ДЕКРЕПИТАЦИИ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МЕТАСОМАТИТАХ

Исследование состава водных вытяжек из пород различных зон метасоматических колонок, равно как и условий декрепитации их газово-жидких включений, является необходимым элементом познания закономерностей развития метасоматизма. В настоящее время мы не располагаем еще возможностями рассмотрения в полном объеме проблемы эволюции физико-химических условий формирования сопряженных метасоматических систем как вследствие относительной неполноты наших наблюдений, так и ввиду отсутствия необходимых сведений в литературе. Тем не менее для рассмотренных выше колонок сопряженных систем гранитизации — аргиллизации и в меньшей мере сиенитизации — оксеталитизации и других такие данные получены и свидетельствуют о направленной смене условий минералообразования в ходе метасоматических циклов. В целях сопоставимости данных для исследования использовались те же пробы, которые были изучены в отношении химического и фазового состава, в отношении условий псевдоморфизма и распределения элементов-примесей.

Гранитизация

В качестве примера гранитизации рассмотрим образование субщелочного гранита по диориту, происходящее путем метасоматического замещения, о чем свидетельствует как четкая зональность (диорит, зона биотитизации, зона калишпатизации, гранит), так и наличие всех стадий последовательного замещения минералов.

Судя по данным декрептометрии, процесс осуществлялся в относительно высокотемпературных условиях (400 — 500°С), причем от внутренних зон к внешним температура снижалась (рис. 31). Следует сразу оговориться, что приведенные температуры декрепитации пород зон нельзя однозначно отождест-

влять с абсолютными величинами температурных условий процесса. Они призваны лишь качественно показать характер и направленность изменения геотермического режима при переходах от зоны к зоне. В неизменной породе (гранодиорит) максимум декрепитации отвечает интервалу 340—360° С. Если допустить, что метасоматирующие растворы еще не проникли в эту зону или, точнее, находились в химическом равновесии с минералами породы, то эффект декрепитации следует связывать с первичными условиями становления диорита. При переходе же к зоне биотитизации — к внешней зоне метасоматической колонки — наблюдается отчетливый температурный скачок (280—300° С). Это свидетельствует о том, что минералообразование в зоне биотитизации происходило в таких усло-

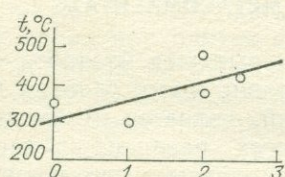


Рис. 31. Температура декрепитации газовой-жидких включений в породах колонки гранитизации.

0 — гранодиорит; 1 — зона биотитизации; 2 — зона калишпатизации; 3 — зона гранитизации.

виях, когда поток растворов опережал тепловой поток. В промежуточной зоне — калишпатизации — фиксируется 2 максимума декрепитации (360—380 и 450—500° С), а при переходе к внутренней зоне — сплошной гранитизации — вновь температура декрепитации несколько снижается.

Таким образом, на фоне общего опускания геозотерм от внутренних зон системы гранитизации к внешним фиксируется термическая аномалия пульсирующего характера в промежуточной зоне. Явилось ли это следствием саморазогрева в этой зоне в результате экзотермических реакций или здесь проходил путь эндогенного теплового потока, тогда как источник метасоматирующих растворов был во внутренней зоне, сказать пока трудно. Учитывая, что объемная внутренняя энергия калиевого полевого шпата 96,4, а плагиоклаза диоритов 102,5 ккал/см³, первое предположение следует отвергнуть. Остается второе — тепловой поток не совпадал с потоком растворов. Если это предположение справедливо, то находит свое объяснение причина изначального появления в системах гранитизации анатектических пород не только эвтектического гранитного состава, но и существенно от него отличающегося, и как следствие этого возможность возникновения и геохимической специализации магм в промежуточных и внешних зонах системы гранитизации.

В составе метасоматирующих растворов колонки гранитизации (табл. 20), судя по результатам количественного анализа водных вытяжек, существенную роль играют анионы галоидных

Таблица 20

Состав остаточных растворов гранитизированных пород

| Компонент | 0. Гранодиорит | | | 1. Биотитизация | | | 2. Калишпатизация | | | 3. Гранитизация | | |
|-------------------------------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|
| | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л |
| Cl ⁻ | Следы | | | 1,06 | 38,92 | 2,49 | 2,13 | 38,46 | 12,53 | 2,13 | 37,50 | 7,61 |
| F ⁻ | 0,03 | 1,05 | 0,30 | 0,34 | 22,07 | 0,81 | 0,41 | 13,46 | 2,41 | 0,24 | 7,50 | 0,86 |
| SO ₄ ²⁻ | 0,12 | 1,08 | 1,20 | Следы | | | 0,72 | 9,61 | 4,23 | 1,32 | 17,50 | 4,71 |
| HCO ₃ ⁻ | 164,7 | 98,18 | 164,7 | 1,83 | 38,92 | 4,36 | 3,66 | 38,46 | 21,53 | 3,66 | 37,50 | 13,07 |
| K ⁺ | 4,10 | 31,92 | 41,0 | Следы | | | 0,37 | 4,20 | 2,18 | 3,71 | 60,86 | 13,25 |
| Na ⁺ | 3,31 | 43,97 | 33,1 | 0,20 | 10,06 | 0,47 | 2,13 | 73,00 | 12,53 | 0,73 | 20,89 | 2,61 |
| SO ₂ | Не обнаружено | | | Следы | | | 1,20 | | 7,05 | 4,20 | — | 15,00 |
| Mg ²⁺ | 0,09 | 2,41 | 0,9 | 0,22 | 24,66 | 0,52 | 0,09 | 5,60 | 0,53 | 0,16 | 8,33 | 0,57 |
| Ca ²⁺ | 1,48 | 22,29 | 14,8 | 0,36 | 24,66 | 0,86 | 0,34 | 1,10 | 2,00 | 0,31 | 8,92 | 1,11 |
| Общая минерализация, г/л | 241,10 | | | 8,63 | | | 46,11 | | | 44,98 | | |
| Температура декрепитации, °С | 340—360 | | | 280—300 | | | 360—380, 450—500 | | | 400—420 | | |
| H ₂ O, % | 0,10 | | | 0,42 | | | 0,17 | | | 0,28 | | |
| pH | 7,80 | | | 8,20 | | | 7,00 | | | 7,00 | | |

элементов (F^- и Cl^-) и катионы щелочных элементов (K^+ , Na^+). Содержание хлора возрастает от ничтожно малого (следы) в неизмененных диоритах до $1,06 \cdot 10^{-3}$ в зоне биотитизации и $2,13 \cdot 10^{-3}$ вес. % в зонах калишпатизации и сплошной гранитизации (рис. 32). Атомные количества (проценты) хлора практически остаются постоянными в различных метасоматических зонах колонки (37 — 39%), но зато резко возрастает его концентрация, даже несмотря на последовательное увеличение содержания воды во включениях.

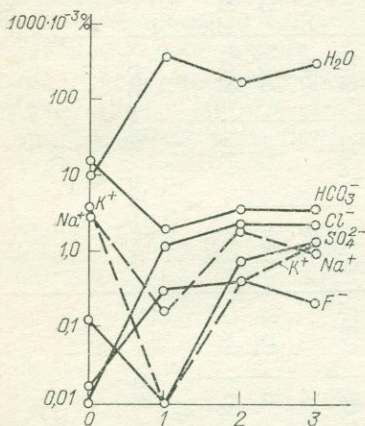


Рис. 32. Характер изменения состава газожидких включений в колонке гранитизации. Условные обозначения см. на рис. 31.

ного этапа метасоматического цикла в своем развитии проходят стадию смены щелочной реакции растворов на кислую и вновь щелочную. Содержание аниона фтора в метасоматирующих растворах колонки гранитизации также направленно возрастает от внешних зон к внутренним более чем в 10 раз как по абсолютному значению, так и по концентрации. Вместе с тем доля анионов фтора в относительных атомных количествах максимальной оказывается в зоне биотитизации, где фтор фиксируется в составе новообразований.

Содержание сульфат-аниона также возрастает от внешних зон к внутренним, но максимальная его концентрация, равно как и относительное молекулярное количество, наблюдаются в зоне сплошной гранитизации. В то же время концентрация гидрокарбонат-аниона максимальна в составе реликтовых растворов неизмененных пород (164,7 г/л) и резко снижается к внутренней зоне (13,1 г/л) при абсолютном минимуме (4,4 г/л) в зоне биотитизации. Эта же закономерность — максимальное содержание в зоне неизмененных пород — прослеживается и для катионов главных щелочных и щелочноземель-

По мере перехода от внешних зон к внутренним несколько снижается и водородный потенциал остаточных растворов. И хотя эти цифры в лучшем случае характеризуют рН растворов, находящихся в равновесии с минералами породы в настоящий момент, и переносить эти данные на метасоматирующие растворы периода минералообразования, строго говоря, нельзя, тем не менее общая тенденция снижения щелочности растворов по направлению к внутренним зонам представляется вполне вероятной. Согласно генетическим построениям, как было показано выше, метасоматирующие растворы прогрессив-

ных элементов (K^+ , Na^+ , Ca^{2+}). Содержание калия от следов в зоне биотитизации возрастает до $3,71 \cdot 10^{-3}$ вес. % в зоне гранитизации, где среди катионов его относительное атомное количество превышает 60%. Концентрация катионов натрия также максимальна в водных вытяжках неизмененных пород и в целом, возрастая от внешней (1) к внутренней зоне, дает максимум в зоне калишпатизации. При этом в зоне калишпатизации происходит активное вытеснение натрия из решетки полевого шпата, общее уменьшение клаза.

Солевой состав остаточных количества кислого плагио-растворов (рис. 33) характеризуется существенным преобладанием во внешних зонах солей угольной кислоты: $NaHCO_3$, $KHCO_3$, $Mg(HCO_3)_2$, $Ca(HCO_3)_2$, — составляющих в сумме до 27—38 мол. %, а во внутренних зонах — солей фтористо- и хлористоводородной кислот (до 45 мол. %).

Наконец, интересно отметить что общая минерализация связана, по-видимому, с тем, что состав газовой-жидких включений отражает магматическую стадию формирования диоритов. В зонах же измененных пород минерализация растворов возрастает.

Как указывалось выше, щелочность остаточных растворов в колонке гранитизации уменьшается от внешних зон к внутренним. Это находится в качественном соответствии с данными теоретических расчетов [84], свидетельствующими о том, что в интервале температур от 500 до 300°С и давлении 1 кбар рН растворов, равновесных с гранитом, уменьшается от 4,2 до 3,1 г/л. В изученной колонке гранитизации кислотность растворов и температура декрепитации изменяются по антибатным кривым, фиксируя тем самым остаточную неравновесность, как это и должно быть для осуществления метасоматических замещений.

И еще одно соображение относительно рассматривавшихся выше причин температурных аномалий. В. И. Сотников и А. Н. Дударев показали, что в ходе прогрессивного полувцикла метасоматизма эндотермическими реакциями псевдоморфизма обеспечивается компенсация притока энергии извне. Но при определенных условиях (слабой теплопроницаемости) могут возникнуть отрицательные тепловые аномалии [29].

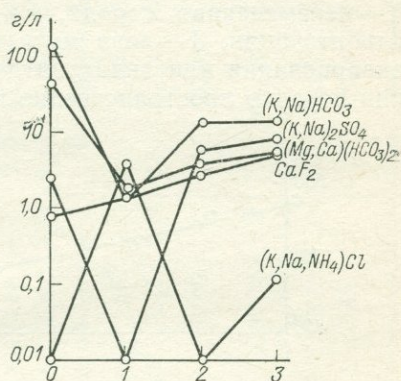


Рис. 33. Солевой состав остаточных растворов колонки гранитизации.

Грейзенизация

Грейзенизация, будучи эталонным образцом постмагматического метасоматизма кислотной стадии, представляет исключительный интерес в отношении физико-химических параметров минералообразования. Известно, что грейзенизация происходит под воздействием кислых растворов, активное начало в которых — галоидные кислоты и серная кислота. Установлено, кроме того, что в грейзенах широко варьирует состав внутренней зоны: 0 — неизменная порода, 1 — зона деанортитизации, 2 — зона альбитизации, 3 — зона мусковитизации, 4 — зона топазизации, окварцевания или андалузитизации и т. д. Процесс грейзенизации нередко пространственно и генетически связан с ортоклази-

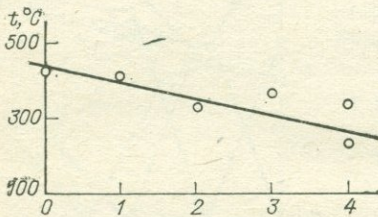


Рис. 34. Температуры декрепитации газовой-жидких включений в породах колонки грейзенизации.

0 — гранит; 1 — зона деанортитизации; 2 — зона альбитизации; 3 — зона мусковитизации; 4 — зона окварцевания.

зацией и альбитизацией, но происходит, как считается, в ином режиме кислотности — щелочности.

Судя по температурным условиям декрепитации, грейзенизация происходит в высокотемпературную стадию метасоматического цикла (рис. 34). Кривые декрепитации имеют достаточно сложное строение — на них выявляется до 3 максимумов. Вследствие этого кривые трудно поддаются расшифровке. Температурный интервал декрепитации неизменных пород 420 — 440° С, этот же максимум прослеживается в зоне деанортитизации. Другой максимум, отсутствующий в неизменном гранодиорите, но четко прослеживающийся по зонам альбитизации и мусковитизации, наблюдается с некоторыми колебаниями в интервале 320 — 380° С. Он-то, по-видимому, и является определяющим при грейзенизации. Но смещения этого максимума при переходе от внешних к внутренним зонам носят закономерный характер: сначала он переходит в область повышенных температур, а затем пониженных. В центральной зоне, кроме того, отмечен носящий, вероятно, наложенный характер максимум при 220 — 240° С. В целом для всей колонки грейзенизации достаточно определенно устанавливается последовательное снижение температур декрепитации газовой-жидких включений при переходе от внешних зон к внутренним. Это свидетельствует о регрессивных условиях протекания процесса. Что касается незначительных колебаний температурного максимума декрепитации в отдельных зонах колонки, то они обусловлены, веро-

Таблица 21

Состав остаточных растворов грейзенизированных пород

| Компонент | 0. Гранодиорит | | | 1. Деанортитизация | | | 2. Альбитизация | | | 3. Мусковитизация | | | 4. Окварцевание | | |
|-------------------------------|--------------------------|-------|-------|--------------------------|-------|-------|--------------------------|-------|-------|--------------------------|-------|--------|--------------------------|-------|-------|
| | вес. % · 10 ³ | ат. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. % | г/л |
| Cl ⁻ | 0,53 | 18,33 | 2,41 | 0,53 | 22,73 | 4,41 | 0,53 | 4,41 | 3,12 | Следы | | | 0,53 | 10,00 | 2,12 |
| F ⁻ | 0,20 | 11,11 | 0,91 | 0,02 | 1,52 | 0,17 | 0,19 | 2,94 | 1,12 | 0,27 | 9,09 | 5,40 | 0,20 | 15,00 | 0,80 |
| SO ₄ ²⁻ | 3,12 | 72,22 | 14,05 | 0,24 | 7,57 | 2,00 | 3,60 | 22,05 | 21,17 | 1,44 | 18,18 | 28,80 | 0,24 | 30,00 | 0,96 |
| HCO ₃ ⁻ | Следы | | | 2,74 | 68,18 | 22,83 | 14,64 | 70,59 | 86,11 | 7,32 | 72,72 | 146,00 | 7,32 | 45,00 | 29,28 |
| SiO ₂ | Не обнаружено | | | Не обнаружено | | | Следы | | | 3,00 | — | 60 | Не обнаружено | | |
| K ⁺ | 1,56 | 40,82 | 7,09 | 1,22 | 39,02 | 10,16 | 9,26 | 71,08 | 54,47 | 2,85 | 44,24 | 57,00 | 2,12 | 35,52 | 8,48 |
| Na ⁺ | 1,29 | 57,14 | 5,86 | 0,71 | 37,80 | 5,92 | 1,69 | 22,89 | 9,44 | 1,30 | 34,54 | 26,00 | 1,00 | 28,29 | 4,00 |
| NH ₄ ⁺ | 0,01 | 1,02 | 0,05 | Не обнаружено | | | Не обнаружено | | | Не обнаружено | | | 0,40 | 13,82 | 1,60 |
| Mg ²⁺ | 0,02 | 1,02 | 0,09 | 0,05 | 4,88 | 0,42 | 0,05 | 1,20 | 0,29 | 0,11 | 6,06 | 2,20 | 0,11 | 6,58 | 0,44 |
| Ca ²⁺ | Следы | | | 0,30 | 18,29 | 2,50 | 0,37 | 5,42 | 2,18 | 0,50 | 15,15 | 10,00 | 0,48 | 15,79 | 1,92 |
| Общая минерализация, г/л | 30,46 | | | 48,41 | | | 177,90 | | | 335,40 | | | 49,60 | | |
| Температура декрепитации, °С | 420—440 | | | 320—340 | | | 320—340 | | | 360—380 | | | 220—240, 340—360 | | |
| H ₂ O, % | 0,22 | | | 0,12 | | | 0,17 | | | 0,05 | | | 0,25 | | |
| pH | 7,40 | | | 7,60 | | | 7,80 | | | 7,60 | | | 8,00 | | |

ятно, саморазогревом из-за экзотермических реакций. На такую возможность изменения термических условий грейзенизации недавно было указано в специальной работе [29].

Кислотность остаточных растворов колонки грейзенизации (табл. 21), судя по результатам определения рН остаточных растворов, не только не возрастает, но даже понижается, причем в пределах $\text{pH}=7,40\div 8,0$. Это лишний раз показывает, что результаты определения рН отражают лишь состояние равновесия породы с остаточным раствором.

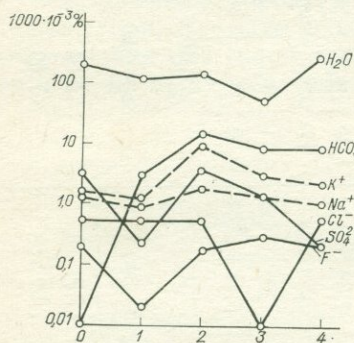


Рис. 35. Характер изменения содержания некоторых компонентов остаточного раствора колонки грейзенизации.

Условные обозначения см. на рис. 34.

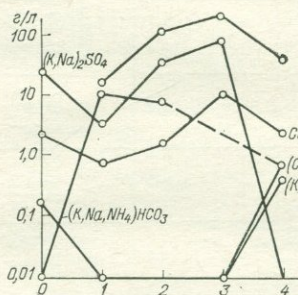


Рис. 36. Солевой состав остаточных растворов колонки грейзенизации.

Условные обозначения см. на рис. 34.

Количество жидкой (водной) фазы в колонке заметно уменьшается в интервале от неизменной породы к зоне мусковитизации (от 0,22 до 0,05) и вновь возрастает в зоне окварцевания (рис. 35). Содержание хлора и фтора остается относительно постоянным во всех зонах, кроме зоны мусковитизации, где хлор присутствует в следовых количествах. Фтор же имеет тенденцию возрастания во внутренних зонах. Максимальное его содержание $0,27 \cdot 10^{-3}$ вес. %, но и это вместе с уменьшением количества H_2O обеспечивает почти 50-кратное возрастание его концентрации относительно внешней зоны. Тем не менее растворы даже в зоне мусковитизации остаются существенно гидрокарбонат-сульфатными, и лишь в зоне кварцевого грейзена суммарное процентное количество галоидов приближается к таковому сульфата и гидрокарбоната.

Катионный состав растворов определяется преобладанием калия и натрия.

При этом максимальная концентрация К соответствует зоне альбитизации, а натрия — зоне неизменной породы.

Изменение солевого состава остаточных растворов колонки грейзенизации (рис. 36) характеризуется последовательным

возрастанием роли солей гидрокарбоната кальция и магния. Их количество максимально во внешней зоне колонки и к внутренним снижается. Содержание сульфата натрия и калия несколько возрастает в промежуточных зонах, а в зоне окварцевания падает до нуля. Относительно устойчиво во всех зонах содержание фтористого кальция, в то время как хлориды калия, натрия и аммония в незначительных количествах установлены лишь в неизменной породе и внутренней зоне.

Альбитизация

Альбитизация, как известно, представляет собой широко распространенный тип метасоматических преобразований, свойственный как завершающим стадиям гранитизации — в условиях, переходных к регрессивной стадии, — так и околорудным и рудосопровождающим процессам. Как было показано выше, альбитизация известна в составе сопряженных метасоматических систем всех геологических эпох. Особенно характерна она для щелочных метасоматитов древних щитов, для контактовых частей щелочных массивов (каледониды Тянь-Шаня), для районов распространения скарновых месторождений (Северный и Средний Урал), для рудных полей грейзеновых и апогранитовых месторождений (Забайкалье) и, наконец, в качестве одного из процессов околорудных преобразований среднетемпературных месторождений оксеталитовой формации. Соотношение альбитизации с другими процессами рудосопровождающего метасоматизма различно. В ряде случаев альбитизация завершает процесс относительно высокотемпературного щелочного метасоматизма, в других она опережает ортоклазизацию, а нередко наблюдается в составе общих ортокок.

Будучи достаточно высокотемпературным процессом, альбитизация обычно характеризуется четкой зональностью с последовательным сокращением мощности внутренних зон в последовательности: 0 — неизменная порода — гранит (Пл, Ор, Би, Амф, Кв), 1 — зона хлоритизации (Пл, Ор, Хл, Кв), 2 — зона калишпатизации (Аб, Ор, Кв), 3 — зона альбитизации (Аб, Кв).

От внешних зон к внутренним температура декрепитации изменяется незначительно и четкой тенденции ее снижения нет (рис. 37). Более того, в большинстве зон установлено по 2 максимума декрепитации: 380 — 400 и 440 — 480° С. Только в зоне хлоритизации фиксируется 1 максимум 420 — 440° С. Это дает основание полагать, что высокотемпературный максимум (440 — 480° С) унаследован от дометасоматического периода истории становления породы. Правда, в других колонках, например при ортоклазизации, второй высокотемпературный максимум фиксируется лишь в неизменной породе.

Таблица 22

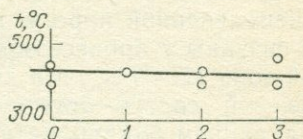
Состав остаточных растворов колонки альбитизации

| Компонент | 0. Гранодиорит | | | 1. Хлоритизация | | | 2. Деанортитизация и ортоклазизация | | | 3. Альбитизация | | | 4. Альбитизация и турмалинизация | | |
|-------------------------------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|-------------------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|--------|----------------------------------|--------------|-------|
| | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л |
| Cl ⁻ | 2,13 | 18,69 | 21,30 | 1,28 | 12,33 | 5,12 | 1,28 | 20,69 | 4,13 | 1,60 | 13,12 | 12,30 | 0,53 | 15,15 | 1,65 |
| F ⁻ | 0,06 | 0,93 | 0,60 | 0,15 | 2,74 | 0,60 | Следы | | | 0,24 | 3,97 | 1,85 | 0,18 | 9,09 | 0,56 |
| SO ₄ ²⁻ | 0,84 | 5,60 | 8,40 | 1,80 | 13,01 | 7,20 | 2,28 | 27,58 | 7,36 | 0,72 | 4,37 | 5,55 | Следы | | |
| HCO ₃ ⁻ | 14,64 | 74,76 | 14,60 | 12,81 | 71,92 | 51,24 | 5,49 | 51,72 | 17,71 | 16,47 | 78,72 | 126,69 | 4,50 | 75,76 | 14,06 |
| K ⁺ | 2,94 | 22,93 | 29,40 | 2,22 | 24,03 | 8,80 | 1,82 | 24,23 | 5,87 | 3,34 | 25,82 | 25,69 | 0,70 | 20,00 | 2,19 |
| Na ⁺ | 5,04 | 66,97 | 50,40 | 3,84 | 71,67 | 15,36 | 0,53 | 11,86 | 1,71 | 3,15 | 41,14 | 24,23 | 0,40 | 23,33 | 1,25 |
| NH ₄ ⁺ | Не обнаружено | | | 0,09 | 2,15 | 0,36 | 0,30 | 8,25 | 0,97 | Не обнаружено | | | 0,06 | 3,33 | 0,19 |
| Mg ²⁺ | 0,29 | 7,34 | 2,90 | 0,02 | 0,85 | 0,08 | 0,41 | 17,53 | 1,32 | 0,48 | 12,01 | 3,69 | 0,24 | 22,22 | 0,75 |
| Ca ²⁺ | 0,18 | 2,75 | 1,80 | 0,07 | 1,29 | 0,28 | 1,49 | 38,14 | 4,82 | 1,40 | 21,02 | 10,77 | 0,56 | 31,11 | 1,75 |
| SiO ₂ | Следы | | | Не обнаружено | | | Не обнаружено | | | Не обнаружено | | | Не обнаружено | | |
| Общая минерализация, г/л | 129,40 | | | 89,04 | | | 43,89 | | | 210,77 | | | 22,40 | | |
| Температура декрепитации, °С | 380—400, 440—460 | | | 420—440 | | | 380—400, 420—440 | | | 380—400, 460—480 | | | 440—460 | | |
| H ₂ O, % | | | | 0,10 | | | 0,31 | | | 0,13 | | | 0,32 | | |
| pH | | | | 7,80 | | | 8,20 | | | 7,80 | | | 8,20 | | |

Остаточные растворы альбитизированных пород в целом имеют щелочную реакцию, и четкой направленности в изменении щелочности не обнаруживается (табл. 22). Вместе с тем при переходе от внешней зоны (хлоритизации) к внутренней (альбитизации) рН несколько уменьшается (от 8,2 до 7,8). Если приведенные цифры отражают правильно хотя бы каче-

Рис. 37. Температура декрепитации газожидких включений в породах колонки альбитизации.

0 — гранодиорит; 1 — зона хлоритизации; 2 — зона деанортитизации; 3 — зона альбитизации.



ственную картину, то это может рассматриваться как свидетельство того, что процесс осуществляется в условиях снижающейся щелочности метасоматирующих растворов. Такие условия с учетом высокотемпературности процесса могли существо-

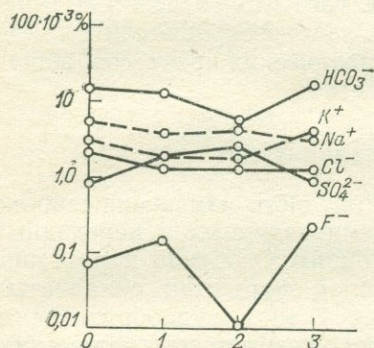


Рис. 38. Характер изменения содержания некоторых компонентов в остаточных растворах колонки альбитизации.

Условные обозначения см. на рис. 37.

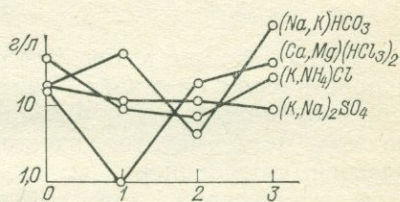


Рис. 39. Солевой состав остаточных растворов колонки альбитизации.

Условные обозначения см. на рис. 37.

вать только в ранний период регрессивного полувикала метасоматического процесса. Общее содержание жидкой (водной) фазы включений в породах зон сначала возрастает вместе с ростом интенсивности изменения (от $0,1 \cdot 10^{-3}$ до $0,31 \cdot 10^{-3}$ вес. %), а затем при переходе к внутренней зоне снижается. Состав растворов существенно меняется: содержание анионов хлора, фтора и карбоната от зоны хлоритизации к внутренней зоне заметно возрастает, а содержание сульфат-аниона резко снижается (рис. 38). Растворы из гидрокарбонатно-сульфатных становятся гидрокарбонатно-хлоридными. Содержание же кати-

онов (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}), в целом возрастая, меняется по зонам в соответствии с типом протекающих в зоне реакций. Так, максимальная концентрация калия в остаточном растворе приходится на зону альбитизации (25,8 ат. %), натрия — на зону хлоритизации, а магния и кальция — на зону калишпатизации.

Общая минерализация растворов достаточно высокая лишь в неизменной породе, где остаточные растворы, по-видимому, не связаны с процессом метасоматизма (170 г/л), и во внутренней зоне (204 г/л), а в других зонах она не достигает и 100 г/л. Солевой состав остаточных растворов характеризуется преобладанием бикарбоната натрия во всех зонах, за исключением зоны калишпатизации, где его содержание на порядок ниже, чем в других зонах (рис. 39). Аналогично бикарбонат кальция и магния дают относительный минимум в зоне хлоритизации. Если проследить направленность изменения солевого состава по зонам колонки, то легко обнаружить, что по мере развития процесса содержание сульфатов и хлоридов снижается, а бикарбоната — возрастает. Вследствие того что содержание жидкой (водной) фазы во внутренней зоне резко снижается, что в общем не характерно для постмагматических процессов, общая концентрация растворов резко возрастает.

Турмалинизация

Турмалинизация в качестве околорудного изменения широко распространена на многих среднетемпературных и переходных к высокотемпературным месторождениях. Особенно характерна она для метасоматитов оксеталитовой формации складчатых областей киммерийской и альпийской эпох рудообразования, менее характерна для собственно грейзеновой формации. Сопутствующая рудная минерализация представлена золотом, оловом, реже мышьяком и молибденом. Эволюция рудообразующей среды изучалась на примере штокверкового золоторудного месторождения в Забайкалье.

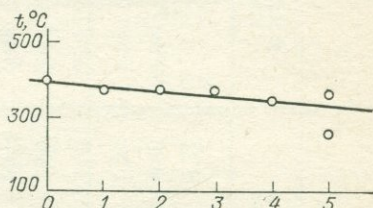
Типовая метасоматическая колонка турмалинизации включает зоны: 0 — неизменных гранодиоритов (Амф, Би, Пл, Кв, Ор, Мт). 1 — слабой карбонатизации — гидратации (Би, Пл, Ор, Кв, Гем, Кар+Хл), 2 — калишпатизации (Орт, Аб, Кв, Пт, Гс), 3 — альбитизации (Аб, Кв, Ту, Пт), 4 — турмалинизации и окварцевания (Кв, Ту, Пт), 5 — пиритизации (Ту, Пт).

Декрепитация включений в породах колонки происходит в интервале 330—410°С, причем тенденция к снижению температур во внутренних зонах выражена слабо, хотя в целом критические декрепитации внутренних зон (турмалинизации и пиритизации) сдвинуты в низкотемпературную область. Незначительная вспышка минералообразования во внутренней зоне имела место при 250°С (рис. 40).

Остаточные растворы включений колонки турмалинизации характеризуются последовательным снижением щелочности от зоны ортоклазизации к зоне пиритизации, где они становятся слабокислыми (табл. 23). Общее содержание жидкой фазы включений (H_2O) от внешних зон к внутренним заметно уменьшается (0,53—0,29%) и лишь в зоне пиритизации аномально возрастает (3,36%). Соответственно и общая минерализация

Рис. 40. Температура декрепитации газовой-жидких включений в породах колонки турмалинизации.

0 — гранодиорит; 1 — зона слабой карбонатизации; 2 — зона калишпатизации; 3 — зона альбитизации; 4 — зона турмалинизации и окварцевания; 5 — зона пиритизации.



остаточных растворов в этом ряду зон несколько возрастает, а в зоне пиритизации несколько снижается (до 12,7 г/л).

Содержание анионов в составе растворов колеблется по зонам колонки: Cl^- несколько возрастает к внутренним зонам,

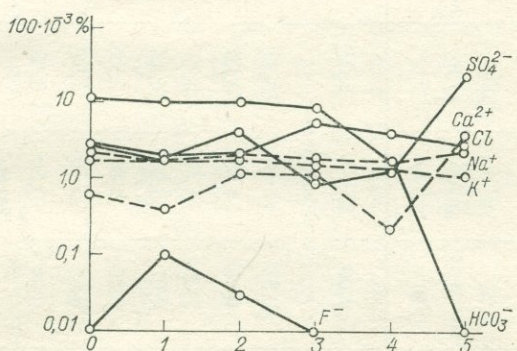


Рис. 41. Характер изменения содержания остаточных растворов колонки турмалинизации.

Условные обозначения см. на рис. 40.

SO_4^{2-} сначала убывает, а в зоне пиритизации резко возрастает, а содержание HCO_3^- последовательно снижается вплоть до полного исчезновения в зоне пиритизации (рис. 41). Растворы гидрокарбоната, сульфатные в неизменных породах, становятся гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатными во внешних зонах, хлоридно-сульфатными в промежуточных (до 69 ат. % Cl^-) и существенно сульфатно-хлоридными (87 ат. % SO_4^{2-}) в зоне пиритизации. Общее содержание катионов колеблется в незначительных

Состав остаточных растворов турмалинизированных пород

| Компонент | 0. Неизмененный гравит | | | 1. Гидратация — карбонатизация | | | 2. Калишпатизация — гидрослюдизация | | |
|-------------------------------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------------|--------------|-------|-------------------------------------|--------------|-------|
| | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л |
| Cl ⁻ | 3,00 | 25,84 | 15,04 | 2,25 | 23,24 | 4,21 | 2,70 | 21,65 | 5,30 |
| F ⁻ | Не определено | | | 0,11 | 2,21 | 0,21 | 0,63 | 0,57 | 0,06 |
| SO ₄ ²⁻ | 2,92 | 18,76 | 15,44 | 1,80 | 13,65 | 3,37 | 4,50 | 26,49 | 8,84 |
| HCO ₃ ⁻ | 10,98 | 55,38 | 58,03 | 10,06 | 60,88 | 18,84 | 10,98 | 61,28 | 21,57 |
| K ⁺ | 2,30 | 18,70 | 12,41 | 1,87 | 12,24 | 2,56 | 1,91 | 12,86 | 3,75 |
| Na ⁺ | 2,67 | 36,90 | 14,42 | 1,97 | 29,25 | 3,69 | 2,42 | 27,56 | 4,75 |
| NH ₄ ⁺ | 0,50 | 8,80 | 2,69 | 1,56 | 29,25 | 2,92 | 1,40 | 19,42 | 2,75 |
| Mg ²⁺ | 0,94 | 25,10 | 4,96 | 0,77 | 21,76 | 1,44 | 1,04 | 22,83 | 2,04 |
| Ca ²⁺ | 0,64 | 10,20 | 3,38 | 0,44 | 7,48 | 0,82 | 1,33 | 17,34 | 2,61 |
| SiO ₂ | | Следы | | 1,50 | 7,51 | 2,81 | 1,50 | 4,21 | 2,94 |
| Общая минерализация, г/л | | 127,17 | | | 40,87 | | | 54,61 | |
| H ₂ O, % | | 0,18 | | | 0,53 | | | 0,51 | |
| Температура декрепитации, °С | | 380—410 | | | 350—380 | | | 360—380 | |
| pH | | 7,80 | | | 7,30 | | | 7,80 | |

| Компонент | 3. Альбитизация | | | 4. Турмалинизация | | | 5. Пиритизация | | |
|-------------------------------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|------|
| | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л |
| Cl ⁻ | 6,00 | 69,26 | 41,77 | 4,20 | 66,10 | 14,41 | 3,00 | 12,98 | 0,89 |
| F ⁻ | Не обнаружено | | | Не обнаружено | | | Не обнаружено | | |
| SO ₄ ²⁻ | 0,75 | 6,14 | 5,22 | 1,44 | 16,94 | 4,93 | 27,00 | 87,02 | 8,02 |
| HCO ₃ ⁻ | 8,66 | 24,69 | 25,48 | 1,83 | 16,94 | 6,27 | Не обнаружено | | |
| K ⁺ | 1,62 | 18,18 | 11,27 | 1,49 | 19,68 | 5,11 | 1,15 | 4,38 | 0,34 |
| Na ⁺ | 1,88 | 37,23 | 13,17 | 2,20 | 49,74 | 7,54 | 3,10 | 20,36 | 0,92 |
| NH ₄ ⁺ | 0,42 | 9,95 | 2,92 | 0,31 | 8,80 | 1,06 | 2,13 | 17,72 | 0,63 |
| Mg ²⁺ | 0,31 | 10,82 | 2,15 | 0,35 | 15,02 | 1,20 | 1,99 | 25,03 | 0,59 |
| Ca ²⁺ | 1,10 | 23,71 | 7,65 | 0,27 | 6,73 | 0,92 | 4,42 | 33,33 | 1,31 |
| SiO ₂ | 3,00 | 16,63 | 20,88 | 1,20 | 9,50 | 4,11 | Следы | | |
| Общая минерализация, г/л | 130,51 | | | 45,55 | | | 12,70 | | |
| H ₂ O, % | 0,14 | | | 0,29 | | | 3,36 | | |
| Температура декрепитации, °С | 380—400, 360—380 | | | 330—360 | | | 350—380 | | |
| pH | 7,30 | | | 7,40 | | | 6,80 | | |

пределах, в целом снижаясь в промежуточных зонах, и лишь в зоне пиритизации возрастает почти в 2 раза. Относительные содержания катионов (в атомных процентах) обнаруживают определенные закономерности. Так, атомные количества калия и натрия заметно понижаются при переходе от неизменной породы к зоне гидратации, затем постепенно возрастают вплоть до зоны турмалинизации (1,6 раза) и, наконец, резко уменьшаются в зоне пиритизации. Совершенно противоположный характер распределения имеет аммоний, атомное количество которого резко возрастает при переходе от неизменных

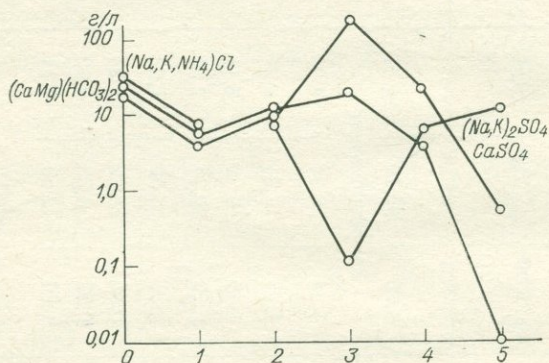


Рис. 42. Характер изменения солевого состава остаточных растворов колонки турмалинизации. Условные обозначения см. на рис. 40.

пород к зоне карбонатизации, затем падает вплоть до зоны турмалинизации и вновь возрастает в зоне пиритизации. Сходный характер поведения свойствен магнию и кальцию за тем лишь различием, что максимальное атомное количество магния установлено в неизменных породах, а кальций дает максимум относительной концентрации в зоне альбитизации, где он в большей степени освобождается из решетки плагиоклаза, а также необъяснимый максимум в зоне пиритизации. Обращает на себя внимание и характер распределения по зонам колонки кремнезема. В неизменных породах и в зоне пиритизации он в составе растворов отсутствует, в промежуточных зонах (особенно в зоне альбитизации) его концентрация достигает 16 мол.%. Это можно рассматривать как косвенное указание на то, что кремнезем, необходимый при замещении плагиоклаза ортоклазом или альбитом, не привносится извне, а заимствуется за счет растворения первичного кварца. Изменение солевого состава растворов соответственно характеризуется направленным увеличением в промежуточных зонах хлорида натрия, снижением роли гидрокарбоната натрия, а во внутренней зоне резким возрастанием сульфатов натрия, магния и кальция (рис. 42).

Рассмотрение характера распределения компонентов остаточных растворов колонки турмалинизации показывает, что для большинства компонентов существует 2 резких скачка содержания: при переходе от неизменных пород к зоне карбонатизации и при переходе от зоны турмалинизации к рудному телу. В промежутке же обычно наблюдаются относительно плавные направленные изменения. Скачок при переходе к зоне карбонатизации удивления не вызывает: остаточные растворы неизменной породы в отношении состава и термических условий локализации имеют свою историю, расшифровку которой приводить здесь нет надобности. Другое дело — переход от зоны турмалинизации к зоне пиритизации и оруденения. Скачок в концентрации компонентов при повышении температуры свидетельствует о том, что минералообразование в зоне оруденения происходило в условиях, отличающихся от условий даже ближайшей (внутренней) зоны измененных пород. Связано это, очевидно, с тем, что, вступая во вмещающую породу, растворы сразу реагируют с ее минералами и резко меняют при этом свой состав и температуру, причем скорость реакции опережает скорость диффузии и теплопереноса. Менее вероятно допущение о возможности того, что минералообразование в рудной зоне связано с поступлением иных, более поздних растворов. Наконец, отметим еще, что общая концентрация остаточных растворов в неизменных породах существенно превышает концентрацию их как в зонах метасоматического изменения, так и в рудной зоне.

Ортоклазизация

Представляя собой один из наиболее ранних высокотемпературных и глубинных процессов в ряду постмагматических явлений сопряженных метасоматических систем, ортоклазизация отвечает условиям, переходным от прогрессивных к регрессивным или даже в основном последним, и характеризуется отчетливой зональностью, обычно с увеличением мощности внешних зон. Схема зональности в типовой колонке ортоклазизации центральных частей метасоматических залежей такова: неизменная порода (гранит), зона биотитизации, зона флогопитизации, зона ортоклазизации. Такова схема зональности при ортоклазизации рудосопровождающей, широко распространенной на среднетемпературных штокверковых месторождениях киммерийских металлогенических зон Тихоокеанского рудного пояса. Во всех изученных лично автором случаях на месторождениях Жерекен (Забайкалье), Эндако (Британская Колумбия), Янзы-Чанзы (Северо-Восточный Китай) ортоклазизация имеет мезозойский возраст, связана с умеренно кислыми гранитами повышенной щелочности и сопровождается молибденовым, медно-молибденовым, отчасти телескопированным полиметаллическим оруденением.

Следует отметить, что рассматриваемая здесь ортоклазизация отнюдь не тождественна ранней калишпатизации контакто-метасоматического или даже домагматического характера (сиенитизации), широко распространенной во многих районах [157, 80], относящейся к прогрессивному полуциклу и в отношении своих главных особенностей сходной с гранитизацией. Вследствие этого, а также ввиду недостатка аналитических данных эволюция метасоматирующих растворов в колонке сиенитизации нами отдельно не рассматривается.

Главнейшими реакциями метасоматического псевдоморфизма в колонке ортоклазизации являются: во внешней зоне — замещение роговой обманки биотитом, в промежуточной — замещение биотита и отчасти плагиоклаза флогопитом и ортоклазом, а во внутренней — замещение ортоклазом практически всех первичных минералов.

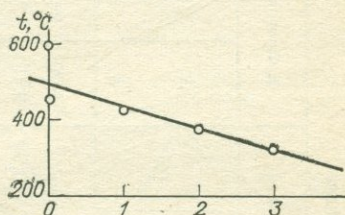
Судя по данным декрепитации газовой-жидких включений, условия формирования колонки характеризуются направленным снижением температур от 360—380 во внешней зоне до 300—320°С во внутренней. При этом кривая декрепитации неизменного гранита, взятого в достаточном удалении от метасоматической залежи, имеет совершенно самобытное сложное строение. На ней выделяется по крайней мере 2 максимума: при 380—460 и при 600°С (рис. 43). Это лишний раз подтверждает, что газовой-жидкие включения неизменного гранита в своей термической истории запечатлели стадии магматического и, возможно, автометаморфических процессов, в отношении которых рудосопровождающая калишпатизация является явно наложенной. И попутно укажем еще на одно важное обстоятельство. Кривые декрепитации позволяют четко отличать рудосопровождающие метасоматиты от неизменных пород и от метасоматитов, хотя и сходных по составу, но относящихся к прогрессивной — бесперспективной в отношении оруденения — стадии. Если допустить, а для этого есть все основания, что полученные температуры декрепитации хотя бы качественно отражают сущность явления, то можно говорить о последовательном снижении термических условий минералообразования в зонах. Это вполне соответствует общим представлениям о снижении геоизотерм в процессе постмагматического метасоматизма [62, 106]. Но это означает, либо что подобное течение процесса возможно в условиях притока тепла со стороны внешней зоны колонки при распространении во встречном направлении активных метасоматирующих растворов, имевших более низкую температуру, либо что фронт тепловой волны распространяется вместе с метасоматирующим раствором. Правда, в этом случае неясно, чем же поддерживается этот термический градиент.

Первая из указанных возможностей наиболее вероятна, хотя ей противоречат 2 обстоятельства: общегеологические данные о более высокой температуре гидротермальных растворов по

сравнению с температурой пород и, кроме того, резкое различие типов кривых декрепитации внешней зоны и неизменной породы. Второе допущение предусматривает в конечном итоге автономное изменение термического режима в зонах в зависимости от интенсивности экзотермического эффекта реакции псевдоморфного замещения. В этой связи следует заметить, что общая регрессивная направленность постмагматического процесса не исключает возможности локального повышения температуры как вследствие притока тепла извне, так и под воздействием саморазогрева за счет экзотермических реакций замещения. Ранее нами было показано, что в ряде случаев околотрещинный метасоматизм развивается по принципу самовозбуждающихся процессов [46]. Возможность саморазогрева активной

Рис. 43. Температура декрепитации газовой-жидких включений в породах колонки ортоклазизации.

0 — гранит; 1 — зона биотитизации; 2 — зона флогопитизации; 3 — зона ортоклазизации.



зоны процесса на примере грейзенизации недавно была показана А. Н. Дударевым и В. И. Сотниковым [29]. Ими было найдено, что приращение температуры единичного объема породы в зоне грейзенизации за единицу времени примерно в 3 раза больше, чем во вмещающей породе. Саморазогрев возможен только до определенного предела проницаемости породы.

Щелочность остаточных растворов колонки ортоклазизации не испытывает существенных колебаний, но тенденция ее некоторого увеличения к внутренним зонам все же очевидна, т. е. здесь также полная противоположность тому, что наблюдается при гранитизации (табл. 24). Содержание воды в составе включений последовательно возрастает от внешних зон к внутренним в 7 раз, а общая минерализация растворов при этом остается на одном уровне или даже возрастает в 1,5 раза.

Концентрация анионов галоидов возрастает от внешних зон к внутренним. Особенно четко это прослеживается для фтора, в то время как кривая распределения хлора имеет абсолютный минимум во внешней зоне (рис. 44). Если характер распределения анионов фтора и хлора аналогичен таковому остаточных растворов колонки гранитизации, то распределение сульфат-аниона имеет прямо противоположный характер. В ортоклазовых метасоматитах соотношение уменьшается от внешних к внутренним зонам в 5 раз.

Точно так же и поведение гидрокарбонат-аниона прямо противоположно наблюдавшемуся при гранитизации: его содержание

Таблица 24

Состав остаточных растворов колонки рудосопровождающей ортоклазизации

| Компонент | 0. Неизмененный гранит | | | 1. Биотитизация | | | 2. Флогопитизация | | | 3. Ортоклазизация | | |
|-------------------------------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|
| | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л |
| Cl ⁻ | 0,60 | 6,99 | 5,20 | Не обнаружено | | | 4,20 | 34,41 | 11,81 | 1,50 | 9,81 | 1,97 |
| F ⁻ | Не обнаружено | | | 0,19 | 9,90 | 0,98 | 0,15 | 2,35 | 0,42 | 0,60 | 7,24 | 0,79 |
| SO ₄ ²⁻ | 6,52 | 55,96 | 58,80 | 1,48 | 30,69 | 7,68 | 4,56 | 27,94 | 12,83 | 1,20 | 5,84 | 1,57 |
| HCO ₃ ⁻ | 5,49 | 37,03 | 47,80 | 3,66 | 59,40 | 19,00 | 7,52 | 35,29 | 20,59 | 20,13 | 77,10 | 26,44 |
| K ⁺ | 1,63 | 16,46 | 14,20 | 1,09 | 32,55 | 5,65 | 0,17 | 4,02 | 0,48 | 2,37 | 12,78 | 3,11 |
| Na ⁺ | 1,78 | 30,91 | 15,50 | 0,66 | 33,72 | 3,42 | 7,68 | 95,97 | 21,60 | 3,54 | 32,28 | 4,65 |
| NH ₄ ⁺ | 0,60 | 12,44 | 5,20 | 0,30 | 18,60 | 1,55 | Не обнаружено | | | 0,08 | 0,83 | 0,11 |
| Mg ²⁺ | 0,08 | 2,81 | 0,70 | Не обнаружено | | | Следы | | | 1,35 | 23,68 | 1,77 |
| Ca ²⁺ | 1,87 | 34,34 | 16,34 | 0,26 | 15,11 | 1,35 | Не обнаружено | | | 2,90 | 30,39 | 3,80 |
| SiO ₂ | 0,60 | 3,16 | 5,20 | Не обнаружено | | | 4,80 | 16,54 | 13,30 | Следы | | |
| Общая минерализация, г/л | 168,94 | | | 39,65 | | | 81,03 | | | 44,21 | | |
| Температура декрепитации, °C | 360—380 | | | 320—340 | | | 320—340 | | | 300—320 | | |
| H ₂ O, % | 0,11 | | | 0,19 | | | 0,36 | | | 0,76 | | |
| pH | 7,60 | | | 6,70 | | | 8,20 | | | 7,50 | | |

последовательно возрастает в 5 раз от зоны неизменных пород к зоне сплошной ортоклазизации. Незначительный максимум при этом отмечается во внешней зоне, где как раз наблюдается новообразование карбоната. Возрастание содержания бикарбонат-иона настолько значительно, что в растворах внутренней зоны он абсолютно преобладает (77 мол. %). Весьма интересно поведение в растворах калия. Несмотря на то что в целом процесс носит характер калиевого метасоматизма,

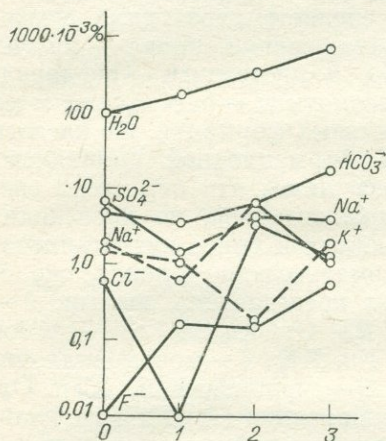


Рис. 44. Характер изменения содержания некоторых компонентов остаточного раствора колонки ортоклазизации.

Условные обозначения см. на рис. 43.

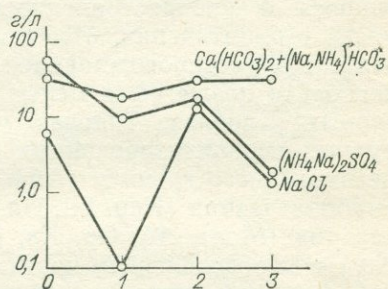


Рис. 45. Солевой состав остаточных растворов колонки ортоклазизации. Условные обозначения см. на рис. 43.

содержание калия лишь во внутренней зоне (где имеет место насыщение) существенно повышено. А в направлении от неизменных пород вплоть до зоны флогопитизации его содержание в остаточных растворах падает, хотя в целом содержание в породе возрастает. В этих промежуточных зонах происходят реакции замещения амфибола и плагиоклаза биотитом, флогопитом и ортоклазом. Замещение не доходит до конца в отношении плагиоклаза, с чем, видимо, и связан относительный дефицит калия. Напротив, содержание натрия максимально в растворах промежуточных зон, т. е. там, где он вытеснен калием наиболее интенсивно. Для кальция и магния минимальные содержания отмечены как раз в промежуточных зонах. В частности, содержание магния минимально там, где он фиксируется в твердой фазе. Учитывая содержание главных катионов, солевой состав растворов следует рассматривать как в основном бикарбонатно-калий-натрий-магниевый, причем концентрация их, достаточно высокая в неизменных породах (130 г/л), резко сни-

жается во внешней зоне и плавно нарастает в направлении внутренней зоны (от 24 до 33 г/л). Соли угольной кислоты являются главным составляющим растворов во всех зонах колонки, за исключением неизменной породы, где преобладают сульфаты натрия и аммония (рис. 45).

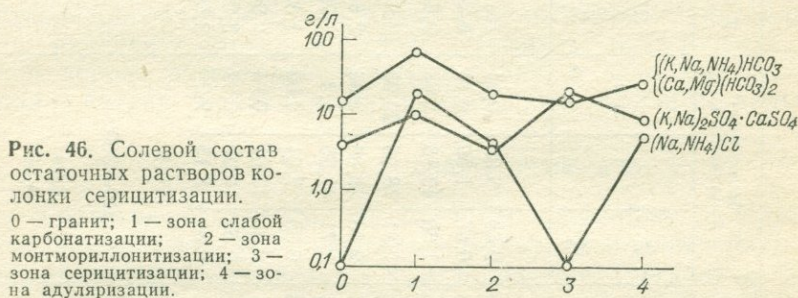
Серицитизация

Серицитизация — наиболее типичный процесс околорудных изменений на кварцево-жильных среднетемпературных месторождениях молибдена, золота, урана, свинца, цинка и других металлов. Серицитолиты, березиты и листвениты — околорудные серицитсодержащие метасоматиты — рассматриваются иногда даже в качестве самостоятельных формаций. Не касаясь вопроса о распространенности и формационной принадлежности серицитизации, отметим здесь лишь, что она тесно связана с рудосопровождающей ортоклазизацией, но происходит несколько позже ее, в менее глубоких и более низкотемпературных условиях. Типовая метасоматическая колонка околорудных серицитизированных пород представлена зонами: 0 — неизменного гранита (Амф, Би, Пл, Ор, Кв, Мт), 1 — слабой карбонатизации (Кар, Би, Пл, Ор, Кв, Мт), 2 — монтмориллонитизации (Монт, Аб, Ор, Кв, Пт), 3 — серицитизации (Сер, Ор, Кв, Пт) с обособлением иногда адуляризации (Ад, Кв, Пт). Главной реакцией метасоматического псевдоморфизма является замещение полевых шпатов серицитом. Как было показано выше, в ходе замещения плагиоклаза серицитом происходит снижение итогового молекулярного объема, средней массы атомов и структурной рыхлости при увеличении средней атомной плотности; изоморфная емкость возрастает.

Декрепитация включений остаточных растворов в зонах колонки серицитизации происходит в относительно узком интервале температур (340—380°С) и, казалось бы, нет оснований говорить о направленном изменении термических условий минералообразования в зонах. Однако более детальное рассмотрение кривых декрепитации показывает, что от зоны слабой карбонатизации к зонам серицитизации и адуляризации кривые декрепитации незначительно, но отчетливо смещаются в низкотемпературную область. Неизменный гранит и кварцевая жила по условиям декрепитации занимают несколько обособленное положение. Для неизменного гранита эта особенность понятна: его термическая история не связана с рассматриваемым гидротермальным процессом. Что же касается кварцевой жилы, то ее условия декрепитации наиболее близки к таковым зон монтмориллонитизации и серицитизации. Не исключено, что это совпадение не случайно, так как при монтмориллонитизации, как было показано выше, кремнезем вытесняется, а при серицитизации в значительном количестве осаждается.

Следовательно, если источником кремнезема жил являются околорудные породы, то перемещение кремнезема и заполнение им жил должны происходить в условиях, идентичных с условиями в указанных зонах. Кривые декрепитации имеют в целом относительно спокойный характер. Лишь зоны серицитизации и монтмориллонитизации отличаются наличием низкотемпературной области (около 200° С) слабо выраженных максимумов, возможно связанных с проявлением автотермического эффекта.

Таким образом, серицитизированные породы в отношении термических условий подчиняются закономерности, общей для всех метасоматитов регрессивного ряда: от внешних зон к внутренним в них наблюдается снижение температуры декрепитации включений.



В составе остаточных растворов колонки серицитизации (табл. 25) преобладают гидрокарбонат- и сульфат-анионы (до 79 мол. % HCO_3^- в зоне монтмориллонитизации). Тот и другой в интервале от внешней зоны (слабой карбонатизации) до внутренней (серицитизации) обнаруживают четкое направленное увеличение содержания, особенно заметное для SO_4^{2-} (от $1,1 \cdot 10^{-3}$ до $9,7 \cdot 10^{-3}$ вес. %). Аналогично ведет себя и фтор, содержание которого возрастает в 4 раза в этом интервале. Концентрация же остаточного раствора не только не возрастает, но и даже снижается вследствие значительного увеличения содержания жидкой фазы (воды) включений (от 0,16 до 0,66% в этом же интервале). Следует заметить, что, несмотря на наличие в составе колонки значительных количеств слоистых гидросиликатов, содержание H_2O в этих зонах, по-видимому, не завышено. Даже в неизменной породе и в кварцевой жиле найдено еще более высокое ее содержание.

Содержание фтора также возрастает от внешней к внутренней зоне, хотя концентрация в остаточных растворах даже несколько снижается. Лишь хлор показывает отчетливую картину резкого уменьшения содержания от внешних к внутренним зонам. Максимальное его содержание найдено в зоне слабой карбонатизации, а в зонах серицитизации и адуляризации он от-

Состав остаточных растворов серицитизированных пород

| Компонент | 0. Неизмененный гранит | | | 1. Карбонатизация | | | 2. Монтмориллонитизация | | | 3. Серицитизация | | | 4. Кварцевая жила | | |
|-------------------------------|--------------------------|--------------|------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|
| | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л |
| Cl ⁻ | Не обнаружено | | | 2,25 | 35,19 | 13,80 | 0,60 | 6,39 | 0,94 | Не обнаружено | | | 0,60 | 3,65 | 0,66 |
| F ⁻ | 0,24 | 2,57 | 0,10 | 0,06 | 1,67 | 0,36 | 0,67 | 1,50 | 0,14 | 0,24 | 2,64 | 0,36 | 0,16 | 1,72 | 1,77 |
| SO ₄ ²⁻ | 4,56 | 20,34 | 1,96 | 1,10 | 12,85 | 6,75 | 1,68 | 13,16 | 2,63 | 9,60 | 44,49 | 14,71 | 3,84 | 17,20 | 4,25 |
| HCO ₃ ⁻ | 21,96 | 77,09 | 9,45 | 5,49 | 50,28 | 83,69 | 12,81 | 78,95 | 20,03 | 16,64 | 52,64 | 25,26 | 21,96 | 77,42 | 24,28 |
| K ⁺ | 9,08 | 50,75 | 3,91 | Не обнаружено | | | 2,53 | 22,88 | 3,96 | 2,61 | 14,10 | 3,96 | 3,66 | 18,98 | 4,05 |
| Na ⁺ | 1,58 | 14,77 | 0,60 | 3,44 | 34,83 | 21,11 | 2,71 | 41,55 | 4,2 | 1,79 | 16,42 | 2,72 | Не обнаружено | | |
| NH ₄ ⁺ | 1,86 | 22,05 | 0,80 | 0,07 | 2,24 | 0,43 | 0,36 | 7,04 | 0,56 | 1,89 | 22,10 | 2,85 | 3,09 | 34,94 | 3,42 |
| Mg ²⁺ | 0,69 | 12,42 | 0,32 | 0,28 | 12,92 | 1,71 | 0,60 | 17,61 | 0,94 | 0,90 | 15,78 | 1,37 | 1,26 | 21,21 | 1,39 |
| Ca ²⁺ | Не обнаружено | | | Не обнаружено | | | 0,63 | 10,92 | 0,99 | 3,00 | 31,58 | 4,55 | 2,48 | 25,05 | 2,74 |
| SiO ₂ | » | | | 0,50 | 19,56 | 27,61 | 1,80 | 8,15 | 2,8 | 3,00 | 8,52 | 4,55 | 1,80 | 5,11 | 1,95 |
| Общая минерализация, г/л | 17,14 | | | 105,46 | | | 37,19 | | | 60,33 | | | 44,51 | | |
| Температура декрепитации, °С | 340—360 | | | 360—380 | | | 340—360 | | | 340—360 | | | 340—360 | | |
| H ₂ O, % | 2,32 | | | 0,16 | | | 0,64 | | | 0,66 | | | 0,90 | | |
| pH | 8,10 | | | 8,00 | | | 8,10 | | | 8,20 | | | 8,30 | | |

сутствует. Какова его роль в метасоматическом процессе, в свете этих данных остается неясным. В составе катионной части растворов в зоне карбонатизации абсолютно преобладают натрий и магний, в зоне монтмориллонитизации — натрий и калий, в зоне серицитизации и жиле — кальций, натрий и аммоний.

Обращает на себя внимание отмеченная уже ранее [97] особенность: максимальная концентрация в растворе какого-либо катиона смещена относительно зоны, где этот компонент участвует в реакции. Соответственно солевой состав растворов от внешней к внутренней зоне меняется. Суммарная концентрация солей угольной кислоты максимальна во внешней зоне (80 г/л) и заметно снижается к внутренней (до 17 г/л) (рис. 46). В неизменной породе преобладает гидрокарбонат калия, во внешней — гидрокарбонат натрия, в зоне монтмориллонитизации — гидрокарбонат аммония, а в зоне серицитизации — гидрокарбонат кальция и магния. В составе сульфатов также в неизменной породе преобладает сульфат калия, в зоне карбонатизации — натрия, а серицитизации — аммония, калия и кальция.

Гидрослюдизация

Гидрослюдизация, так же как и серицитизация, свойственна среднетемпературным кварцево-жильным месторождениям, но наиболее ярко проявляется она в условиях несколько более низкотемпературных, особенно в связи с кварц-карбонатно-сульфидными жилами, несущими молибденовую, полиметаллическую и в меньшей мере золотую минерализацию. Нередко во внутренней зоне колонки обнаруживаются явления сванбергитизации, а в промежуточных — каолинизации. Другой отличительной особенностью процесса является распространение иногда хлоритизации во внешней и окварцевания во внутренней зонах колонки. Метасоматическая колонка имеет следующее строение: 0 — неизменная порода — гранодиорит (Амф, Би, Пл, Кв, Ор, Мт); 1 — зона слабой карбонатизации и монтмориллонитизации (Пл, Кв, Ор, Мт, Би, Монт+Кар); 2 — зона хлоритизации (Ор, Кв, Би, Хл, Гем); 3 — гидрослюдизации и каолинизации (Кв, Гс, Као, Пт); 4 — окварцевания (Кв, Гс, Пт).

Декрепитация включений в породах колонки гидрослюдизации происходит в сравнительно узком интервале температур (380—280°С). Температура декрепитации во внешней зоне такая же, как в неизменной породе и во внешней зоне колонки серицитизации, а по направлению к внутренним зонам температура последовательно снижается до 280—300°С (рис. 47). Тенденция снижения температуры внутренней зоны здесь более отчетлива, чем в колонке серицитизации, хотя декрепитация включений кварцевой жилы происходит при температуре несколько более высокой, чем в зонах гидрослюдизации и окварцевания. Гидрослюдизации свойственны, вероятно, условия несколько

большей щелочности, чем серицитизации, судя по средним величинам рН остаточных растворов (8,0 при серицитизации и 8,2 при гидрослюдизации). Следует заметить, что найденные значения рН остаточных растворов, строго говоря, нельзя отождествлять с рН тех растворов, которые осуществляли метасоматические преобразования, но тем не менее качественную картину последовательности их эволюции эти данные, вероятно, отражают. В пределах колонки гидрослюдизации от внешней к внутренней зоне рН возрастает от 8,0 до 8,3. Это также указывает (опять же качественно) на то, что процесс происходит в условиях возрастания щелочности растворов. Если обратиться к схеме развития регрессивного полуцикла метасоматического процесса (см. рис. 2), то можно видеть, что несколько более низкие температурные условия гидрослюдизации по сравнению

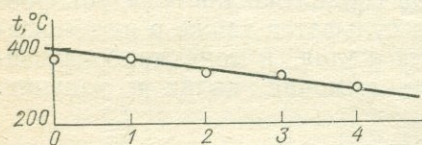


Рис. 47. Температура декрепитации газово-жидких включений в породах колонки гидрослюдизации.

0 — гранодиорит; 1 — зона гидратации — монтмориллонитизации; 2 — зона хлоритизации; 3 — зона гидрослюдизации — сванбергитизации; 4 — зона окварцевания.

с серицитизацией и несколько большая щелочность вызывающих ее растворов — явление закономерное.

Общее содержание включений остаточных растворов в колонке гидрослюдизации возрастает в несколько раз (табл. 26). Вследствие этого, как и в других случаях, общая минерализация остаточных растворов снижается, даже несмотря на существенное увеличение абсолютного содержания растворенных компонентов. Это снижение суммарной концентрации более чем трехкратное. Следует заметить, что в неизмененной породе и во внешней зоне колонки общая минерализация растворов максимальна.

Содержание отдельных компонентов остаточных растворов колонки гидрослюдизации изменяется в общем незначительно, но некоторые тенденции направленности изменения все же следует отметить. Содержание хлора остается на одном уровне во всех трех зонах активной переработки (от зоны слабой карбонатизации до зоны гидрослюдизации) и составляет $60 \cdot 10^{-3}$ вес. %. Лишь в самой внутренней зоне содержание хлора возрастает в 3 раза (рис. 48). В этом случае увеличивается даже его концентрация в остаточных растворах. Содержание фтора максимально в растворах неизмененных пород, затем снижается до нуля (точнее, менее $0,01 \cdot 10^{-3}$ вес. %) в зоне монтмориллонитизации и несколько возрастает в зоне гидрослюдизации. В целом можно говорить о снижении его содержания в пределах зон активной переработки. Содержание сульфат-аниона в целом также возрастает, хотя концентрация его остается практически на одном уровне. Максимальное его содержание наблюдается

Таблица 26

Состав остаточных растворов колонки гидрослюдизации

| Компонент | 0. Неизмененный гранодиорит | | | 1. Слабая карбонатазация и монтмориллонитизация | | | 2. Хлоритизация | | | 3. Гидрослюдизация и сванбергитизация | | | 4. Окварцевание | | |
|-------------------------------|-----------------------------|--------------|-------|---|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|---------------------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|
| | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л |
| Cl ⁻ | 0,60 | 10,96 | 4,82 | 0,60 | 3,53 | 1,56 | 0,60 | 8,85 | 1,28 | 0,60 | 12,05 | 1,63 | 1,80 | 9,40 | 1,94 |
| F ⁻ | 0,30 | 9,67 | 2,41 | 0,07 | 0,83 | 0,18 | Не обнаружено | | | 0,04 | 1,42 | 0,11 | Не обнаружено | | |
| SO ₄ ²⁻ | 1,58 | 21,29 | 12,72 | 4,80 | 20,79 | 12,50 | 1,20 | 13,02 | 2,56 | 4,28 | 65,24 | 11,60 | 10,22 | 42,60 | 11,01 |
| HCO ₃ ⁻ | 4,59 | 58,06 | 36,94 | 21,96 | 74,84 | 57,22 | 9,15 | 78,13 | 19,54 | 1,88 | 21,27 | 4,93 | 12,24 | 48,00 | 13,19 |
| K ⁺ | 1,40 | 22,93 | 11,26 | 1,71 | 9,21 | 4,45 | 0,85 | 11,76 | 1,82 | 1,07 | 16,07 | 2,90 | 2,02 | 10,87 | 2,17 |
| Na ⁺ | 2,42 | 67,52 | 19,47 | 5,45 | 49,58 | 14,20 | 0,78 | 18,18 | 1,67 | 1,86 | 48,21 | 5,04 | 4,25 | 38,70 | 4,58 |
| NH ₄ ⁺ | 0,03 | 0,64 | 0,24 | 0,33 | 3,76 | 0,85 | 0,75 | 22,45 | 1,60 | 0,27 | 8,33 | 0,73 | 1,85 | 21,97 | 1,99 |
| Mg ²⁺ | 0,17 | 8,92 | 1,36 | 0,24 | 4,18 | 0,63 | 0,25 | 10,69 | 0,53 | 0,29 | 14,28 | 0,78 | 0,04 | 0,62 | 0,04 |
| Ca ²⁺ | Не обнаружено | | | 3,18 | 33,26 | 8,28 | 1,38 | 36,89 | 2,95 | 0,44 | 13,09 | 1,21 | 2,66 | 27,82 | 2,87 |
| SiO ₂ | 3,00 | 20,56 | 24,14 | Не обнаружено | | | 4,20 | 23,06 | 8,94 | 0,60 | 5,64 | 1,64 | 0,60 | 1,64 | 0,65 |
| Общая минерализация, г/л | 113,36 | | | 99,87 | | | 40,89 | | | 30,57 | | | 38,44 | | |
| Температура декрепитации, °С | 360—380 | | | 320—340 | | | 320—340 | | | 320—340 | | | 280—300 | | |
| H ₂ O, % | 0,12 | | | 0,38 | | | 0,47 | | | 0,37 | | | 0,93 | | |
| pH | 8,20 | | | 8,00 | | | 8,20 | | | 8,30 | | | 8,20 | | |

в зоне окварцевания, хотя максимум концентрации приходится на зону слабой карбонатизации, где сера еще не фиксируется в составе новообразованных минералов. Оносительная концентрация сульфат-аниона изменяется от 21 до 65 ат. % и в целом существенно возрастает к внутренним зонам. Гидрокарбонат-анион преобладает по абсолютному и относительному содержанию в растворах всех зон колонки, но в пределах зон активного замещения (от карбонатизации до гидрослюдизации) его содержание падает и в зоне гидрослюдизации достигает минимума. В составе остаточных растворов зоны окварцевания абсолютное содержание гидрокарбонат-аниона снова резко возрастает, хотя не достигает уровня зоны слабой карбонатизации. Концентрация же его в растворе во внутренней зоне в 4 раза ниже, чем во внешней. Распределение в остаточных растворах катионов характеризуется последовательным снижением роли калия и возрастанием роли натрия, а особенно аммония. Содержание магния и кальция возрастает в промежуточных зонах, где эти элементы наиболее интенсивно освобождаются при замещении плагиоклаза и биотита.

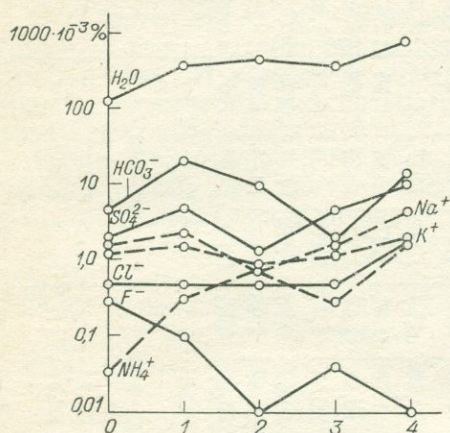


Рис. 48. Характер изменения содержания некоторых компонентов остаточного раствора колонки гидрослюдизации. Условные обозначения см. на рис. 47.

зается последовательным снижением роли калия и возрастанием роли натрия, а особенно аммония. Содержание магния и кальция возрастает в промежуточных зонах, где эти элементы наиболее интенсивно освобождаются при замещении плагиоклаза и биотита.

анион преобладает по абсолютному и относительному содержанию в растворах всех зон колонки, но в пределах зон активного замещения (от карбонатизации до гидрослюдизации) его содержание падает и в зоне гидрослюдизации достигает минимума. В составе остаточных растворов зоны окварцевания абсолютное содержание гидрокарбонат-аниона снова резко возрастает, хотя не достигает уровня зоны слабой карбонатизации. Концентрация же его в растворе во внутренней зоне в 4 раза ниже, чем во внешней. Распределение в остаточных растворах катионов характеризуется последовательным снижением роли калия и возрастанием роли натрия, а особенно аммония. Содержание магния и кальция возрастает в промежуточных зонах, где эти элементы наиболее интенсивно освобождаются при замещении плагиоклаза и биотита.

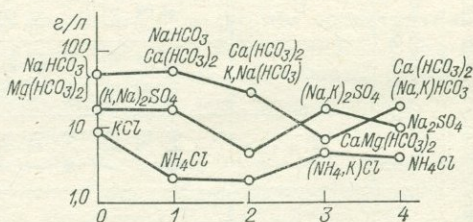


Рис. 49. Характер изменения солевого состава растворов колонки гидрослюдизации. Условные обозначения см. на рис. 47.

Солевой состав остаточных растворов во внешней зоне гидрокарбонатно-натриево-кальциевый, а во внутренней существенно изменяется и становится сульфатно-натриевым с большим содержанием сульфата калия и бикарбоната кальция (рис. 49). В целом в пределах колонки намечается смена растворов гидрокарбонатных существенно сульфатными.

Аргиллизация

Аргиллизация является широко распространенным типом метасоматического преобразования горных пород, наиболее характерным для областей молодого и современного вулканизма, а также для разнообразных средне- и низкотемпературных месторождений. В областях поствулканической деятельности аргиллизация (сульфатарная) имеет площадное распространение, контролируется нередко дневной поверхностью, происходит под воздействием грунтовых, часто активизированных вод и непосредственно смыкается с аргиллизацией гипергенной. На низкотемпературных месторождениях аргиллизиты выступают в качестве околорудных пород, и интенсивность их развития коррелируется с масштабами оруденения. Аргиллизация в виде каолиновой, иллитовой и монтмориллонитовой фаций наблюдается также в составе среднетемпературных и даже в заключительных стадиях минерализации формирования высокотемпературных рудосопровождающих метасоматитов (некоторые разновидности оксесталитов и вторичных кварцитов).

Установлено, что существуют по крайней мере 3 типа аргиллизации: галоидный, сульфатный, гидрокарбонатный, каждому из которых свойственно свое оруденение [49]. Аргиллизация происходит в интервале температур от 300 до 50°C под воздействием слабощелочных и кислых растворов, рН которых может варьировать от 7,5 до 1 и менее [98]. В качестве примера рассмотрим закономерности эволюции температур декрепитации газожидких включений и их состав для колонки аргиллизации около халцедоново-кварцевых жил с флюоритовой, настурановой и ртутно-мышьяковой минерализацией. Строение метасоматической колонки определяется наличием зон: 0 — неизмененного гранита (Пл, Ор, Кв, Би, Амф, Сф, Мт); 1 — слабой карбонатизации (Пл, Ор, Кв, Би, Дол, Мт); 2 — монтмориллонитизации (Пл, Ор, Кв, Монт, Као, Дол, Гем); 3 — гидрослюдизации (Ор, Кв, Гсл, Као, Дол, Пр); 4 — каолинизации и окремнения (Као, Гсл, Кв, Пр).

Кривые декрепитации газожидких включений по зонам колонки аргиллизации характеризуются наличием 2 максимумов: главного в интервале 160—240°C и второстепенного в интервале 320—400°C (рис. 50). Следует заметить, что наличие 2 максимумов на кривых декрепитации отмечалось и в колонках среднетемпературных метасоматитов, но лишь спорадически. Здесь же даже в зоне максимального изменения фиксируется 2 интервала декрепитации. Кроме того, хотя тенденция снижения температур декрепитации от внешних зон к внутренним, особенно для высокотемпературного максимума, достаточно отчетлива, в отдельных зонах намечаются заметные отклонения. Так, в зоне гидрослюдизации для низкотемпературного интервала декрепитации, характеризующего собственно аргиллизацию, намечается

положительная термическая аномалия (220—240°C). Связана она, вероятно, с саморазогревом за счет экзотермических реакций замещения в условиях ограниченного теплопереноса [28—30]. Это подтверждается и тем, что удельная внутренняя энергия (кристаллохимическая) аргиллизированных пород возрастает от внешних к внутренним зонам примерно на 10%. Согласно теоретическим расчетам при остывании растворов от 500 до 200°C рН их снижается от 3,1 до 2,4 и устойчивой вместо калиево-слюдистой становится каолинит-бемитовая ассоциация [84].

Остаточные растворы газово-жидких включений колонки аргиллизации во всех зонах имеют щелочную реакцию, причем от

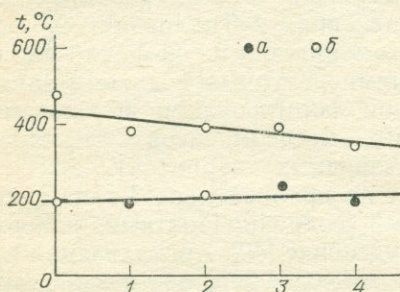


Рис. 50. Температура декрепитации газово-жидких включений в породах колонки аргиллизации.

0 — гранит; 1 — зона слабой карбонатизации; 2 — зона монтмориллонитизации; 3 — зона гидрослюдизации; 4 — зона каолинизации и окремнения. Температурные интервалы: а — главных и б — второстепенных максимумов.

внешних к внутренним щелочность несколько снижается (табл. 27). Отражает ли это снижение общую тенденцию возрастания кислотности аргиллизующих растворов, на основании этих данных сказать нельзя. Исходя из теоретических выводов и наблюдений в областях современной приповерхностной аргиллизации, скорее следовало бы ожидать большего уменьшения щелочности в ходе процесса. Состав остаточных растворов изученной колонки аргиллизации характеризуется преобладанием гидрокарбонат-аниона во всех зонах (рис. 51). При этом в неизмененных гранитах и в зоне карбонатизации существенное участие в составе растворов принимает хлор. Содержание хлора и его относительное количество последовательно снижаются от зоны карбонатизации к зоне каолинизации и окремнения почти в 2 раза в весовом и в 10 раз в относительном атомном количестве. Содержание фтора убывает еще интенсивнее: он фиксируется лишь в неизмененном граните и в зоне карбонатизации. Зато содержание сульфат-аниона от следовых количеств в зоне слабой карбонатизации возрастает до $3,0 \cdot 10^{-3}$ вес. % или свыше 14 мол. % в зоне окремнения и рудной минерализации. Весьма интенсивно возрастает и изначально высокое содержание гидрокарбонат-аниона (в 7 раз в весовом отношении).

Общее содержание воды включений от неизменной породы к зоне окремнения возрастает в 2 раза, а в промежуточных зо-

Таблица 27

Состав остаточных растворов околорудных аргиллизитов

| Компонент | 0. Неизмененный гранит | | | 1. Слабая карбонатизация | | | 2. Монтмориллонитизация | | | 3. Гидрослюдизация | | | 4. Каолинизация] | | |
|-------------------------------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|--------------------------|--------------|-------|
| | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л | вес. % · 10 ³ | ат. и мол. % | г/л |
| Cl ⁻ | 1,42 | 12,27 | 6,09 | 0,93 | 34,21 | 2,29 | 0,35 | 4,46 | 0,33 | 0,50 | 5,30 | 0,44 | 0,71 | 4,74 | 1,44 |
| F ⁻ | 0,02 | 0,31 | 0,86 | 0,09 | 6,58 | 0,22 | Следы | | | Следы | | | Следы | | |
| SO ₄ ²⁻ | 1,20 | 7,67 | 5,15 | Следы | | | 1,62 | 15,18 | 1,52 | 2,40 | 18,94 | 2,12 | 3,00 | 14,69 | 6,10 |
| HCO ₃ ⁻ | 15,86 | 79,75 | 68,02 | 2,74 | 59,21 | 6,73 | 10,98 | 80,36 | 10,27 | 12,20 | 75,76 | 10,79 | 20,74 | 80,57 | 42,21 |
| K ⁺ | 2,49 | 17,36 | 10,68 | Следы | | | Следы | | | 2,49 | 27,75 | 2,19 | 0,78 | 4,69 | 1,59 |
| Na ⁺ | 5,86 | 69,97 | 25,13 | Не обнаружено | | | 1,66 | 32,58 | 1,55 | 1,00 | 18,94 | 0,88 | 7,11 | 72,53 | 14,47 |
| NH ₄ ⁺ | 0,27 | 3,58 | 1,16 | Следы | | | 0,60 | 14,03 | 0,56 | 0,24 | 3,52 | 0,21 | 1,05 | 12,68 | 2,14 |
| Mg ²⁺ | 0,31 | 6,89 | 1,33 | 0,15 | 16,00 | 0,37 | 0,28 | 10,41 | 0,26 | 1,11 | 40,53 | 0,98 | 0,21 | 3,99 | 0,43 |
| Ca ²⁺ | 0,17 | 2,20 | 0,73 | 1,26 | 84,00 | 3,10 | 1,91 | 42,98 | 1,79 | 0,43 | 9,26 | 0,38 | 0,53 | 6,11 | 1,08 |
| SiO ₃ | 0,60 | 2,28 | 2,57 | 0,60 | 10,52 | 1,47 | 1,20 | 6,79 | 1,12 | Следы | | | 0,60 | 1,76 | 1,22 |
| Общая минерализация, г/л | 121,72 | | | 14,18 | | | 17,40 | | | 17,99 | | | 70,68 | | |
| Температура декрепитации, °С | 450—500, 180—200 | | | 350—400, 150—180 | | | 380—400, 200—220 | | | 380—400, 220—240 | | | 320—340, 160—180 | | |
| H ₂ O, % | 0,23 | | | 0,41 | | | 1,07 | | | 1,13 | | | 0,49 | | |
| pH | 7,50 | | | 7,80 | | | 8,20 | | | 8,20 | | | 7,70 | | |

нах анализом найдено аномально большое ее количество (более 1%). Учитывая, что эти цифры относятся к зонам монтмориллонитизации и иллитизации, где доминирующим, как было показано выше, является смешаннослойный минерал, их в расчет принимать можно лишь с оговоркой.

Очень существенно меняется состав растворов и в катионной части. В неизменной породе абсолютно преобладают Na^+ и K^+ , а при переходе к внешней зоне измененных пород следует резкий скачок и оба эти компонента в составе остаточных растворов

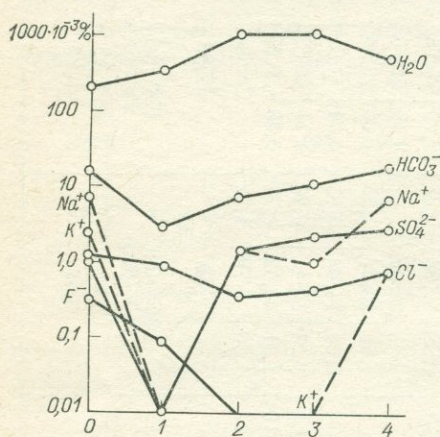


Рис. 51. Характер распределения некоторых компонентов в остаточных растворах колонки аргиллизации. Условные обозначения см. на рис. 50.

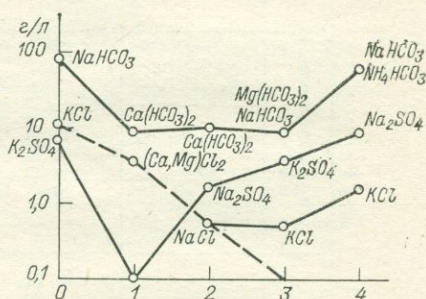


Рис. 52. Солевой состав остаточных растворов колонки аргиллизации. Условные обозначения см. на рис. 50.

не обнаруживаются (рис. 52). Доминируют в этой зоне кальций и магний. Затем в зоне монтмориллонитизации ведущим компонентом катионной части растворов становится натрий, а содержание магния падает. Следует отметить, что на подобную особенность поведения магния в зоне монтмориллонитизации ранее было указано С. И. Набоко [97]. Так, на Паужетском месторождении, где метасоматизм происходит под воздействием слабокислых сульфатных растворов, в зоне монтмориллонитизации растворы обедняются магнием. Напротив, в зоне гидрослюдизации, где магний освобождается из решетки монтмориллонита и диоктаэдрической слюды, его содержание в растворах резко возрастает. То же самое относится к натрию в зоне каолинизации и калию в зоне окремнения. Эта закономерность, впрочем, не соблюдается в зонах слабой карбонатизации в отношении кальция, в зоне каолинизации — в отношении калия. В целом характер распределения катионов в остаточных раст-

ворах определяется, по-видимому, в основном выщелачиванием их при метасоматическом псевдоморфизме.

Общая концентрация растворов максимальна в неизмененных гранитах, затем она резко падает в зоне слабой карбонатизации и в дальнейшем постепенно, но существенно возрастает к внутренней зоне, хотя остается в 1,5 раза меньше, чем в граните. Даже с поправкой на возможное завышение содержания воды в зонах монтмориллонитизации и гидрослюдизации эта закономерность качественно не изменяется. Заметим, что в большинстве других колонок окolorудных метасоматитов грейзенизированных или серицитизированных пород наблюдалось последовательное снижение концентрации растворов от внешних к внутренним зонам.

Таким образом, в пределах рассмотренной колонки аргиллизации от внешних ее зон к внутренним на фоне сравнительно слабого снижения температуры минералообразования наблюдается существенное изменение их состава от гидрокарбонатно-хлоридного до гидрокарбонатно-сульфатного с соответствующей сменой катионного состава с кальций-магниевого на натрий-калийный.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МЕТАСОМАТИРУЮЩИХ РАСТВОРОВ

В остаточных (реликтовых) растворах всех изученных метасоматических пород, а также исходных неизмененных пород и рудных тел обнаруживается обычный набор свойственных природным гидротермальным растворам ионов: Cl^- , F^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} Ca^{2+} и значительно реже HSiO_3 и растворимый SiO_2 . Эти растворы находятся в виде включений в минералах и межминеральном пространстве пород, причем количество включений (процент H_2O) всегда возрастает от неизмененных пород к зонам максимальной переработки в 2 раза и более. В неизмененных породах содержание H_2O составляет 0,1—0,2%, а во внутренних зонах колонок низко- и среднетемпературных окolorудных метасоматитов повышается до 0,5—1%. В колонках высокотемпературных метасоматитов это увеличение не столь значительно. Усредненные величины содержания H_2O по типам колонок также возрастают: гранитизация — 0,29%, высокотемпературные метасоматиты (альбитизация, грейзенизация, турмалинизация) — 0,23%, среднетемпературные (ортоклазизация, серицитизация) — 0,44%, низкотемпературные (аргиллизация) — 0,72%. Растворы колонки гранитизации в целом характеризуются хлоридно-гидрокарбонатным составом с последовательной сменой ведущего катиона от внешних зон к внутренним: NH_4 , Na , K . Процесс в целом происходит в усло-

виях последовательного возрастания температуры и снижения щелочности растворов.

Рудосопровождающий метасоматизм высокотемпературной стадии (грейзенизация, альбитизация и турмалинизация) происходит в условиях некоторого снижения температуры и щелочности растворов, имевших хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый состав. Им свойственно максимальное по сравнению с другими колонками абсолютное значение содержания хлор-иона ($6,0 \cdot 10^{-3}$ вес. %). Максимальная концентрация растворов составляет 10 г/л.

Растворы среднетемпературных месторождений характеризуются гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-калиевым составом. Им свойственны максимальная по сравнению с другими типами концентрация солей (до 48 г/л), последовательное снижение температуры и кислотности. Растворы низкотемпературных месторождений отличаются относительным увеличением роли гидрокарбонат-иона и в целом определяются как гидрокарбонат-сульфатно-калий-аммониевые. Их максимальная концентрация составляет 15,3 г/л, щелочность и температура имеют тенденцию к снижению.

Таким образом, состав и состояние реликтовых растворов колонок гранитизации и рудосопровождающих метасоматитов гранитоидного ряда существенно различаются. В ряду от гранитизации до рудосопровождающих метасоматитов среднетемпературных месторождений общая концентрация растворов возрастает, а в низкотемпературных снова снижается, что, возможно, связано с разбавлением гидротерм вадозными водами — общее содержание воды, как отмечалось выше, в них повышено. С этим же, возможно, связана некоторая нечеткость изменения по колонке аргиллизации температур декрепитации и щелочности.

Усредненный состав растворов, выраженный в процент-эквивалентной форме, существенно различается (табл. 28). Главная тенденция этих различий состоит в последовательном повышении роли гидрокарбоната и калия при существенном снижении относительной роли хлора. Эта закономерность ранее уже отмечалась как главная особенность смены характера реликтовых растворов в жильных минералах преимущественно хрусталеносных месторождений. Вместе с тем во внешних зонах преобладающая роль гидрокарбоната сохраняется во всех типах колонок.

Если проследить характер изменения усредненных содержаний компонентов в ряду типовых колонок от гранитизации до аргиллизации, то четко намечается следующая закономерность (рис. 53). Содержание в остаточных растворах фтора уменьшается более чем в 2 раза. Содержание воды и гидрокарбоната в том же ряду существенно возрастает, а сульфат при общем увеличении дает абсолютный максимум в колонках высокотемпературных метасоматитов. Не остается постоянным и ка-

Таблица 28

Усредненный состав остаточных растворов метасоматитов различных генетических групп

| Тип метасоматического процесса | Формула Курлова | Тип раствора |
|--------------------------------|--|--------------|
| Гранитизация | $\frac{\text{Cl}_{38} \text{HCO}_{39}^3 \text{SO}_9^4 \text{F}_{14}}{\text{Na}_{35} \text{Mg}_{13} \text{Ca}_{16} \text{NH}_{14}^4 \text{K}_{22}}$ | XГН |
| Высокотемпературные | $\frac{\text{Cl}_{39} \text{HCO}_{31}^3 \text{SO}_{30}^4 \text{F}_1}{\text{Na}_{33} \text{Mg}_{19} \text{Ca}_{18} \text{NH}_{17}^4 \text{K}_{13}}$ | XГН |
| Среднетемпературные | $\frac{\text{HCO}_{56}^3 \text{SO}_{28}^4 \text{Cl}_{12} \text{F}_3}{\text{Na}_{55} \text{K}_{20} \text{Mg}_{10} \text{Ca}_9 \text{NH}_7^4}$ | GSHK |
| Низкотемпературные | $\frac{\text{HCO}_{62}^3 \text{SO}_{28}^4 \text{Cl}_7 \text{F}_2}{\text{K}_3 \text{NH}_{29}^4 \text{Na}_{24} \text{Mg}_{16} \text{Ca}_{15}}$ | GSKA |

тионный состав реликтовых растворов метасоматических пород. Причем для них в качестве определяющего выступает фактор перехода из инертного состояния в подвижное. Большинство катионов реликтовых растворов в избытке присутствует в исходных породах, поэтому освобождение их из решеток породобразующих минералов или, наоборот, закрепление оказывается решающим обстоятельством понижения содержания или отсутствия в растворе.

Могут быть намечены 3 различных пути их поведения: переход в подвижное состояние и закрепление в решетках новообразованных минералов при участии или без участия анионных составляющих, переход в подвижное состояние и удаление из зоны реакции, привнос в составе метасоматирующего раствора и фиксация в решетках новообразованных минералов.

Первый случай имеет место, например, при образовании карбонатов кальция и магния во внешних зонах аргиллизитов и оксеталитов. При этом не только кальций и магний, но и гидрокарбонат расходуются и раствор обедняется ими, что совершенно четко выявляется при рассмотрении соответствующих графиков и таблиц. В других случаях освобожденный компонент (катион) входит в состав новообразованных минералов без анионных составляющих раствора (колонка серицитизации), когда также снижается количество калия.

В случае перехода в подвижное состояние и удаления из зоны реакции наблюдается «перемещение» повышенного содержания соответствующего катиона либо во фронтальную (нат-

рий), либо в тыловую часть колонки (кальций, магний). Реликтовый же раствор той зоны, где происходит соответствующая реакция освобождения катионов, обедняется им. Наконец, в случае привноса метасоматирующим раствором какого-либо катиона, например калия (при флогопитизации — калишпатизации или при адуляризации), наблюдается устойчивое обогащение им остаточных растворов именно той зоны, где происходит реакция освобождения этого катиона. Состав катионной части растворов в большинстве случаев зависит от состава вмещающих

пород и мало зависит от температуры формирования того или иного рудного тела. Состав анионной части растворов в меньшей степени зависит от состава вмещающих пород, а в большей степени определяется температурными условиями формирования метасоматитов.

Общая тенденция различия растворов состоит в последовательном возрастании от неизменных пород к зоне максимального изменения роли сначала гидрокарбонатов, затем сульфатов и, наконец, фторидов. Например, для среднетемпературного молибден-полиметаллического месторождения состав растворов по зонам меняется следующим образом (%-экв.): в зонах слабого изменения HCO — 75—78, SO_2 — 13—20, Cl — 3—8, F — 1, в промежуточной и во внутренней зонах соответственно HCO — 21—

48; SO_2 — 43—65, Cl — 9—12, F — до 1,4. Повышенное содержание хлор-иона обнаружено также в неизменной породе. Общая минерализация растворов направленно снижается от неизменных пород к внутренней зоне колонки.

Таким образом, полученные данные существенно уточняют классические представления о метасоматирующих растворах и свидетельствуют о том, что растворы в зонах метасоматических колонок изменяются скачкообразно; концентрация, щелочность и температура также меняются по зонам колонок, причем имеются четкие закономерности такого изменения.

Главной причиной изменения состава и состояния растворов во всем ряду метасоматических колонок является общая эволюция термодинамических условий: прогрессивно-регрессивная

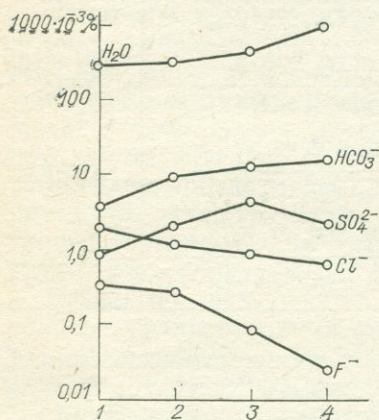


Рис. 53. Характер изменения средних содержаний некоторых компонентов остаточных растворов.

Колонки: 1 — гранитизации; 2 — грейзензации, альбитизации, турмалинизации, ортоклазизации; 3 — серицитизации и гидрослюзидизации; 4 — аргиллизации.

направленность метасоматического процесса и щелочно-кислотная эволюция растворов в соответствии с намеченной выше схемой (см. рис. 2). В пределах же отдельных колонок изменения параметров состояния растворов определяются помимо принадлежности каждой колонки к той или иной стадии цикла еще соотношением скорости диффузии (или фильтрации) и скорости протекания реакции метасоматического псевдоморфизма. Существенное влияние, вероятно, оказывает и характер термических эффектов реакций замещения. Анализ изменения солевого состава растворов в зонах метасоматических колонок позволяет вскрыть тонкие особенности механизма замещения и приблизиться к выяснению закономерностей мобилизации и перераспределения рудного вещества в околожильном пространстве.

«Вопрос об источниках рудного вещества постмагматических месторождений в настоящее время является одной из наиболее сложных и еще далеко не решенных проблем».

В. Н. Котляр [68, с. 139]

Глава VI

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ СОПРЯЖЕННЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

В настоящее время имеется достаточно большое число специальных геохимических исследований, касающихся распределения рудного вещества в метасоматических горных породах. К сожалению, данные эти не систематизированы. В лучшем случае можно встретить указания о принадлежности метасоматитов к «региональным»; например гранитизация, или собственно околорудным. И хотя общая закономерность мобилизации рудных элементов при региональном метасоматизме и осаднения их при метасоматизме постмагматическом достаточно определена, остаются неясными еще многие вопросы. Прежде всего это касается генетического единства процессов мобилизации и осаднения рудного вещества. Неясным является также вопрос о пределах изоморфной емкости породообразующих минералов в отношении элементов-примесей и изменении ее в зависимости от геодинамических и термодинамических условий. Помимо изоморфной емкости имеют значение сорбционная способность некоторых минералов, а также формы нахождения элементов-примесей в породообразующих минералах.

Электронно-зондовое исследование распределения примеси молибдена в рудоносных метасоматитах показывает, что форма самостоятельных микрофаз рудных минералов в породообразующих минералах, как правило, отсутствует (см. рис. 26). Даже в аксессуарных минералах, где содержание примеси молибдена относительно велико, таких фаз не обнаружено. Аналогично и в случае золота непрерывное возрастание его содержания в псевдоморфном ряду магнетит—гематит—пирит не сопровождается выделением самостоятельных фаз, как и в пределах зерен породообразующих минералов.

Несмотря на то что мы еще не располагаем на настоящем этапе исчерпывающими аналитическими материалами по всем типам сопряженных метасоматических систем, на основе результатов специального геохимического изучения ряда метасоматитов, а также имеющихся литературных данных ниже принята попытка выяснить основные закономерности распределения рудных элементов в породах и минералах сопряженных метасоматических систем гранитоидного ряда.

Эти сопряженные метасоматические системы пользуются наибольшим распространением в природе в различных структурах земной коры на протяжении всей истории ее развития. В числе метасоматитов прогрессивного ряда рассмотрены явления гранитизации, калишпатизации, образования апогранитов, ранних (региональных) скарнов и вторичных кварцитов.

В числе метасоматитов регрессивного ряда рассмотрены явления альбитизации, грейзенизации и турмалинизации, оксеталитизации (березитизации—лиственитизации), гидрослюдизации и аргиллизации. Закономерности распределения рудного вещества в сопряженных метасоматических системах ультраосновного и щелочного рядов изучены еще недостаточно и нами не рассматриваются.

Как было показано выше, гранитизация является необходимым элементом многих сопряженных метасоматических систем. При этом, отличаясь в частности, с геохимической точки зрения она обладает во всех случаях общими чертами, состоящими в преобладающем обеднении фемическими компонентами. Поэтому представляется целесообразным рассмотреть поведение рудных элементов при гранитизации на основании литературных данных и затем привести примеры конкретных, изученных нами случаев сопряженных метасоматических систем гранитизации—аргиллизации, гранитизации—оксеталитизации и гранитизации—грейзенизации.

Геохимические особенности гранитизации к настоящему времени изучены достаточно полно, причем большинство имеющих в литературе данных свидетельствует о прогрессирующем обеднении гранитизированных пород фемическими, а также многими рудными элементами. В общей форме эта закономерность известна давно, она давала основания для соответствующих выводов о мобилизационной или «метаморфогенной» природе ряда месторождений многим авторам [146, 10, 103, 36]. В последние годы получены многочисленные данные, как подтверждающие основные положения этих представлений, так и существенно уточняющие их.

В настоящее время, по-видимому, нельзя утверждать, что все рудные элементы выносятся при гранитизации. Скорее, и здесь имеет место дифференциальная подвижность. Так, при региональной метасоматической гранитизации ортоамфиболитов происходит структурное разуплотнение и вынос магния, железа, титана, марганца, кальция, гидроксила, а также никеля, кобальта, ванадия, хрома и скандия [129]. Избирательный вынос элементов сам по себе служит фактором обогащения остаточной породы устойчивыми элементами, а кроме того, происходит энергичный привнос кремния и калия.

По степени обогащения теми или иными элементами-примесями предпринимаются попытки судить об интенсивности гранитизации [124].

В ходе гранитизации кристаллических сланцев Витимо-Олекминского нагорья в колонках гранитизации: кристаллический сланец, гранодиорито-гнейс, гранито-гнейс, гранит (анатектический) — отчетливо фиксируется привнос кремния и калия и вынос лития, цезия и фемических элементов [138], а также накопление бария и стронция [33]. Обеднение сильно метаморфизованных пород рубидием и цезием наблюдается и в гнейсах амфиболитовой фации Северной Норвегии [164].

В ходе гранитизации гнейсов Беломорья наблюдается накопление кремния и калия при одновременном уменьшении содержания натрия, алюминия, кальция, магния, железа, марганца, титана. Кроме того, происходит обеднение такими элементами, как цирконий, ванадий, никель, хром, кобальт [82]. Сходные в общих чертах закономерности наблюдаются при ультраметаморфизме и гранитизации основных кристаллических сланцев, когда происходит привнос кремния и калия. Одновременно происходит вынос таких рудных элементов, как кобальт, никель, ванадий, хром и др. Вместе с тем в отличие от предыдущего случая здесь наблюдается увеличение содержания натрия, титана и железа в амфиболитовой фации [71].

Установлено, что в процессе гранитизации существенно снижается концентрация золота, причем наиболее низкие содержания свойственны автохтонным гнейсо-гранитам и ранним плагиоклазовым пегматитам. Устанавливаются прямая корреляционная связь золота с железом и калием и обратная с кремнием, натрием и кальцием [116].

Необходимо подчеркнуть, что в ходе околожильного метасоматизма характер корреляционных связей меняется. Так, в процессе формирования зональных метаморфических комплексов Южно-Чуйского хребта от зеленосланцевой до амфиболитовой фации содержание урана и тория существенно снижается; для урана особенно интенсивно при переходе к зеленосланцевой фации, а для тория при переходе к мигматитам [86]. С другой стороны, в ходе процессов гидротермального изменения докембрийских пород Енисейского кряжа процессы хлоритизации и альбитизации приводят к существенному накоплению радиоактивных элементов [107]. Процессы хлоритизации — альбитизации обладают качественным сходством с процессом зеленосланцевой фации метаморфизма, но происходят в совершенно иных условиях — условиях регрессивной направленности, чем и объясняется, по-видимому, указанное принципиальное различие в поведении радиоактивных элементов.

Согласно данным А. М. Портнова и Э. Я. Островного [118], гранитизация пород гнейсовой серии Кольского полуострова происходила при температуре не менее 400—500°С. Первый этап гранитизации характеризуется привносом натрия, а второй — калия. В гнейсах и гранито-гнейсах второго этапа отмечено увеличение содержания тория, урана, калия.

В метасоматических гранитах в конечные стадии процесса наблюдается некоторое накопление таких рудных элементов, как тантал, ниобий, цирконий, редкие земли, иттрий [60]. Весьма противоречивые данные имеются относительно распределения в гранитизированных породах урана. Несмотря на то что большинство авторов приводят убедительные аналитические данные о снижении содержания урана в метасоматических гранитизированных породах [33, 114, 76, 107, 129], в литературе существуют указания и о повышении валового содержания урана по мере возрастания интенсивности процессов гранитизации и щелочного метасоматизма и увеличения доли его выщелачиваемой формы [56].

Все эти факты свидетельствуют о том, что без учета зональности гранитизированных пород или стадийности процесса гранитизации нельзя проводить достоверных обобщений. Так, например, встречаются объективные возражения выводы о накоплении некоторых элементов в ходе гранитизации, сделанные на основе суммирования данных по всем районам распространения древних пород, но без достаточного учета зональности и направленности процессов. Согласно этим данным гранитизация сопровождается привнесением кремния, калия, рубидия, олова, циркония, иттрия, бериллия, ниобия, выносом элементов группы железа и халькофилов, а также кальция, магния, фосфора и гидроксила. Поведение натрия и лития различно; алюминий инертен. Перераспределение рудного вещества при гранитизации может приводить к образованию месторождений [90] согласно выводам этих авторов.

СИСТЕМА ГРАНИТИЗАЦИИ— АРГИЛЛИЗАЦИИ

Как было показано выше, при гранитизации (фельдшпатизации), сопряженной с аргиллизацией, наблюдается уменьшение изоморфной емкости минералов в отношении петрогенных элементов. Одновременно происходит и перераспределение рудных элементов-примесей с отчетливой тенденцией для большинства из них к уменьшению содержания в зонах максимальной переработки. Так, содержание урана, ванадия, молибдена, меди, хрома, титана, марганца убывает в 2—5 раз (табл. 29). Вместе с тем в ходе процесса происходит не только вынос указанных элементов из внутренних зон, но и некоторое обогащение ими внешних зон. В зоне биотитизации для многих элементов наблюдается максимум содержания, особенно отчетливый для меди. Учитывая, что мощность зон в колонке гранитизации (фельдшпатизации) последовательно убывает от центра к

Таблица 29

Распределение некоторых элементов-примесей в породах различных зон сопряженной метасоматической системы гранитизации — аргиллизации, % · 10⁴

| Зона | | U | As | Hg | Ag | Pb | Zn | Sn | Ni | V | Mo | Cu | Cr | Ti | P | Mn |
|-----------------------------------|-----------------------------------|-----|----|----|-----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|------|------|-----|
| Гранитизация (фельдшпатизация) | 0. Гранодиорит | 5 | 30 | 1 | — | 8 | — | 2 | 4 | 14 | 1 | 66 | 22 | 1000 | 800 | 130 |
| | 1. Биотитизации | 3 | 70 | 8 | — | 28 | 40 | 6 | 9 | 10 | 1,5 | 450 | 30 | 1200 | — | 140 |
| | 2. Флогопитизации | 3 | — | — | 0,3 | 20 | 65 | 4 | 6 | 12 | 1 | 35 | 44 | 1400 | 1200 | 170 |
| | 3. Фельдшпатизации (гранитизации) | 1 | 30 | 2 | — | 9 | 70 | 2 | 6 | 8 | — | 26 | — | 800 | 1500 | 85 |
| Аргиллизация | 0. Гранит | 5 | — | — | 8 | 35 | 90 | 5 | 40 | 52 | 19 | 40 | 200 | 3200 | 2400 | 450 |
| | 1. Карбонатизации | 3 | — | — | — | 18 | 70 | 3 | 26 | 30 | 8 | 30 | 85 | 1800 | 2600 | 100 |
| | 2. Монтмориллонитизации | 20 | 30 | — | — | 10 | — | 2 | 18 | 8 | 3 | 22 | 34 | 1000 | 1700 | 40 |
| | 3. Гидрослюдизации | 2 | 30 | — | — | 6 | — | 2 | 8 | 6 | 2,5 | 18 | 26 | 600 | 1100 | 110 |
| | 4. Каолинизации и окремнения | >30 | 64 | 2 | — | 8 | 60 | — | 14 | 7 | 65 | 160 | 26 | 600 | 900 | 8 |

периферии, сравнительно небольшое накопление элементов-примесей в зоне биотитизации не может удовлетворительно объяснить их баланса. Следовательно, «отработанные» при гранитизации растворы должны обогащаться рудным веществом. Следует заметить, что наиболее отчетливо тенденция мобилизации прослеживается для сидерофильных элементов. В отношении же мышьяка, ртути она менее отчетлива, а для свинца и особенно цинка наблюдается даже увеличение содержания во внутренних зонах колонки.

Касаясь вопроса о петрохимическом профиле гранитизации, сопряженной с формацией аргиллизитов, следует отметить, что, судя по изученному примеру, она носит калиевый субщелочной характер. В то же время аргиллизация в ее частных проявлениях достаточно широко распространена и в связи со вторичными кварцитами, и в связи с оксепалитами. В последнем случае аргиллизация имеет отчетливо пострудный характер, сопровождая кварц-карбонатные прожилки, отчетливо накладывающиеся на продукты всех ранних стадий минерализации [50, 20].

Аргиллизиты как самостоятельная формация метасоматитов свойственны преимущественно низкотемпературным месторождениям сурьмы, ртути, мышьяка, урана, серебра и золота, а также флюорита и горного хрусталя. В последнем случае, впрочем, так же как и на медно-молибденовых месторождениях, температурный интервал ее как будто существенно сдвинут вверх [109]. Формация аргиллизитов достаточно устойчива в отношении вариации типовых ее колонок (нимий). В случае воздействия аргиллизирующих растворов на основные породы в составе групп их фаций (сервий) преобладающее значение приобретает каолинит-анкеритовая фация, а в случае вариации анионного состава растворов и преобладания иона SO_4^{2-} появляется каолинит-алунитовая фация [50]. Вследствие столь широкого распространения рудосопровождающей и пострудной аргиллизации при всей общности основных ее петрохимических показателей наблюдаются существенные вариации в отношении поведения в зонах ее типовых колонок элементов-примесей. Помимо указанных рудных элементов в аргиллизированных породах фиксируется обширная гамма элементов-примесей, свойственных в кларковых количествах исходным вмещающим породам.

Поведение различных элементов в зонах аргиллизитов неодинаково. Так, в случае одного из изученных примеров аргиллизитов с уран-мышьяково-молибденовой минерализацией наблюдается следующая картина (табл. 30). Рудные элементы — уран, мышьяк, молибден — характеризуются последовательным возрастанием содержания от неизменных пород к зоне максимального изменения. При этом содержание урана от кларковых значений в неизменных гранитах и в зоне карбонатизации сначала возрастает на порядок в зоне монтмориллонитизации, за-

тем снижается в зоне гидрослюдизации ниже уровня кларковых значений, а затем в центральной зоне окремнения и каолинизации многократно возрастает. Мышьяк не фиксируется в неизменных породах и во внешней зоне, но начиная с зоны монтмориллонитизации его содержание многократно возрастает. Со-

Таблица 30

Распределение некоторых элементов-примесей в минералах аргиллизированных пород по данным микролазерного метода, отн. ед.

| Минерал | Зона | Pb | Cu | Ag | Zn | Fe | Cr | Ti | Sr |
|---|------|------|------|----|-----|------|-----|------------|------|
| Плагиоклаз и продукты его замещения | 0 | 585 | 1062 | — | 64 | 855 | 299 | 1072 | 1074 |
| | 1 | 47 | 381 | — | — | 624 | 35 | 277 | 1946 |
| | 2 | — | 201 | — | — | 279 | 73 | Сле- ды | 987 |
| | 3 | 291 | 1984 | — | 149 | 1387 | 215 | 1138 | 1087 |
| | 4 | — | 410 | — | — | 335 | 577 | 799 | 38 |
| | 5 | 26 | 97 | — | — | 330 | 64 | 451 | 64 |
| Ортоклаз | — | 2779 | 259 | 10 | — | 221 | 76 | 196 | 75 |
| Магнетит | — | — | — | — | — | — | 829 | 500 | 263 |
| Сфен | — | — | — | — | — | 978 | 577 | — | 527 |

держание молибдена в неизменных гранитах несколько выше кларкового, а по мере перехода к промежуточным и внутренним зонам сначала снижается, а затем возрастает на 1—2 порядка. Следует отметить, что в данном случае эпitherмальное оруденение накладывается на мезотермальное молибденовое и молибден преимущественно заимствуется из околорудных пород.

В отношении других рудных элементов, нехарактерных для данного месторождения (олово, хром, свинец, ванадий), намечается четкая тенденция выноса по мере возрастания интенсивности метасоматического процесса. Аналогичные в целом закономерности наблюдаются в аргиллизитах золотых и флюоритовых месторождений [87, 50, 20].

Обращаясь теперь к данным по составу реликтовых гидротермальных растворов (гл. V) в тех же зонах, обратим внимание на то, что характер распределения главных рудных элементов коррелируется с HCO_3^- и отчасти с SO_4^{2-} (см. рис. 53). В то же время большинство элементов, не участвующих в рудном процессе, коррелируются с хлором и фтором.

Таким образом, в целом для околорудной аргиллизации характерен преобладающий привнос рудных элементов-примесей и индифферентное поведение или вынос элементов, не участвующих в рудном процессе.

СИСТЕМА ГРАНИТИЗАЦИИ (СИЕНИТИЗАЦИИ) — ОКСЕТАЛИТИЗАЦИИ

Здесь мы рассмотрим только поведение некоторых элементов-примесей в колонке умеренно кислой гранитизации (сиенитизации) и в сопряженных с ней околорудных породах медно-молибденовых, золото-турмалиновых и отчасти молибден-полиметаллических месторождений. Типовые колонки измененных пород этих месторождений, включая и дорудную синмагматическую, а возможно, и доагматическую сиенитизацию, с точки зрения их строения и химизма рассматривались нами и другими авторами неоднократно ранее [49, 162, 109]. Распределение элементов-примесей изучено для тех же колонок, для которых рассмотрены основные черты псевдоморфизма, а также вариации изоморфной емкости в отношении петрогенных элементов и закономерности эволюции растворов. Характер распределения элементов-примесей в интрузивных породах, «вписывающихся» в этот метамагматический цикл, неоднократно были предметом рассмотрения [110, 40, 92 и др.], причем до сих пор нет однозначного мнения о том, повышено или понижено содержание рудных элементов в этих интрузивных породах.

Изучению были подвергнуты зоны сиенитизации в эндо- и экзоконтактных частях массивов умеренно кислых гранитоидов амананского и шахтаминского комплексов Забайкалья. В том и другом случаях установлено, что в ходе сиенитизации наблюдается некоторое обеднение новообразованных пород молибденом, медью, свинцом, цинком, вольфрамом. Содержание этих элементов (табл. 31) либо направленно снижается от внешней зоны к внутренней, либо, в целом снижаясь, дает отклонения в промежуточной зоне. Ряд элементов, не участвующих в сопряженном с сиенитизацией и интрузивным магматизмом оруденении (олово, хром, никель и др.), не испытывают заметных колебаний в содержании. В противоположность отмеченным закономерностям во всех типах околорудных пород, характеризующих регрессивную стадию процесса и распространенных на молибденовых и медно-молибденовых месторождениях, степень концентрации рудных элементов-примесей во внутренних зонах в целом весьма существенна, но различается для каждой из типовых колонок. Вследствие этого представляется целесообразным рассмотреть их по отдельности.

Ортоклазизация. В составе формации оксеталитов молибденоносные ортоклазиты по температурным и структурно-геологи-

ческим условиям стоят первыми в ряду метасоматитов регрессивной стадии. В них помимо молибденово-медной минерализа-

Таблица 31

Распределение некоторых элементов-примесей в колонках умеренно кислой гранитизации (сиенитизации) — оксеталитизации, % · 10⁴

| Зона | | Mo | Cu | Pb | Zn | Sn | W | Cr |
|------------------|------------------|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|
| Сиенитизация | Гранодиорит | 1 | 40 | 50 | 100 | 10 | 5 | 300 |
| | Амфиболитизации | 1 | 50 | 15 | — | 10 | — | 400 |
| | Сиенитизации | 1 | 30 | 30 | — | 10 | — | 250 |
| Ортоклазитизация | Гранит | 2 | 22 | 17 | 30 | 4 | — | 6 |
| | Биотитизации | 12 | 20 | 60 | — | 9 | 65 | 30 |
| | Флогопитизации | 22 | 40 | 35 | — | 6 | — | 50 |
| | Ортоклазитизации | 130 | 190 | 120 | 80 | 24 | 550 | 70 |

Продолжение табл. 31

| Зона | | V | Ni | Mn | Ti | P | Co |
|------------------|------------------|-----|----|-----|------|------|---------|
| Сиенитизация | Гранодиорит | 100 | 40 | 300 | 1500 | 1000 | 20 |
| | Амфиболитизации | 100 | 80 | 700 | 2500 | 1000 | 20 |
| | Сиенитизации | 150 | 70 | 500 | 3000 | 1000 | 20 |
| Ортоклазитизация | Гранит | 11 | 8 | 120 | 900 | 1000 | Не опр. |
| | Биотитизации | 10 | 20 | 130 | 1200 | 900 | » |
| | Флогопитизации | 20 | 16 | 180 | 1400 | 1200 | » |
| | Ортоклазитизации | 26 | 18 | 160 | 1500 | 140 | » |

ции, имеющей преобладающее значение, распространена в качестве второстепенной также и полиметаллическая [125, 126]. Для большой группы элементов: молибден, медь, свинец, цинк и др. — наблюдается существенное возрастание содержания от внешних зон к внутренним (табл. 31). Это указывает на эндогенный привнос рудного вещества и его рассеяние в околорудном пространстве по стандартной схеме. Содержание молибдена изменяется от кларковых значений $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-2}\%$, т. е. на

2 порядка. Содержание меди изменяется на 1 порядок, незначительно менее для свинца и еще менее для цинка. Соответственно в том же порядке стоят эти элементы и в отношении интенсивности оруденения. Другие рудные элементы-примеси хотя и не участвуют в сложении руд, в большинстве также показывают тенденцию к накоплению во внутренних зонах. При этом, как показывает поминеральный баланс рудных элементов-примесей, главная их масса либо обособливается в виде самостоятельных фаз, либо входит в состав минералов тяжелой фракции. Биотит и амфибол — обычные темноцветные минералы гранитов и гранодиоритов рудоносного комплекса — в зоне ортоклазизации отсутствуют. Преобладающий количественно ортоклаз хотя и содержит изоморфную примесь рудных элементов, превышающую таковую неизменных пород, но не может обеспечить «поглощения» всего их количества, привнесенного в ходе метасоматической переработки.

Направленность изменения содержания молибдена, меди, свинца, цинка и других элементов качественно и количественно достаточно строго увязывается с распределением фтора и отчасти гидрокарбонат-иона в реликтовых гидротермальных растворах. А распределение свинца и олова антибатно поведению хлора и сульфат-иона (см. табл. 24).

Серицитизация (березитизация). Серицитизация (березитизация), будучи типичным процессом околорудного изменения многих среднетемпературных месторождений (молибденовых, медно-молибденовых, свинцово-цинковых, ряда урановых, золоторудных и др.), характеризуется интенсивным перераспределением элементов-примесей с преобладающим привносом главных рудообразующих компонентов. Так, в случае серицитизации около кварц-молибденитовых жил ряда месторождений Забайкалья (табл. 32) согласно данным количественного спектрального анализа содержание молибдена и меди возрастает многократно. При этом медь дает максимум в промежуточной зоне (монтмориллонитизации — гидрослюдизации), а молибден — во внутренней (серицитизации). Это обстоятельство, в основе которого лежат геохимические различия этих двух элементов, следует учитывать при оценке и разведке медно-молибденовых месторождений. Сейчас все больше появляется данных о смещении максимумов их минерализации в пространстве [23]. В меньшей мере эта закономерность свойственна также цинку и свинцу, хотя последний достаточно стабилен по всей колонке. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что содержание некоторых элементов, в частности никеля, уменьшается от неизменных пород к внутренней зоне.

Плагиоклаз и продукты его замещения (монтмориллонит, гидрослюда и особенно серицит) характеризуются направленным многократным увеличением содержания примеси молибдена. В то же время максимум содержания меди приходится

Таблица 32

Распределение некоторых элементов-примесей в породах и минералах различных зон колонки серицитизации, % · 10⁴

| Порода, минерал | Зона | Cu | Pb | Zn | Mo | Ag | Ni | Be | Ba | Sr |
|-------------------------------------|-------------------------|---------|-----|------------|-----|------|-----|-----|------|------|
| Порода | 0. Гранит | 30 | 20 | — | 1 | — | 20 | 1,5 | 300 | 200 |
| | 1. Каолинизации | 1000 | 30 | 100 | 250 | 2 | 20 | 1,5 | 700 | 250 |
| | 2. Монтмориллонитизации | 2500 | 10 | 150 | 10 | 10 | 25 | 5 | 1000 | 300 |
| | 3. Серицитизации | 200 | 20 | — | 700 | 1 | — | 1 | 300 | 100 |
| Плагиоклаз и продукты его замещения | 0 | 100 | 25 | — | 3 | 1 | — | 5 | 150 | 1000 |
| | 1 | 800 | 15 | — | 50 | 2 | — | 3 | 100 | 500 |
| | 2 | 1000 | 8 | 200 | 10 | 2 | 10 | 3 | 200 | 300 |
| | 3 | 80 | 25 | — | 700 | — | — | 0,5 | 300 | 150 |
| Ортоклаз | 0 | 8 | 100 | 100 | 1 | 1 | — | 0,5 | 2000 | 500 |
| | 1 | 30 | 80 | 100 | 3 | 1 | — | 1 | 1200 | 500 |
| | 2 | 100 | 40 | 100 | 5 | 1 | 10 | 1,5 | 1200 | 500 |
| | 3 | 40 | 80 | — | 200 | 1 | — | 9 | 1500 | 300 |
| Биотит и гидрослюдь по биотиту | 0 | 50 | — | 250 | 30 | — | 70 | 1 | 100 | 100 |
| | 1 | 200 | — | 250 | 30 | — | 30 | 0,5 | 200 | — |
| | 2 | 3000 | 10 | 1000 | — | 10 | — | 0,4 | 100 | — |
| | 3 | 50 | 10 | He опр. | 20 | 1 | 2 | 3 | 150 | 100 |
| Кварц | 0 | 3 | — | — | — | — | — | — | 50 | — |
| | 1 | 20 | — | — | 1 | 1 | — | — | 100 | — |
| | 2 | 100 | 1 | — | 1 | 1 | — | 1 | 200 | 100 |
| | 3 | 10 | — | — | 100 | 1 | — | — | 50 | — |
| Тяжелая фракция | 0 | 30 | 10 | He опр. | 3 | — | 30 | 1,5 | 100 | 100 |
| | 1 | 20 000 | 300 | 5000 | 500 | 30 | 50 | 0,1 | — | — |
| | 2 | 10 000 | 100 | 300 | 10 | 20 | 100 | 0,8 | 100 | 50 |
| | 3 | 100 000 | 300 | 3000 | 700 | 1000 | 100 | 0,2 | — | 50 |

на продукты замещения плагиоклаза в зонах хлоритизации и монтмориллонитизации — гидрослюдизации (увеличение в 10 раз). Но отнюдь не все элементы-примеси ведут себя подобным образом. В псевдоморфозах по плагиоклазу промежуточных и внутренних зон содержания бериллия и стронция в том же направлении ощутимо снижаются, а содержание бария несколько увеличивается в сериците.

Аналогичная в качественном плане закономерность свойственна распределению меди и молибдена в калиевом полевопшпате: содержание меди возрастает более чем в 10 раз в калишпате (зоны монтмориллонитизации), а молибдена примерно в 200 раз (как и в случае плагиоклаза) во внутренней зоне (зоне серицитизации). Следует заметить, что в отличие от плагиоклаза ортоклаз практически не затронут замещением или затронут в минимальной степени по всей колонке. Содержание свинца несколько снижается от ортоклаза первичной породы к ортоклазу зоны серицитизации, а содержание цинка остается на одном уровне, как и содержание серебра. Заметно возрастает и содержание бериллия, в то время как примесь бария и стронция направленно снижается.

Совершенно иной характер распределения рудных элементов имеет место в биотите и развивающейся по нему гидрослюде. Только медь показывает картину, общую с полевыми шпатами и породой в целом,—накопление в зоне монтмориллонитизации. Свинец и цинк, индифферентные в полевых шпатах, здесь обнаруживают тенденцию накопления, а молибден — отчетливое уменьшение. Бериллий, а также барий и стронций, дававшие яркую картину в полевых шпатах, здесь характеризуются весьма неотчетливым поведением.

Характер распределения рудного вещества в кварце в целом аналогичен таковому полевым шпатам, за тем лишь различием, что уровень содержания заметно ниже.

Весьма показательное распределение рудных элементов в тяжелой фракции пород колонки серицитизации. Наибольшая концентрация (в десятки тысяч раз) наблюдается для меди. При этом в исходной породе уровень содержания меди в минералах тяжелой фракции соответствует таковому породе в целом и заметно ниже, чем в плагиоклазе и биотите. Обращает на себя внимание и тот факт, что накопление молибдена в тяжелой фракции соизмеримо с таковым для породы в целом и для плагиоклаза. Тяжелая фракция исходных пород сложена в основном магнетитом, сфеном, апатитом и цирконом [50]. Во внешней зоне происходит гематитизация магнетита и замещение сфена лейкоксеном, а в дальнейшем замещение гематита пиритом. Изоморфная емкость пирита не обеспечивает вхождения в его решетку всех примесей, как показывают электронно-зондовые его исследования, и появляются самостоятельные рудные минералы — халькопирит и молибденит.

Таким образом, поведение рудного вещества в колонке серицитизации медно-молибденовых месторождений характеризуется существенным накоплением его во внутренних зонах за счет привноса метасоматирующими растворами.

Аналогичная закономерность установлена и для рудосопрождающей аргиллизации других месторождений, в частности урана и др. Так, согласно данным Б. И. Омеляненко и др.

[110, 117], в березитизированных породах среднее содержание урана в 2—2,5 раза выше его содержания в неизмененных породах и направленно увеличивается от внешних к внутренним зонам. Аналогичным образом ведут себя и сопутствующие урану свинец и молибден.

Гидрослюдизация — сванбергитизация. Среди типовых колонок формации оксеталитов гидрослюдизация — сванбергитизация характеризуется наиболее низкотемпературными условиями и избирательной приуроченностью к кварц-карбонатно-сульфидным жилам преимущественно с полиметаллической минерализацией. Типовая колонка гидрослюдизации — сванбергитизации в отношении ее строения и состава изучена ранее [50, 48]. Главной особенностью распределения свинца, цинка и серебра в зонах колонки является интенсивное обогащение внутренней зоны при сравнительно равномерном распределении в других зонах вплоть до неизмененных пород (табл. 33). В то же время

Таблица 33

Распределение некоторых рудных элементов-примесей в околорудных гидрослюдизированных породах, % · 10⁴

| Зона | Pb | Zn | Ag | Cu | Mo | W | Sn |
|----------------------------------|--------|------|-----|------|-----|-----|----|
| 0. Гранодиорит | 13 | — | — | 90 | 19 | — | 4 |
| 1. Гидратации | 140 | 95 | 0,6 | 180 | 20 | 40 | 13 |
| 2. Биотитизации и карбонатизации | 40 | — | 03 | 170 | 18 | 48 | 12 |
| 3. Монтмориллонитизации | 44 | — | 04 | 150 | 31 | 170 | 9 |
| 4. Карбонатизации и хлоритизации | 28 | 30 | 03 | 170 | 6 | 180 | 4 |
| 5. Гидрослюдизации | 30 | 70 | 03 | 110 | 180 | 130 | 5 |
| 6. Сванбергитизации | 25 000 | 3000 | 60 | 1500 | 100 | 85 | 28 |

Продолжение табл. 33

| Зона | Ni | Co | V | Cr | As | Sb | Mn |
|----------------------------------|----|----|-----|-----|-----|-----|------|
| 0. Гранодиорит | 18 | 6 | 30 | 260 | — | 16 | 110 |
| 1. Гидратации | 70 | 10 | 64 | 450 | — | 30 | 400 |
| 2. Биотитизации и карбонатизации | 80 | 3 | 90 | 400 | 36 | 20 | 700 |
| 3. Монтмориллонитизации | 85 | 10 | 120 | 400 | 40 | 20 | 1000 |
| 4. Карбонатизации и хлоритизации | 30 | 4 | 58 | 190 | 56 | 50 | 2000 |
| 5. Гидрослюдизации | 76 | 8 | 54 | 140 | 240 | 44 | 48 |
| 6. Сванбергитизации | 50 | 80 | 48 | 180 | 450 | 250 | 6000 |

другие элементы, сопутствующие в данном случае, характеризуются направленным увеличением содержания от внешних зон к внутренним. Такая зависимость свойственна меди, молибдену, мышьяку, никелю и другим элементам. Для вольфрама, ванадия и хрома четко проявлена тенденция обогащения промежуточных зон более, чем внутренней, а для олова и кобальта, напротив, в промежуточных зонах наблюдается относительный минимум содержания при общем незначительном обогащении внутренней зоны. Закономерности распределения главных рудных элементов хорошо увязываются с направленностью изменения содержания сульфат-аниона в остаточных метасоматирующих растворах, а второстепенных рудных — с поведением гидрокарбонат-иона (см. рис. 48). В целом процесс характеризуется отчетливым привнесом рудного вещества из-за пределов системы. Аномального обеднения какой-либо из зон не наблюдается, а следовательно, существенного перераспределения рудного вещества по зонам не происходит.

Альбитизация — турмалинизация. В составе формации оксидитов типовая колонка альбитизации — турмалинизации наиболее характерна для месторождений золото-турмалиновой [50] и сульфидно-касситеритовой групп. Отметим, что в этой колонке в качестве частных фаций проявляются ортоклазизация и серицитизация. В целом же индивидуальность колонки (ними) определяется составом воздействующего раствора, характеризующегося повышенным потенциалом натрия и бора. Поведение рудных элементов рассмотрено на примере типовой колонки золоторудного месторождения, характеризующегося относительно высокими температурами становления.

От внешних зон к внутренним в колонке альбитизации — турмалинизации наблюдается достаточно отчетливое увеличение содержания серебра, мышьяка, сурьмы, меди, свинца. Для золота согласно качественным данным (см. гл. IV) также есть основание говорить об увеличении содержания. Для околорудных пород золотых месторождений, правда несколько иного типа, отчетливо установлено повышение содержания золота более чем в 20 раз от неизменных андезит-базальтов через пропилитизированные породы до серицитизированных [87]. Одновременно указывается на наличие максимальных концентраций ряда второстепенных для данного рудного процесса элементов (никель, хром и др.) в пропилитизированных породах, характеризующих промежуточную или даже внешнюю зону изменения.

В пропилитизированных же породах наблюдаются максимальные концентрации меди и цинка, хотя превышение для них не столь ощутимо [87]. В нашем случае эта закономерность в целом подтверждается: в промежуточных зонах (правда, ортоклазизации и серицитизации) наблюдается максимальное содержание меди, цинка, молибдена, олова, никеля и хрома (табл. 34).

Таблица 34

Распределение рудных элементов-примесей в околожильных породах колонки альбитизации — турмалинизации, % · 10⁴

| Зона | Ag | As | Hg | Sb | Cu | Pb | Zn | Mo |
|----------------------------------|-----|----|----|----|------------------|-----|-----|----|
| 0. Гранит | — | 30 | — | — | He опр. 24 | 95 | 180 | — |
| 1. Слабой карбонатизации | — | 30 | — | — | 24 | 60 | 100 | — |
| 2. Ортоклазизации | — | 60 | 1 | 38 | 60 | 40 | — | 1 |
| 3. Серцитизации | 0,8 | 85 | — | — | 140 | 190 | 200 | 8 |
| 4. Альбитизации и турмалинизации | 1,0 | 90 | 1 | 20 | 70 | 800 | 80 | 3 |

Продолжение табл. 34

| Зона | W | Sn | Ni | V | Cr | Ti | Mn | P |
|----------------------------------|----|----|----|----|-----|------|-----|-----|
| 0. Гранит | — | 5 | 22 | 22 | 80 | 1000 | 120 | 900 |
| 1. Слабой карбонатизации | — | 3 | 11 | 11 | 36 | 800 | 140 | 700 |
| 2. Ортоклазизации | 20 | 5 | 42 | 30 | 450 | 500 | 110 | 600 |
| 3. Серцитизации | 20 | 14 | 30 | 60 | 240 | 3600 | 400 | 900 |
| 4. Альбитизации и турмалинизации | 20 | 12 | 36 | 32 | 300 | 1000 | 350 | 900 |

Полученные данные свидетельствуют о том, что и для околорудных пород колонки альбитизации—турмалинизации ведущим был процесс привноса рудного вещества. Вместе с тем здесь чаще наблюдается уменьшение содержания во внешней зоне по сравнению с неизменной породой, что при условии сокращения мощности внутренних зон не исключает возможности существенного перераспределения рудного вещества исходных пород.

СИСТЕМА ГРАНИТИЗАЦИИ — ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ

Несмотря на то что гранитизация издавна указывается как неперменный элемент формирования гранитоидов, продуктивных на грейзеновое оруденение, до сих пор геохимические ее особенности во многом остаются неясными. Так, гранитизация и

мигматизация вмещающих толщ являются характерной особенностью гранитоидов кукульбейского комплекса Забайкалья, генетическую связь с которым грейзеновой олово-вольфрамовой минерализации можно считать доказанной [43]. Однако даже в весьма содержательной работе Г. Ф. Ивановой [39] при рассмотрении геохимических особенностей гранитоидов этого комплекса на существенную роль гранитизации хотя и обращается внимание, но систематическое рассмотрение ее влияния на перераспределение рудного вещества отсутствует.

В задачи настоящего исследования не входит обсуждение вопросов петрологии интрузивных гранитоидов, и в частности кукульбейского комплекса, чему посвящены другие работы [43, 15]. Отметим лишь, что среди выделяемых фаций комплекса далеко не все могут быть безусловно признаны интрузивными. Если для жильных гранитов и гранит-порфиров это доказано, то для гранодиоритов, биотитовых гранитов и мелкозернистых лейкократовых гранитов имеются признаки участия в их формировании ранних до- или синмагматических метасоматических явлений.

Поэтому распределение рудного вещества в породах и минералах указанных фаций может дать определенную информацию о закономерностях его поведения в ходе раннего метасоматизма. Содержание вольфрама и молибдена в указанных разновидностях пород направленно снижается. Эта же тенденция прослеживается и по мономинеральным фракциям (табл. 35). Сле-

Таблица 35

Распределение молибдена и вольфрама в некоторых породах кукульбейского комплекса Забайкалья, $\% \cdot 10^4$

| Порода | Порода | | Плагиоклаз | | Калиевый полевой шпат | | Биотит | | Кварц | |
|-----------------------|---------|-----|------------|-----|-----------------------|------|---------|---------|-------|-----|
| | Mo | W | Mo | W | Mo | W | Mo | W | Mo | W |
| Гранодиорит | Не опр. | 2,6 | 3,9 | 1,3 | 4,2 | 0,45 | 25 | 2,9 | 2 | 2,2 |
| Биотитовый гранит | 3,4 | 2,1 | 4,0 | 1,3 | 4 | 0,50 | Не опр. | Не опр. | 2,8 | 7,0 |
| Мелкозернистый гранит | 3,0 | 1,4 | 3,5 | 1,2 | 1,8 | — | » | » | 1,8 | 1,3 |

дует заметить, что в явно интрузивных породах последующих фаз, а также в некоторых разновидностях пород, измененных в постмагматическую стадию, напротив, намечается увеличение содержания этих элементов. Согласно данным Г. Ф. Ивановой [40], содержание вольфрама в «рудоносных» фациях гранитоидов и грейзенодированных гранитов не возрастает, хотя для олова такая закономерность установлена.

Вопрос этот требует дополнительного изучения, но отмеченная тенденция уменьшения содержания рудных элементов в ряду последовательных фаций, как и отсутствие геохимической специализации, являются косвенным указателем на интенсивность гранитизации [124].

С явлениями ранней гранитизации связано нередко формирование апогранитового и грейзенового редкометального оруденения в обрамлении гранито-гнейсовых куполов (Карелия, Украина, Рудные горы).

В ходе грейзенизации поведение рудного вещества определяется повсеместным его привносом во внутренние зоны. В общих чертах эта закономерность, свойственная и другим типам метасоматитов, хорошо прослеживается на примере грейзеновых месторождений Забайкалья [40], Средней Азии [1], Казахстана [150], Рудных гор [161] и других районов. Так, в оловосодержащих грейзенах Рудных гор помимо олова повсеместно фиксируется привнос фтора. Поведение бора определяется его перераспределением в измененных породах. В месторождениях Западных Рудных гор он заимствуется из вмещающих пород и фиксируется в виде турмалина, а в месторождениях Восточных Рудных гор турмалин не известен. Поведение лития в грейзенах Рудных гор различно. В одних случаях он привносится, в других выносится и рассеивается во внешних зонах изменения. Эти факты, по мнению Г. В. Тишендорфа [151], указывают на существенную роль геологических условий локализации месторождений в характере распределения элементов-примесей. Направленное изменение содержания элементов-примесей, в частности лантаноидов, свойственно различным фациям апогранитов. В ряду от метасоматитов экзоконтакта к рибекитовым и биотитовым апогранитам намечается увеличение содержания лантана, церия и ряда других элементов [91].

Таким образом, полученные нами данные, как и данные различных авторов, указывают на наличие сложных закономерностей в распределении рудного вещества в ходе метасоматических процессов. В метасоматитах доинтрузивной и магматической стадий в целом происходит обеднение внутренних зон рудными элементами-примесями. При этом фалькофильные и сидерофильные элементы фиксируются во внешних зонах, а большинство редких и рассеянных усваивается метасоматирующими растворами. В каждом конкретном случае в зависимости от геологических условий и от характера метасоматирующих растворов те или иные группы рудных элементов ведут себя различно.

В метасоматитах постинтрузивной (постмагматической) стадии поведение рудных элементов определяется генетическим типом преобразования и его геологической предысторией. При этом рудное вещество привносится в околорудные метасоматиты, его содержание возрастает от внешних зон к внутренним

или обнаруживает относительный максимум в промежуточных зонах. Это свидетельствует о сочетании процессов привноса рудного вещества из-за пределов распространения окolorудных измененных пород и перераспределения его по зонам.

Максимум содержания в промежуточных зонах особенно характерен для второстепенных (сопутствующих) рудных элементов. Те рудные элементы, которые вообще не типичны для данного процесса, выносятся из внутренних зон, и их содержание оказывается ниже, чем во вмещающих породах. Наконец, некоторые рудные элементы-примеси не обнаруживают сколько-нибудь заметной тенденции к перераспределению по зонам.

Имеющиеся данные свидетельствуют и о том, что перераспределение рудных элементов и изменение минеральных форм их нахождения осуществляются значительно раньше полного псевдоморфизма и перемещения петрогенных элементов. Элементы-примеси являются четким индикатором рудоносности, зональности и генетической типизации метасоматических пород.

«Источник рудного вещества при гидротермальном рудообразовании в большинстве случаев — не подкоровые зоны, и не отжатые из магмы ювенильные растворы, а породы, изменяющиеся проходящими растворами».

Н. И. Наковник [103]

Глава VII

МЕТАСОМАТИЗМ И ПРИРОДА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

В современной теории рудообразования, пожалуй, нет более важной проблемы, чем проблема происхождения рудного вещества гидротермальных месторождений. Возникшая еще на заре развития рудного дела, эта проблема активно обсуждается многими поколениями геологов, но до сих пор, несмотря на огромное количество аналитических и экспериментальных данных, несмотря на целеустремленные усилия больших коллективов, она еще далека от своего окончательного решения. Нередко отработывают многие месторождения полезных ископаемых, так и не узнав их генезиса.

Между тем в свете все большего усложнения состояния сырьевых ресурсов далеко не безразлично знать, пришло ли рудное вещество из подкоровых глубин в ходе дегазации мантии, отделилось ли оно от магматических масс в ходе их кристаллизации или, наконец, переотложено нагретыми растворами в пределах земной коры. От решения этих вопросов зависит, куда направлять средства с целью прогнозирования и поисков месторождений и с целью выявления новых типов рудных образований взамен и в дополнение к истощающимся. Вероятно, потребуются координированные усилия, соизмеримые с усилиями, направленными на изучение космоса или глубинного строения Земли, чтобы получить ответ на количественной основе относительно природы рудного вещества.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИСТОЧНИКАХ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Понимая сложность и многоплановость этой проблемы, а также отсутствие в настоящее время необходимого количества аналитических данных, методов их получения и возможности прямых наблюдений для глубоких горизонтов земной коры и подкоровых зон, мы не можем ставить себе целью полного решения ее в рамках настоящего исследования. Кроме того, представляется достаточно очевидным, что проблема при-

роды рудного вещества — это часть более общей проблемы материального баланса Земли, включающей в качестве составляющих вопросы источников тепла, воды, щелочей и кислот, силических и фемических петрогенных компонентов и, наконец, обширной гаммы элементов гидротермальных руд. Мы сосредоточим внимание лишь на последней части проблемы и преимущественно в аспекте метасоматизма, учитывая, что в общей постановке все другие вопросы обстоятельно и детально обсуждались многими авторами [25, 62, 63, 9, 10, 27, 68 и др.]. Мы разделяем точку зрения А. П. Виноградова [18], Д. С. Коржинского [62] о происхождении трансмагматических агрессивных потоков в результате дегазации вещества мантии как механизма материального и теплового обмена внутренних частей Земли с ее внешними зонами.

В отношении воды гидротермальных растворов представляется наиболее вероятной точка зрения о комплексном, «сложном и существенно различном» ее составе, обоснованная В. Н. Котляром [68]. В нашу задачу не входит и рассмотрение истории изучения проблемы источников рудного вещества, поскольку в современных учебных пособиях, как правило, содержится детальный и исчерпывающий обзор существующих гипотез, идей, а также соответствующей литературы [68]. Мы не ставим своей целью и создание новой гипотезы или доказательства правомерности какой-либо из старых, предпочитая по совету С. С. Смирнова «держаться ум свободным от существующих теорий рудообразования» [143].

Большее, на что можно рассчитывать, — это рассмотрение в аспекте цикличности метасоматического, точнее метамагматического, процесса поведение рудного вещества, анализ полученных нами и в основном изложенных выше минералого-геохимических данных, суммирование литературных сведений и на этой базе попытка дать некоторые частные решения.

В современной теории рудообразования существует точка зрения о полигенности рудного вещества [68]. Тем самым признается некое сосуществование 3 главных гипотез его природы: подкоровой, магматогенной и «латераль-секреционной», хотя подчеркивается приоритет второй из них, особенно в отношении рудного вещества собственно постмагматических гидротермальных месторождений. Следует заметить, что эти 3 гипотезы непрерывно трансформируются. Так, например, по мере углубления знаний о закономерностях магматизма все более наблюдается сдвиг в пользу признания парагенетического характера связи оруденения с интрузиями, ограниченности фактора их металлогенической специализации, о существенном значении геологических условий и состава вмещающей среды. С другой стороны, от «латераль-секреционной» гипотезы в настоящее время сохранился лишь самый общий принцип — заимствования рудного вещества из вмещающих пород. Механизм же этого заим-

ствования рассматривается на кристаллохимической основе в связи с явлениями псевдоморфизма в ходе метаморфических и метасоматических преобразований. Наиболее стабильна гипотеза подкоревой природы рудного вещества, и то, вероятно, вследствие отсутствия в настоящее время методов ее непосредственной проверки.

Вывод о полигенности рудного вещества гидротермальных месторождений — это одно из свидетельств недостаточности существующих гипотез о его природе, это вместе с тем настоятельное требование о необходимости ревизии имеющихся данных и совершенствования наших представлений.

В основе рудообразования как концентрации тех или иных элементов независимо от генезиса конкретных месторождений лежит один общий принцип — дифференциации земного вещества, индивидуализации минеральных фаз. Механизмы же такой дифференциации в целом немногочисленны и поддаются строгому учету. Это механический и химический (преимущественно для осадочного цикла), ликвационный и кристаллизационный (для магматического) и, наконец, метасоматический (для метаморфического и постмагматического циклов). Для гидротермальных месторождений определяющим является третий из перечисленных, а следовательно, необходимо проследить историю рудного вещества во взаимосвязи с историей развития метаматических циклов.

В проблеме источников рудного вещества основное внимание уделяется тяжелым элементам и минералам, их содержащим, в то время как минералы жильного выполнения, парагенетичные с первыми, обычно остаются вне поля зрения. Между тем уже давно показано, что ряд петрогенных элементов рудных жил (Ca, Mg, Al и др.) заимствуется из вмещающих пород. Пути миграции и геохимическая история этих элементов определяются метасоматической кинетикой. Ряд других элементов гидротермальных жил и их реликтовых растворов нередко достаточно однозначно связывается с эманациями материнских магматических масс. Все это указывает на сложную природу рудогенерирующих растворов, эволюционирующих в отношении состава, кислотности — щелочности, температуры и давления по мере взаимодействия с вмещающими породами и переработки их. В общей форме вывод о преимущественно мобилизационной природе рудного вещества встречается во многих работах, но механизмы этой мобилизации остаются еще неясными. Кроме того, противоречивыми представляются, на первый взгляд, и многие аналитические данные, показывающие нередко прямо противоположную картину распределения рудного вещества в зонах измененных пород. Это дало основание даже такому тонкому исследователю, каким был Л. В. Поспелов, говорить о парадоксах метасоматизма [119], а Н. И. Наквнику [103] существенно расширить перечень этих загадок и парадоксов.

Устранение этих парадоксов началось стихийно с введения в теорию рудообразования метасоматического принципа систематики гидротермальных месторождений. И еще большее количество парадоксов находит себе объяснение, если рассматривать их на фоне «двуединства» метасоматического процесса, на фоне закономерной смены знака всех параметров от прогрессивной стадии к регрессивной. В привязке к этим стадиям и представляется единственно правильным рассматривать геохимические данные, касающиеся природы рудного вещества в метасоматитах.

Наиболее полно в литературе освещен вопрос о распределении, мобилизации и последующем отложении рудного вещества в метасоматитах гранитоидного ряда.

Исследователи архейских и протерозойских образований древних щитов (Балтийского, Украинского, Алданского и др.) являются наиболее последовательными сторонниками внутрикоровой мобилизационной природы рудного вещества [44, 10, 152, 153, 144], хотя именно в таких районах доказывается или допускается в ряде случаев выход на поверхность подкорового субстрата. В то же время исследователи классической металлогении фанерозойских областей, где мантийное вещество отделено от зоны рудообразования многими структурными этажами, наиболее часто постулируют подкоровую природу рудоносных флюидов [7, 21, 68].

Вынос при метасоматизме из зон гранитизации таких элементов, как магний, железо, титан, марганец, кальций, а также никель, кобальт, ванадий, хром, является в настоящее время твердо установленным фактом [71, 82, 129, 130, 112, 113]. Многими исследователями приводятся данные, позволяющие считать гранитизированные породы также источником редких, радиоактивных и других рудных элементов [152, 153, 134, 138, 22, 10].

Очень интересные данные получены для Сыростано-Тугоякского массива на Южном Урале, где в ходе гранитизации осадочно-метаморфических толщ происходит вынос ряда редких элементов (Ta, Nb, TR, Li, Zr) из зоны интенсивной метасоматической переработки и магмообразования с относительной их концентрацией на фронте замещения. При этом автором не отвергается и ювенильная природа некоторых элементов, в частности рубидия [151]. Сочетание мобилизации рудного вещества с эндогенным привнесом некоторых элементов и, в частности, анионных составляющих гидротермальных растворов — достаточно обычное явление. Так, в субщелочных гранитоидах краевой части Украинского кристаллического щита установлены полевошпатовые метасоматиты с кварц-криолитовой минерализацией, в которых фтор привносился растворами, а железо и магний заимствовались из перерабатываемых пород на месте [87].

В последнее время Н. И. Московченко, С. И. Турченко опубликованы очень интересные данные о мобилизационно-метасоматической природе богатых прожилковых и гнездовых медно-колчеданных руд Северной Карелии. Рассматривая метаморфизм кианит-силлиманитового типа в аспекте закономерной смены прогрессивных условий регрессивными, авторы подчеркивают существенную роль явлений метасоматизма в завершающие стадии и убедительно обосновывают вывод о том, что «метасоматические процессы регрессивного этапа метаморфизма являются главными рудообразующими факторами, приводящими к концентрации рудных компонентов» [96, с. 128].

Мобилизация рудного вещества в ходе метаморфических и ультраметаморфических преобразований должна приводить к определенной корреляции типов метаморфизма и характера рудной минерализации. Так, указывается, что к высокотемпературным фациям метаморфизма тяготеет редкометальное пегматитовое оруденение, к эпидот-амфиболитовой — пневматолито-гидротермальное, а к зеленосланцевой — гидротермальное золотое и золото-колчеданное [14]. Еще более убедительные данные такого рода известны для сульфидных месторождений Северной Швеции и Финляндии [160, 165], где в направлении от фронта распространения гранитизации происходит последовательная смена медной минерализации на цинковую и свинцовую [167]. Закономерная смена состава и характера рудной минерализации над гранито-гнейсовыми куполами — явление, достаточно широко распространенное, но нередко по традиции связывается с первично осадочной дифференциацией. Так, в районе Пяткярранты (Карелия) от гранито-гнейсового купола к вмещающим породам пяткяррантской и ладожской свит наблюдается последовательная смена редкометального (типа апогранитового) оруденения оловянным и олово-вольфрамовым с элементами грейзенизации и далее полиметаллическим березитового (оксеталитового) и скарнового типа. При изучении детальных разрезов Уксинского участка нами получены данные, свидетельствующие в пользу того, что последовательность смены пород вокруг гранито-гнейсового купола отвечает схеме метасоматической зональности гранитизации: гранито-гнейс, альбитизированный гранито-гнейс, калишпатовый метасоматит, скарнированная порода, слюдисто-флогопитовый метасоматит, хлоритизированная порода, амфиболит.

Закономерности перераспределения рудного вещества в ходе единого процесса от ультраметаморфизма и диафореза до гидротермального натрового метасоматизма, т. е. в пределах сопряженной метасоматической системы, достаточно полно изучены для урана на примере ряда районов [14, 120, 86, 128, 33, 59, 60]. Установлено, что в ходе гранитизационно-гидротермального цикла уран экстрагируется метаморфизирующими растворами из гранитизируемого субстрата и локализуется в заключи-

тельную стадию в натровых метасоматитах, березитах или аргиллизитах [59, 110, 114, 9, 10]. Вместе с тем есть отдельные указания и на накопление урана по мере возрастания степени гранитизации [56], а также на переотложение при метаморфизме лишь подвижной его формы [22]. Имеется достаточно много данных и о перераспределении рудного вещества в ходе «приразломного» прогрессивного метасоматизма, когда возникает группа специфических минеральных формаций или фаций [74]. Так, для генетически связанного ряда от серицитовой через мусковит-микроклиновую до микроклин-альбитовой и альбитовой фаций установлены факты мобилизации рудных элементов, в частности тантала и ниобия.

Существуют достаточно убедительные данные в пользу того, что источником рудного вещества (в частности, бериллия) в грейзенах являются вмещающие породы, претерпевшие воздействие раннего щелочного метасоматизма. В ходе этого процесса имеет место интенсивная калишпатизация гранитов с замещением большинства породообразующих и акцессорных минералов с освобождением из их решеток изоморфной примеси бериллия, усваиваемого гидротермальными грейзенизирующими растворами. Пространственная ассоциация бериллиеносных грейзенов с калишпатизированными породами является указанием на связь процессов мобилизации и отложения рудного вещества.

Наиболее обстоятельно этот вопрос изучен на примере апогранитов различных регионов. Последовательность возникновения метасоматитов апогранитового ряда в Забайкалье отвечает нарастанию кислотности новообразованных продуктов. Рудная минерализация связана с одной из наиболее поздних фаций — с альбитизацией — и накладывается нередко на любую из более ранних фаций [57, 58]. Аналогичные закономерности установлены, в частности, для аподиабазовых метасоматитов Украинского щита [145]. В процессе метасоматического преобразования в апогранитах уменьшается содержание титана, железа, кальция, алюминия и происходит накопление фтора и алюминия. В ряду пород от биотитовых и биотит-мусковитовых гранитов до лепидолит-амазонитовых и мусковит-альбитовых апогранитов содержание таких элементов, как Ta, Nb, Li, Rb, Be, Sn, W, Pb, соответственно возрастает примерно в 30, 5, 90, 95, 2, 30, 1,5, 5 раз. Заметное накопление этих элементов, достигающее промышленных концентраций, происходит в последующие стадии метасоматического процесса, представленные интенсивной грейзенизацией.

Достаточно многочисленны указания о мобилизационной природе олова в апогранитах, грейзенах и в среднетемпературных метасоматитах. Так, согласно [105], в апогранитах апикальных частей массива потенциально оловоносных гранитов происходит накопление (до 0,034 %) олова за счет выноса его из нижних горизонтов при их метасоматической переработке, где

содержание олова снижается в 4 раза. Аналогичные данные получены для урана и ниобия, содержание которых в биотите измененных гранитоидов апикальных частей массива возрастает в несколько раз [81]. Для обширной группы преимущественно среднетемпературных месторождений, связываемых с гранитоидами, для которых характерно явление металлогенической специализации, В. Л. Барсуковым [7] весьма убедительно доказана мобилизационная природа ряда элементов, и в частности олова. Рудное вещество заимствуется из гранитоидов, изначально им обогащенных, при метасоматической их переработке.

Существенное накопление рудного вещества в колонке безритов и аргиллизитов [20, 110] коррелируется с выносом его из более обширно распространенных на той же территории калишпатовых метасоматитов [76].

Выщелачивание рудных элементов в ранние стадии метасоматизма и отложение их в поздние — настолько частое явление, что может считаться общим правилом как для областей развития глубококоматаморфизованных пород, так и для районов распространения приповерхностных интрузий и даже вулканических поясов [16, 122].

Так, в ходе постмагматического аутометасоматического преобразования приповерхностных интрузий гранитоидов [69, 1, 23] происходит существенное перераспределение многих рудных элементов (Nb, Be, Mo, Sn и др.). Весьма интересны с этой точки зрения такие сложные метасоматические образования, как вторичные кварциты, для которых все больше появляется данных в пользу того, что длительная история их формирования включает как прогрессивные, так и регрессивные условия. Будучи как бы полигенными образованиями, они тесно связаны с магматическими проявлениями липаритовой формации в ее жерловой фации и залегают как в ее пределах, так и среди покровов вулканических пород в виде межпластовых или жильных тел. В ходе ранней метасоматической переработки кислых пород и образования вторичных кварцитов жерлового типа большинство фемических и рудных компонентов выносятся. В то же время в пределах пологопадающих пластовых залежей вторичных кварцитов происходит интенсивная гематитизация и обогащение рудными элементами, в частности ураном и торием.

В пологопадающих пластообразных телах вторичных кварцитов Чаткало-Кураминского района наблюдается существенное перераспределение рудного вещества, причем для Li характерно выщелачивание, для Ga, Rb, Cs — перераспределение, а для Se, Fe, Au, Ag — привнос в связи с наложенной минерализацией [93].

В пределах Спахиевского рудного поля (Болгария) установлено, что образование вторичных кварцитов сопровождалось уменьшением содержания цезия, рубидия и лития соответственно в 40, 20 и 10 раз. В то же время в кварц-диккитовой фации вторичных кварцитов (возможно, наложенных аргиллизи-

тах) содержание лития возрастает в 2 раза по сравнению с неизмененными породами [122].

Мобилизационная природа рудного вещества доказана и для метасоматитов ультраосновных [94, 95, 26], щелочных [74, 137] и ультраосновных щелочных [5] пород. Так, явления постмагматической серпентинизации ультраосновных пород сопровождаются переходом никеля из силикатной в сульфидную форму и вовлечением его совместно с железом в гидротермальный цикл, обеспечивающий в благоприятных геолого-структурных условиях формирование соответствующих месторождений [26]. Весьма обстоятельные исследования С. В. Москалевой [95] также сопровождаются выводами о сложной мобилизационной природе хромитового оруденения. Перечень соответствующих примеров можно существенно расширить. Достаточно сказать, что сам факт мобилизации рудных элементов в ходе прогрессивного метаморфизма и метасоматизма и отложение их в регрессивные стадии теперь ни у кого не вызывает сомнения. Рассматриваются уже тонкие особенности механизма этого явления и при этом указывается на решающую роль кристаллохимических факторов. В частности, есть данные о высокой избирательной концентрации рудных элементов в решетках тех или иных минералов: меди, кобальта, никеля в сульфидах цинка, бериллия в ставролите, скандия, иттрия, иттербия в гранате [112].

При анализе закономерностей мобилизации рудного вещества изменение изоморфной емкости, или «норм содержания» [47], или кларков рудных элементов в минералах [78] приобретает особое значение. В качестве решающего фактора освобождения или закрепления рудных элементов в решетках породообразующих минералов многие авторы указывают на изменение структурной рыхлости последних в различных тектонических условиях при изменении давления [32, 31, 45]. Деформация этих решеток в условиях стресса рассматривается как необходимое условие проявления мобилизации рудного вещества [129, 130, 45]. Другим важным фактором проявления освобождения рудных элементов из решеток породообразующих минералов следует, по-видимому, рассматривать изменение температурных условий. Экспериментально установлено и подтверждено геологическими наблюдениями, что при локальном прогреве горных пород происходит интенсивная термодиффузия рудного вещества. В этих условиях поровые растворы приобретают подвижность, не только увлекая растворенное в них рудное вещество, но и активно извлекая его даже без замещения из породообразующих минералов [30, 29]. Следует отметить, что и в магматогенном петро- и рудогенезе рассеяние — накопление рудного вещества в существенной степени определяется кристаллохимическими факторами, эволюционирующими в соответствии с цикличностью процесса. В этой связи необходимо коснуться проблемы металлогенической специализации.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ТИПОМОРФИЗМ СМС

На основании всей суммы приведенных выше данных о характере распределения, формах нахождения элементов-примесей в различных метасоматитах и доказательства решающей роли мобилизационного фактора рудообразования можно попытаться проследить геохимическую историю рудного вещества в сопряженных метасоматических системах различных типов. Выше при описании особенностей развития СМС в различных геологических структурах земной коры мы в общей форме уже касались этого вопроса (гл. II), указывая, что по мере перехода от амагматических СМС к синмагматическим и сложным индуцированным заметно меняется спектр элементов, участвующих в рудообразовании. С другой стороны, металлогенический профиль СМС коррелируется с их петрохимическим составом, варьируя при изменении кислотности — щелочности даже в пределах отдельных генетических групп.

В числе рассмотренных выше примеров поведения рудного вещества в метасоматическом цикле большинство относится к группе СМС гранитоидного ряда, как наиболее изученной и имеющей наибольшее практическое значение в отношении гидротермального оруденения. Для СМС других генетических групп в настоящее время еще недостаточно данных, чтобы проследить в деталях геохимическую историю рудного вещества.

СМС 1-го и 2-го рода (амагматические и синмагматические). Сопряженные метасоматические системы 1-го рода, развивающиеся в связи и часто в составе продуктов регионального метаморфизма, не обладают четкой специализацией в отношении оруденения. Это связано с тем, что в прогрессивный этап в ходе образования зональных продуктов метаморфизма происходит последовательная экстракция рудных элементов по мере возрастания интенсивности процесса. Есть основание считать, что эта последовательность мобилизации определяется энергетическими факторами. В условиях преобладания на этой стадии эндотермических реакций первыми покидают кристаллическую решетку те элементы, для которых «энергетический барьер» минимален. Образуется своего рода эмпирический ряд подвижности: сидерофильные элементы, цветные металлы, редкие элементы и, наконец, редкоземельные элементы. Соответственно происходит обогащение внешних зон метаморфически-метасоматической системы сидерофильными, а внутренних — редкоземельными элементами.

Примеры подобного рода зональности и обоснование схемы миграции содержатся в ряде упоминавшихся выше работ [14, 16, 17, 96]. Наложение процессов прогрессивного метасоматизма или «зонального метаморфизма» на первично осадочные рудные

образования приводит либо только к перекристаллизации их, как это установлено на примере Северной Карелии [96], либо к дифференциации рудного вещества по зонам [117, 116]. Сами такие зоны обогащения лишь в редких случаях являются в экономическом смысле рудными залежами. Обычно они служат своего рода трамплином для развития последующего гидротермального оруденения, возникающего в зонах регрессивного метасоматизма и способствующего дальнейшей концентрации рудного вещества. Поэтому для СМС 1-го рода в пределах каждой генетической группы можно говорить о специализации на тот или иной элемент или их группу каждой из зон метаморфически-метасоматических систем. Но уже установление самого факта существования таких «трамплинных» зон облегчает задачу прогноза и поисков. В числе таких зон могут быть указаны следующие. Внутренняя зона, представленная наиболее высокотемпературными фациями, перспективна на редкоземельное пегматитовое и редкометальное оруденение; зона эпидот-амфиболовой фации — на редкометальное пневматолито-гидротермальное оруденение; зона зеленосланцевой фации — на золотое, золото-колчеданное и колчеданное оруденение.

В условиях повышенной активности калия и натрия в составе сквозьмагматических растворов возникают СМС, известные в литературе как щелочные метасоматиты докембрия и специализированные в основном на редкоземельное и урановое оруденение [74]. Они являются переходными к СМС 2-го рода, так как в их составе нередко обнаруживаются продукты анатектической гранитизации, мигматиты и пегматиты, а также другие признаки ограниченного перемещения магматического материала. Хотя вопрос о природе рудного вещества в них еще обсуждается [127, 144, 145], но представляется наиболее убедительной точка зрения А. И. Тугаринова [152] о том, что ювенильный привнос вещества не играл сколько-нибудь заметной роли в их образовании. На материале этих метасоматитов, образующихся в ходе единого процесса от метаморфической стадии через собственно щелочную до «прожилковой», т. е. включающих все элементы СМС, А. И. Тугариновым были выполнены известные исследования о соответствии изотопного состава элементов руд составу вмещающих пород. Если сопоставить указанный выше ряд трамплинных зон и соответствующих им элементов для какой-либо одной СМС и группу СМС различной щелочности, то можно заметить единую тенденцию увеличения роли редких и редкоземельных элементов с возрастанием интенсивности процесса и щелочности системы. В соответствии с этим в гранитоидной генетической группе СМС 1-го 2-го рода перспективны на ту группу элементов, отвечающая которым фация метасоматитов наиболее полно проявлена в данной геологической обстановке. Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что формирование СМС 1-го и 2-го рода, если и происходит

под воздействием эндогенных факторов, то тяжелые элементы в зонах трамплинного накопления и в постмагматических продуктах имеют коровое происхождение.

СМС 3-го рода (сложные, индуцированные). Будучи наиболее распространенными в последокембрийской истории земной коры, отличаясь наибольшей сложностью вследствие обязательного наличия перемещенных магматических масс, СМС 3-го рода имеют наибольшее значение в отношении гидротермального рудообразования. Рассмотрение геохимической истории рудного вещества в них требует обязательного учета особенностей металлогенической специализации входящих в их состав магматических образований.

Представления о металлогенической специализации, первоначально зародившиеся применительно к интрузиям гранитоидов [143] и длительное время бывшие предметом обсуждения, правда, только в отечественной литературе [147, 79, 88, 61, 47], в последние годы уже не привлекают к себе повышенного интереса. Подробное рассмотрение различных аспектов этой проблемы содержится в ряде наших работ [47, 85, 92] и в работах многих других авторов [88, 7, 147]. В последнее время этот термин стали излишне широко использовать применительно к отдельным участкам земной коры, к глубинным разломам и т. д., вследствие чего он потерял свою определенность, а проблема — актуальность. Но для СМС, включающих магмообразование и эруптивную деятельность как экстремальное состояние и нередко четко профилированных в отношении металлоносности, содержательная часть представлений о металлогенической специализации может быть использована для объяснения механизма концентрации и рассеяния рудного вещества.

Применительно к интрузиям нами указывалось на сложность и многообразие характера металлогенической специализации, на наличие геохимической, петрохимической, кристаллохимической и мобилизационной форм ее проявления. Следует отметить, что в настоящее время ряд авторов отвергают металлогеническую специализацию интрузий в понимании В. С. Коптева-Дворникова [148, 149, 40], другие не без основания признают ее лишь для некоторых типов интрузий и некоторых элементов [7, 8], третьи отдают предпочтение последним двум формам, указывая, что процессы «кристаллохимического рассеяния» и «остаточного накопления» доминируют, причем первый преобладает в абиссальных и мезоабиссальных интрузиях, а второй — в гипабиссальных [149]. Повышение же кларка рудного вещества, если и наблюдается иногда в материнских интрузиях, все же не является непременным условием металлогенической специализации. И совсем уже нецелесообразно распространять понятие о металлогенической специализации на тектонические элементы — разломы или блоки горных пород.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ СМС

СМС 3-го рода обычно специализированы в отношении оруденения. Так, в гранитоидном ряду в первом приближении может быть выделено 4 группы, различающиеся по составу продуктов доагматической стадии, по петрохимическому профилю гранитоидов и по характеру постмагматического оруденения. К первой группе относятся существенно базитовые натровые [157] метамагматические системы [51]. В доагматическую стадию им свойственны процессы диоритизации и регионального скарнирования. Тенденция мобилизации рудного вещества отчетлива лишь для сидерофильных и халькофильных элементов. В целом масштабы перераспределения вещества (в том числе и рудного) сравнительно невелики. Стадия анатексиса сравнительно быстро следует за метасоматической подготовкой субстрата или же зона максимального привноса тепла смещена к зоне базификации системы. Для постмагматической деятельности характерны контактово-метасоматические образования с железорудной и медной минерализацией.

Ко второй группе относятся существенно гранитоидные натровые системы, для которых явления доагматического метасоматизма типа плагиигранитизации достаточно обычны, особенно в областях распространения «батолитовых интрузий» средних этапов развития подвижных зон. Образование плагиигранитов в ходе метасоматической гранитизации ортоамфиболитов приводит к структурному разуплотнению новообразованных продуктов, существенному привносу кремния и калия (натрий заимствуется на месте) и резкому выносу Mg, Fe, Ti, Mn, Ca, Ni, Co, V, Cr, Sc. Судя по тому, что метасоматический гранит в числе прочих элементов обогащается цирконием, специфика процесса была такой, что редкие элементы не перемещались [129]. Для магматических пород этой группы устанавливаются элементы металлогенической специализации в отношении полиметаллов и золота. В числе постмагматических продуктов наиболее широко распространены окolorудные метасоматиты гидрослюдистой и серицит-хлоритовой фаций с золотой и свинцово-цинковой минерализацией [50].

К третьей группе относятся существенно гранитоидные калиево-натриевые системы с обширной гаммой продуктов магматической стадии, но с относительно умеренным проявлением прогрессивного метасоматизма. Примеры подобного рода систем достаточно многочисленны в областях мезозойской тектономагматической активизации и детально рассмотрены выше на материале Забайкалья. В доступных наблюдению срезках таких систем фиксируются поля сиенитизации, захватывающей экзо- и эндоконтактные зоны батолитов. Для таких систем более применимо определение «индуцированные», так как метасоматические

процессы прогрессивной стадии обусловлены магматизмом. Вследствие этого рудное вещество проходит сложную историю, будучи мобилизованным в ходе догранитного метасоматизма, оно может быть усвоено и магматическими массами с последующим отделением по принципу специализированных интрузий [92]. Наиболее типична для таких систем молибденовая, молибден-полиметаллическая и отчасти золото-молибденовая минерализация. Следовательно, связи оруденения с магматическими породами в этом случае может быть и парагенетической, и генетической. Возможно, эта сложность развития такого рода систем приводит к многообразию форм нахождения и уровня содержания рудных элементов в материнских породах [148, 149] и дает основание подвергать сомнению наличие металлогенической специализации соответствующих интрузий [7, 8]. Рудосопровождающие метасоматиты этой группы СМС представлены оксеталитами, аргиллизитами и иногда вторичными кварцитами с их серицитовой, адуляровой, альбитовой, кварцевой и другими фациями с молибденовой, медно-молибденовой, золотой и урановой минерализацией. Было показано, что рудное вещество в существенных количествах привносится во внутренние зоны таких метасоматитов, т. е. имеет место явление избирательной концентрации его с рассеянием во вмещающих породах.

К четвертой группе сопряженных метасоматических систем гранитоидного ряда относятся существенно калиевые системы, для которых более, чем для предыдущих, характерны процессы метасоматической гранитизации с индивидуализацией внутренних зон с образованием зон магматизации, а иногда и пегматитообразования. Метасоматическая проработка в этом случае существенно опережает фронт магмообразования, и степень ее такова, что во внутренней зоне приобретают подвижность даже достаточно прочно связанные в решетках пороодообразующих и аксессуарных минералов редкие и рассеянные элементы. Магмообразование в таких системах никогда не захватывает зоны базификации и даже переходных к ней зон. Вследствие этого магматические продукты связаны с метасоматическими единой схемой зональности, а отделившиеся и мигрировавшие магматические продукты нередко заметно насыщены рудным веществом за счет ассимиляции материала трамплинных зон. Именно для таких систем всеми признается металлогеническая специализация интрузий, причем указывается на существенную роль выщелачивания и мобилизации рудного вещества из гранитов с повышенным его содержанием [7]. Такие СМС широко распространены во многих подвижных областях. В зависимости от местных факторов рудная минерализация в них проявляется от высокотемпературных до низкотемпературных условий в метасоматитах апогранитовой, грейзеновой и вторично-кварцитовых формаций.

«Один из основных путей прогресса в исследовании рудных месторождений проходит именно здесь, в области самого тщательного качественного и количественного изучения околорудных изменений».

С. С. Смирнов [143]

Глава VIII

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ НА ОСНОВЕ КОНЦЕПЦИИ СМС

На пути познания закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, и в первую очередь рудных месторождений, практическая геология уже в течение длительного времени ведет поиски того рационально обоснованного комплекса признаков или критериев, который позволил бы обоснованно прогнозировать возможность обнаружения тех или иных руд. Если проследить этот путь в историческом аспекте, можно видеть, что в начальный период к решению этой проблемы подходили с позиций доминирующего значения какого-либо одного геологического фактора: тектогенеза, магматизма, метаморфизма и т. п. Метасоматизму в этом ряду придавалось наименьшее значение. Это было естественным, если вспомнить, что представление о метасоматизме зародилось в конце прошлого столетия как о своеобразном парадоксе или частном явлении одной из форм минерального псевдоморфизма.

К первой четверти настоящего столетия, когда теоретические основы метаморфизма и магматизма были уже разработаны достаточно глубоко, метасоматизму все еще отводилась скромная роль. Даже высказывание такого известного ученого, как В. Л. Линдгрэн: «Отнимите метасоматизм — и мало что останется от метаморфизма» [168] — оставалось по существу забытым в течение длительного времени. Зато постепенно, но все в больших масштабах стала проявляться тенденция к попыткам связывать гидротермальное оруденение исключительно с магматизмом, в частности с интрузиями, в силу тех или иных причин специализированными на определенный комплекс элементов. Это представление, несомненно прогрессивное и справедливое, в самых общих чертах и сейчас сохраняет свое значение. Однако оно не сняло многих вопросов, касающихся причин и механизмов специализации, а самое главное, источников рудного вещества. Но это же представление потребовало рассмотрения магматического процесса в его развитии как процесса циклического во взаимосвязи с тектоническими условиями, во взаимосвязи со всем комплексом явлений геологического развития подвижных зон земной коры.

Синтез этих представлений оказался под силу лишь такому выдающемуся знатоку магматической петрологии и практиче-

ской металлогении, как Ю. А. Билибин, сформулировавшему положение о том, что рудообразование представляет собой одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры, где вполне закономерное место занимают осадконакопление, магматизм и метаморфизм [12]. Эта гипотеза, опиравшаяся на представления о циклическом развитии подвижных зон и постулировавшая закономерность положения в них оруденения, дала начало новому, весьма прогрессивному направлению в учении о полезных ископаемых — региональному металлогеническому анализу. Здесь нет надобности рассматривать подробно эту концепцию. Ее преимущества и недостатки в недавнее время были предметом специальных оживленных дискуссий, широко освещенных в литературе. Достаточно лишь сказать, что по мере накопления новых данных становилось все более очевидным, что в строгую схему седиментационно-тектонимагматического цикла не укладываются некоторые проявления эндогенной минерализации, и в частности связанные с метасоматизмом. Именно недостаточный, на наш взгляд, учет процессов метасоматизма составляет характерную особенность этой ставшей классической гипотезы. Однако к моменту ее становления в конце сороковых годов учение о метасоматизме в его геологической части делало еще свои первые шаги и хотя уже широко использовалось в рудопоисковой практике [100], но еще не могло внести существенного вклада в металлогению. В дальнейшем эта гипотеза продолжала совершенствоваться, в частности введением представлений о специфике металлогенического развития областей автономной активизации [160].

В настоящее время гипотеза Ю. А. Билибина по-прежнему сохраняет свое значение, в особенности в отношении чрезвычайно ценных обобщений о закономерной приуроченности к определенным этапам развития подвижных зон определенных магматических комплексов, а к последним — так или иначе с ними связанных определенных типов рудной минерализации. Важным достижением этого направления в металлогении является и представление о металлогенической специализации, а также геологический подход с позиций картирования к региональному металлогеническому анализу.

В процессе разработки представлений о направленном развитии металлогенических структур появились обобщения с пространственно-временных, а по существу геотектонических позиций [142]. В этом нетрудно видеть возвращение к старым, хорошо проверенным приемам выделения разновозрастных металлогенических эпох — от альпийской до архейской [75]. Металлогеническое районирование по принципу оконтуривания месторождений определенных эпох основывается на структурно-геологическом анализе и в целом характеризуется сугубо эмпирическим подходом. Такой подход, впрочем, не исключает подразделения процессов магматизма и рудообразования по ста-

диям развития складчатых областей, но отводит последним подчиненную роль. Эмпирический подход к металлогеническому районированию существовал и ранее. Блестящим примером такого явилось выделение сначала А. Е. Ферсманом, затем С. С. Смирновым рудных поясов и зон. Каждому поясу при этом помимо очевидной самостоятельности и индивидуальности минеральной была свойственна еще и специфика состава материнских интрузий. Возраст же не являлся определяющим фактором. В дальнейшем такой геометрический прием получил настолько широкое распространение, что стали выделяться рудные пояса уже не по типу минерализации и магматизма, а по возрасту [142] или по типу структур [68]. Проблема потеряла конкретность, прием утратил свой первоначальный смысл, как это было, впрочем, и в случае металлогенической стадийности складчатых зон.

И совсем уже в недавнее время сначала в качестве частного случая, а затем закономерности общего значения появилась весьма интересная концепция внегеосинклинальной металлогении — металлогении областей автономной активизации [160]. Вначале эти представления рассматривались в аспекте дополнителности к случаям вне или после складчатого глыбового развития участков земной коры. В дальнейшем выяснилось настолько широкое их распространение, что из исключения в ряду стадийного развития складчатых областей они превратились чуть ли не в общее правило, тем самым еще более усложнив представления о стадийно направленном развитии металлогенических структур. Проблема вновь стала утрачивать свою определенность, так как процессы тектоно-магматической активизации стали выделяться в составе всех геологических эпох и структур.

Наконец, нельзя не упомянуть о приемах научного прогноза оруденения на основе представлений о рудных формациях как генетических единствах рудных месторождений. Такой подход, имея в своей основе общность минеральных парагенезисов руд и сопровождающих их окolorудных пород, с неизбежностью привел к необходимости использовать представления о формациях рудоносных и рудосопровождающих метасоматитов [35, 135]. Даже классификация рудных месторождений, выделение тех или иных их генетических типов стали осуществляться на основе характера рудосопровождающего метасоматизма [68], и теория процессов рудообразования надежно приняла на свое вооружение главное достижение учения о метасоматизме.

Заканчивая этот схематический обзор основных моментов истории развития регионального металлогенического анализа, справедливости ради надо сказать, что именно выдающиеся металлогенисты [143] обратили внимание на важность изучения метасоматитов, которые не только сами часто являются рудой, но и непосредственно подводят к руде, и что прогресс

металлогенической науки невозможен без всестороннего изучения рудосопровождающего метасоматизма. Эти высказывания свидетельствуют о прозорливости основоположников металлогении. Но в тот период настолько скудны и противоречивы были сведения о закономерностях, характере и масштабах проявления метасоматизма, что потребовались десятилетия, чтобы доказать даже гидротермальную природу ряда околорудных изменений. К середине шестидесятых годов учение об околорудном метасоматизме окрепло настолько, что Н. И. Наковник — один из его основателей — смог заявить: «Отнимите метасоматическое изменение боковых пород, и мало что останется от гидротермального рудоотложения» [101].

Интенсивное развитие в последние десятилетия учения о метасоматизме и особенно его геологических и металлогенических аспектов непосредственно привело к необходимости переоценки всех элементарных составляющих тектоно-магматических подвижных зон, в особенности в части магматизма и рудообразования, к необходимости их увязки с новыми фактами.

Металлогеническое районирование в его абстрактно-методической части — это геометрический прием решения задачи подобия интуитивным путем «от общего к частному», где итог — рудоносные площади или конкретные месторождения. Всякий поиск — это последовательное исключение неизвестных, и в основе его должна лежать определенная логика отбраковки вариантов на основе тех или иных правил, которыми мы руководствуемся. Строго говоря, каждому масштабу прогноза должен отвечать свой набор руководящих признаков. Принято говорить о региональном металлогеническом районировании и локальном (последнее реже). Каждая из существующих ныне схем металлогенического анализа располагает своим арсеналом таких признаков. В основе историко-геологического метода металлогенического районирования (регионального металлогенического анализа школы ВСЕГЕИ) такими критериями являются: закономерность направленности развития тектоно-магматических циклов, специфика их этапов и стадий, особенности магматизма разных этапов, типоморфизм магматических комплексов и, наконец, генетическая или парагенетическая связь оруденения со специализированными интрузиями и отдельными их членами [108]. Уязвимым местом здесь является неоднозначность и многообразие форм проявления магматизма в пределах этапов и стадий, имеющая подчас место автономность проявления интрузивной деятельности (особенно в областях тектоно-магматической активизации). Кроме того, генетическая связь оруденения с конкретным проявлением магматизма чаще постулируется, нежели однозначно доказывается, а доказательство металлогенической специализации представляет собой задачу подчас более сложную, чем даже поиск и обнаружение оруденения.

Указанные сложности не давали ощутимо о себе знать, пока осуществлялось составление мелкомасштабных металлогенических карт для главнейших рудоносных регионов, но они стали подчас непреодолимым препятствием на пути детализации исследований.

Тектоно-хронологический метод металлогенического анализа, т. е. «металлогеническое районирование по принципу оконтуривания площадей развития месторождений определенной эпохи» [142, с. 5], базируется на признании за каждой металлогенической эпохой специфического для нее оруденения. Главными критериями здесь являются металлогеническая эпоха (или цикл), стадии (этапы) в пределах циклов, комплементарный магматизм и, наконец, соответствующая группа месторождений. Преимущества такого метода в том, что он позволяет более масштабно проследить закономерности эволюции оруденения во времени и не исключает районирования на основе иных критериев. Вместе с тем дискуссионность геологического возраста большого ряда формаций изверженных пород и проблематичность генетической связи оруденения с конкретными магматическими комплексами накладывают ограничения на действенность метода. Для регионального районирования и мелкомасштабного металлогенического анализа тектоно-хронологический метод, как и историко-геологический, с одинаковым успехом могут быть использованы, но для локального прогноза в рассматриваемых методах критериев недостаточно.

Концепция тектоно-магматической активизации в качестве критериев металлогенического районирования использует генетический принцип, выделяя типы активизации и связывая с ними тот или иной магматизм и с последним оруденение.

Во всех этих схемах метаморфизм и ультраметаморфизм, а особенно метасоматизм, практически не учитываются. Проблема источников рудного вещества лишь постулируется при допущении генетической связи оруденения с интрузиями или отодвигается в подкоровые глубины, когда связь оруденения с магматизмом (в случае малых интрузий) признается парагенетической.

Принципиально иной подход намечается в схемах классификации и отчасти металлогенического районирования, основанных на структурно-вещественном [133] и формационном [42] принципах, а также на допущении метаморфогенной природы оруденения некоторых, преимущественно древних, структур [9, 10].

Структурно-вещественный и формационный принципы наряду с признанием цикличности развития металлогенических структур, а следовательно, наряду с использованием общепринятых критериев: цикл, стадия, магматический комплекс — включают в рассмотрение рудные формации, основываясь на тождестве минеральных ассоциаций руд и рудосопровождающих

пород. Отсюда естественно выделение групп месторождений по типам сопутствующих им метасоматических процессов: скарновые, альбититовые, грейзеновые и другие месторождения [68].

В последнем заложены предпосылки локального металлогенического анализа, иначе говоря, возможность перейти от рудосопровождающих метасоматитов к рудным телам. Действительно, здесь, на более детальном уровне, используется принцип «от общего к частному», поскольку рудосопровождающие метасоматиты обычно в несколько раз превышают площадные или пространственные контуры распространения руд. Однако и такой подход не предусматривает учета распространения всей совокупности метасоматически измененных пород, ограничиваясь преимущественно рассмотрением внутренних зон рудосопровождающих метасоматитов. Этого безусловно недостаточно для регионального, а подчас и для локального металлогенического районирования и прогноза.

ПРЕДПОСЫЛКИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ С ПОЗИЦИЙ КОНЦЕПЦИИ СМС

Как было показано выше, сопряженные метасоматические системы занимают вполне закономерное положение в истории развития подвижных зон, проявляясь различно в разные геологические эпохи и в различных структурных условиях. Тем самым из числа критериев классических схем металлогенического прогноза сохраняются все те, которые связаны и с основными закономерностями цикличности развития складчатых областей, и со специфическими особенностями металлогенических эпох. Однако в качестве главного критерия вводится пространственно-временная сопряженность процессов домагматического (прогрессивного) метасоматизма, магматической деятельности и постагматического (регрессивного) метасоматизма. Магматизм в этой связи приобретает функциональное значение, последовательно возрастающее от типа I к III сопряженных метасоматических систем. В числе критериев локального прогноза сохраняются структурно-вещественный и формационный принципы и, кроме того, в качестве доминантного признака вводится минералого-геохимический типоморфизм рудосопровождающего метасоматизма, предопределяемого характером прогрессивного метасоматизма, сопряженного магматизма и структурно-вещественными условиями проявления.

Таким образом, главными предпосылками развиваемой концепции металлогенического анализа и прогноза являются следующие:

1) геологические циклы с позиций структурного подхода (главные элементы земной коры различных эпох становления);

2) стадии (этапы) циклов в случае складчатых систем;

3) метасоматизм регионального и субрегионального проявления (прогрессивный метасоматизм);

4) зональность продуктов прогрессивного метасоматизма как основа для перехода к субрегиональному районированию;

5) наличие или отсутствие сопряженного магматизма, его петрохимический и геохимический профиль и родство с прогрессивным метасоматизмом;

6) сопряженный метасоматизм регрессивной стадии с его чертами наследования петрохимических и геохимических особенностей прогрессивного метасоматизма и материнского или парагенетического магматизма.

Изложенные предпосылки позволяют приблизиться к проблеме геологического картирования метасоматических формаций как частей СМС, осуществлять металлогенический анализ на региональной основе и локальный металлогенический прогноз.

Следует отметить, что первые попытки геологического картирования метасоматических систем предпринимались уже на первых этапах развития учения о метасоматизме [41, 100]. В нашей практике геологическое картирование использовалось при изучении метасоматических пород районов распространения молибденового оруденения в Забайкалье [108]. Здесь еще задолго до формулирования общего положения о СМС удалось выявить поле распространения метасоматитов прогрессивной стадии, контактовых метасоматитов и рудосопровождающих метасоматитов регрессивной стадии.

В последние годы в ряде геологических организаций Союза ведутся специальные работы по картированию метасоматически измененных пород [115], причем наибольшие успехи достигнуты исследователями, использующими вещественно-структурный принцип выделения групп метасоматических горных пород и сопутствующего им оруденения.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И РУДНЫЕ ПОЯСА КАК ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРЫ СМС

Переходя к вопросу регионального металлогенического анализа с позиций СМС, рассмотрим в качестве примера имеющую до сих пор практическое значение выделенную С. С. Смирновым систему рудных поясов Забайкалья. Как известно, вначале было выделено 3 пояса: редкометальный в центре, полиметаллический на юге и золото-молибденовый на севере. В дальнейшем оказалось возможным выделить 2 симметричных пояса эпитермальной комплексной минерализации на периферии этой системы [43].

Кроме того, наметилась симметрия в расположении золото-молибденовой и полиметаллической минерализации [66].

Это построение до последнего времени оставалось весьма прозорливым обобщением, хотя общепризнанного объяснения этого явления до сих пор еще не дано. В качестве главных причин такой зональности рассматривались особенности глубинных тектонических структур и специфика магматизма [43].

С позиций СМС это явление находит объяснение в мегазональности инициального прогрессивного метасоматизма, свойственного участкам земной коры глыбового строения. Действительно, нетрудно видеть, что зональность рудных поясов по существу совпадает с зональностью продуктов прогрессивного ряда гранитоидных СМС.

Переход от центральных зон к периферическим сопровождается повышением основности доагматического и синмагматического метасоматизма и сопряженного магматизма. Ширина распространения соответствующих мегазон подчиняется закономерностям прогрессивного метасоматизма. На фоне этой мегазональности существует своя зональность в пределах и в связи с магмообразованием в протолитических очагах каждого из таких поясов. Таким образом, здесь мы имеем по крайней мере 3 порядка зональности: для системы поясов в целом, для каждого отдельного пояса, для регрессивных метасоматитов в пределах поясов. Этим самым создаются основания для разномаштабного районирования и прогноза.

В пределах каждого пояса прогрессивные метасоматиты и сопряженные интрузии, имеющие свой петро- и геохимический профиль, оказываются специализированными в части мобилизации избранного комплекса элементов. Прогрессивные метасоматиты (включая в ряде случаев метасоматические граниты) представляют собой геохимические «депрессии». Рудное вещество таких депрессий частично фиксируется в пределах геохимических «валов» внешних зон и большей частью вовлекается в рудообразующий цикл метасоматизма регрессивной стадии.

Метасоматические системы редкометального пояса. В пределах редкометального рудного пояса Забайкалья метасоматические процессы проявились в виде гранитизации, сопряженной с магмообразованием, в виде аутометасоматизма, приводящего к формированию апогранитов, и, наконец, в виде околожильной грейзенизации. Ультракислые гранитоиды этого пояса относятся, как известно, к кукульбейско-харалгинской группе комплексов. Характерной чертой их формирования является широкое развитие процессов магматического замещения с интенсивной магматизацией в контактовых частях, сменяемой гранитизацией по удалению от массивов [43]. Поведение рудного вещества при этом характеризуется преобладающим рассеянием. При формировании апогранитов отчетливо намечается смена во времени и пространстве процессов калиевого метасоматизма процессами

натриевого. При этом наблюдается вынос рудного вещества из центральных частей в периферические и концентрация его в связи с поздними метасоматическими процессами регрессивной направленности, среди которых грейзенизация занимает ведущее место. Процессы прогрессивного метасоматизма распространены неравномерно, и их интенсивному проявлению отвечает и интенсивная рудная минерализация. Более того, магматизм здесь выступает в качестве функционального явления, и на первый план выдвигаются при металлогеническом анализе минерало-метасоматические критерии.

Метасоматические системы золото-молибденового пояса. В пределах золото-молибденового пояса метасоматические процессы, как указывалось при характеристике явлений псевдоморфизма, распространены весьма широко в виде сиенитизации аутометасоматической в отношении диоритов амананского комплекса и доагматической в отношении амуджикано-шахтаминской группы комплексов. Сочетание метасоматизма с магматизмом здесь более сложное, но СМС представлена во всех своих частях: сиенитизация диоритов, аутометасоматическое контактовое выщелачивание, постмагматический рудосопровождающий метасоматизм. Явления реоморфизма в этом случае пользуются меньшим распространением по сравнению с редкометальным поясом. Признаком рудоносности является полнота проявления метасоматических процессов. Наличие метасоматических процессов (доагматических в отношении малых интрузий) свойственно лишь районам распространения рудной минерализации регрессивной стадии метасоматизма. Если сопоставить метрические масштабы проявления в ряду рудное тело — рудосопровождающий метасоматит, то получим приблизительно такую зависимость: $n \cdot 10 - n \cdot 10^3$. Опыт картирования некоторых метасоматитов ранних стадий показывает действенность метасоматического критерия и здесь.

Метасоматические системы пояса эпитеpmальной минерализации. В пределах пояса эпитеpmальной минерализации (в Северо-Восточном Забайкалье) распространены достаточно полно охарактеризованные процессы метасоматической гранитизации, в пространственной и генетической связи с которыми находятся гранитоиды нерчуганского комплекса и кислые эффузивы, а также процессы рудосопровождающего метасоматизма в виде аргиллизации.

Изучение характера метасоматического псевдоморфизма и закономерностей распределения элементов-примесей однозначно указывает на наличие в зонах гранитизации обширных геохимических депрессий, на мобилизацию рудного вещества и его отложение в ходе регрессивного метасоматизма, каковым является аргиллизация. Масштабы проявления гранитизации соизмеримы с масштабами проявления интрузивного метасоматизма, а в ряде случаев и существенно их превышают. Последнее особенно

относится к южному поясу эпитеpmальной минерализации, где из-за малого эрозионного среза граниты не выходят на дневную поверхность.

Рассмотренные примеры специфики СМС рудных поясов Забайкалья показывают, что выяснение закономерностей развития домагматического метасоматизма, зональности его продуктов, особенностей сопряженной с метасоматизмом интрузивно-эффузивной деятельности предопределяет характер рудосопровождающего постмагматического метасоматизма. При этом региональная распространенность продуктов домагматического метасоматизма открывает новые возможности для регионального металлогенического анализа в области развития СМС синмагматического и сложного — индуцированного — типов. Задача металлогенического анализа для районов распространения СМС типов I и II (амагматических и частично синмагматических) существенно упрощается, как показано на примере Кодаро-Удоканской горной страны и как это следует из материалов по сульфидной и другой минерализации Карелии и Кольского полуострова [96].

Пример металлогенического прогноза на основе СМС. В Кодаро-Удоканской горной стране широким распространением пользуются в составе протерозойских толщ железистые песчаники и углисто-сульфидные сланцы. Железистые песчаники распространены в составе читкандинской и александровской свит, а углисто-сульфидные (пирротиновые) сланцы — в составе инырской свиты. Эти толщи окаймляют Чарскую глыбу архея и характеризуются достаточно широким распространением процессов гранитизации. В целом метасоматические процессы на этой территории развиваются по схеме СМС типа I (без широкого распространения реоморфических гранитов). Железистые песчаники прибрежно-морского происхождения как естественные шлихи содержат обширную гамму рудных и редких элементов, а в ряде случаев примесь золота, диагностированного нами в аншлифах, и серебра, наблюдающегося макроскопически. В зонах гранитизации происходят переработка железистых песчаников и, согласно данным химического анализа, вынос в зоны базификации железа (рудопоявления верховьев р. Сюльбан).

Редкие элементы железистых песчаников читкандинской и александровской свит в регрессивную стадию метасоматизма могли дать очень крупные концентрации контрастных редкометалльных руд.

Метасоматиты регрессивной стадии представлены здесь ортоклазитами, альбититами и зонами пиритизации. Зоны пиритизации особенно характерны для участков распространения углисто-сульфидных сланцев. Учитывая, что этот район издавна известен как район распространения золоторудной россыпной минерализации без коренных источников, можно рекомендовать проведение опробования метасоматитов зон сульфидизации на

золото. Учитывая, что территория эта огромная и труднодоступная и из обычных критериев металлогенического прогноза действенным является лишь литолого-стратиграфический, целесообразно применить здесь метод выявления СМС: оконтуривание полей ультраметаморфизма и гранитизации (некоторые данные для этого могут быть почерпнуты из имеющихся работ); выявление зональности метасоматитов прогрессивного ряда с особым вниманием на зоны базификации; выявление в надкупольных зонах структурно и тектонически благоприятных участков; обнаружение метасоматитов регрессивной стадии (ортоклазовые метасоматиты, альбититы, грейзеноподобные породы и зоны сульфидизации по пирротиновым сланцам).

Таким образом, если для «тектоно-хронологического» варианта регионального металлогенического анализа главным методом является оконтуривание площадей развития месторождений определенной эпохи [142], для историко-геологического — выделение областей развития тех или иных стадий тектоно-магматических циклов [108], для формационного — структурно-вещественный принцип, то металлогенический анализ на основе концепции СМС, не отвергая существа указанных методов, дополняет их рядом факторов. Он предусматривает в пределах тех или иных типов глобальных и региональных геологических структур выделение (оконтуривание) областей развития однотипного до-магматического метасоматизма, установление в пределах их зональности (прогрессивной), в том числе участков наблюдаемого или предполагаемого залегания на глубине гранитоидов автохтонного или перемещенного типов, индивидуализацию зон метасоматитов различного петрохимического и геохимического профиля и, наконец, выделение полей и зон постмагматических метасоматитов и их рудоносных фаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе разработки проблемы метасоматизма в широком геологическом плане впервые было выполнено детальное минералого-геохимическое изучение метасоматического псевдоморфизма на основе применения комплекса кристаллооптических, рентгенометрических, термоаналитических, микронзондовых и микролазерных, термобарометрических, спектро- и химико-аналитических методов. В качестве объекта исследования были использованы материалы каменных коллекций по разрезам метасоматитов различных формаций: гранитизированных пород, калишпатовых метасоматитов, грейзенов, рудоносных и околорудных метасоматитов среднетемпературных месторождений (оксеталитов), а также аргиллизитов.

Это исследование ставило целью, с одной стороны, выявить тонкий механизм метасоматического замещения вплоть до баланса вещества в пределах индивидуальных зерен — псевдоморфоз, закономерности изменения при этом структурной рыхлости и изоморфной емкости, с другой — установить, сохраняются ли постоянными эти особенности для метасоматитов различных формаций: от гранитизированных пород и аутометасоматитов до рудоносных и рудосопровождающих гидротермально измененных пород.

Полученные данные показали, что эти закономерности при общности кинетики реакций в большинстве своем имеют диаметрально противоположный характер для ранних (домагматических) и поздних (постмагматических) метасоматитов. Это подтвердило выводы, полученные ранее на основе общегеологических наблюдений и теоретических соображений об эволюционном прогрессивно-регрессивном развитии метасоматического процесса, о его цикличности, о взаимосвязанности и взаимобусловленности отдельных этапов такого цикла. Одновременно выяснилось, что в такой цикл органически вписываются метасоматические процессы, свойственные областям распространения продуктов высоких ступеней регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, явления палингенного магмообразования, эффузивно-интрузивного магматизма, синмагматического аутометасоматизма и, наконец, метасоматизма постмагматического.

Причем, если автометасоматизм и контактовый метасоматизм соподчинены интрузиям главных фаз, то метасоматизм постмагматической стадии отделен внедрением даек второго этапа.

Изучение изоморфной емкости минералов из метасоматитов различных частей цикла и анализ имеющихся литературных данных показали, что общей закономерностью поведения рудного вещества в ходе развития такого цикла являются его вынос и мобилизация на ранних этапах и накопление и локализация на поздних. Ассоциацию формаций одного полного метасоматического цикла предложено называть сопряженной метасоматической системой (СМС).

Далее, было установлено, что СМС занимают строго определенные положения в геологической истории развития различных геологических структур земной коры. Было выделено и охарактеризовано 3 различных типа СМС, специфически характерных для древних щитов, платформ и складчатых областей.

Оказалось, что СМС различных типов свойствен различный набор рудных образований. Последнее дало прямой выход к использованию СМС в целях анализа закономерностей распространения в пространстве и времени эндогенного оруденения.

Концепция сопряженных рудоносных метасоматических систем позволила объяснить ряд эмпирических закономерностей металлогении от древнего принципа «руда идет к руде» до причин взаимного размещения рудных поясов и фактора «наследованности в рудообразовании» [142].

Концепция сопряженных рудоносных метасоматических систем не подменяет в целом теоретической основы современной металлогении, стоящей на позициях взаимосвязанности процессов рудообразования со всей историей развития земной коры и самобытности металлогенических эпох, но существенно уточняет эти основы и может явиться одним из важных элементов регионального и локального металлогенического прогноза.

Таким образом, проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. При формировании метасоматитов псевдоморфизм происходит в соответствии со схемой равнообъемного замещения при инертности одного или нескольких компонентов и состав новообразованных продуктов определяется рамками соответствующих реакций.

2. В рядах псевдоморфного замещения породообразующих минералов согласно данным рентгеновского анализа и ДТА качественный и количественный состав новообразований определяется химизмом замещения, причем псевдоморфизм в прогрессивных условиях характеризуется в основном увеличением структурной рыхлости [31] и снижением средней атомной плотности [45], а в регрессивных — обратным соотношением этих параметров.

3. Изоморфная емкость в псевдоморфных рядах прогрессивного метасоматизма снижается, а в рядах регрессивного остается постоянной или возрастает. Соответственно рудные элементы при прогрессивном метасоматизме в основном выносятся в периферические зоны, а при регрессивном перераспределяются: главные рудные элементы накапливаются в центральных зонах, второстепенные — в промежуточных, а не участвующие в рудном процессе — выносятся.

4. Поведение рудных элементов находится в соответствии с эволюцией солевого состава реликтовых поровых растворов. Последние закономерно меняются от галоидных до сульфатных и гидрокарбонатных по мере снижения температурных условий метасоматического минералообразования. Согласно данным декрептометрии температуры в колонках прогрессивных метасоматитов снижаются в направлении к внешним, а в регрессивных — к внутренним зонам.

5. Существуют 2 принципиально различных типа метасоматического замещения — прогрессивный и регрессивный, — которые слагают единый метасоматический цикл, часто осложненный сопряженными явлениями магматизма. Продукты полного метасоматического или метамагматического цикла представляют собой СМС.

6. СМС в той или иной степени всегда рудоносны, они свойственны всем геологическим эпохам и специфичны для различных геологических структур. Существует 3 типа СМС: амагматические, синмагматические, индуцированные.

7. Оруденение занимает в СМС строго определенные положения, металльный состав его специфичен для систем разных типов. Рудное вещество гидротермальных месторождений имеет в основном мобилизационную природу. Металлогеническая специализация провинций или интрузий имеет функциональный характер и определяется особенностями развития СМС.

8. На основе концепции СМС предложен метод металлогенического анализа, главными элементами которого являются следующие: а) установление геологического типа структуры и соответствующего ему типа СМС; б) оконтуривание (картирование) продуктов прогрессивного метасоматизма, выявление их зональности и установление геохимических депрессий; в) выявление участков локализации продуктов регрессивного метасоматизма, установление их формационного типа и соответствующего ему типа рудной формации; г) оконтуривание околорудных или рудоносных метасоматитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Актанов М. Т.* Поведение олова в процессе постмагматического изменения гранитоидов Южного Тянь-Шаня (Юго-Восточная Киргизия).— *Геохимия*, 1971, № 5, с. 592—596.
2. *Александров Г. В.* Андалузитсодержащие грейзеноподобные породы.— *Докл. АН СССР*, 1964, т. 154, № 5, с. 1103—1106.
3. *Апельцин Ф. Р., Якушин Л. Н.* Процесс щелочного метасоматоза и поздние гранитоиды Полярного Урала.— В кн.: *Метаморфизм горных пород Урала*. Свердловск, 1970, с. 63—70.
4. *Архангельская В. В.* Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М., Недра, 1974. 121 с.
5. *Багдасаров Ю. А., Фролов А. А.* Альбитизация и редкометалльное оруденение ультраосновных щелочных комплексов.— В кн.: *Геология месторождений редких элементов*, вып. 35. М., Недра, 1972, с. 92—100.
6. *Барсанов Г. П.* Минералогия и генезис эгирин-авгитового пегматита группы 15 копей в Ильменских горах.
7. *Барсуков В. Л.* О металлогенической специализации гранитоидных интрузий.— В кн.: *Химия земной коры*. Т. 2. М., 1966, с. 168—179.
8. *Барсуков В. Л.* О проблеме источника рудного вещества гидротермальных месторождений.— В кн.: *Геохимия гидротермального рудообразования*. М., Наука, 1971, с. 21—29.
9. *Белевцев Я. Н.* Глубинные источники эндогенного рудообразования.— *Геол. журн. АН УССР*, 1970, т. 30, № 2.
10. *Белевцев Я. Н.* Метаморфогенное рудообразование в Украинском щите.— В кн.: *Металлогения Украины и Молдавии*. Киев, Наукова думка, 1974, с. 53—69.
11. *Бергман И. А., Тугаринов А. И.* Уран в породах криворожской серии (Кривбасс).— В кн.: *Радиоактивные элементы в горных породах*. Ч. 2. Новосибирск, 1972, с. 53—54.
12. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
13. *Булах А. Г.* Методы термодинамики в минералогии. Л., Недра, 1974. 185 с.
14. *Буряк В. А.* Металлогеническая специализация различнофациальных метаморфических комплексов.— В кн.: *Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР*. Владивосток, 1968, с. 107—110.
15. *Варганова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В.* Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1972. 272 с.
16. *Василевский М. М.* Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., Недра, 1973. 278 с.
17. *Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А.* Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон.— В кн.: *Геология докембрия*. Л., Наука, 1968, с. 195—211.
18. *Виноградов А. П.* Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле.— *Геохимия*, 1962, № 3.
19. *Власов Г. М., Василевский М. М.* Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Л., Недра, 1964.
20. *Волостных Г. Т.* Аргиллизация и оруденение. М., Недра, 1972.
21. *Вольфсон Ф. И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962. 304 с.
22. *Герасимов Ю. Г.* Вопросы формирования земной коры в свете геохимии урана.— В кн.: *Рудообразование и металлогения*. Киев, Наукова думка, 1971, с. 99—103

23. *Гильмутдинов Г. Х., Пучков Е. В., Ситько А. Т.* Молибден в медно-порфировых месторождениях Центрального Казахстана.— В кн.: Геология и геохимия месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1970, с. 100—106.

24. *Гончаров В. И.* О химическом составе гидротермальных растворов золото-серебряных месторождений.— Труды Сев.-Вост. комплекс. ин-та, 1973, вып. 55, с. 174—184. (АН СССР, Дальневост. центр).

25. *Грейтон Л. К.* Природа рудообразующего флюида. М., Госгеолтехиздат, 1946.

26. *Грудин М. И., Летников Ф. А.* Геохимия никеля в ультраосновных породах в магматическую и постмагматическую стадию.— В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., Наука, 1969, с. 165—168.

27. *Домарев В. С.* О метаморфогенном рудообразовании.— Сов. геология, 1967, № 4.

28. *Дударев А. Н., Михалева Л. А.* Тепловые свойства продуктов регионального метаморфизма и гранитообразования.— В кн.: Физико-химия и динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, Наука, 1971, с. 44—83.

29. *Дударев А. Н., Сотников В. И.* Мобилизация и перераспределение рудного вещества во влажных средах в термоградиентном поле по экспериментальным и геологическим данным (на примере Сорского молибденового месторождения).— В кн.: Физические и физико-технические процессы в динамике рудообразующих систем. Новосибирск, Наука, 1971, с. 146—165.

30. *Дударев А. Н., Сотников В. И.* Формирование тепловых флюидопроводников в зонах грейзенизации.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 207—221.

31. *Евзикова Н. З.* О структурных плотностях минералов.— Минерал. сб Львовск. гос. ун-та, 1966, т. 20, вып. 3, с. 352—358.

32. *Евзикова Н. З.* Дивергентные замещения. В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 228—229.

33. *Ермолаев Н. П.* Физико-химические закономерности перераспределения радиоэлементов при прогрессивном метаморфизме горных пород.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 1. Новосибирск, 1972, с. 191—192.

34. *Ефимов А. Н.* Щелочной метасоматоз, связанный с формированием гранитоидов кыринского комплекса Забайкалья.— Сов. геология, 1968, № 7, с. 142—151.

35. *Жариков В. А.* Парагенезис минералов, фации и формации (в порядке обсуждения понятий).— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, ч. 97, вып. 4, с. 510—514.

36. *Жданов В. В., Малкова Т. П.* Происхождение железистых кварцитов зон базификации. Л., Недра, 1973. 200 с.

37. *Жуков Г. В., Жукова М. А.* Распределение урана в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма в докембрии (на примере приазовской части Украинского щита).— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 1. Новосибирск, 1972, с. 190—191.

38. *Заридзе Г. М.* Эндогенные формации, орогенных областей. М., Недра, 1970. 311 с.

39. *Иванова Г. Ф.* Об условиях концентрации вольфрама в грейзеновом процессе.— Геохимия, 1969, № 1, с. 22—32.

40. *Иванова Г. Ф., Бутузова Е. Г.* Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитоидах Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1968, № 6, с. 689—700.

41. *Измененные окологорудные породы и их поисковое значение* / Н. И. Наконник и др. М., Госгеолтехиздат, 1954.

42. *Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях.* Под ред. Е. Т. Шаталова. М., Недра, 1965. 303 с.

43. *Интрузивные комплексы Забайкалья* / Н. И. Тихомиров и др. М., 1964. 231 с.

44. *Ицксон М. Н.* Андалузитсодержащие контактово-метасоматические породы с ледников Санчутидок и Кийсар (С. Кавказ).— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1939, вып. 2, с. 229—246.
45. *Ицксон Г. В., Кутырева М. Ф.* Структурное сжатие — расширение как фактор накопления калия, рубидия и цезия в минералах горных пород.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1971.
46. *Казыцын Ю. В.* Ортоклазовые метасоматиты Северо-Восточного Забайкалья.— Труды ВСЕГЕИ, 1963, т. 96, с. 21—23.
47. *Казыцын Ю. В.* Гипотеза природы металлогенической специализации и некоторые ее минералого-геохимические аспекты.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 1, с. 28—40.
48. *Казыцын Ю. В.* Сванбергитизация — новый тип окологрудного изменения гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 2, с. 440—443.
49. *Казыцын Ю. В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., Недра, 1972. 145 с.
50. *Казыцын Ю. В.* Околорудные метасоматиты Забайкалья. Л., Недра, 1972. 280 с.
51. *Казыцын Ю. В., Ланда Э. А.* Об историко-геологическом направлении в учении о метасоматизме.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., Недра, 1975, с. 7—20.
52. *Казыцын Ю. В., Рудник В. А.* Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., Недра, 1968. 364 с.
53. *Калюжный В. А.* Исследование минералообразующих сред по включениям в минералах.— В кн.: Международный геологический конгресс. Карпато-Балканская ассоциация. Материалы комиссии минералогии и геохимии, № 1. Прага, 1961, с. 159—173.
54. *Карта магматических формаций СССР. М-б 1:2 500 000.* Краткая объяснительная записка. Л., 1971. 88 с.
55. *К вопросу о поведении урана в процессе локального динамотермального метаморфизма/С. В. Головня, Г. Ф. Зленко, В. В. Викторов и др.—* Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1969, № 1, с. 113—117.
56. *К вопросу о формах нахождения урана в натровых метасоматитах и вмещающих их метаморфических породах кристаллического фундамента/* Е. В. Копченко и др.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 1. Новосибирск, 1972.
57. *Коваленко В. И., Коваль Т. В.* Геохимические особенности, типы и генезис редкометалльных апогранитных метасоматитов.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М., Наука, 1968, с. 183—191.
58. *Коваль П. В.* Метасоматические формации апогранитов Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. 6. Чита, 1971, с. 23—31.
59. *Комаров А. Н.* Некоторые особенности миграции урана при процессах ультраметаморфизма, диафтореза и натрового метасоматоза.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 1. Новосибирск, 1972.
60. *Комаров Г. Г., Дворников Ю. А., Грязнов О. Н.* Геохимическая характеристика гидротермально измененных вулканогенных пород.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1971, с. 163—164.
61. *Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Шаталов Е. Т.* О металлогенической и геохимической специализации комплексов магматических пород.— В кн.: Вопросы металлогении (Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК). М., 1965, с. 91—103.
62. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
63. *Коржинский Д. С.* Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 3.
64. *Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1969. 109 с.

65. *Коржинский Д. С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., Наука, 1973. 288 с.
66. *Кормилицын В. С.* О рудных поясах Восточного Забайкалья.— Бюл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2.
67. *Костин В. А.* Гранитоидные формации Центральномурманского блока.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 97—104.
68. *Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970.
69. *Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления*/Н. П. Семененко и др. Киев, Наукова думка, 1975. 560 с.
70. *Кроль О. Ф., Андрощин В. В.* О поведении редких элементов при процессах автотемасоматоза в щелочных гранитах.— В кн.: Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 138—140.
71. *Крылова М. Д.* Основные результаты сравнительного изучения характера миграции вещества при ультраметаморфозе в условиях гранулитовой и амфиболовой фаций.— В кн.: Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., Наука, 1972, с. 86—90.
72. *Курнаков Н. С.* Введение в физико-химический анализ. Изд-во АН СССР, 1940. 560 с.
73. *Кухаренко А. А.* Некоторые вопросы генезиса карбонатитов.— В кн.: Труды 1-й конф. по окологород. метасоматизму. М., Недра, 1966, с. 104—118.
74. *Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты докембрия. Л., Недра, 1972. 189 с.
75. *Линдгрен В.* Минеральные месторождения. Вып. 1—3. М., ОНТИ, 1934—1935.
76. *Лискович А. Л., Казицын Ю. В.* Калишпатизированные породы — возможный источник металлов в гидротермальном процессе.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1971. 251 с.
77. *Луниц А. Я.* Железисто-кварцевые метасоматиты кристаллического фундамента Латвии и основные процессы их формирования.— В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, Зинанте, 1973, с. 9—22.
78. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., Наука, 1967. 448 с.
79. *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*/Г. Д. Афанасьев и др. М., 1955. 483 с.
80. *Макрыгина В. А., Петров Б. В.* Геохимические особенности процесса гранитизации пород чуйской толщи (Северо-Байкальское нагорье).— В кн.: Ежегодник по работам 1970 г. Иркутск, 1971, с. 93—97. (Ин-т геохимии Сиб. отд. АН СССР).
81. *Максимовский В. А., Рудник Л. Н.* Поведение радиоактивных элементов в процессе автотемасоматоза верхнемеловых экстрезий кислого состава.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 2. Новосибирск, 1972, с. 30.
82. *Малов Н. Д.* Некоторые геолого-геохимические особенности процессов гранитизации гнейсов прибрежной части Белого моря (Северная Карелия).— Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, 1971, вып. 1, с. 72—82.
83. *Марченко Е. Я.* О богатых фтором метасоматитах субщелочных гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 5, с. 1170—1172.
84. *Масалович А. М., Овчинников Л. Н.* Приближенная оценка рН гидротермальных растворов, равновесных с вмещающими породами кислого состава.— Тр. ВНИИ синтеза минерал. сырья, 1971, вып. 14, с. 109—113.
85. *Мезозойские металлоносные интрузии Шилка-Олекминского района (Северо-Восточное Забайкалье)*/Ю. В. Казицын и др. М., Недра, 1967. 184 с.
86. *Мельгунов С. В., Митропольский А. С., Кулик Н. А.* Уран и торий в процессе формирования пород зональных метаморфических комплексов.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 1. Новосибирск, 1972, с. 164—165.

87. Мельников В. Д., Мельникова Л. В. Закономерности распределения золота и малых элементов в гидротермально измененных вулканогенных породах месторождения Белая Гора (Нижнее Приамурье).— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1970, № 239, с. 45—49.
88. *Металлогеническая специализация магматических комплексов*/ В. С. Коптев-Дворников и др. М., 1964.
89. *Метасоматизм и его место в истории геологического развития земной коры*/ Э. А. Багдасаров и др.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970, с. 7—14.
90. Миловский А. В., Матвеева С. С. Особенности перераспределения элементов в процессе гранитизации пород.— В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс, 1971. Т. 3, кн. 2. М., 1972, с. 473—492.
91. Минеев Д. А. Распределение лантаноидов в апогранитах и редкометалльных метасоматитах Тарбагатай.— В кн.: Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов. М., Наука, 1969, с. 99—107.
92. *Минералого-геохимические критерии металлоносности гранитоидов*/ Ю. В. Казлицына, А. В. Рабинович и др. Л., Недра, 1975. 232 с.
93. Моисеева М. И., Борискин В. Н., Сахар Д. А. К геохимии редких и рассеянных элементов во вторичных кварцитах Чаткало-Кураминского района.— Зап. Узбекистан. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, вып. 22, с. 153—164.
94. Моисеенко В. Г., Щена С. А. и др. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., Наука, 1971.
95. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитонность. Л., Недра, 1974. 280 с.
96. Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л., Наука, 1975. 137 с.
97. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
98. Набоко С. И. Роль поровых растворов в гидротермальном минералообразовании и метаморфизме пород.— В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, Наука и техника, 1968, с. 95—103.
99. Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1, с. 135—150.
100. Наковник Н. И. Грейзены.— В кн.: Околорудные изменения породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 53—81.
101. Наковник Н. И. Вступительное слово на открытии II конференции по околорудному метасоматизму.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1966, с. 4—5.
102. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М., Недра, 1968. 335 с.
103. Наковник Н. И. К развитию учения о рудном и околорудном метасоматизме.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 1, с. 97—108.
104. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956. 534 с.
105. Недашковский П. Г., Карнов Г. А. Закономерности распределения олова в оловяносных гранитах, апогранитах и замещенных пегматитах Дальнего Востока.— Геохимия, 1968, № 7, с. 786—794.
106. *Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогенетическими исследованиями*/ В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко.— В кн.: Р. М. Константинов и др. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлических исследованиях рудных районов. М., Недра, 1965, с. 119—188.
107. Ножкин А. Д., Зозуленко Л. Б. Радиоактивные элементы во вмещающих и гидротермально измененных породах с сульфидной и золоторудной минерализацией Енисейского кряжа.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 2. Новосибирск, 1972, с. 24—25.
108. *Общие закономерности регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей*/ А. Н. Семенов и др. М., Госгеолтехиздат, 1957. 150 с.

109. *Омельяненко Б. И.* К вопросу о формациях и фациях низкотемпературных окolorудных метасоматитов.— В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс. 1971. Т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 393—418.

110. *Омельяненко Б. И., Скороспелкин С. А., Резникова А. М.* Поведение петрогенных и рудогенных элементов в процессе березитизации пород и на урановых месторождениях.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 2. Новосибирск, 1972, с. 13—14.

111. *Перчук Л. Л.* Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., Наука, 1964. 240 с.

112. *Петров Б. В., Макрыгина В. А.* Главные черты геохимии процесса регионального метаморфизма верхнепротерозойских пород Патомского нагорья.— В кн.: Ежегодник по работам 1970 г. Иркутск, 1971, с. 161—169. (Ин-т геохимии Сиб. отд. АН СССР).

113. *Петров В. П.* Особенности метаморфической мобилизации и миграции редких элементов.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. Киев, Наукова думка, 1972, с. 150—161.

114. *Петрова Н. И.* Радиоактивные элементы в метасоматически измененных гранитоидах Урала.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 2. Новосибирск, 1972, с. 14—15.

115. *Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Структурно-вещественный принцип диагностики и классификации метасоматитов.— В кн.: Метаморфизм и рудообразование. Л., 1972.

116. *Поведение золота в процессе гранитизации и пегматитообразования (Витимо-Патомское нагорье)/В. А. Буряк и др.*— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 6, с. 1445—1448.

117. *Поведение урана в процессе окolorудного изменения пород/Б. И. Омельяненко и др.* В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 2. Новосибирск, 1972, с. 9—10.

118. *Портнов А. М., Островский Э. Я.* Поведение щелочей в процессе региональной гранитизации пород кейвской серии (Кольский полуостров).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 5, с. 128—131.

119. *Поспелов Г. Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза.— Наука, 1973. 354 с.

120. *Предовский А. А., Жангуров А. А.* О миграции химических элементов при образовании метаморфогенно-гидротермальных месторождений.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 217—219.

121. *Применение метода водных вытяжек к изучению состава включений в минералах/Т. М. Александров и др.*— В кн.: Исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах. 1971. (Труды ВНИИСИМС).

122. *Радонова Т. Г., Караджова Б. В.* О распределении лития, рубидия и цезия в пропилитах и вторичных кварцитах Спахиевского рудного поля (Болгария).— В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс, 1971. Т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 344—354.

123. *Размахнин Ю. Н.* Основные черты геохимии основных полей Сихотэ-Алиня и их металлогеническое значение.— Геохимия, 1973, № 4, с. 570—577.

124. *Резников И. Н., Ишевская Э. Г.* Геохимические особенности процессов гранитизации и их значение при картировании докембрийских образований.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 32—35.

125. *Рехарский В. И.* О полевошпат-кварцевых метасоматитах молибденовых месторождений.— В кн.: Метасоматизм измененных боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966, с. 215—222.

126. *Рехарский В. И.* Метасоматиты и связь с ними медно-молибденового оруденения на Каджаранском месторождении.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Недра, 1975.

127. *Розанов К. И., Золотарев Б. П.* Редкие элементы и акцессорные минералы как индикаторы рудопроявления, связанного с альбитизацией гранитоидов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 11, с. 67—71.
128. *Розен О. М., Серых В. И.* Геохимический аспект проблемы гранитообразования.— В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс, 1971. Т. 3, кн. 2. М., 1972, с. 95—117.
129. *Руденко В. Е.* Некоторые особенности химизма процессов региональной метасоматической гранитизации ортоамфиболитов (метавулканитов).— Вестн. Ленингр. ун-та, 1971, № 12, с. 60—65.
130. *Руденко В. Е., Поляховский Ю. С., Руденко Ю. Л.* О балансе вещества и некоторых особенностях поведения урана в процессах метасоматической гранитизации ортоамфиболитов и гнейсов.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 1. Новосибирск, 1972, с. 172.
131. *Рудник В. А.* Гранитообразование и тектогенез.— В кн.: Докл. советских геологов к XXIII сессии МГК. М., Недра, 1968, с. 237—242.
132. *Рудник В. А., Бельев Г. М.* Осадочно-вулканогенные комплексы как источник рудного вещества при гранитообразовании.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 325—329.
133. *Рундквист Д. В.* Накопление металлов и эволюция генетических типов месторождений в истории развития земной коры.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., Недра, 1968, с. 212—225.
134. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1971. 327 с.
135. *Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Опыт выделения формаций гидротермально-измененных пород.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 3, с. 230—304.
136. *Саркисян Г. А.* Роль вмещающих пород при метасоматизме и зональность его продуктов на примере золоторудного месторождения.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966, с. 291—303.
137. *Сергеев А. С., Паничев Н. А.* О некоторых закономерностях распределения стронция в фенитах и форме нахождения стронция в кальците.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, ч. 100, вып. 2, с. 138—145.
138. *Серии гранитизированных пород и поведение некоторых элементов при гранитизации (на примере Витимо-Каларского района, Восточное Забайкалье)/И. С. Седова и др.*— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 5, с. 1186—1188.
139. *Сизых В. Н., Гладков В. Г.* Роль гранитизации в линейном кораблении фундамента Забайкалья.— В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1968, с. 34—40.
140. *Ситний А. А.* Роль слюд в процессе накопления редких щелочей, тантала и ниобия в гранитоидах.— В кн.: Геохимические исследования. Вып. 1. М., 1970, с. 24—27.
141. *Ситний А. А., Сункинзян В. В.* О вертикальной геохимии зональности массивов танталоносных апогранитов.— В кн.: Эндогенные редкометалльные месторождения и методы их исследования. М., 1972, с. 41—51.
142. *Смирнов В. И.* Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
143. *Смирнов С. С.* О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.— Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1947, ч. 76, вып. 1, с. 23—36.
144. *Стрыгин А. И.* Источники рудных элементов в метасоматитах.— В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс, 1971. Т. 3, кн. 1. М., 1972, с. 431—440.
145. *Субботин К. Д., Ганзеева Л. В.* О новом типе редкометалльных метасоматитов Северного борта Припятско-Днепровско-Донецкого грабена.— В кн.: Редкометалльные элементы. Сырье и экономика. Вып. 5. М., 1970, с. 22—26.
146. *Судовиков Н. Г.* К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955, с. 154—175.

147. *Татаринов П. М., Карякин А. Е.* Генетическая связь оруденения с интрузиями.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1951, ч. 80, вып. 3.

148. *Таусон Л. В.* Потенциальная рудоносность и рудная продуктивность гранитоидных интрузий.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1973, вып. 213, с. 330—341.

149. *Таусон Л. В., Козлов В. Д., Кузьмин М. И.* Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М., Наука, 1968, с. 166—172.

150. *Тихомирова Н. И.* Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации.— Геохимия, 1971, № 2, с. 144—154.

151. *Тишendorf Г. В.* О системе металлогенических факторов и индикаторов на примере прогноза на эндогенные оловорудные месторождения.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971, с. 117—120.

152. *Тугаринов А. И., Змеенкова А. В.* Об источнике рудного вещества при эндогенном рудообразовании.— Сов. геология, 1960, № 4, с. 66—78.

153. *Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В.* Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963. 203 с.

154. *Федоров Е. С.* Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1967.

155. *Ферман А. Е.* Пегматиты. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.

156. *Флерова Е. В.* Поведение редких элементов в процессе метасоматически-палингеного образования гранитоидов.— В кн.: Гранитизация, граниты и пегматиты. М., 1972, с. 194—205.

157. *Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана.* Под ред. Э. П. Изох. Новосибирск, Наука, 1975. 515 с.

158. *Хетчиков Л. Н., Самойлович Л. А.* Влияние состава и концентрации солевых и летучих компонентов на соотношения термодинамических параметров некоторых водных растворов.— В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, 1974, с. 68—71.

159. *Ходаковский И. Л.* Некоторые вопросы термодинамики водных растворов при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М., 1975, с. 124—150.

160. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 180 с.

161. *Althaus E.* Der Einfluss des Wassere auf metamorphe Mineralreaktionen.— Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, Stuttgart, 1968, H. 9, S. 289—306.

162. *Creasey S. C.* Investigations of molybdenum deposits in the Conterminous United States 1942—60. Washington, 1965.

163. *Franzini M., Schiaffinol F.* On the crystal structure of biotites.— Z. Kristallographie, 1963, Bd. 119, H. 3—4, S. 308—309.

164. *Heier K. S., Brunfelt A. O.* Concentration of Cs in high grade metamorphic rocks.— Earth a. Planet. Sci. Letters, 1970, vol. 9, N 5, p. 416—420.

165. *Harme M.* Examples of the granitisations of plutonic rocks.— Bull. Commiss. geol. Finland, 1958, N 180, p. 45—64.

166. *Gabert G., Vinken R.* Die Scheetirlagerstatts Jaugdong (Südkorea), ihre Genese und ihr geologisch-tektonischer Rohmen.— Geol. Rundschau, 1965, Bd. 54, H. 2, S. 906—925.

167. *Gavelin S.* On the relations between kinetametamorphism and metasomatism in granitization some examples from the archeon of easteru Sweden.— Geol. foreningens i Stochholm forhandlingar 1960, Bd. 82, H. 2, 501, S. 230—269.

168. *Lindgren W. L.* Metasomatism.— In: Source book in geology, 1900—1950. Cambridge, 1967, p. 65—78.

169. *Marmo V.* The origion of granite a hydrothermal model.— Lithos, Oslo, 1968, vol. 1, N 1, p. 58—69.

170. *Naumann C. P.* Elemente der Mineralogie. Leipzig, Engelmann, 1964. 500 S.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|------------|
| Предисловие | 3 |
| Глава I. Петрогенетическая роль метасоматизма и связь его с другими геологическими процессами | 7 |
| Особенности проявления метасоматизма во времени и геологическом пространстве | 8 |
| Метасоматизм различных геологических эпох | 9 |
| Метасоматизм различных этапов тектоно-магматического цикла | 24 |
| Глава II. Сопряженные метасоматические системы, их положение и роль в истории развития земной коры | 28 |
| Схема полного метамагматического цикла и его теоретическая модель | 30 |
| Генетические типы сопряженных метасоматических систем | 33 |
| Сопряженные системы щитов, фундаментов древних платформ и срединных массивов | 37 |
| Сопряженные системы платформ | 39 |
| Сопряженные системы складчатых областей | 40 |
| Глава III. Структурно-вещественные типы сопряженных метасоматических систем | 43 |
| Физико-химические предпосылки формационного анализа | 44 |
| Топологические приемы формационного анализа | 53 |
| Систематическое применение уравнений зависимости для определения числа элементов метасоматитов различных уровней организации | 61 |
| Глава IV. Кристаллохимические закономерности метасоматического псевдоморфизма | 65 |
| Псевдоморфизм системы гранитизации (фельдшпатизации) — аргиллизации | 66 |
| Псевдоморфизм системы гранитизации — оксеталитизации | 84 |
| Псевдоморфизм системы гранитизации — грейзенизации | 106 |
| Общие закономерности минерального псевдоморфизма в сопряженных метасоматических системах | 109 |
| Глава V. Физико-химическое состояние метасоматирующих растворов | 113 |
| Состав водных вытяжек и условия декрепитации газовой-жидких включений в метасоматитах | 117 |
| Общие закономерности эволюции метасоматирующих растворов | 149 |
| Глава VI. Распределение рудных элементов в породах и минералах сопряженных метасоматических систем | 154 |
| Система гранитизации — аргиллизации | 157 |

| | |
|--|------------|
| Система гранитизации (сиенитизации) — оксеталитизации | 161 |
| Система гранитизации—грейзенизации | 168 |
| Глава VII. Метасоматизм и природа рудного вещества | 172 |
| Существующие представления об источниках рудного вещества | — |
| Металлогенический типоморфизм СМС | 180 |
| Минералого-геохимические критерии рудоносности СМС | 183 |
| Глава VIII. Региональный металлогенический анализ и локальный прогноз на основе концепции СМС | 185 |
| Предпосылки металлогенического районирования и прогноза оруденения с позиций концепции СМС | 190 |
| Металлогенические зоны и рудные пояса как элементы структуры СМС | 191 |
| Заключение | 196 |
| Список литературы | 199 |

ИБ № 1554

*Юрий Владимирович
Казицын*
**МЕТАСОМАТИЗМ
В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

Научный редактор
В. В. Жданов
Редактор издательства
Л. А. Рейхерт
Переплет художника
В. Т. Левченко
Техн. редактор
Н. П. Старостина
Корректоры В. Н. Малахова,
Н. Д. Баримова

Сдано в набор 20.10.78. Подписано в печать 26.01.79. М-25526. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл.-печ. л. 13. Уч.-изд. л. 13,73. Тираж 2400 экз. Заказ № 2348/441. Цена 95 коп.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 4 Ленинградского производственного объединения «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Ленинград, Д-126, Социалистическая, 14.