

В. Г. КУШЕВ



ЩЕЛОЧНЫЕ  
МЕТАСОМАТИТЫ  
ДОКЕМБРИЯ

В. Г. КУШЕВ

553.24:551.7

ЩЕЛОЧНЫЕ  
МЕТАСОМАТИТЫ  
ДОКЕМБРИЯ

468



Издательство «НЕДРА»  
Ленинградское отделение  
Ленинград · 1972



Щелочные метасоматиты, известные на большинстве докембрийских щитов, характеризуются общими особенностями, занимают сходное тектоническое положение и несут специфическую минерализацию, что позволило выделить их как единый комплекс пород, отвечающий формации.

В первой части книги дана подробная характеристика метасоматитов различных типов и описаны месторождения, связанные с ними. Большое внимание уделено месторождениям урана в преобразованных щелочным метасоматозом породах.

Во второй части работы освещаются вопросы геохимии, металлогенической специализации и генезиса щелочных метасоматитов, разбираются особенности состава минералов — индикаторов условий их образования, характер миграции вещества, последовательность возникновения минералов на основе парагенетического анализа. Кроме того, дана оценка физико-химических условий формирования метасоматитов с учетом данных моделирующих экспериментов, выделены их фации, определено место рудного процесса.

Щелочные метасоматиты докембрия рассматриваются как комплекс пород, образующихся при замещении самых разных по составу исходных метаморфических или интрузивных пород в результате воздействия натрийсодержащих углекислых растворов, фильтрующихся по ограниченным зонам тектонитов путями. Метасоматические реагенты сформировались под воздействием локальных тепловых потоков на глубине за счет глубоко проникающих метеорных и частично ювенильных вод.

Металлогеническая специализация щелочных метасоматитов отражает сложный процесс эволюции и дифференциации земной коры, включающий геохимическую специализацию регионов на отдельные элементы в стадию седиментации и петрохимическую эволюцию, приводящую к накоплению рудных элементов в некоторых породах. Мобилизация, перенос и отложение рудных элементов в благоприятных условиях при участии метасоматических растворов ведет к образованию рудоносных метасоматических пород. Источником рудного вещества служат главным образом первично осадочные породы, метаморфизованные не сильнее амфиболитовой фации, или реже древние интрузивные породы. В качестве практического вывода предлагаются некоторые признаки отличия рудных и рудоносных метасоматитов от более многочисленных безрудных. Эти признаки могут быть положены в основу прогнозно-петрологических критериев.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся изучением, поисками и разведкой рудных месторождений.

Таблиц 11, иллюстраций 41, список литературы — 282 названия.

## ВВЕДЕНИЕ

Оригинальные по составу породы, вошедшие в геологическую литературу под названием щелочных метасоматитов, уже давно привлекают внимание исследователей, так как являются объектом интересным как в общепетрологическом, так и в практическом отношении, хотя вопрос об их генезисе остается проблематичным. Интерес к этим породам особенно возрос в последние годы в связи с обнаружением скрытых и погребенных месторождений урана и некоторых других элементов, генетически связанных со щелочными метасоматитами в докембрии целого ряда щитов. Это выводит данную проблему за рамки региональной и вызывает настоятельную необходимость изучения главных особенностей щелочного метасоматоза, позволяющих прогнозировать поиски месторождений.

Под щелочным метасоматозом понимается процесс метасоматического порообразования, в ходе которого за счет различных по составу исходных пород возникают новые, сложенные одним или несколькими щелочными минералами (альбитом, эгирином, щелочным амфиболом, фельдшпатоидами и некоторыми другими). По преобладанию одного или двух минералов метасоматиты получают конкретизирующие названия. Термины эгиринизация, альбитизация, рибекитизация (образование щелочных амфиболов) и другие служат для обозначения метасоматических процессов, в результате которых происходит преимущественное образование эгирина, альбита, щелочных амфиболов ряда родузит-рибекит и других при метасоматическом замещении разнообразных пород и минералов.

Эгиринитами и альбититами согласно В. Гольдшмидту [Goldschmidt, 1921] и А. А. Полканову [1941] называются породы, в которых содержание эгирина или альбита составляет более 50% объема породы; при меньших их содержаниях говорится об эгиринизированных и альбитизированных породах. Названия «эгириновый альбитит», «амфиболовый альбитит» и другие употребляются для того, чтобы отразить существенное содержание первого минерала при резком преобладании второго. В некоторых случаях применяются сложные названия метасоматитов или сланцев типа щелочно-амфиболовых, щелочно-амфиболо-эгириновых, с тем чтобы отразить примерно одинаковое содержание двух или более минералов. В целом автор придерживался терминологии, обычно применяемой при изучении щелочных метасоматитов [Шоловинкина, 1951, 1953, 1955; Никольский,

1956, 1964; Стрыгин, 1959, 1970; Елисеев, Никольский, Кушев, 1961; Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965].

В настоящей работе щелочной метасоматоз рассматривается как частный случай более общего процесса, называемого метасоматозом (вообще) или метасоматизмом.

Содержание термина метасоматизм впервые наиболее полно было определено в 1925 г. В. Линдгреном, который рассматривал его как молекулярный процесс одновременного растворения и образования минералов, происходящий в присутствии жидкой фазы и сопровождающийся химическим взаимодействием между породой и раствором. Близкого взгляда придерживался В. М. Гольдшмидт [1933], считавший, что не всякое замещение с изменением химизма породы можно считать метасоматическим.

Развернутое определение понятия метасоматоз предложено Д. С. Коржинским [1955]: «Под метасоматозом теперь понимают всякое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещения порода все время сохраняет твердое состояние. Процессы, сопровождаемые расплавлением или образованием в породе пустот с последующим их выполнением, к метасоматическим не относятся. Термин метасоматоз применяется как к эндогенным, так и гипергенным процессам».

Д. С. Коржинский и его последователи, развивая представления Гольдшмидта и Эскола, предложили выделять метасоматические формации и фации на основе разработанного ими парагенетического анализа минералов [Коржинский, 1957; Жариков, 1959].

За последние годы было опубликовано много работ, в которых рассматривались околорудные метасоматические изменения, физико-химические условия образования метасоматитов, теория метасоматоза, вопросы горизонтальной и вертикальной зональности, перемещения вещества и некоторые другие стороны и особенности процесса. Однако мнения относительно условий формирования щелочных метасоматитов, их возрастного положения и генезиса достаточно противоречивы, несмотря на признание метасоматической природы этих образований. Связь многочисленных и разнообразных метасоматических проявлений с геологической обстановкой также изучена недостаточно, что прежде всего касается зависимости типа метасоматитов от условий их образования, определяемых тектоническим режимом в период их возникновения. Отсюда вытекает необходимость установления места щелочного метасоматоза в общей истории геологического развития древних щитов, определения характера связи метасоматоза с региональными разрывными структурами, а также необходимость разработки удовлетворительной генетической схемы.

Главная цель предпринятой работы заключалась в выявлении различий и сходства между разрозненными, на первый взгляд не имеющими ничего общего метасоматитами, которым, как оказалось в действительности, свойственны многие близкие особенности, обуслов-

ленные их образованием под влиянием ряда общих факторов. Кроме того, необходимо было установить соотношение рудного процесса со щелочным метасоматозом.

До недавнего времени наиболее распространенным оставалось представление о той или иной генетической связи щелочного метасоматоза и сопутствующего оруденения с конкретными магматическими телами или магматическими очагами. Это представление поддерживается многими геологами, хотя и вступает в противоречие с фактами, получаемыми в ходе изучения, разведки и эксплуатации промышленных объектов, при экспериментальных исследованиях и теоретических расчетах. Обнаружение щелочных метасоматитов в различных структурно-фациальных зонах заставляет последователей постмагматической гипотезы рассматривать их образование в связи с разнообразными по составу и возрасту интрузивными комплексами, причем зачастую даже без учета фактора структурного контроля. Это оказывает влияние и на выдвигаемые поисковые критерии. Неудовлетворительность большинства предложенных поисковых признаков и критериев для разделения рудоносных и безрудных щелочных метасоматитов требует их дальнейшего углубленного изучения.

В ходе проведенных автором исследований щелочных метасоматитов было эмпирически установлено, что, несмотря на кажущуюся индивидуальность проявлений щелочного метасоматоза и приуроченность их к различным по составу, часто разновозрастным породам, все они имеют многие общие особенности и, кроме того, занимают сходное и вполне определенное тектоническое положение, причем возникают на одном и том же этапе геологической эволюции. Подавляющая их масса в докембрии возникает в сравнительно узком интервале (1800—1500 млн. лет) в период стабилизации и начала платформенного режима развития регионов. Четкое временное и тектоническое положение метасоматитов докембрия послужило веским доводом в пользу выделения щелочных метасоматитов в качестве особой формации — формации щелочных метасоматитов зон региональных разломов, типичной для докембрия. Эта формация включает ряд минеральных фаций (и субфаций), отвечающих сравнительно узким интервалам температуры и давления.

Проблема щелочного метасоматоза является важной еще и потому, что именно с этим процессом связано формирование месторождений многих полезных ископаемых. Достаточно сказать, что со щелочными метасоматитами ассоциируются рудопроявления и месторождения редких элементов, тантала, ниобия, редких земель и, наконец, урана. По предлагаемой генетической схеме щелочной метасоматоз занимает определенное место в эволюционном ряду осадконакопление → метаморфизм → гранитообразование → метасоматоз, запаздывая по отношению к субплатформенным интрузиям и не проявляя прямой генетической связи с конкретными активными гранитными интрузиями или магматическими очагами. Метасоматоз протекает на общем фоне падения температур, которые значительно ниже магматических, и объясняется воздействием фильтрующихся углекислосодержащих глубинных растворов. Рудный метасоматоз

приурочен к поздним стадиям щелочных преобразований, а специализация отражает общую эволюцию вещества земной коры и определяется геохимической специализацией регионов, петрохимической специализацией пород и спецификой растворов и условий при метасоматозе.

Принятая в работе генетическая схема позволяет наметить признаки для оценки перспективности отдельных зон и участков в отношении оруденения, и установить фации и субфации щелочных метасоматитов, наиболее часто являющиеся рудоносными или рудными.

Круг рассматриваемых в работе вопросов ограничивается примерами щелочного метасоматоза в докембрии, хотя вообще щелочные метасоматиты как представители формационного типа известны в образованиях и более молодых эпох. Очевидно, к этому же формационному типу можно отнести, в частности, «альбититовую формацию» (Беус, 1958, 1968). «Альбититовые месторождения в пределах древних платформенных областей», очень кратко рассмотренные А. А. Беусом в составе «альбититовой формации», вероятно, соответствуют щелочным метасоматитам, развивающимся в породах гранитных, щелочно-земельных и щелочных интрузивов. Поскольку типичные (по А. А. Беусу) «апогранитовые альбититы» при своем возникновении тесно ассоциируются с процессами грейзенизации и формированием альбитизированных пегматитов и проявлены в областях завершенной складчатости преимущественно в участках ослабления рамы палеозойско-мезозойских и мезозойских геосинклиналей, тяготея к гранитным интрузивам, внедренным по дизъюнктивам, обрамляющим геантиклинальные поднятия (Беус, 1968), то такие «апогранитные альбититы» целесообразно рассматривать как самостоятельную формацию, типичную для палеозоя — мезозоя. Подробная характеристика этой последокембрийской формации, вполне сопоставимой по рангу с формацией щелочных метасоматитов докембрия, приведена А. А. Беусом в целом ряде статей и в специальной монографии, опубликованных с 1958 по 1968 г.

В работе не рассматриваются также весьма разнообразные метасоматические образования, выделяемые под общим названием «фениты». По мнению автора, фениты являются автометасоматическими породами и развиваются преимущественно около массивов щелочных и нефелиновых сиенитов последокембрийского возраста. Как любые автометасоматические образования, фениты должны рассматриваться в составе той формации, к которой принадлежат порождающие их породы, и потому выпадают из числа объектов, являющихся темой исследования.

Несколько слов о построении работы. Она подразделена на две части. В первой рассматривается общее тектоническое развитие древних щитов и место щелочных метасоматитов в истории геологического развития, определяется их тектоническая позиция. Все известные щелочные метасоматиты докембрия подразделены на типы, проведен анализ их особенностей и обосновано выделение метасоматитов в качестве формации. Далее, в главах III, IV и V, следует разбор щелочных метасоматитов в соответствии с проведенной типизацией и при-

водятся примеры месторождений, связанных со щелочными метасоматитами различного типа.

Во второй части работы рассматривается минералогия, петрохимия, геохимическая эволюция и металлогеническая специализация щелочных метасоматитов; рассмотрение этих вопросов позволяет предложить модель генезиса щелочных метасоматитов и связанного с ними оруденения.

Автор отдает себе отчет в том, что не все из выдвигаемых в книге положений могут быть безоговорочно приняты и обладают одинаковой доказательной силой. Проблема щелочного метасоматоза далека от окончательного решения. Вместе с тем, поскольку к настоящему времени ни в отечественной, ни в зарубежной литературе нет обобщающей сводки по затронутой проблеме, данная работа будет полезной для всех геологов, интересующихся проблемой щелочного метасоматоза.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ  
ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

ГЛАВА I

ОБЩЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ  
ДРЕВНИХ ЩИТОВ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ  
ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Тектоническое развитие древних щитов, определяющее всю историю формирования докембрийских складчатых сооружений, характеризуется рядом особенностей. По мнению многих исследователей [Виноградов, 1962; Павловский, 1962; Страхов, 1963; Хаин, 1964; Сеницын, 1965 и др.], на наиболее раннем геологическом этапе, в протозое, развитие сиаля сопровождалось малоамплитудными поднятиями и погружениями, слабо выраженными в рельефе, и поэтому процессы сноса, объемы и скорость осадконакопления были крайне незначительными. Геохимические условия среды осадконакопления способствовали широкому распространению хемогенных фаций, кварцитов и специфических кремнисто-железистых осадков. По мере наращивания сиалического слоя и появления гравитационной неустойчивости земной коры появились системы региональных разломов, по которым происходили излияния трещинного типа; эндогенное развитие выражалось в процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. Складчатость отличалась простыми формами и лишь в малой степени определялась тектоническими факторами: крупные гранитизационные купола оторачивались системами складок течения и волочения, а слоистые толщи межкупольных впадин оставались слабометаморфизованными [Сеницын, 1965]. Ничтожный размах вертикальных движений и, как следствие, небольшие амплитуды колебаний рельефа не создавали условий для развития несогласий между отдельными литолого-стратиграфическими комплексами даже при перерывах в осадконакоплении. Такой стиль формирования сиалической коры соответствует нуклеарной стадии ее развития [Павловский, 1962; Сеницын, 1965].

На следующем этапе, в дейтерогее, начинается раннее геосинклинальное развитие [Сеницын, 1965]. Земная кора дифференцируется: одни участки сиалической коры подвергаются геосинклинальной переработке, активизируются; другие приобретают стабильность и характеризуются платформенным режимом развития.

Осадконакопление в первой половине дейтерогее характеризуется главным образом особенностями, унаследованными от протозоя, но

вместе с тем наряду с хемогенными формациями существенную роль приобрели терригенные. К этому времени усилилась гравитационная неустойчивость земной коры, и на ее развитие начали оказывать влияние разломы и глыбовые движения. Сиалическая кора разделилась на области поднятий и опусканий, причем вертикальные смещения сопровождалась образованием складок. Во второй половине дейтероя (протерозой) осадконакопление приобрело еще большее разнообразие и интенсивность, увеличился объем обломочных пород, появились терригенные формации типа флишевых и молассовых.

Главными особенностями геологического развития «... становятся вертикальные движения и механическая седimentация. Это уже был геосинклинальный процесс, но еще не типичный (протогеосинклинальный), существенно отличавшийся от геосинклинального развития неогей. Отличительными чертами протогеосинклинального режима были: общая вялость и малые амплитуды движений, малоэнергичный рельеф, относительно простой формационный состав отложений, значительное распространение хемогенных и хемогенно-терригенных осадков, малые скорости осадконакопления, простота строения складчатых структур и слабое развитие в них линейности» [Синицын, 1965, с. 9].

Стабилизация таких протогеосинклинальных складчатых областей и превращение их в области с платформенным режимом развития привели к дальнейшему наращиванию сиалической коры. Однако даже в стабилизированных в протерозое областях — платформах — мощность сиалической коры была все еще мала, поэтому они часто подвергались активизации и легко реагировали расколами на напряжения, возникавшие вследствие возросшей гравитационной неустойчивости блоков с разной мощностью сиаля. В связи с этим на протерозойских платформах было возможно образование гигантских интрузий щелочных пород центрального типа, длительное существование региональных разломов и широкое распространение дайковых поясов.

Таким образом, развитие земной коры в докембрии отличалось от процесса эволюции в неогее прежде всего малой скоростью осадконакопления, крайне широким распространением плутоических явлений — регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитообразования, протекавших на гораздо меньших глубинах, чем в последующее время, и, наконец, относительно небольшой мощностью сиаля даже в консолидированных, платформенных областях, что допускало активизацию этих областей и развитие долгоживущих разломных зон.

Перечисленные специфические особенности развития сиалической земной коры в докембрии определяют сложность древних складчатых сооружений, расшифровка которых возможна на основе региональных тектонических карт.

В фундаменте большинства щитов, при достаточно детальной их изученности, могут быть выделены архейские и протерозойские складчатые системы и срединные массивы разного времени консолидации. Однако, в связи с небольшой мощностью сиалической коры, древние

срединные массивы в большинстве случаев переработаны более молодыми складчато-глыбовыми дислокациями, и лишь небольшие их блоки сохраняют первичный состав и возраст. Такие блоки рассматриваются как реликтовые, непереработанные части более крупных срединных массивов. Если тектоническая или, точнее, тектоно-магматическая переработка захватывала в основном краевые части древних срединных массивов, могут выделяться отдельные, нередко разновозрастные, «зоны» переработки. Подробная, развернутая характеристика главных тектонических подразделений содержится в специальных работах [Кратц, Дедеев, 1970], здесь мы ограничимся лишь их перечислением.

*Раннеархейские срединные массивы и блоки фундамента* выделяются по геологическим данным обычно с некоторой условностью. Как правило, они в той или иной степени тектонически переработаны позднеархейскими и главным образом раннепротерозойскими складчато-глыбовыми движениями.

*Позднеархейские складчатые системы, срединные массивы и блоки фундамента* устанавливаются с большей достоверностью, хотя во многих случаях также подвержены более поздней тектоно-магматической переработке. В связи с тем, что ранне- и позднеархейские срединные массивы, как правило, в той или иной степени переработаны последующими складчато-глыбовыми движениями, их нельзя отождествлять с собственно срединными массивами в том понимании, как это принято для фанерозоя. В связи с этим их, вероятно, следует называть «квазисрединными», подчеркивая тем самым возможность в дальнейшем их некоторой переработки.

*Раннепротерозойские складчатые системы* устанавливаются в древних щитах достаточно четко и играют в их строении большую роль. С формированием этих складчатых систем связана тектоно-магматическая переработка окаймляемых ими архейских срединных массивов.

*Среднепротерозойские складчатые системы* располагаются внутри областей раннепротерозойской складчатости, с ними иногда связана тектоно-магматическая переработка ранне- и позднеархейских срединных массивов.

Как уже отмечалось, протерозойские подвижные области и возникшие на их месте складчатые системы по своим особенностям уже приближались к типичным геосинклиналям, но все же отличались от них. Инверсия таких геосинклиналей или, точнее, протогоеосинклиналей сопровождалась их разделением на антиклинорные (протогеоантиклинальные поднятия) и синклинорные зоны. В последних продолжалось осадконакопление, причем от смежных протогоеоантиклинальных поднятий синклинорные зоны отделялись разломами. К границам таких синклинорных зон и протогоеоантиклинальных поднятий, а также к краевым прогибам геосинклиналей вдоль границ окаймляемых ими квазисрединных массивов приурочивались терригенные и терригенно-хемогенные фации и формации, которые изначально могли быть обогащены рядом рудогенных элементов, и в частности ураном. К их числу относятся конгломераты, конгломерато-

песчаники, гравеллиты, углисто-глинистые сланцы и другие породы в дальнейшем метаморфизованные.

*Консолидация* древних складчатых областей и превращение их в типично платформенные начинается в среднем протерозое или на границе среднего и верхнего протерозоя.

*Глубинные разломы (зоны повышенной проницаемости земной коры) и региональные системы глубоких расколов* играли значительную роль в формировании древних складчатых сооружений.

Незначительная мощность сиэля обуславливала относительно небольшую ширину зон глубинных разломов, которые в региональном плане приобретали поэтому нередко «шовный» характер. Это в свою очередь определяло локализацию продуктивных осадочных формаций в сравнительно узких зонах, тяготеющих к границам с областями сноса. Подновление таких разломов в послеейверсионный период и образование глубоких расколов открывало пути для подъема и циркуляции глубинных растворов, которые в верхних горизонтах коры вызывали метасоматические преобразования, а при наличии продуктивных толщ метаморфизованных осадочных пород — формирование аллотигенных месторождений.

Глубинные разломы и глубокие расколы хорошо устанавливаются геофизическими методами по магнитным телам большой протяженности и высокой намагниченности, совпадающим с линейными аномалиями поля силы тяжести или с зонами больших градиентов этого поля. Приурочены разломы обычно к границам складчатых систем и крупных структур типа антиклинорий и синклинорий, к границам срединных массивов или крупных блоков. В современном рельефе фундамента им отвечают тектонические ступени.

По данным глубинного сейсмического зондирования практически все глубинные разломы на территории древних щитов и прилегающих районов прослеживаются через всю земную кору, затухая, очевидно, в верхней мантии. Глубина заложения глубоких расколов (системы региональных разломов) несколько меньше, и они вряд ли выходят за пределы коры. Глубинные разломы и региональные расколы образуют системы, связанные скорее всего с заложением раннепротерозойских геосинклиналей. Все они относятся к долгоживущим разрывным структурам и, благодаря относительно небольшой мощности сиэлической коры, активизировались неоднократно, в том числе и после перехода областей докембрийских щитов к платформенному этапу развития.

*Место щелочного метасоматоза* в общей истории геологического развития щитов выявляется при анализе пространственного расположения зон с проявлениями щелочного метасоматоза. Устанавливается, что зоны метасоматоза располагаются в пределах краевых частей блоков, которые в среднем протерозое превратились в «протогеоантиклинальные» поднятия, вдоль границ древних «квазисрединных» массивов или вдоль нарушений, возникших уже в консолидированном платформенном блоке. В большинстве случаев проявления щелочного метасоматоза приурочены к зонам разрывных нарушений, заложенных еще в период складчатости, или к конседиментационным

разломам, которые неоднократно подновлялись. Докембрийские платформенные области не отличались высокой стабильностью, и многочисленные разрывные нарушения в этих областях приводили к появлению региональных тектонических зон. Такие нарушения часто являлись осложняющими по отношению к ранней складчатости. В крупных пликативных структурах и моноклинально залегающих толщах разрывы нередко развивались послойно.

Разломы, к которым пространственно приурочены зоны щелочного метасоматоза и генетически связанные со щелочными метасоматитами месторождения, устанавливаются на территории всех докембрийских щитов. Они являются сквозными в том смысле, что развиваются по породам, принадлежащим к разновозрастным комплексам, включая субплатформенные и платформенные образования.

## ГЛАВА II

### ТИПЫ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Состав и структурные особенности щелочных метасоматитов зависят от многих факторов, и в первую очередь от химического и минералогического состава и структурно-текстурных особенностей замещаемого ими субстрата. В связи с этим подразделение щелочных метасоматитов целесообразно производить на основе состава подвергшихся изменению пород. Как было установлено при изучении метасоматических образований в докембрии, при выделении типов щелочных метасоматитов необходимо учитывать, что они нередко сопровождаются метасоматитами иного состава (кварцевыми, карбонатными, фосфатными и др.), связанными с первыми не только пространственно, но и генетически.

Метасоматиты, приуроченные к региональным тектоническим зонам, интересны не столько как оригинальный петрологический объект, сколько как носители специфического оруденения: в первую очередь уранового, в меньшей степени торий-уранового, редкоземельного и других. Месторождения такого рода выделяются в особую метасоматическую группу, классификация которых также обычно основана на составе исходных метаморфических пород, определявших минералогические и геохимические особенности метасоматитов, несущих и вмещающих оруденение.

Несмотря на индивидуальные черты, свойственные метасоматитам, развивающимся в различных по составу породах, всем им присущи некоторые общие особенности, которые характеризуют их как образования, свойственные определенному этапу геологического развития — периоду развития крупных разрывных структур в момент стабилизации региона и в условиях собственно платформенного режима.

## Общие особенности щелочных метасоматитов

Метасоматиты, образующиеся за счет пород самого различного состава, характеризуются целым рядом общих черт.

1. Приуроченность к крупным зонам нарушений, которые относятся к региональным, преимущественно линейным структурам.

2. Зависимость морфологии метасоматических тел от морфологии тектонических зон, сопровождаемых развитыми зонами тектонизированных пород.

3. Наложенный характер зон метасоматических преобразований, т. е. разрыв во времени между образованием вмещающих (подвергающихся изменениям) пород, с одной стороны, и метасоматитов — с другой, может быть весьма значительным, составляющим по радиологическим данным до 300 млн. лет.

4. Зависимость химического и, как следствие этого, минералогического состава метасоматитов, их текстурно-структурных особенностей от состава и текстурно-структурных особенностей исходных пород; одна и та же последовательность образования минералов: развитие альбита, иногда слюды, новой генерации калиевого полевого шпата (в породах гранитоидного ряда) и щелочного амфибола, затем образование эгирина с замещением и перекристаллизацией щелочного амфибола (альбит и существенно калиевый полевой шпат устойчивы), карбонатизация (и развитие флюорита) и, наконец, перекристаллизация и переотложение щелочных минералов.

5. Сходство физико-химических условий образования, определяемых гаммой характерных породообразующих минералов щелочных метасоматитов; эти условия являются показателем определенной глубинности формирования, температуры и давления.

6. Зависимость типа минерализации от специализации (на рассеянные элементы) пород, нижележащих по отношению к зоне метасоматоза, т. е. пород, являющихся фильтром, из которого заимствуются рудные компоненты.

7. Постоянство главных геохимических черт процесса щелочного метасоматоза.

## Типы щелочных метасоматитов

Собственно щелочные метасоматиты докембрия подразделены на шесть типов [Кушев, 1970]. Принцип их подразделения в некоторой степени условен, так как в качестве главного критерия использован состав пород, подвергавшихся метасоматическим преобразованиям. Метасоматиты выделенных типов характеризуются некоторыми индивидуальными особенностями, но в то же время обладают перечисленными выше общими чертами. По возрасту метасоматиты докембрия также достаточно близки между собой и соответствуют среднему-верхнему протерозою со сравнительно узким интервалом возрастных значений (1700—1450 млн. лет).

1. Щелочные метасоматиты в породах формации железистых кварцитов (включая железистые кварциты гнейсовых серий) и в других железистых породах преимущественно нижнепротерозойского, но

иногда и более древнего возраста. Обладают специфическим минеральным составом, что обусловлено высоким содержанием железа и сильно варьирующим содержанием глинозема в исходных породах. Такие метасоматиты образуют достаточно мощные тела мономинеральных эгиринитов, щелочно-амфиболовых сланцев, альбититов и смешанных меланократовых кристаллических пород сланцеватой текстуры. Все они приурочены к крупным разрывным нарушениям, согласным со слоистостью метаморфических толщ, или к складчатым структурам, осложненным разрывами; за пределами зон тектонитов щелочные изменения быстро затухают. Конфигурация тел метасоматитов прямо зависит от морфологии тектонических зон.

II. Щелочные метасоматиты в толщах гнейсов и сланцев возникают в условиях ультраметаморфизма на поздних стадиях процесса гранитизации. По возрасту отвечают нижнему протерозою и, по видимому, являются наиболее ранними в ряду метасоматических образований. Метасоматиты этого типа представлены двумя разновидностями: а) существенно микроклиновыми породами, почти не содержащими или даже лишенными кварца; б) существенно альбитовыми или альбит-олигоклазовыми породами. Цветные минералы — эгиринсодержащий пироксен диоксидового ряда (до 40% акмита), существенно натровая роговая обманка, биотит.

Такие метасоматиты обычно слагают послойные жильные тела и могут по характеру текстуры называться в этом случае спенит-мигматитами; кроме того, ими могут быть сложены пачки монотонных пород, и тогда к ним часто применяется название гнейсы-олигоклазиты или гнейсы-микроклиниты; наконец, иногда они слагают линзовидные, жильные, дайкоподобные тела метасоматического замещения, имеют в этом случае массивную текстуру и называются олигоклазитами или микроклинитами.

III. Щелочные метасоматиты в гранито-гнейсовых комплексах и в гранитах нижнепротерозойского возраста. Представлены альбит-крокидолитовыми метасоматитами, почти мономинеральными альбититами и частично микроклин-альбитовыми метасоматитами и содержат примесь эгиринового пироксена и (или) щелочного амфибола. Развиваются за счет катаклазированных или даже просто микротрещиноватых гранитоидов и содержащихся в них гнейсов субстрата в пределах достаточно широких зон катаклаза и брекчирования, сопровождающих региональные тектонические структуры.

Кроме собственно щелочных минералов на поздних стадиях в самих метасоматитах и в окружающих породах развиваются эпидот, хлорит, карбонаты. Многочисленные милонитовые и катаклазитовые швы могут быть превращены в эпидозиты. Последнее сближает метасоматиты данного типа по особенностям минерагенеза с метасоматитами II типа, образующимися на поздних стадиях процесса ультраметаморфизма, от которых они отличаются четкой метасоматической зональностью и появлением внешней зоны микроклинитов и окварцованных пород.

IV. Щелочные метасоматиты, развивающиеся за счет основных пород (габбро, габбро-диабазов, диабазов), залегающих в контакте

с гнейсами и гранитоидами. Представлены альбититами или альбитизированными разновидностями пород — амфибол-альбитовыми, карбонат-альбитовыми, породами типа карьялитов и другими, которые часто ассоциируются с существенно карбонатными метасоматитами. Такие породы приурочены к системам региональных разломов и локализуются в зонах оперяющих разрывов; щелочными преобразованиями затронуты только тектонизированные участки, за пределами которых изменения быстро затухают. В связи с тем, что диабазы и габбро-диабазы обычно слагают дайковые тела небольшой мощности, залежи метасоматитов данного типа, как правило, имеют ограниченные размеры.

V. Щелочные метасоматиты, развивающиеся в щелочноземельных сиенитах и в гранитах рапакиви, относящихся к платформенным образованиям верхнепротерозойского возраста. Состоит из альбита, эгирина, рибекитового амфибола, флогопитовой железистой слюды и имеют своеобразные петельчатые и пятнистые структуры замещения; в некоторых случаях по характеру преобразований сближаются с фенитами. Приурочены к узким линейным зонам брекчирования и милонитизации, вдоль которых слагают плитообразные тела, в связи с чем их нередко называют трещинными щелочными метасоматитами.

VI. Метасоматиты, формирующиеся в пределах массивов щелочных и нефелиновых сиенитов. Отличаются от всех предыдущих типов появлением в их составе (помимо эгирина, щелочных и щелочно-кальциевых амфиболов) фельдшпатоидов — нефелина, канкринита, содалита. Эти метасоматиты приурочены не к линейным тектоническим зонам, а к зонам, возникающим по типу конических разломов. Метасоматиты представлены разнообразными типами пород, из числа которых наиболее интересны в генетическом и практическом отношении мариуполиты и альбититы. В настоящей работе метасоматиты данного типа не рассматриваются; их подробная характеристика приведена в специальной монографии [Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965].

Описанию метасоматитов I и V типов отведены отдельные самостоятельные главы.

Метасоматиты II и IV типов развиваются за счет пород, входящих в состав сложных гнейсово-мигматитовых толщ, среди которых залегают массивы гранитоидов; за счет последних формируются метасоматиты III типа. Подразделение их на самостоятельные типы целесообразно потому, что в различных регионах преобладающим или единственно развитым оказывается лишь один из них или, несмотря на принадлежность к одной толще и совместное нахождение, они проявляют индивидуальные особенности (детальная характеристика метасоматитов этих трех типов приводится в главе V).

Кальциевые, железисто-магнезиально-силикатные, карбонатные, фосфатные, сульфидные и другие метасоматиты, как правило, не имеют самостоятельного значения. В большинстве случаев они связаны со щелочными и развиваются или совместно с ними, или сопряженно. Исключение составляют метасоматитические кварциты, которые нередко появляются как внешние зоны около тел щелочных

метасоматитов или самостоятельно. Кварцевые эпидозиты возникают сопряженно с участками развития гнейсов-метасоматитов.

Не совсем четкое генетическое положение занимают хлоритизированные и эпидотизированные разновидности гранитов и гнейсов, которые иногда относят к метасоматитам, поскольку они сопряжены с зонами щелочного метасоматоза пространственно. Эти породы прослеживаются в виде полос вдоль региональных тектонических зон с проявлениями щелочного метасоматоза и, возможно, отражают этот процесс, но скорее всего являются диафторитами. Наиболее четко зоны диафторитов выражены в случаях развития метасоматических зон в породах высокой степени метаморфизма (до гранулитовой фации).

В настоящей работе главное внимание уделено собственно щелочным метасоматитам, остальные их разновидности рассматриваются лишь в связи со щелочными.

Закономерности пространственного размещения всех типов щелочных метасоматитов обусловлены локализацией их в пределах зон, сопровождающих региональные разломы, и связаны с особенностями формирования последних.

### Типы метасоматических месторождений урана

В связи с каждым из выделенных типов метасоматитов известны редкоземельная минерализация или промышленные месторождения урана, которые, естественно, представляют наибольший интерес.

Не останавливаясь на предложенных к настоящему времени классификациях, разбору которых уделено много внимания в работе В. Н. Котляра [1961], отметим, что урановые месторождения, связанные со щелочными метасоматитами, правильнее всего относить к категории гидротермальных. При детальном изучении месторождений выявилось, что они несколько отличаются от последних, и это позволило выделить их в особую метасоматическую группу [Суражский, 1956; Тугаринов, 1963б; Казанский и др., 1968].

Как большинство гидротермальных месторождений, урановые месторождения метасоматической группы приурочены к крупным (региональным) тектоническим зонам, сопровождаемым ореолами тектонизированных пород. Ураноносные метасоматиты, вмещающие рудные тела, различаются между собой в первую очередь по характеру замещаемого субстрата. Поэтому общую классификацию метасоматических урановых месторождений также целесообразно проводить по составу исходных метаморфических пород. По указанному принципу могут быть выделены месторождения урана:

- 1) в связи с метасоматитами I типа в породах формации железистых кварцитов;
- 2) в алюмосиликатных и силикатных породах в связи с метасоматитами II (в гнейсах, сланцах и мигматитах), III (в гранитоидах), IV (в диабазах и амфиболитах), V (в субщелочных) и VI (в щелочных породах) типов.

А. И. Тугаринов [1963в] предложил также различать комплексные, на которых отдельные рудные залежи несут различную минера-

лизацию в зависимости от колебаний состава вмещающих пород, и селективные (простые) метасоматические месторождения. Последние подразделены еще более дробно с выделением среди них месторождений: 1) в железистых породах; 2) в алюмосиликатных и силикатных породах, включая гранитоиды, сланцы и скарны; 3) в карбонатных толщах, 4) в углистых и графитизированных сланцах, конгломератах и доломитах; 5) в сульфидсодержащих породах. Во всех случаях в рудообразовании в большей или меньшей степени участвуют явления щелочного или щелочно-карбонатного метасоматоза. Однако доминирующая роль этому процессу принадлежит при формировании селективных месторождений двух первых типов. Вместе с тем далеко не все зоны щелочного метасоматоза оказываются рудными или даже рудоносными на тот или иной вид полезного ископаемого. Оруденения проявлены обычно в тех случаях, когда в разрезе преобразуемых метасоматозом пород присутствуют потенциально рудоносные (продуктивные) горизонты.

### Щелочные метасоматиты как особая формация

468  
Одинаковая тектоническая позиция щелочных метасоматитов, повторяющийся характер петрогенного процесса, близость во времени, отсутствие связи с конкретными магматическими телами, сходство геохимических особенностей и физико-химических условий при их образовании — все это позволяет поставить вопрос о выделении щелочных метасоматитов в качестве единой группы пород — геологической формации.

Главные термины и понятия. Определения главных терминов и понятий, применяемых при формационном анализе, к сожалению, не являются общепринятыми. Их значение и содержание понимаются различными исследователями неодинаково и часто неоднозначно. Кроме того, одно и то же понятие нередко обозначается двумя или даже большим числом терминов.

Для выяснения вопроса о том, представляют ли собой метасоматиты региональных тектонических зон формацию или формационный тип, и насколько они отвечают признакам такого рода подразделений, необходимо рассмотреть содержание и объем понятий, обозначаемых терминами геологическая формация, формационный тип, комплекс, формация, фация.

Впервые геологические формации в понимании, близком к современному, были выделены Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1898) на примере магматических образований, причем отмечалось, что магматические формации имеют такое же право на самостоятельность, как осадочные [Левинсон-Лессинг, 1952]. Н. С. Шатский [1945] под геологическими формациями понимал «естественно выделяемые комплексы пород, определенные члены которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном возрастном отношении, так и в горизонтальном, пространственном отношении». Позднее, в 1952 г., Н. С. Шатский уточнил и разъяснил свое определение. По

его мнению, «существование формаций вообще, и различных их видов в частности, устанавливается эмпирически на основании постоянной повторяемости в самые различные геологические периоды одних и тех же или близких ассоциаций горных пород, связанных с одними и теми же или близкими тектоническими условиями нахождения» [Шатский, 1952].

Близкое по смыслу, но более развернутое определение было предложено Н. П. Херасковым: «Формациями называются естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды).

Формации характеризуются составом горных пород, строением и взаимоотношениями с другими формациями; меньшее значение имеют форма и размеры. От смежных формаций данную формацию часто отделяет некоторый скачок, свидетельствующий о качественном изменении условий образования; это вызывает относительно резкие границы... формаций.

Иногда целесообразно проводить различие между конкретными формациями как геологическими телами и системами тел, для которых может быть указан определенный возраст и местонахождение, и формационным типом, объединяющим сходные конкретные формации независимо от их возраста и местонахождения. Это не означает, что какой-либо формационный тип может появляться в любое время и в любом месте, наоборот, вследствие развития и неоднородности Земли формационные типы имеют свою возрастную и пространственную характеристику.

Проведенные исследования показывают, что формации связаны с тектоническими структурами, конкретные формации — с конкретными структурами, а формационные типы — с типами структур. Формации, свойственные одной структуре, образуют закономерный ряд, отражающий развитие структуры, но формационные ряды даже в однотипных структурах могут отличаться друг от друга, а в разнотипных структурах могут появляться сходные формации» [Херасков, 1952, с. 50—51]. В приведенных примерах определений геологическая формация характеризуется прежде всего как естественный комплекс пород, формирующийся в определенных условиях — в определенной геологической обстановке.

Считая, что наиболее удачным является общее определение геологической формации Н. П. Хераскова, Ю. А. Кузнецов [1964] несколько изменяет его применительно к ассоциациям магматических пород. Им предложены формулировки и уточнен объем таких главным понятием, как комплекс, формация и формационный тип.

Рассмотрение особенностей метасоматитов показывает, что применение формационного принципа при изучении и классификации метасоматических образований не менее правомочно, чем при изучении магматических пород. И принципы выделения комплексов, формаций и формационных типов метасоматитов, очевидно, должны

быть сходны с принципами выделения аналогичных подразделений для магматических пород.

Главными классификационными подразделениями в области петрологии метаморфических пород являются фации метаморфизма. Одно из первых определений понятия «минеральная фация» было дано П. Эскола, согласно которому «минеральная фация охватывает все породы, возникшие в настолько близких условиях давления и температуры, что определенный химический состав приводит к одной и той же совокупности минералов» (Eskola, 1920). Согласно более позднему определению «метаморфическая фация включает породы любого химического состава и, следовательно, разнообразного минерального состава, которые достигли химического равновесия при метаморфизме при определенных физических условиях» [Тернер, 1951].

В чисто геологическом смысле метаморфические фации определяются как «ряд метаморфических минеральных ассоциаций, отвечающих следующим условиям:

1) некоторые или все относящиеся сюда ассоциации связаны во времени и пространстве; ассоциация в целом повторяется в других районах и породах различного возраста;

2) минеральный состав каждой ассоциации зависит от валового химического состава современной породы независимо от метасоматоза;

3) общее количество минеральных фаз в обычных породах рассматриваемых фаций в целом относительно невелико, и каждая ассоциация состоит из ограниченного количества этих фаз;

4) какие-либо структурные или иные доказательства взаимного замещения минералов в пределах одной фации отсутствуют» [Тернер, Ферхуген, 1961].

Принцип минеральных фаций составляет основу современной теории гипогенного минералообразования. Дальнейшему расширению и обобщению этого принципа способствовали теоретические исследования Д. С. Коржинского, который, в частности, показал необходимость учета дифференциальной подвижности компонентов при изучении глубинного минералообразования. Минеральная фация [Коржинский, 1957; Маракушев, 1965] объединяет ряд ступеней минеральных равновесий, образовавшихся в определенной области внешних физических ( $T$  и  $p$ ) и геохимических условий. Учет геохимической обстановки приводит к представлению о метасоматических минеральных фациях, каждая из которых определяется режимом минералообразования в отношении инертности—подвижности компонентов.

Учет дифференциальной подвижности компонентов позволяет рассматривать в общей системе минеральных фаций парагенезисы минералов метасоматических пород, «среди которых тоже известны очень характерные и устойчивые типы минеральных ассоциаций» [Коржинский, 1957, с. 83]. Группы минеральных фаций могут быть объединены в формационные ряды или формации [Маракушев, 1965].

Сравнивая определения минеральной фации, употребляемые последователями школы Д. С. Коржинского [Маракушев, 1965; (Павленко, 1963) и др.], с общим определением по Эскола или Тернеру или с определением самого Д. С. Коржинского [1957], можно заметить, что в первых теряется та материальная субстанция, которой дается определение. Вместо группы, комплексов или сообществ горных пород в этих определениях фигурируют «ступени минеральных равновесий», или «состояние системы». Даже если считать, что понятие фация по аналогии с одним из определений осадочных фаций как определенной физико-географической обстановки характеризует физико-химическую обстановку, то и тогда определение метасоматической фации должно иметь иное выражение. В этом случае под метасоматической фацией следовало бы понимать определенную физико-химическую обстановку, характеризуемую конкретными значениями параметров  $T$  и  $p$  и определенными соотношениями инертных и вполне подвижных компонентов, обеспечивающих образование устойчивых повторяющихся минеральных парагенезисов горных пород.

К сожалению, в большинстве работ, посвященных проблеме минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород, четкие определения главных понятий не приводятся или их трактовка и терминология оказываются крайне неясными. Что касается применения терминов минеральная фация, метасоматическая формация, то в их употреблении много субъективизма и элементов случайности. Так, вряд ли можно считать оправданным появление некоторых названий формаций (аногранитных альбититов, апосланцевых альбититов и др.), которые представляют собой метасоматические минеральные фации.

Что же понимать под метаморфическими и метасоматическими минеральными фациями и формациями?

По Д. С. Коржинскому, к одной минеральной фации и могут быть отнесены «породы, образовавшиеся в столь близких внешних условиях, что связь между химическим составом в отношении инертных компонентов и минеральным составом у них выражается одними и теми же закономерностями» [Коржинский, 1957, с. 82]. По его мнению понятие минеральных фаций может быть распространено как на метаморфические, так и на метасоматические горные породы. Это определение в общем близко к формулировке, предложенной П. Эскола, но отлично от применяемых последователями школы Д. С. Коржинского. Учитывая упомянутые представления, под метасоматической минеральной фацией следует понимать совокупность горных пород, формирующихся в определенной области внешних условий, к которым относятся не только значения  $T$  и  $p$ , но также и определенные концентрации или химические потенциалы целого ряда вполне подвижных компонентов в растворах.

Д. С. Коржинский [1957] также считал, что необходимо различать естественные минеральные фации и физико-химические ступени равновесия. Под минеральными фациями естественно понимать совокупность горных пород, которые могут быть

выделены при геологическом картировании, тогда как термин степень равновесия можно распространить на такие интервалы условий, в течение которых происходит лишь незначительное изменение состава минералов. В большинстве случаев минеральную фацию можно охарактеризовать одной, наиболее типичной степенью равновесия, т. е. ставить знак равенства между ними только в таком значении [Коржинский, 1957].

*Под метасоматической формацией* следует понимать метасоматические породы, парагенетически связанные между собой и относящиеся к близким метасоматическим минеральным фациям, или породы с минеральными парагенезисами, возникающими в сходных условиях, которые характеризуются ограниченными значениями температуры, давления и определенными концентрациями (химическими потенциалами) инертных и вполне подвижных компонентов; такие породы формируются в течение ограниченного геологического времени и приурочены к однотипным структурам.

Метасоматическая формация, кроме того, должна, очевидно, характеризоваться и определенными металлогеническими чертами. По своему содержанию понятие «метасоматическая формация» аналогично понятию «метаморфическая формация», под которым подразумевается комплекс метаморфических пород, включая метаморфогенные полезные ископаемые.

*Формационный тип* (применительно к метасоматическим образованиям) является обобщающим, в известной мере абстрактным понятием, подразумевающим общность главных особенностей, свойственных ряду близких по составу конкретных формаций метасоматических пород, имеющих различный возраст и залегающих зачастую в удаленных друг от друга, но обязательно однотипных геологических структурах. Общая геологическая направленность в ходе эволюции метасоматитов, металлогеническая специализация и характеристичный набор типоморфных минералов повторяется во всех случаях.

**Формация щелочных метасоматитов.** Если рассмотреть теперь главные особенности щелочных метасоматитов (включая рудоносность) с учетом признаков, характеризующих формацию, то окажется, что все изученные метасоматиты отвечают таким требованиям. Это позволяет объединить их в метасоматическую формацию, в которой могут быть выделены также минеральные фации.

Щелочные и связанные с ними метасоматиты, рассматриваемые в настоящей работе, приурочены к региональным тектоническим структурам, которые, очевидно, следует отнести к краевым разломам. Образуются они в определенный период геологического развития — в период консолидации региона и перехода к платформенному этапу развития.

Формируются метасоматиты на глубинах не более 5—6 км, в интервале 0,7—1,5 км. Это ограничивает возможные колебания давления конкретными значениями (не более 2000 ат).

Данные минералогических наблюдений и результаты экспериментов свидетельствуют об ограниченном интервале температурных условий при формировании щелочных метасоматитов (от 250—300 до

500—550° С), причем для образования конкретных пород (минеральных фаций) необходимы еще более узкие интервалы температур. Каждая конкретная минеральная фация характеризуется одной, наиболее типичной ступенью равновесия.

Необходимым условием формирования щелочных метасоматитов является фильтрация водных растворов по зонам циркуляции ограниченного сечения. Эти растворы характеризуются вполне подвижным поведением  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3$ , P, F и инертным Si, Al, Fe, Mg, хотя на некоторых стадиях последние могут испытывать местное перемещение (переход в подвижное состояние).

Все перечисленные особенности повторяются вне зависимости от географического расположения зон щелочного метасоматоза.

Таким образом, формация щелочных метасоматитов докембрия — это группа метасоматических образований, возникающих путем замещения самых разных по составу исходных пород при фильтрации несущих натрий углекислых терм глубинного происхождения по зонам региональных разломов в условиях температур, соответствующих амфиболитовой и зеленосланцевой фациям, но при заметно меньших давлениях; по отношению к вмещающим породам и субстрату процесс щелочного метасоматоза является регрессивным. Минеральный состав и характер минерализации метасоматитов зависят от температурных условий и состава субстрата. В объеме формации щелочных метасоматитов выделяются минеральные фации и субфации, характеризующиеся ограниченными интервалами температуры и давления, определенными величинами окислительно-восстановительного потенциала (pH) и концентрации щелочей и других подвижных элементов. Метасоматиты, принадлежащие к одной минеральной фации (субфации), в зависимости от особенностей субстрата приобретают различный количественно-минералогический состав, хотя определяются одинаковой ассоциацией типоморфных минералов.

Приуроченность к зонам региональных тектонических нарушений, подновление которых происходило в субплатформенных условиях, т. е. при оживлении их на определенном этапе эволюции земной коры, позволяет ввести в название формации ограничивающее определение и именовать ее *формацией щелочных метасоматитов зон региональных разломов*, типичной для докембрия.

Широкое пространственное распространение зон с проявлениями щелочного метасоматоза, развитие щелочных метасоматитов не только в докембрии, но и в более поздние эпохи, позволяет поставить вопрос о выделении нового формационного типа — щелочных метасоматитов, занимающего свое место в формационном ряду кремне-щелочных метасоматитов и метасоматитов вообще. Однако это уже выходит за рамки поставленной в настоящей работе задачи.

## ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В ПОРОДАХ ФОРМАЦИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Проявления щелочного метасоматоза в породах формации железистых кварцитов (I тип) известны практически во всех районах их распространения. Это даже послужило основанием для предположения о том, что щелочной метасоматоз является специфической особенностью толщ железистых кварцитов, хотя в дальнейшем это не подтвердилось; кроме того, не во всех случаях натровый метасоматоз проявлен с одинаковой интенсивностью. В большинстве случаев при метасоматозе в железистых кварцитах отмечается резкое преобладание натрия над калием, так что процесс может быть назван натровым метасоматозом.

Из числа месторождений, генетически связанных с натровыми метасоматитами в железистых породах, наиболее важное практическое значение имеют месторождения урана, которым в данной главе уделяется особое внимание. Кроме того, известны рудопроявления и месторождения железных руд, крокидолит-асбеста, уран-ториевая и редкоземельно-урановая минерализация, примеры которых также будут рассмотрены. Но прежде чем переходить к особенностям проявлений щелочного метасоматоза и примерам месторождений, необходимо остановиться на специфических чертах толщ железистых пород, в которых они залегают.

В докембрии большинства щитов наиболее мощные толщи формации железистых кварцитов относятся к протерозою; они представляют собой осадки раннепротерозойских геосинклинальных систем, окаймляющих древние срединные массивы. Время осадконакопления толщ оценивается интервалом 2700—2400 млн. лет, складчатость и метаморфизм, очевидно, завершились к рубежу 2000—1800 млн. лет. Интрузивные породы кислого состава и гранитоиды формировались в этом же интервале и имеют возраст обычно не моложе 1800 млн. лет. Метаморфизм пород в пределах даже одной складчатой системы может варьировать от зеленосланцевой до гранулитовой фации, но характеризуется одним и тем же типом (фациальной серией); на проявлениях щелочного метасоматоза степень метаморфизма практически не сказывается, но характер минерализации меняется в зависимости от нее достаточно заметно.

Породы формации железистых кварцитов чаще всего выделяют в качестве серий, подразделяемых на свиты или толщи. В большинстве случаев производится трехчленное деление серий, причем на гнейсовом основании, перекрытом горизонтом метавулканитов, залегают песчаниково-конгломерат-сланцевая, а затем железистосланцевая и доломит-сланцевая свиты.

Породы всех свит обычно сильно дислоцированы, причем крупные складчатые структуры осложняются столь же крупными региональными разломами с сериями осложняющих нарушений.

## Проявления щелочного метасоматоза

Структурно-тектоническая позиция. Вопрос о структурном контроле залежей щелочных метасоматитов решался неодинаково разными исследователями и для различных районов. Одни считали, что главным фактором при локализации метасоматитов служит наличие складчатых структур, образование которых в результате внутрислоевой тектоники создавало идеальные условия для проникновения и концентрации натрийсодержащих растворов метаморфогенного происхождения. Другие, например Дю Тойт для Южной Африки, локализацию и формирование натровых метасоматитов объясняли литологическим контролем. Однако к настоящему времени большинство геологов сходится во мнении, что главную роль при возникновении залежей щелочных метасоматитов в толщах пород формации железистых кварцитов играют разрывные нарушения. Дислоцированные горизонты пород, участвующие в складчатости, служат благоприятными структурными ловушками, но там, где складки не осложнены разрывами, щелочной метасоматоз либо не проявлен, либо малоинтенсивен.

Таким образом, структурно-тектоническая позиция залежей метасоматитов определяется их приуроченностью к зонам нарушенных пород (брекчированных, трещиноватых, перемятых) вдоль линейных разломов значительной протяженности. Характер этих нарушений в значительной мере определяет морфологию и размеры метасоматических тел. Так, зоны альбитизации и развития щелочных амфиболов нередко прослеживаются на расстоянии до 2 км и более, а эгириновые породы и эгириниты — на сотни метров при мощности от 1—5 до 50 м.

Разновидности щелочных метасоматитов. Метасоматиты, возникающие при замещении пород формации железистых кварцитов, сравнительно немногочисленны. Главными породообразующими минералами являются щелочные амфиболы кроссит-родузит-рибекитового и реже глаукофанового ряда, эгирины с высоким содержанием акмитового компонента, альбит и некоторые другие, в том числе реликтовые минералы исходных метаморфических пород. По относительной роли того или иного щелочного минерала метасоматиты подразделяются на эгириниты (более 50% эгирина), щелочно-амфиболовые сланцы, альбититы или же им даются более сложные названия, например «эгириновый альбитит», «рибекит-эгириновый сланец» и т. д. Кроме того, во избежание частого повторения слова «метасоматит» как его синоним употребляется нейтральный термин «порода» (эгириновые породы; породы, содержащие щелочные амфиболы, и т. д.). Состав щелочных метасоматитов зависит в первую очередь от состава замещаемых пород, а их структура и текстурный рисунок (полосчатость, псевдобрекчьевый облик) нередко являются унаследованными.

Кроме собственно щелочных метасоматитов сопряженно с ними возникают метасоматиты иного состава. Так, на поздних стадиях углекислонатрового метасоматоза образуются тесно ассоцииру-

яющиеся со щелочными существенно карбонатные породы и карбонат-гематит-магнетитовые (с примесью или реликтами щелочных силикатов) породы и руды. Как внешняя зона около тел щелочных метасоматитов могут наблюдаться окварцованные породы и метасоматические кварциты, которые формируются за счет выноса кремнезема из участков с интенсивным щелочным преобразованием. Возможно также образование разновидностей метасоматитов, в которых более 50% объема породы приходится на фосфаты или сульфиды.

*Эгириниты и эгиринсодержащие породы* развиваются при замещении существенно железистых низкоглиноземистых пород: магнетитовых, гематит-магнетитовых и амфибол-магнетитовых кварцитов, магнетит-амфиболовых и реже амфиболовых сланцев, иногда амфиболитов, железисто-карбонатных пород.

Эгириниты, как правило, имеют четкую полосчатость, обусловленную тонкослоистым строением исходных пород. Количество эгирина, обычно присутствующего в нескольких морфогенетических разновидностях, колеблется, достигая 90% объема; кроме него присутствуют магнетит, щелочной амфибол, иногда альбит, апатит, малакон, сульфиды.

Структура эгиринитов, выделяемая при микроскопических исследованиях, очень характерная. Эгирин присутствует в виде агрегатов тонкоигольчатых зерен, образует сноповидные и радиально-лучистые сростания шестоватых и призматических кристаллов, слагает жилки с поперечно-волокнуистым строением.

Легче всего эгирин развивается в магнетитовых кварцитах. Возникая вначале на границе кварцевых и магнетитовых прослоев, он постепенно захватывает все большую часть последних (рис. 1). Магнетит обычно сохраняется в эгиринитах как реликт, тогда как кварц целиком расходуется на образование эгирина или выносятся.

При образовании эгиринитов по амфиболовым породам амфибол (куммингтонит) последних первоначально псевдоморфно замещается щелочными разновидностями. В таких породах всегда присутствуют реликты куммингтонита, более или менее полно замещенного щелочным амфиболом (рис. 2). Развитие эгирина и щелочного амфибола может происходить и одновременно: в прослое магнетит-кварцевого состава кристаллизуется эгирин, а в амфиболовом — рибекит или родузит, в результате чего возникают полосчатые эгирин-амфиболовые сланцы (рис. 3). Подобным же образом происходит развитие полосчатых альбит-эгириновых пород, когда эгирин и альбит выборочно замещают различные по составу прослой.

*Породы, сложенные щелочными амфиболами*, образуются чаще всего за счет амфиболовых или магнетит-амфиболовых сланцев и магнетит-амфиболовых кварцитов, в которых амфибол представлен членами ряда куммингтонит-грюнерит. Соответственно новообразованные амфиболы отвечают по составу родузитам-рибекитам. Реже наблюдаются случаи замещения актинолита в амфибол-карбонатных сланцах с образованием паргасита-гастингсита и развитие тонковолокнистых разновидностей в биотитовых сланцах при их альбитизации (глаукофан, кроссит).

Процесс развития щелочных амфиболов происходит двояко. В амфиболовых сланцах наблюдается образование гомоосевых псевдоморфоз щелочного амфибола по куммингтониту со всеми последовательными стадиями замещения от зональных кристаллов до зерен с незначительными реликтами магнетитно-железистого амфибола в центре и полностью однородных кристаллов. При этом наследуются особенности состава замещаемого амфибола.

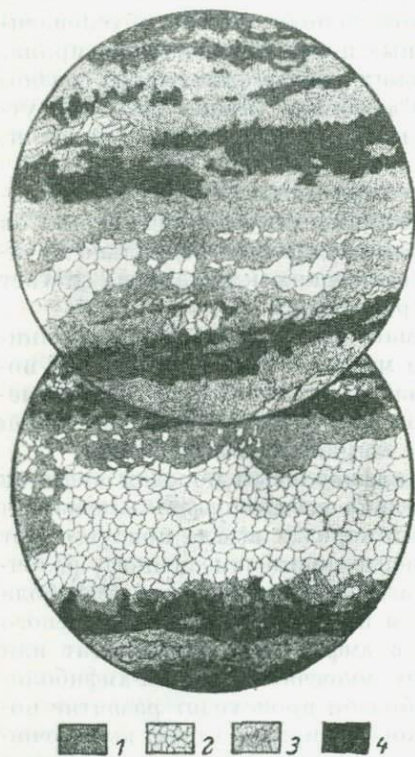
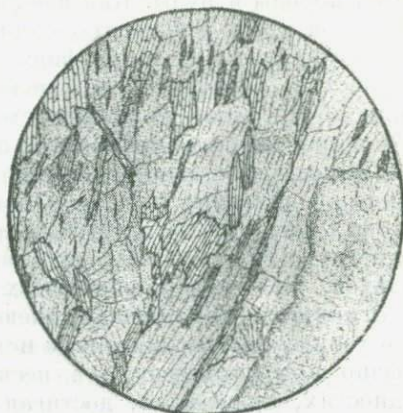


Рис. 1. Последовательные стадии развития эгирина в магнетитовых кварцитах (зарисовка шлифа,  $d = 3,7$  мм).

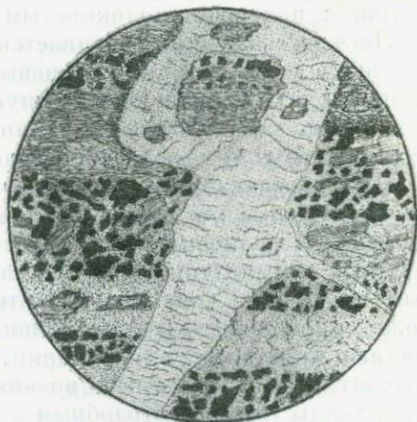
1 — эгирин; 2 — кварц; 3 — карбонат; 4 — магнетит.



1 2

Рис. 2. Эгиринит, развившийся по куммингтонитовому сланцу и содержащий псевдоморфозы щелочного амфибола по куммингтониту (зарисовка шлифа,  $d = 2$  мм).

1 — щелочной амфибол; 2 — эгирин.



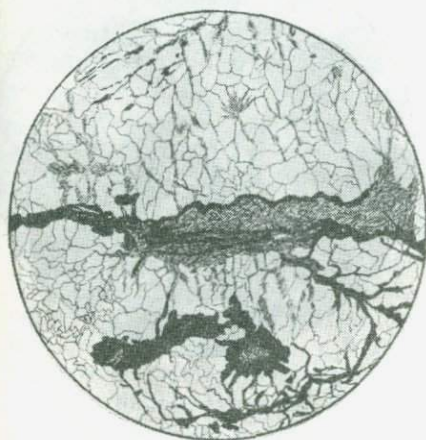
1 2 3 4

Рис. 3. Метасоматит, в котором куммингтонитовые прослои превращены в щелочно-амфиболовый сланец, а магнетит-кварцевые — в эгиринит; порода рассечена жилкой перестроенного эгирина (зарисовка шлифа,  $d = 3,7$  мм).

1 — эгирин; 2 — реликты куммингтонита в кайме щелочного амфибола; 3 — тонкопризматический щелочной амфибол; 4 — магнетит.

Иначе кристаллизуются тонковолокнистые разновидности щелочных амфиболов — крокидолитов, которые могут относиться либо к рибекитам, либо к родузитам. В альбититах по слюдяным сланцам

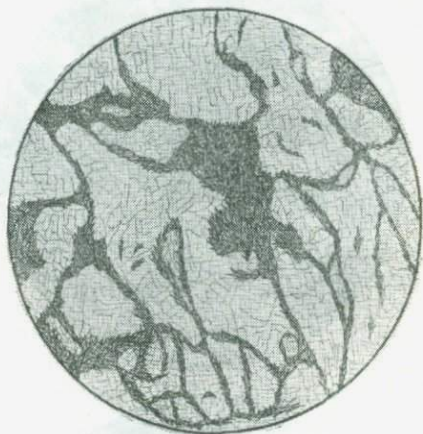
они нередко образуются за счет слюды и амфибола одновременно с развитием альбита (рис. 4). Крокидолиты широко распространены также в брекчиевидных метасоматитах, где слагают цемент обломков, и в этом случае являются частично новообразованными, а частично переотложенными из обломков, уже подвергшихся метасоматической переработке (рис. 5). Возможно, что в случае образования крокидолитов в цементе брекчий на их построение используется магний, высвобождающийся при замещении куммингтонитов щелочными разновидностями.



1 — крокидолит; 2 — альбит; 3 — гемматит.

Рис. 4. Альбитит с крокидолитом и жилами гемматита по поздним трещинкам (зарисовка шлифа,  $d = 3,7$  мм).

1 — крокидолит; 2 — альбит; 3 — гемматит.



1 — крокидолит; 2 — альбит.

Рис. 5. Брекчия альбитита с крокидолитовым цементом (зарисовка шлифа,  $d = 3,7$  мм).

1 — крокидолит; 2 — альбит.

*Альбититы и альбитизированные породы* чаще всего развиваются по биотитовым и амфибол-биотитовым породам с достаточно высоким содержанием глинозема.

Между альбититами и исходными породами существует непрерывная цепь постепенных переходов. Начальная стадия альбитизации характеризуется появлением единичных порфиробластических зерен альбита, с увеличением количества которых порода приобретает черты, свойственные уже альбититам, — розовато-серую окраску и мелкозернистое строение. Так как исходные сланцы обычно состоят из чередующихся прослоев существенно кварцевого, слюдяного и амфибол-слюдяного составов, альбититы также полосчатые. Эта полосчатость объясняется чередованием более светлых альбитовых (по кварцевым) прослоев с несколько более темными альбит-щелочно-амфиболовыми (по слюдяным и амфибол-слюдяным). Неравномерное распределение этих же компонентов обуславливает пятнистое строение. Встречаются также альбититы с брекчиевидной структурой. Они развиваются либо путем дифференцированного замещения

обломков предварительно катаклазированных пород различного состава альбитом и другими щелочными минералами с цементацией их массой альбита, крокидолита и гидрослюда, либо путем залечивания (в результате переотложения) брекчированных альбититов альбитом, крокидолитом, иногда эгирином, а также гематитом. Последний образует тонкие пленочные выделения по трещинам и вокруг зерен минералов или присутствует в виде дисперсной пыли в альбите

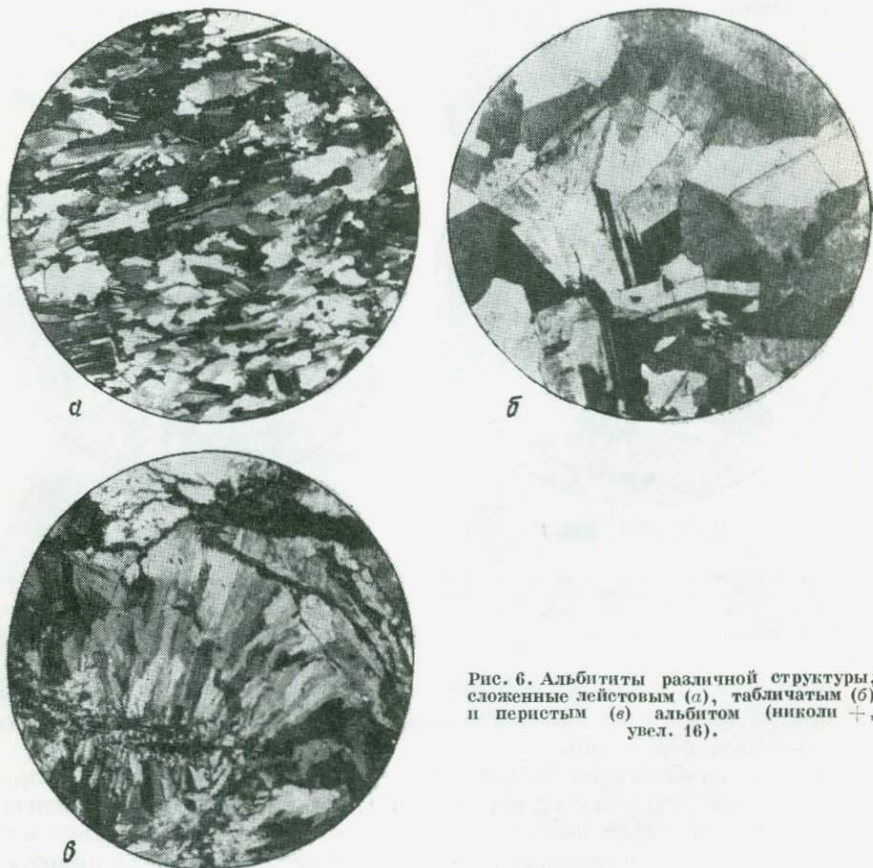


Рис. 6. Альбиты различной структуры; сложенные лейстовым (а), табличатым (б) и перистым (в) альбитом (николи +, увел. 16).

и обуславливает изменение окраски пород на красновато-бурую или мясо-красную. Различные типы альбититов могут быть сложены различными морфологическими типами альбита (рис. 6). По оптическим свойствам и химическому составу альбит альбититов отвечает разновидности, содержащей не более 5—6% анортитового компонента.

В тесной связи с альбитизацией нередко происходит развитие гидрослюд. Пространственно участки развития гидрослюд приурочены к зонам дробления, трещиноватости и расщепления, причем эти зоны могут рассекают как уже подвергшиеся щелочному метасоматозу, так и незатронутые этим процессом породы. В щелочных

метасоматитах гидрослюды замещают эгирин и щелочные амфиболы. В неизмененных метасоматозом породах характер развития гидрослюд несколько иной. Существенную роль при этом играет карбонат, и сам процесс приближается к образованию карбонат-магнетит-гематитовых руд. Гидрослюды не только замещают амфибол, гранат, слюды, но и появляются в качестве новообразованных или переотложенных агрегатов, слагая гнезда, скопления и жилки. По-видимому, развитие гидрослюд по времени связано с поздней альбитизацией и продолжается во время интенсивного отложения карбонатов.

*Карбонатизированные и карбонат-гематит-магнетитовые породы* сопутствуют щелочным метасоматитам и возникают на позднем завершающем этапе метасоматических преобразований в процессе карбонатизации, время проявления которой определяется по наличию обломков альбититов и эгиринитов в брекчиях и присутствию обломков самих карбонатно-железистых пород в метасоматически окварцованных зонах.

Карбонатизации подвергаются амфибол-магнетитовые сланцы, эгириниты, эгирин-рибекитовые породы и др. Образовавшиеся при этом карбонат-магнетитовые руды обычно имеют брекчиевидную, реже полосчатую текстуру и состоят из магнетита, карбоната, реликтов амфиболов и эгирина. В заметном количестве присутствует гематит, гидрослюды и хлорит. Иногда встречается вкрапленность пирита и пирротина. Карбонаты, представленные доломитом и сидеритом, развиваются путем замещения главным образом амфиболов и эгирина.

При карбонатизации пород, содержащих эгирины и щелочные амфиболы, нередко возникают участки перекристаллизованных эгиринитов. Эгирин при этом образует игольчатые и волокнистые агрегаты, которые располагаются преимущественно по спайности карбонатов. В дальнейшем он может полностью исчезнуть, переотлагаясь или замещаясь гидрослюдами (рис. 7).

*Железные руды*, встречающиеся вблизи участков щелочного метасоматоза, различаются по времени и способу образования. Одни возникают еще до проявления щелочного метасоматоза, образование других неразрывно связано со щелочным метасоматозом и, более того, вызвано им.

Для метасоматических руд характерна определенная приуроченность к породам различного состава. С железистыми кварцитами связаны мартит-магнетит-гематитовые или гематит-мартит-магнетитовые, а к амфиболовым сланцам приурочены амфибол-магнетитовые или амфибол-гематит-магнетитовые руды. Количественные соотношения между рудными минералами колеблются в широких пределах.

При развитии щелочных амфиболов происходит освобождение значительных количеств железа, миграция и последующее отложение которого в форме магнетита приводит к возникновению амфибол-магнетитовых руд и обогащению руд, возникших ранее (рис. 8).

Залежи железных руд, как и все метасоматиты, приурочены к тектоническим нарушениям и сопутствующим им зонам брекчированных, трещиноватых и рассланцованных пород.

Метасоматические кварциты и окварцованные породы в ряде случаев сопутствуют собственно щелочным метасоматитам. Метасоматическому окварцеванию могут подвергаться породы самого

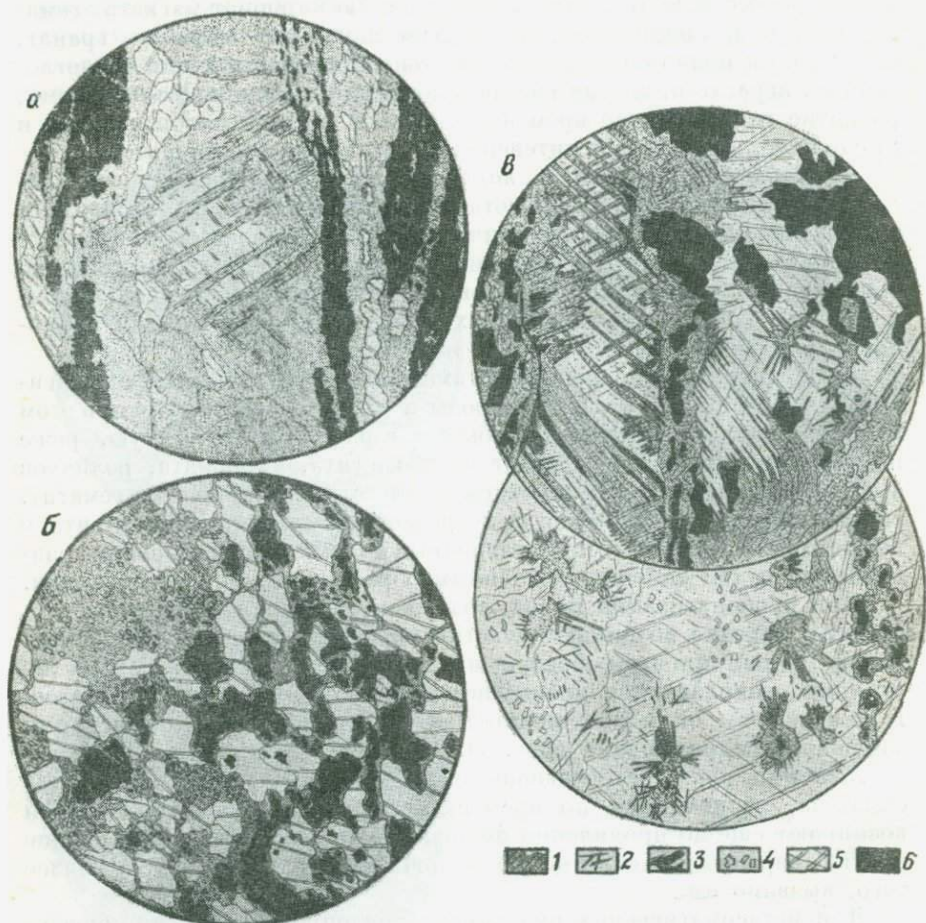


Рис. 7. Последовательные стадии карбонатизации эгиринитов.

*a* — начальная стадия развития карбоната; *b* — магнетито-карбонатная порода по эгириниту; *c* — замещение эгирина карбонатом, сопровождаемое перетолжением игольчатых кристаллов эгирина и щелочного амфибола по спайности карбоната на ранних стадиях (зарисовки шлифов,  $d = 3,7$  мм).

1 — эгирин; 2 — перекристаллизованный игольчатый эгирин; 3 — щелочной амфибол; 4 — альбит; 5 — карбонат; 6 — магнетит.

различного состава. Мощные зоны кварцитов развиваются, в частности, за счет существенно карбонатных пород.

Внешне кварциты представляют собой белые, голубовато-серые иногда с розоватым или фиолетовым оттенком породы с мельчайшими зернами диоксида, тремолита и карбоната, вплетенными в ткань кварцевых зерен (рис. 9). Они часто наследуют полосчатую текстуру исходных карбонатных пород, что выражается в чередовании про-

слоев с различными оттенками окраски. Кварциты иногда имеют совершенно постепенные переходы к неизменным карбонатным породам, которыми они часто сменяются по простиранию и падению. В то же время известны переходы их в сливные метасоматические

мономинеральные кварциты, почти не содержащие примесей других минералов. В трещиноватых породах окварцевание нередко приводит к возникновению своеобразных псевдобрекчиевых кварцитов.

Метасоматическому окварцеванию подвергаются также слюдяные и слюдяно-амфиболовые сланцы и железистые кварциты. Биотит, гранат, амфибол

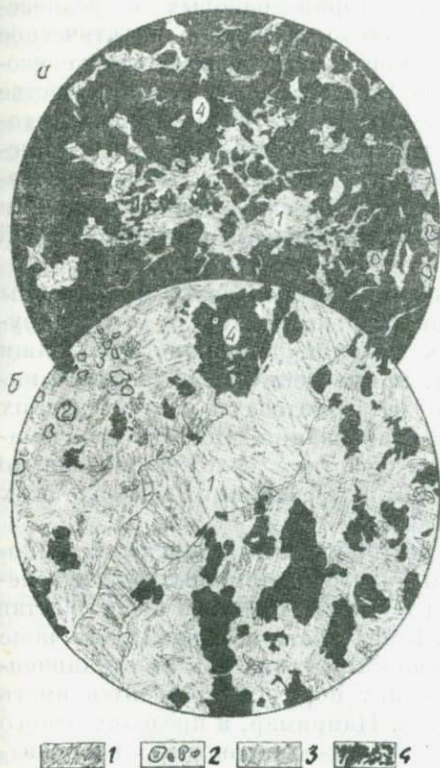


Рис. 8. Амфибол-магнетитовая руда с эгирином (а) и контактирующий с ней гранат-амфиболовый сланец (б) (зарисовки шлифов,  $d=3,7$  мм). 1 — щелочной амфибол; 2 — гранат; 3 — эгирин; 4 — магнетит; 5 — магнетит и частично гематит.



Рис. 9. Метасоматический кварцит с диопсидом и карбонатом (зарисовка шлифа,  $d=3,7$  мм).

1 — диопсид; 2 — карбонат; 3 — кварц.

и магнетит этих пород замещаются кварцем почти нацело, сохраняясь лишь в виде реликтов. Для кварцитов по слюдяным сланцам весьма характерна следующая особенность: удлиненно-призматические зерна кварца располагаются однообразно под углом, близким к прямому, по отношению к сланцеватости исходных пород. Это обуславливает псевдотектонитовый узор зерен кварца, возникающий вследствие ориентирующего влияния плоскостей сланцеватости на рост кристаллов кварца.

## Месторождения и рудопроявления урана в связи с метасоматитами в железистых породах

В генетической связи со щелочными метасоматитами в железистых породах известны рудопроявления и месторождения железных руд, крокидолит-асбеста, урановых, торий-урановых и редкоземельно-урановых руд. Из их числа наиболее важное практическое значение имеют месторождения урановых руд, называемые железно-урановыми [Суражский, 1956, 1960] или выделяемые в качестве железно-урановой рудной формации [Котляр, 1961]. Такие месторождения еще недавно считались редкими, однако пересмотр имеющихся литературных данных позволяет считать, что многие средне- и низкотемпературные месторождения, отнесенные ранее к другим типам, скорее всего должны быть отнесены к рассматриваемой группе.

Главными чертами железно-урановых месторождений этой группы являются: залегание среди железистых кварцитов и ассоциирующихся с ними пород, слагающих древние докембрийские толщи (формация железистых кварцитов), приуроченность к участкам интенсивного проявления щелочного метасоматоза и сопутствующих ему процессов карбонатизации и окварцевания. Все эти метасоматические явления наблюдаются на участках осложнения сильно дислоцированных пород разрывными нарушениями региональных тектонических зон.

Образование железно-урановых месторождений происходило многостадийно и протекало в широком диапазоне температур; оруденение прослеживается в интервале глубин до 1000 м и более; состав руд и вмещающих пород изменчив. В целом эти месторождения чаще всего следует рассматривать как *комплексные*, так как на ограниченном участке в неодинаковых по составу породах приходится иметь дело с залежами руд различного типа. Например, в пределах одного рудного поля можно наблюдать апатит-малаконовые, карбонат-гематит-магнетитовые с уранинитом, сульфидно-настурановые и редкоземельно-урановые руды, связанные общей структурной позицией и единым источником метасоматических реагентов. Кроме комплексных встречаются и *простые (селективные)* метасоматические месторождения с рудами одного какого-либо типа. Однако возможно, что отнесение месторождений к категории селективных иногда является лишь результатом недостаточной их изученности. Не редки случаи, когда на верхних горизонтах месторождения представлены рудами только одного типа, а при дальнейшей их эксплуатации на глубине вскрываются залежи руд иного состава.

**Структурные особенности.** Для месторождений рассматриваемой группы характерны рудные тела нескольких типов [Котляр, 1961; Суражский, 1960; Лукин, Сонюшкин, 1958].

1. Пластообразные залежи в альбититах и иных по составу щелочных метасоматитах, приуроченные к центриклинальным замыканиям сильно сжатых синклинальных складок. В составе руд присутствуют альбит, щелочные амфиболы, эгирин, гидрослюда, карбо-

наты, магнетит, гематит; минерализация обусловлена развитием уранинита, малакона, пенадкевита, урановой смолки.

2. Линзообразные залежи в участках резких перегибов толщ железистых пород, подвергшихся щелочному метасоматозу. Для состава руд типичны магнетит, гематит, карбонат, уранинит, в подчиненном количестве встречаются эгирин, альбит, щелочной амфибол, гидрослюда.

3. Обособленные гнездообразные и столбообразные рудные тела в местах пересечения разрывов; сложены альбит-карбонатными породами, развившимися по брекчиям. В составе руд присутствуют или альбит, доломит, уранинит, или альбит, доломит, урановая смолка, пирит, галенит, марказит, кварц.

4. Обособленные пластообразные и гнездообразные тела альбититов со щелочным амфиболом, эгирином и малаконом, возникающие вдоль зон послышной трещиноватости толщ.

Примеры рудных залежей четырех указанных типов в идеализированном виде отображены на схематической блок-диаграмме (рис. 10). В природе совокупность тел всех типов в пределах одного ограниченного района не встречена, но принципиально возможна.

Комплексное месторождение с урановорудными телами нескольких типов. Расположено на участке широкого проявления щелочного метасоматоза в железистых и алюмосиликатных породах. Залежи метасоматитов сосредоточены в ядре синклинали складки, сложенной толщей сланцев (биотитовые и амфибол-биотитовые, гранат-амфиболовые разновидности), перемежающихся с магнетитовыми и амфибол-магнетитовыми кварцитами и перекрытых кварцит-доломитовыми породами и графитсодержащими сланцами (рис. 11). Несколько меньше развиты метасоматиты на крыльях складки.

Щелочным метасоматозом захвачены породы контрастного состава, наследуя которых метасоматиты слагают резко разграниченные тела. Альбититы развивались за счет слюдяных сланцев, щелочно-амфиболовые сланцы — за счет амфиболовых и магнетит-амфиболовых, эгириниты — за счет существенно железистых пород. Щелочные преобразования захватывают весь горизонт пород или его часть. Локализация залежей и степень замещения определяются тектонической проработкой исходных пород.

Урановорудные тела, как правило, располагаются в пределах зон щелочного метасоматоза. Они имеют форму столбов, приуроченных к поперечным крутопадающим складкам, сорванным разломами, или слагают линзовидные участки, совпадающие с ореолами поздней микротектоники в метасоматитах. На рассматриваемом месторождении четко выражены зоны срыва, согласные с плоскостями напластования; образование их определялось сначала различиями механических свойств пород, подвергавшихся замещению при метасоматозе, а позднее (при подовлении) различиями свойств метасоматитов, выборочно замещивших эти породы.

Интервал щелочного метасоматоза по вертикали превышает 1,5 км. В пространственном распределении щелочных метасоматитов и заключенных в них урановорудных тел устанавливается своеобразная зональность. По-видимому, состав метасоматитов и руд определяется не только характером исходных замещаемых пород, но и изменениями условий метасоматического процесса.

Если обратиться к схеме месторождения (см. рис. 11), то можно видеть, что в верхних его частях встречается малоомощные залежи апатит-малаконовых руд в альбититах за счет малоомощных сланцевых прослоев среди доломитов и кварцитов. В доломитах встречаются незначительные по размерам участки сульфидно-настурановых руд. В мощных залежах альбититов минерализация обусловлена

образованием сингенетичных альбиту минералов — апатита, малакона, браннерита, неадаквита, уранинита.

Изменчивость состава метасоматитов и руд с глубиной, которая в какой-то мере определяет характер метасоматического процесса, хорошо прослеживается в небольшой по мощности залежи альбит-щелочно-амфиболовых оруденелых сланцев левого крыла. Из щелочных минералов в рудных метасоматитах

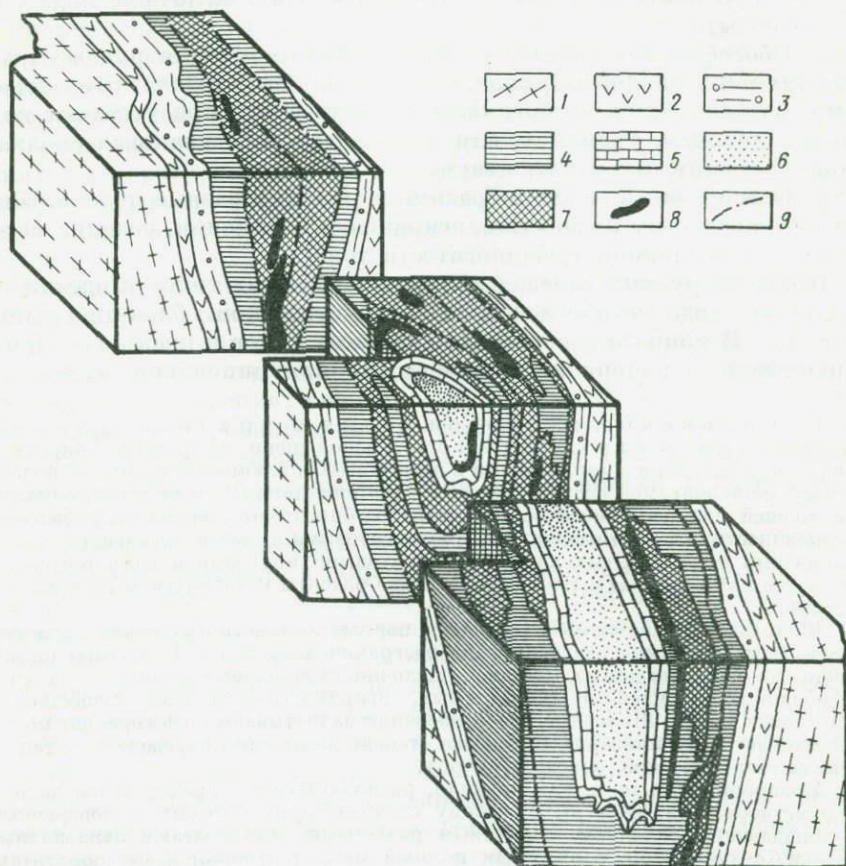


Рис. 10. Схематическая блок-диаграмма, отражающая тип и структурное положение рудных залежей в метасоматитах по породам формации железистых кварцитов.

1 — гранито-гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — гранат-биотитовые и гранат-амфиболовые сланцы; 4 — железистые кварциты; 5 — мраморизованные карбонатные породы; 6 — кварциты и сланцы; 7 — метасоматиты (альбититы, эгириниты, щелочно-амфиболовые сланцы); 8 — урановорудные залежи; 9 — разрывные нарушения.

присутствуют альбит, тонкопризматический или крокидолитовый кроссит-родузит, гидробиотит. В верхней части залежи значительную роль играют апатит, малакон, браннерит, но с глубиной преобладающее значение приобретают неадаквит (или коффинит) и уранинит; одновременно увеличивается количество карбоната (доломита).

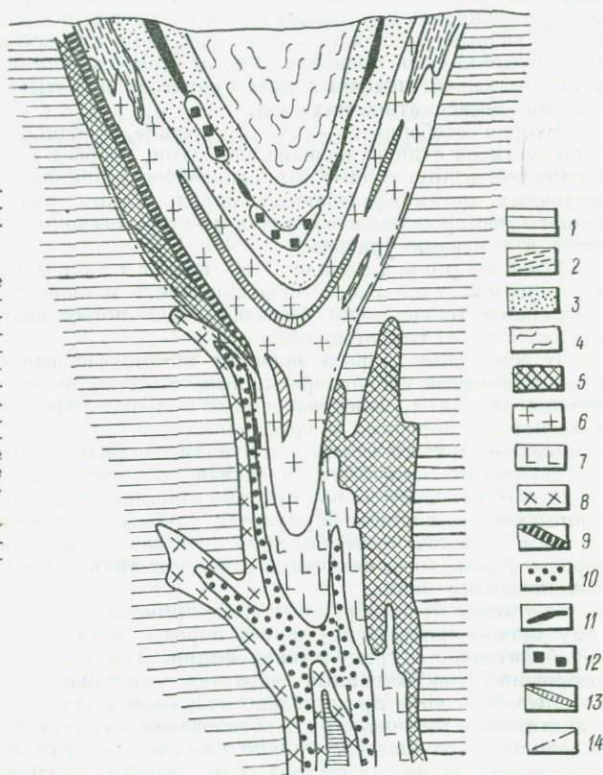
На центральном участке месторождения с глубиной среди метасоматитов начинают преобладать амфибол-эгириновые породы, а затем эгириниты, развивающиеся как за счет железистых кварцитов и руд, так и за счет амфибол-магнетитовых сланцев. Преимущественное развитие эгиринитов объясняется

не только изменением состава исходных пород, но и относительным смещением метасоматической колонки. При интенсивно проявившемся процессе щелочного замещения начинают развиваться карбонаты. В рассматриваемом случае внутри залежей эгиринитов и амфибол-эгириновых метасоматитов появляются участки железисто-карбонатных руд.

Железисто-карбонатные руды подразделяются на гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые разновидности. Развиваются они за счет амфибол-эгириновых метасоматитов, эгиринитов или (реже) за счет амфибол-магнетитовых сланцев; по альбититам такие породы не образуются, хотя в связи

Рис. 11. Схематический разрез метасоматического месторождения урана (по А. И. Тургинову [1963в]):

1 — гранат-куммингтонитовые сланцы; 2 — биотитовые сланцы; 3 — кварцит-доломитовая толща; 4 — графитовые сланцы; 5 — амфибол-магнетитовая руда; 6 — альбититы; 7 — эгириниты; 8 — рибекитизированные сланцы; 9 — кроцидолит-гидробиотитовые уранинитовые руды; 10 — доломит-уранинитовые железисто-карбонатные руды; 11 — апатитоносные горизонты; 12 — малаконсодержащие метасоматиты; 13 — метасоматиты с прожилково-смолковым оруденением; 14 — разрывные нарушения.



с поздним брекчированием количество карбоната в альбититах может существенно возрастать. Ураноносность железисто-карбонатных руд обусловлена осаждением в них уранинита, настурана и коффинита в ассоциации с доломитом.

Щелочные минералы (эгирин, амфибол) при карбонатизации замещаются доломитом, нередко гидрослюдой или переотлагаются по периферии тел железисто-карбонатных руд и в виде прожилков выполнения.

Урановое оруденение затухает довольно резко, хотя зоны щелочного метасоматоза продолжают на глубину без видимого изменения характера метасоматитов.

Метасоматическая зональность на месторождении выявляется с трудом, так как замещению подвергаются литологически крайне разнородные породы. В наиболее однообразных по составу породах она устанавливается более четко. Так, горизонтальная зональность на глубоких участках характеризуется тем, что доломит, гематит, мартит и акмит внутренних частей залежи постепенно сменяются зоной железомagneзиальных карбонатов в ассоциации со щелочным амфиболом, магнетитом и пиритом; иногда появляется узкий интервал кальцита

с магнетитом и гидрослюдой. Внешние зоны являются бескарбонатными: в них присутствуют щелочной амфибол, альбит и зеленая гидрослюда, развивающаяся по куммингтониту. Сходная смена ассоциаций минералов намечается в рудной залежи и снизу вверх, но в качестве головной, выступает зона окварцевания, вслед за которой следует широкая зона альбитизации.

Необходимо остановиться еще на двух особенностях рассматриваемого месторождения, являющихся специфическими для всех месторождений подобного типа. Все залежи щелочных метасоматитов и урановых руд (а здесь отмечены все четыре типа рудных тел) приурочены к достаточно четко устанавливаемым тектонически ослабленным зонам. Это либо брекчированные, трещиноватые, рассланцованные породы вдоль согласных и секущих разломов, либо сорванные разрывами складки и флексуры. Во всех случаях тектонические нарушения неоднократно подновлялись, и урановорудные метасоматиты залегают внутри залежей щелочных метасоматитов, захватывая несколько более узкие сечения метасоматических зон.

Вторая особенность — это отсутствие, с одной стороны, видимой связи метасоматитов с интрузивными породами, возраст которых был бы им близок, и наличие, с другой стороны, горизонтов потенциально рудоносных первично осадочных метаморфизованных пород. Таким рудоносным горизонтом для данного месторождения служат аркозовые песчаники и конгломераты, залегающие в основании разреза.

Месторождение с пластообразными урановорудными телами. Зона щелочного метасоматоза расположена в моноклиальной толще пород формации железистых кварцитов, контактирующих по разлому с гранитоидами.

В основании разреза залегают метаморфизованные аркозовые песчаники и мелкогалечные конгломераты, выше следуют амфибол-магнетитовые и магнетитовые кварциты, перемежающиеся с гранат-амфиболовыми сланцами. Между железистыми породами и графит-биотитовыми сланцами, венчающими разрез, расположен тектонический клин аплитовидных гранитов и амфиболитов.

Патровым метасоматозом захвачены породы на участке поперечного флексурного осложнения моноклиально залегающей толщи, где за счет различных глиноземистых сланцев образуются альбититы, а по существенно железистым породам — щелочно-амфиболовые эгириниты и альбит-амфибол-эгириновые породы. Кроме того, альбититы замещают аплитовидные граниты и амфиболиты тектонического клина.

В отличие от разобранный выше примера, на данном месторождении щелочному метасоматозу подвергаются породы, метаморфизованные в условиях не амфиболитовой, а гранулитовой фации. Тем не менее здесь устанавливается совершенно тождественный характер метасоматоза.

Месторождение представлено залежами малаконовых, апатит-малаконовых и апатитовых урановых руд, образование которых тесно связано с процессом щелочного метасоматоза. Однако разные типы руд приурочены к альбититам по породам различного состава. Так, развитие апатитовых ураноносных альбититов происходило по аплитовидным гранитам, альбититы с малаконовой или альбит-малаконовой минерализацией возникли за счет биотитовых сланцев и амфиболитов. Ураноносные альбититы составляют лишь часть тел метасоматитов, их контуры определяются границами зон поздней трещиноватости. Четко устанавливается приуроченность урановорудного процесса к поздним стадиям щелочного метасоматоза, во времени совпадающего с выделением карбонатов.

В районе месторождения, как и во многих других случаях, не выявлены гранитоиды, с которыми можно было бы связать щелочной метасоматоз. Замещаемые альбититами аплитовидные граниты имеют более древний возраст по сравнению с метасоматитами и оруденением. Примечательна пространственная совмещенность рудных залежей с первично осадочными метаморфизованными породами — арками и конгломерат-песчаниками, обладающими повышенной ураноносностью.

Проявления щелочного метасоматоза в железистых породах имеют широкое распространение, но далеко не во всех из них установлены месторождения. Однако следует учесть, что, за исключением кроки-

долитовых месторождений амфибол-асбестов, большинство рудных залежей является слепыми. Интенсивность щелочного метасоматоза увеличивается с глубиной, тогда как в эрозионном срезе могут наблюдаться лишь верхние части метасоматических залежей (головные зоны). Если к этому добавить еще субъективизм определения альбитсодержащих пород, то становится понятным, насколько подчас трудно выявить связь месторождения со щелочными метасоматитами в железистых породах. Например, вряд ли можно отнести к категории метасоматических рудопроявлений ураноносные апатит-магнетитовые залежи в железистых породах и сланцах медного пояса Сингбум в Индии, если не обратить внимания на наличие «натровых гранитов», с которыми ассоциируют руды. Этот пример, а также некоторые проявления щелочных метасоматитов без установленной урановой минерализации заслуживают рассмотрения.

Месторождения медного пояса Сингбум (штат Бихар, Индия). Первое упоминание об урановой минерализации в апатит-магнетитовых породах связано с месторождением Джадугуда [Вадия, 1958], по описанию которого А. И. Тутаринов [1963в] высказал предположение о метасоматической природе этих руд и об участии щелочей в этом процессе. Геология и руды этого района рассматриваются в ряде статей, причем во многих из них упоминаются «натровые граниты», с которыми и связывается поступление ураноносных растворов. Урановая минерализация по ряду признаков является более древней, чем сульфидно-медное оруденение, и приурочена к апатит-магнетитовым залежкам.

Месторождения медного пояса приурочены к региональной тектонической зоне надвигового типа с интенсивным расщеплением, трещиноватостью и брекчированием пород в широкой полосе. К северу от надвига располагаются гранат-слюдяные и амфиболовые сланцы, перемежающиеся с кварцитами. Судя по ассоциациям граната со ставролитом и кианитом, они метаморфизованы в условиях амфиболовой фации, но диафорированы одновременно с формированием тектонической зоны. К югу от надвига установлена осадочно-вулканогенная толща (туффиты, филлиты, сланцы, кварциты, полосчатые железистые кварциты, базиты и ультрабазиты), породы которой по степени метаморфизма колеблются от зеленосланцевой до фации эпидитовых амфиболов. Верхний предел возраста метаморфизма этих пород 2020—2040 млн. лет [Gangadharam, Kameswara, Aswathanarayana, 1963], а тектонической зоны — порядка 1600 млн. лет.

В пределах зоны надвига среди тектонически переработанных пород встречаются слюдяные сланцы и гнейсы, хлорит-магнетитовые и двуслюдяные сланцы, полосчатые магнетитовые и безрудные кварциты, базальные конгломераты, измененные вулканы и базиты. Преобладающими породами зоны являются полевошпатовые сланцы и гнейсы [Banerji, 1962], которые ранее фигурировали под названием натровых гранитов. По описанию Банерджи, они представляют собой мелкозернистые породы с чередующимися полосами биотит-мусковитового и существенно полевошпатового состава. Текстура меняется от сланцеватой до гнейсовой, местами встречается очковая и ленточная. Устанавливаются все стадии замещения двуслюдяных сланцев и гнейсов слюдяно-полевошпатовыми и гнейсоподобными породами мигматитового облика, возникшими при замещении в результате привноса натрия и кремнезема [Banerji, 1962]. Их возраст не превышает 1600 млн. лет [Gangadharam, Kameswara, Aswathanarayana, 1963].

Ураноносные жилы ассоциируют с залежами апатит-магнетитовых и медно-сульфидных руд. Урановая минерализация приурочена к апатит-магнетитовым, а также турмалин-хлоритовым и биотитовым породам и развивается позже апатита и магнетита. В некоторых случаях медно-сульфидное оруденение развивается в одних залежках с урановой минерализацией, но связь оказывается лишь пространственной и структурной, а не генетической [Banerji, 1962, Gangadharam, Kameswara, Aswathanarayana, 1963].

Локализация ураноносных жил в пределах тектонической зоны в целом определяется участками расщепления и дробления и происходит преимущественно на контактах пород кислого состава со сланцами. Минерализация обусловлена рассеянным уранинитом, в приповерхностных частях большим количеством вторичных урановых минералов (отунита, торбернита и др.); отмечается интенсивная гематитизация магнетита. Содержание урана в апатит-магнетитовых рудах колеблется от 0,05 до 0,1%. Содержание урана в «натровых гранитах» (альбититах?) составляет от  $3,6 \cdot 10^{-4}$  до  $23 \cdot 10^{-3}$ , но в сланцах и конгломератах оказывается довольно высоким (от 15 до  $35 \cdot 10^{-4}$ ).

Банержи предполагал, что материал для формирования ураноносных апатит-магнетитовых руд привнесся растворами, вызывавшими образование альбититовых пород мигматитового облика. Попадая в участки образования апатита и магнетита, уран осаждался здесь совместно с магнетитом или несколько позже. В качестве источника железа и урана рассматриваются метасодочные породы, а меди — метавулканиты исходной толщи. Высвобождение этих элементов объясняется метасоматической переработкой толщи в связи с «мигматизацией».

Для ряда месторождений медного пояса устанавливаются околожилные изменения трех типов (амфиболитизация, биотитизация и хлоритизация), каждый из которых сопровождается альбитизацией. Иногда в качестве палоченных поздних стадий проявляются карбонатизация и серицитизация [Das Gupta, Sen Gupta, Murthy, 1965].

Рудопроявление урана в архейских железистых кварцитах. В отличие от аналогичной минерализации в протерозойских образованиях представляет собой скорее генетический, чем практический интерес. Приурочено к участку проявления щелочного метасоматоза в железистых кварцитах, выявленному при разведке погребенных залежей железных руд. На архейском гранитном основании лежат амфиболиты, сланцы и железистые кварциты, чередующиеся с сидерит-гематитовыми сланцами, выше которых располагаются слюдисто-карбонатные сланцы и кварциты. Вся толща смята в сильно сжатую синклинали, перекрытую чехлом пологозалегающих доломитов мезозойского возраста. Возраст амфибола из амфиболитов и сланцев составляет 3000—3500 млн. лет.

Щелочным метасоматозом переработаны сланцы и железистые породы в пределах зон брекчирования и расщепления, сопровождающих разломы в западном крыле складки. Развит весь набор типичных метасоматитов — альбититы, щелочно-амфиболовые сланцы, амфибол-эгириновые породы, эгириниты и карбонат-гематитовые породы.

В разрезе толщи установлены метаморфизованные осадочные породы лишь с относительно небольшими фоновыми содержаниями урана. Минерализация обусловлена прожилками и убогой вкрапленностью уранинита в ассоциации с сульфидами, карбонатом и кварцем, наблюдающимися в измененных песчаниках и серицитовых сланцах и частично в карбонатсодержащих метасоматитах. Для рудных участков характерна примесь Sn, Pb, Sb, Ni и Co.

Урано-ториевая минерализация. Один из участков с проявлением такой минерализации представляет собой пологую синклинали, где метаморфические породы заключены в обширном поле гранитоидов. Подрудная свита подразделяется на базальные сланцы, конгломерато-песчаники и сланцы. В основании рудоносной свиты также имеются пласты кварцито-песчаников и конгломератов, но в основном она сложена железистыми кварцитами и сланцами; с верхними горизонтами свиты связаны железорудные залежи.

Разрывные нарушения — согласные межпластовые срывы с зонами дробления и интенсивной трещиноватостью прилегающих пород — обычно приурочены к контактам пластов сланцев и железистых кварцитов. Многие разломы залечены телами ультрабазитов, претерпевших интенсивные изменения. Время метаморфизма пород толщи оценивается цифрами 2100—1900 млн. лет.

Пространственное размещение щелочных метасоматитов определяется их избирательным развитием в пределах отдельных горизонтов благоприятных по химизму пород, претерпевших тектоническую подготовку, без которой метасоматоз в таких же пластах не проявляется. Наиболее мощные залежи щелочных метасоматитов приурочены пространственно к телам метультрабазитов и имеют

вид послойных достаточно выдержанных линз, согласных с простиранием вмещающих пород.

Среди метасоматитов устанавливаются микроклиниты, альбититы, эгириниты, щелочно-амфиболовые сланцы, доломит-кальцитовые с слюдяно-доломитовые породы, а также промежуточные по составу разновидности и не до конца замещенные исходные метаморфиты. Щелочной метасоматоз объясняется фильтрацией углекислосодержащих растворов глубинного происхождения, которые насыщались щелочами при прохождении через гранитоиды, подстилающие толщу пород формации железистых кварцитов. Время метасоматоза может быть оценено интервалом 1600—1500 млн. лет.

На месторождении известны многочисленные зоны урано-ториевой минерализации, носителями которой являются сахаровидные альбититы и карбонатизированные метасоматиты, во многих случаях содержащие ураноносный апатит и торит. Однако урановородные метасоматиты на месторождении не встречены, что, возможно, объясняется развитием только ранних, преимущественно высокотемпературных стадий метасоматоза и слабым проявлением поздней внутриметасоматической тектоники.

Источником рудных элементов минерализованных зон служат залегающие в основании толщ конгломераты и алевриты, в которых содержания урана и тория достигают соответственно 0,004 и 0,15%. В метасоматитах отмечается десятикратное обогащение этими элементами при сохраняющейся величине торий-уранового отношения.

Все рассмотренные примеры месторождений и рудопроявлений охватывают щелочные метасоматиты, сформировавшиеся в среднем протерозое за счет раннепротерозойских или архейских толщ железистых пород. Кроме них известны месторождения и рудопроявления урана, также связанные со щелочным метасоматозом, который, однако, происходил в посткембрийское время, хотя и за счет докембрийских пород. Примером месторождения такого типа может служить Баотоу.

Месторождение Баотоу (Центральная Азия). Это метасоматическое железорудное месторождение с комплексным редкоземельно-ниобиевым и урановым оруденением. Детально изучалось А. И. Тугариновым и его сотрудниками [Тугаринов, 1963а, в] с применением геолого-геохимической методики и данных изотопных исследований для решения вопросов петрогенезиса и рудообразования, соотношения рудного процесса с интрузивными породами и, наконец, вопроса об источнике петрогенных и рудных компонентов.

Вмещающей это месторождение толщей является серия позднедокембрийских метаморфизованных осадочных образований, несогласно лежащих на размытой поверхности докембрийских пород, верхний возрастной предел которых 1800 млн. лет. Возраст самой рудовмещающей толщи 1500 млн. лет (по U-Pb-Th методу), представлена она четырьмя горизонтами — конгломератами и песчаниками ( $H_1$ ), микросланцами и песчаниками ( $H_2$ ), карбонатными породами ( $H_3$ ) и серицитовыми микросланцами и кварцитами ( $H_4$ ) с общей мощностью более 2500 м. Южнее района месторождения вся толща прорвана герцинскими интрузивными породами (350 млн. лет), среди которых выделяются диориты и габродиориты, биотитовые граниты, плагиоклазовые граниты, граносиениты (рис. 12).

Метасоматическое месторождение представляет собой серию линзовидных железорудных залежей, локализованных в контакте доломитов  $H_3$  и сланцев  $H_4$ . Общее их число ко времени окончания работ [Тугаринов, 1963а] достигало 18, из них две крупные, мощностью по несколько сотен метров, были прослежены на 1000—1200 м по простиранию и на 500—600 м по падению. Состав руд оказался комплексным; наряду с магнетитом и гематитом установлена редкоземельная, ниобиевая, фторная, фосфорная, бариевая и урановая минерализация, приуроченная к железорудным телам и метасоматитам за счет пород горизонта  $H_3$ . Отличительная черта всех рудных залежей — интенсивное проявление фтор-натриевого метасоматоза, приведшего к появлению эгиринитов, щелочно-

амфиболовых пород, альбититов, флюоритовых метасоматитов и пород с фтор-карбонатными минералами редких земель.

На основании анализа минеральных ассоциаций месторождения А. И. Тугариновым [1963а] выделено три главных стадии минералообразования, сопровождавшихся щелочными метасоматитами различного типа.

1. Метасоматические явления ранней стадии происходили на фоне нарастающего прогрева толщи под влиянием растворов метаморфогенного происхождения при ничтожном участии в образовании метасоматитов привнесенных ювенильных компонентов, что, по мнению А. И. Тугаринова, сближает этот процесс с явлениями метаморфизма.

2. Метасоматические явления средней, галлоидно-щелочной стадии, протекавшей в условиях наибольшего прогрева толщи и явившейся главной в формировании редкоземельной минерализации на месторождении.

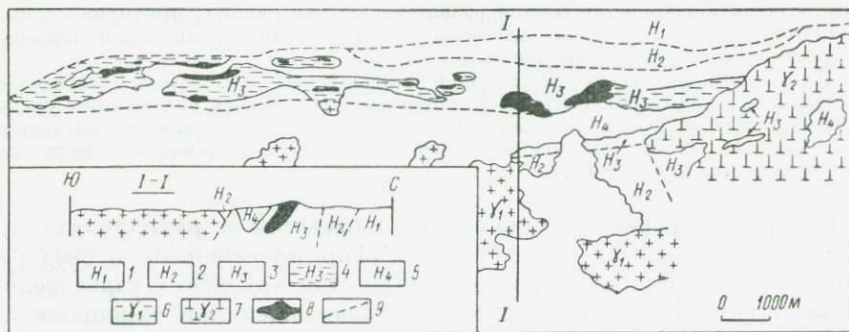


Рис. 12. Схематическая геологическая карта района месторождения Баоту в Центральной Азии (по А. И. Тугаринову [1963в]).

1 — кварциты; 2 — сланцы; 3 — карбонатные породы; 4 — сланцы и аффузивы; 5 — кварциты и сланцы; 6 — граниты; 7 — граносиениты; 8 — магнетитовые залежи и метасоматиты; 9 — разрывные нарушения.

3. Метасоматические явления поздней стадии, выразившиеся в околожильных изменениях при формировании рудных тел на фоне регрессивного метаморфизма. Эта стадия характеризуется многократным приоткрыванием трещин в ранее возникших метасоматитах с местным переотложением рудного вещества и постепенным затуханием метасоматических явлений.

Общим для всех метасоматитов месторождения является их явная зависимость от состава первичных вмещающих пород, лишь постепенно утрачивающая свое значение в заключительную стадию. По А. И. Тугаринову, сам процесс рудообразования был непрерывным и обуславливался единими рудообразующими растворами. Стадийность процесса, по его представлениям, определялась не пульсациями тектонических деформаций и поступлением разных растворов, а эволюцией состава растворов вследствие их взаимодействия с породами и различия температурных условий (сначала прогрев, затем остывание толщ).

Рассмотренная последовательность метасоматических явлений во многом сходна с установленной для других районов, где также могут быть выделены преимущественно метаморфическая стадия, затем собственно щелочная, перерастающая во фтор-натровую, и завершающая — прожилковая.

Особенность описываемого месторождения заключается в появлении фтора вместо  $\text{CO}_2$ . Поскольку фтор агрессивнее, чем углекислота, позднее карбонатное метасоматическое замещение, завершающее последовательный ряд щелочных метасоматитов, в этом случае не проявлено, так как фтор уже на ранних стадиях натрового метасоматоза связывался карбонатными породами с образованием флюорита.

Предположение о генетической связи метасоматитов данного месторождения с определенным типом магмы (граносиенитовой) столкнулось с серьезными

противоречиями. Изотопные исследования четко показали, что если герцинский магматизм даже и был ответствен за происходившее перемещение рудоносных растворов и флюидов, обуславливавших образование метасоматитов, то главным источником рудного вещества и петрогенных элементов служила все же сама вмещающая толща (точнее, те ее части, которые служили фильтром для растворов) с возрастом седиментации не менее 1500 млн. лет. Об этом свидетельствует идентичность изотопного состава свинца галенитов и других минералов метасоматитов с составом свинца доломитовых протерозойских толщ. Характер распределения титан-ниобиевых минералов в метасоматитах также весьма показателен. Они не распространяются по разрезу стратиграфических ниже магнетит-эгририновых залежей и не появляются в контактах граносенитов. Появление титана и ниобия в метасоматитах связано с метасоматической проработкой сланцево-кварцитовых пород горизонтов  $H_3$  и  $H_4$ , которые изначально обогащены минералами с повышенным содержанием титана и ниобия.

Результаты комплексных геолого-геохимических исследований, проведенных на месторождении, позволили установить [Тугаринов, 1963а], что подавляющая масса компонентов натровых метасоматитов, в том числе и рудогенных (свинца, редких земель, урана, ниобия, титана, фосфора), была заимствована из самих продуктивных толщ в результате активного воздействия на них щелочных растворов. Затем, при образовании метасоматитов и рудных тел, эти элементы последовательно осаждались, входя в состав определенных минералов в соответствии со снижающейся щелочностью метасоматических реагентов.

Проявления щелочного метасоматоза, не сопровождаемые промышленной урановой минерализацией. Рассмотренные примеры позволяют составить представление о наиболее характерных месторождениях урана, связанных со щелочными метасоматитами в железистых породах, но не исчерпывают всего их разнообразия. Кроме того, уже упоминалось, что щелочные метасоматиты в железистых породах далеко не всегда сопровождаются урановым оруденением, т. е. наряду с рудоносными встречаются наиболее многочисленными безрудные зоны или оруденение может быть не урановым, а иного типа.

Анализ литературных данных позволяет утверждать, что проявления щелочного метасоматоза в железистых кварцитах и железистых породах устанавливаются на территории всех докембрийских щитов, т. е. они не являются специфической особенностью какого-то одного региона, а имеют широкое пространственное распространение.

Щелочные метасоматиты развиты в железистых кварцитах района Маунт Рид — Блоф Лейк в северном Квебеке, где встречены разновидности с акмитовым пироксеном и щелочным амфиболом [Kranck, 1961]. В районе Кайюна в штате Миннесота (США) эгририновые породы слагают залежи мощностью до 8 м среди железистых кварцитов, подстилаемых карбонатными породами [Groat, 1946]; аналогичные метасоматические образования выявлены в округе Мезаби [Richarz, 1930].

В индийском штате Майсор в районе возвышенности Бабабудан железистые кварциты подстилаются основными породами, подвергшимися альбитизации, и прорваны дайковыми долеритами, также альбитизированными или даже превращенными в альбититы. В самих железистых кварцитах устанавливаются невыдержанные пластовые тела пород со щелочным амфибол-асбестом состава магний-рибекита и с эгририном. Щелочные преобразования приурочены к участкам с разрывами, которые залечивались дайковыми породами, в свою очередь подвергшимися альбитизации [Hall, 1926; Pichamuthu, 1936, 1950].

Всемирную известность имеют породы железистой формации Брокмен в Австралии, где залежи щелочного амфибол-асбеста встречаются среди железистых кварцитов и железных руд. А. Ф. Трендалл считает, что массивные

рибекитовые породы возникли в результате метасоматического замещения определенных пластов кварцитов, а жилы крокидолита — в результате перестроения [Trendall, 1965]. К участкам щелочного метасоматоза приурочены рудопроявления урана.

Не меньшую известность имеют крокидолитовые месторождения района Кёгас-Вестерберг в Южной Африке [Cilliers, Freeman, Taylor, 1961], приуроченные к серии докембрийских железистых кварцитов. По западному краю Асбетового пояса проявилась интенсивная складчатость, складки были осложнены крутопадающими и вертикальными разломами, то согласными, то секущими по отношению к простиранию вмещающих пород. Исходные железистые кварциты подвержены лишь слабому воздействию регионального метаморфизма. Однако целые горизонты оказались замещенными гематит-крокидолитовыми сланцами. Образование щелочного амфибола не удается объяснить наличием натрия в исходных породах, так как в районе нет ни одной разновидности железистых кварцитов со сколько-нибудь заметным содержанием натрия. В рибекитизированных породах помимо крокидолита отмечается эгирин, слагающий иногда мономинеральные пачки пород, которые окаймляются щелочно-амфиболовыми сланцами.

Приводимые Дю Тойтом сведения для этого района показывают, что развитие крокидолита и эгирина приурочено не столько к специфическим по составу горизонтам, сколько к пластам, для которых характерна дислоцированность одного и того же типа: плейчатость с осложнениями складок разрывами по осевым плоскостям. Разрывы по контактам пластов с разными механическими свойствами определяют границы зон щелочных преобразований и создают впечатление литолого-стратиграфического контроля при развитии эгирина и щелочных амфиболов [du Toit, 1945].

Железо-марганцевые месторождения района Постмасбург, расположенные к северо-западу от г. Кимберли, приурочены к контакту доломитовой серии Кемпбелл Ранд и перекрывающих базальных конгломератов и тектонических брекчий с железистыми кварцитами в качестве обломочного материала; по возрасту породы относятся к протерозою. В составе железных руд присутствуют специфические минералы железа и натрия — натриевый маргарит, эгирин-акмит, альбит, литиофорит. По данным Де Вильера [de Villiers, 1945, 1956], рудные залежи образовались под воздействием восходящих натрийсодержащих растворов и, следовательно, могут рассматриваться как метасоматиты. В зонах щелочного преобразования наблюдаются повышенные содержания Li, V, P, U, Th и других элементов.

Перечень подобных примеров можно было бы продолжить. Однако даже рассмотренный материал свидетельствует о повторяющемся характере щелочного минералообразования в различных районах и широком его распространении.

### Особенности щелочного метасоматоза и оруденения в железистых породах

Изложенный в настоящей главе материал позволяет охарактеризовать главные особенности проявлений щелочного метасоматоза и оруденения в железистых породах.

Одной из характерных особенностей процесса является ведущая роль натрия, так что метасоматоз может быть назван натровым.

Все известные проявления натрового метасоматоза в железистых породах занимают сходное структурное положение, хотя детали строения отдельных участков различны. Чаще всего это узлы пересечения складчатых структур и крупных разломов, реже — моноклинально залегающие толщи, осложненные согласными и поперечными нарушениями.

Степень метаморфизма пород, подвергающихся метасоматической переработке, может колебаться от зеленосланцевой фации до гранулитовой. Тем не менее главные черты щелочного метасоматоза в этих породах сходны.

Приуроченность натрового метасоматоза к определенным структурным узлам вне зависимости от степени метаморфизма позволяет сделать вывод, что между региональным метаморфизмом и складчатостью, с одной стороны, и образованием региональных разрывных нарушений с проявлениями щелочного метасоматоза, с другой — существовал разрыв во времени. Данные о временном соотношении процессов метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитообразования с процессом щелочного метасоматоза, полученные на основании радиологических исследований, показывают, что метасоматоз оторван от периода гранитообразования по крайней мере на 200—300 млн. лет. Таким образом, прямая генетическая связь щелочного метасоматоза с интрузивным магматизмом или региональным метаморфизмом не устанавливается.

В связи со щелочными метасоматитами в железистых породах известны рудопроявления и месторождения железных руд, крокидолит-асбеста и, наконец, урана или иногда редкоземельно-урановых руд.

Главными чертами месторождений урана данного типа являются: залегание среди пород формации железистых кварцитов, глубоко переработанных в ходе щелочного (натрового) метасоматоза, сопровождаемого карбонатизацией, реже окварцеванием; приуроченность к участкам осложнения сильно дислоцированных пород разрывными нарушениями региональных тектонических зон.

Урановые месторождения имеют длительную историю формирования в широком интервале глубин. Для них характерно развитие рудных тел различного типа (пластообразные, линзообразные, обособленные гнездовые и столбовидные залежи) в зависимости от морфологии тектонических нарушений.

Важным фактором, определяющим наличие оруденения, является состав метаморфических толщ, служащих источником рудного вещества. Как правило, в районе месторождений в разрезе рудовмещающих толщ устанавливаются потенциально рудоносные горизонты. Выявляется прямая зависимость между величинами фоновых содержаний и торий-урановых отношений в подстилающих метаморфических породах и в рудах из зон метасоматоза.

Кроме того, эмпирически устанавливается еще одна особенность проявления урановой минерализации — приуроченность к метасоматитам определенной глубинности, развитым в породах с умеренно высокой степенью метаморфизма. Щелочные метасоматиты, возникающие за счет пород гранулитовой фации, либо безрудны, либо несут слабую урановую или только ториевую минерализацию. Преимущественно ториевая, а не урановая минерализация типична и для высокотемпературных щелочных метасоматитов.

МЕТАСОМАТИТЫ В ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ СИЕНИТАХ  
И ГРАНИТАХ РАПАКИВИ

Процессы наложенного щелочного метасоматоза в щелочноземельных сиенитах и в гранитах рапакиви (метасоматиты V типа) проявились во многих районах и привели к образованию оригинальных по составу и структуре пород, которые отличаются от классических аутометасоматических и контактово-реакционных образований. Они приурочены к узким линейным тектоническим зонам, образуют маломощные плитообразные тела, прослеживаемые на большие расстояния, и могут быть выделены в особую группу под названием щелочных метасоматитов трещинного типа или трещинных щелочных метасоматитов.

Щелочные трещинные метасоматиты представляют интерес во многих отношениях. Во-первых, по минеральному составу, структуре и текстуре они очень часто сходны с метасоматитами, развивающимися в породах формации железистых кварцитов, что позволяет сопоставлять их генетически. Во-вторых, трещинный щелочной метасоматоз нередко проявляется в районах развития щелочных нефелиновых пород. Это в свою очередь позволяет оценить возможность их генетической связи. В-третьих, метасоматиты являются носителями специфической минерализации, нередко приобретающей промышленное значение. Рассматриваемые в настоящей главе примеры месторождений подобраны так, чтобы охарактеризовать возможное многообразие проявлений щелочного метасоматоза в щелочноземельных породах.

## Проявления щелочного метасоматоза

Характер и особенности проявлений щелочного метасоматоза в щелочноземельных сиенитах удобнее всего рассмотреть на примере конкретного района, в качестве которого может быть выбрано Приазовье, где метасоматиты данного типа имеют широкое распространение. На этом примере к тому же можно показать, как трактуются типичные метасоматиты различными исследователями.

Первое упоминание о метасоматитах Приазовья принадлежит Л. Ф. Айнберг [1930, 1933], которая отметила своеобразные щелочные породы «жильного залегания» в «нордмаркитах» бассейна р. Кальмиуса. В. И. Лучицкий [1938] первоначально отнес эти породы к магматическим, но в последующие годы изменил свою точку зрения на происхождение этих «структур переплавления» [Лучицкий, 1947] и отнес их к метасоматическим. Эти же образования И. Д. Царовский [1965] рассматривал как производные нефелиновых сиенитов, а в работе А. А. Стороженко [1961] они трактуются как фениты и параллелизуются с участками приконтактовых изменений.

Зоны трещинного щелочного метасоматоза нередко сопровождаются флюоритовой и карбонатной минерализацией. Примером

может служить Петровско-Гнатовское месторождение, подробно описанное В. И. Кузьменко [1946], который считал его гидротермальным. Позднее эти образования рассматривались как типично метасоматические [Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965; Кушев, Силицын, 1965; Кушев, 1970].

Строение и особенности минералообразования в зонах метасоматоза. Щелочной натровый метасоматоз приводил к образованию тел метасоматитов, приуроченных к линейным зонам (рис. 13) катаклазитов и иных тектонитов, примером которых могут служить «зоны ошелачивания» по р. Кальмиусу.

Такие же и подобные им образования установлены среди разнообразных пород — сиенитов, гранитов, гнейсов, а за пределами Приазовья в гранитах рапакиви.

Кроме отчетливо линейных зон известны многочисленные проявления альбитизации, не имеющие строгой линейной локализации, хотя связь участков метасоматоза с тектонитами или разрывными структурами устанавливается всегда.

Состав, структура и текстура щелочных метасоматитов обладают настолько большим разнообразием и непостоянством количественных соотношений минералов, что невозможно дать строгое название большинству представителей этих пород. Значительное влияние на состав и структуру оказывают исходные (преобразуемые) породы, причем иногда типичный метасоматит может даже внешне почти не отличаться от них. Вероятно именно поэтому многие исследователи называли некоторые метасоматиты трещинных зон «щелочными гранитами», «щелочными сиенитами» и т. п. Учитывая это, при описании метасоматитов не преследовалась цель дать точное название каждой конкретной разновидности; вместо этого подробно рассматривается последовательность изменений субстрата.

Метасоматиты слагают жилкоподобные тела небольшой (5—25 см) мощности и могут проследиваться на 40—70 м по простиранию (рис. 13, в). Расстояние между отдельными телами составляет от 0,5—1 до 5—25 м. Благодаря их большей устойчивости при выветривании по сравнению с вмещающими сиенитами, метасоматиты образуют чуть приподнятые над уровнем скал гребни, что очень помогает проследивать такие тела по простиранию.

Рассмотрим подробно одну из наиболее мощных зон (рис. 13, в). Она представляет собой серию параллельных выдержанных трещин, по которым развиты прожилки, сложенные поперечно-волокнистым темно- и салатно-зеленым эгирином и иссиня-черным щелочным амфиболом. Прожилки имеют изменчивую мощность (от 1 до 30 см), ветвятся, выклиниваются, соединяются между собой по диагональным направлениям, однако большинство из них не выходит за пределы зоны и подчинено ее общему простиранию, секущему по отношению к трахитоидности сиенитов.

Щелочной амфибол обычно находится в центральных частях амфибол-эгириновых зон, но встречаются отдельные прожилки, сложенные только амфиболом без эгирина.

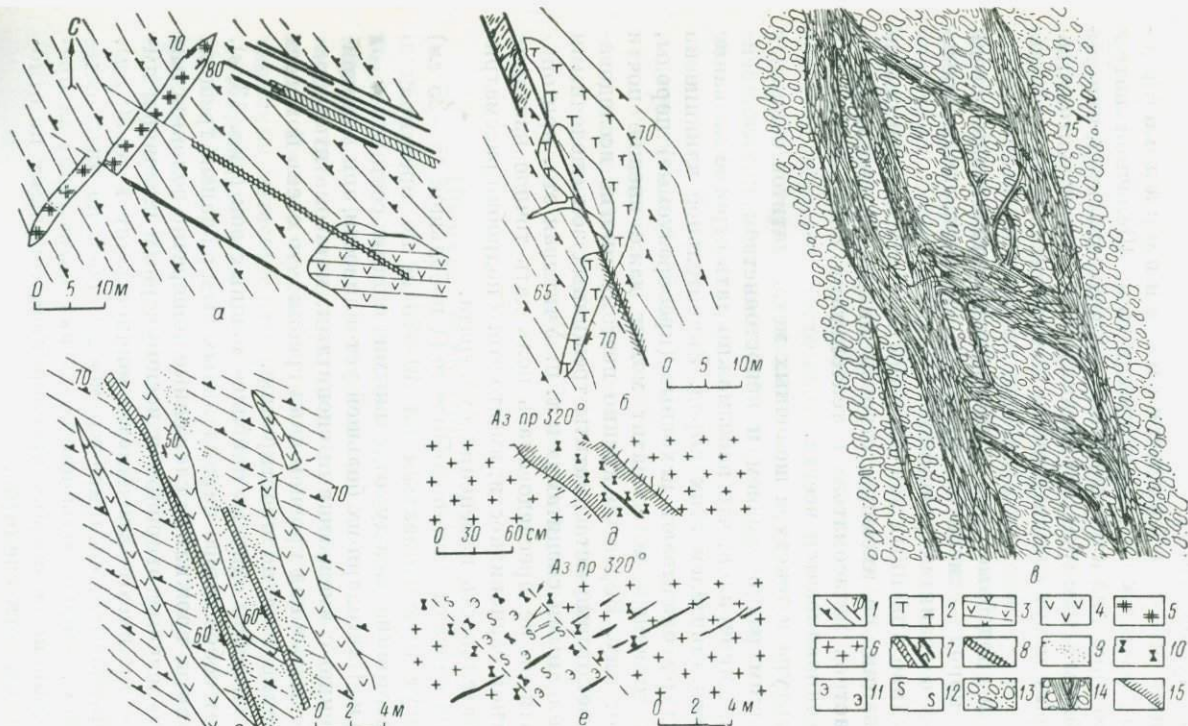
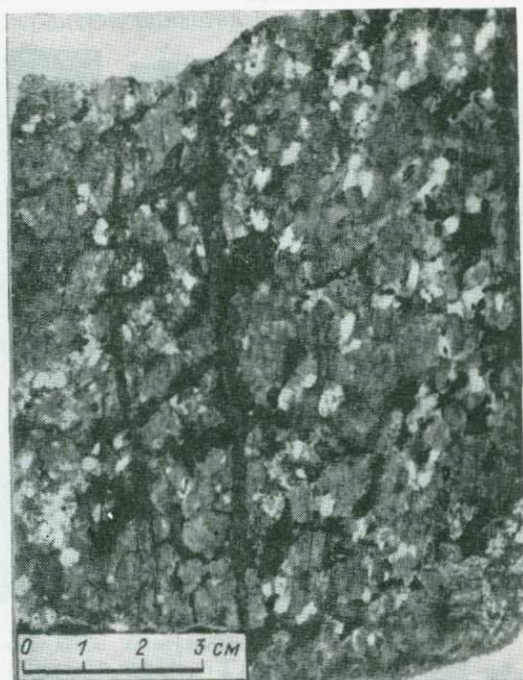


Рис. 13. Характер развития зон щелочного метасоматоза в щелочноземельных сиенитах:

*а* — зоны метасоматоза в сиенитах с ксенолитом пироксеновых гнейсов; *б* — зона метасоматоза, секущая кварцевые сиениты и сиенит-пегматиты; *в* — интенсивно измененные кварцевые сиениты и жилы эгирин-амфиболовые метасоматиты; *г* — зоны натрового метасоматоза, сопровождаемого окварцеванием (совпадают по направлению с дайками лампрофира и секут их); *д* и *е* — зоны щелочного метасоматоза в сиенитах вблизи массива нефелиновых сиенитов. 1 — кварцевые сиениты и гранито-сиениты с элементами залегания трахитоидности; 2 — сиенит-пегматиты; 3 — пироксеновые гнейсы; 4 — дайковые основные породы; 5 — дайковый щелочной гранит; 6 — граниты; 7 — зоны щелочного метасоматоза, сложенные эгирином, щелочным амфиболом и альбитом; 8 — зоны щелочных метасоматитов, развивающихся по blastomylonitам; 9 — участки околотрецинного окварцевания; 10 — альбит; 11 — эгирин; 12 — рибекит; 13 — измененный кварцевый сиенит; 14 — жилки, выполненные эгирином и щелочным амфиболом; 15 — ориентировка кристаллов эгирина в контактовых частях зон.

Сиениты, находящиеся между прожилками, также подвергаются интенсивным изменениям (рис. 14). По серии мельчайших трещинок и в промежутках между зернами полевого шпата в них развиваются спутанно-волокнистый щелочной амфибол и тонкопризматический эгирин, местами радиально-лучистого строения. Агрегаты эгирина и щелочного амфибола нередко образуют и самостоятельные сноповидные обособления, но всегда можно определить те направления,

Рис. 14. Субпараллельные жилки, сложенные щелочным амфиболом и эгирином поперечно волокнистого строения, в кварцевом сиените (щелочные минералы заполняют трещину и проникают в породы по межзерновым пространствам).



по которым происходило проникновение вещества. Боковые изменения сиенитов в контакте с зоной прожилков такие же, как и внутри зоны, и прослеживаются на расстоянии до 3—10 см.

Помимо главных минералов — эгирина и щелочного амфибола — метасоматиты в подчиненном количестве содержат альбит, карбонат, кварц и бесцветную или слабо окрашенную слюду. При замещении цветных минералов эгирином и щелочным амфиболом возникают акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон.

Эгирин представлен четырьмя морфологическими разновидностями, из числа которых три (тонкопризматический, тонковолокнистый и зернистый) относятся к одной генерации, представляя собой разные ее зарождения. Четвертая крупнопризматическая разновидность, наиболее поздняя генерация эгирина, возникает в процессе перекристаллизации (рис. 15).

Щелочной амфибол представлен двумя генерациями. Тонковолокнистый амфибол I генерации слагает узкие каймы и лучистые

агрегаты. Он обладает густой окраской и сильным полихроизмом, замещается эгирином. Амфибол II генерации — крупные кристаллы хорошей призматической формы (рис. 16). Они образуют сноповидные или радиально-лучистые агрегаты, иногда совместно с эгирином, но нередко замещаются им.

Как эгирин, так и щелочной амфибол развиваются за счет рудного и цветных минералов сиенитов. При развитии щелочного амфибола по катаклазированной полевому шпату все зерно последнего



Рис. 15. Эгирин в метасоматитах, образующихся за счет сиенитов.

*а* — тонкопризматический эгирин I генерации (светлое) в сростании с рудным (темно-серое) минералом (без анализатора, увел. 100); *б* — призматический эгирин II генерации в тонковолокнистом и зернистом эгирине I генерации (никколи +, увел. 100).

прорастает мелкими одинаково ориентированными зернами щелочного амфибола; реликты полевого шпата также гаснут одновременно, но асинхронно с амфиболом. В результате возникает скелетный кристалл, пойкилобласт амфибола (рис. 17).

В метасоматитах присутствуют полевые шпаты исходных пород и новообразованные. Полевые шпаты исходных пород сохраняются в отдельных реликтовых участках, представляющих собой фрагменты сиенита со свойственными ему гипсидоморфными микроклином и плагноклазом.

Зерна калиевого полевого шпата сохраняются редко, обычно остаются лишь реликты его в виде антипертитовых вростков в новообразованном плагноклазе. Крупные индивиды калиевого полевого шпата при альбитизации разобзаются на множество участков; альбитизация выражается в разрастании существовавших пертитовых вростков и появлении лейст и отдельных пятен альбита, зани-

мающих главным образом участки кристаллов, нарушенные катаклизмом. За счет катаклазита также могут возникать эгирин, щелочной амфибол, альбит в зависимости от того, каков его первоначальный состав.

Плагиоклаз исходных пород сохраняется в метасоматически преобразованных породах значительно чаще, чем калиевый полевой шпат. Вокруг кристаллов олигоклаза обычно наблюдается кайма альбита, причем ядро такого зонального кристалла имеет неправильные очертания; это, вероятно, свидетельствует о том, что имело



Рис. 16. Щелочной амфибол второй генерации в сфероидных сростаниях (никколи +, увел. 100).

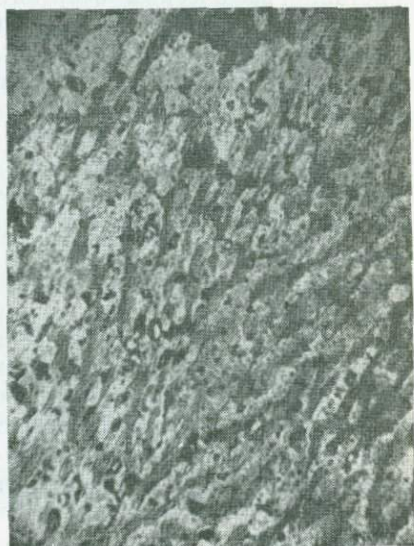


Рис. 17. Пойкилобласт, скелетный кристалл щелочного амфибола (темное), образовавшийся при замещении (светлое) полевого шпата (без анализатора, увел. 100).

место не просто обрастание олигоклаза альбитом, а реакционное замещение. Кайма альбита обычно шире ядра олигоклаза, но вообще можно наблюдать случаи замещения разной степени: от узкой каймы до резкого преобладания альбита над олигоклазом. Такой псевдоморфно развивающийся альбит может перекристаллизоваться в лейстовый агрегат. В ряде случаев альбит просто залечивает катаклазированные кристаллы олигоклаза или же совместно с кварцем слагает жилки и участки при повторном катаклазе породы.

Кроме новообразованных щелочных минералов (эгирина, щелочного амфибола, альбита) и минералов исходных пород (олигоклаза, микроклина) в метасоматитах постоянно присутствует кварц. Встречаются мелкие его зерна и более крупные, образование которых, возможно, связано с поздними стадиями процесса метасоматоза, что подчеркивается тесной ассоциацией его с карбонатом. Довольно

часто окварцевание проявляется в узкой внешней зоне, располагающейся параллельно прожилку, сложенному эгирином и щелочным амфиболом.

Мирмекитовые образования в метасоматитах не встречаются, за исключением реликтовых участков слабо измененных сиенитов. Отсутствие мирмекитов в породах с интенсивно проявившейся альбитизацией отмечалось еще Л. Ф. Айнберг [1933].

Карбонаты развиваются далеко не всегда, причем иногда — в зонах тектонитов, не испытывавших щелочных превращений. Появляются они в небольших скоплениях мелких округлых зерен без каких-либо кристаллографических очертаний, по составу могут меняться от кальцита до паризита. Последний встречается как в прожилках амфибол-эгиринового состава, так и в породах внутренних частей зон, причем подобно другим минералам он приурочен к участкам развития микронарушений и при своем возникновении замещает все более ранние образования.

Со щелочным амфиболом и эгирином тесно ассоциируют сфен, циркон и апатит. Сфен присутствует в заметных количествах, слагает иногда небольшие мономинеральные участки, но чаще рассеян по породе. Циркон сопутствует сфену, но количество его невелико. Широко распространен апатит, часто оказывающийся включенным в зерна метасоматических минералов. Рудный минерал, в большей своей части метасоматического происхождения, представляет собой тесные взаимные прорастания магнетитового и ильменитового состава. Возможно, что при развитии эгирина и щелочного амфибола за счет рудного вещества параллельно происходит образование сфена.

Породы зон щелочного метасоматоза в гранитах-рапакиви аналогичны по своему характеру описанным метасоматитам, проявленным в щелочно-земельных сиенитах. В связи с этим их детальная петрологическая характеристика здесь не дается, а краткое описание зон приводится ниже, при разборе месторождения в краевой части массива рапакиви.

**Метасоматическая зональность.** Зоны метасоматитов обладают некоторыми общими чертами: определенной ассоциацией новообразованных минералов (эгирин, щелочной амфибол, альбит, слюды, карбонат), близким их составом, одинаковыми формами развития и, наконец, характером распределения, или зональностью.

При переходе от неизменных пород к центру метасоматических залежей отмечаются сначала зона повышенного содержания кварца, затем интервал слабой альбитизации (укрупнение пертитовых вростков в микроклине, развитие узких кайм альбита около зерен полевого шпата, иногда замещение цветных минералов светлой слюдой с одновременным образованием рудного минерала), сопровождающейся исчезновением или уменьшением количества кварца, который может появляться в таких породах снова на поздних стадиях процесса. Следующая зона характеризуется интенсивным развитием альбита, появлением новой генерации существенно калиевого полевого шпата (прозрачный микроклин без пертитовых вростков) и

нием за счет цветных и рудных минералов щелочного амфиболитовому может присоединяться эгириин. Щелочной амфиболитово-эгириин может замещать амфибол исходных пород или же образует тонкопризматические выделения и спутанно-волоконистые. Еще ближе к центру породы приобретают состав и облик, но отличные от замещаемого субстрата. Плагиоклаз нацело альбитом, микроклин сохраняется лишь в виде зерен овоидных внутри альбитовых выделений или же образует кристаллы энерации, волокнистый амфибол вытесняется эгирином,



рис. 18. Зональность в рибекит-эгириновом метасоматите: магнетит → эгириин → рибекит (светло-серое) → эгириин (без анализатора, увел. 20).

кристаллизованный призматический щелочной амфибол сосуществует с эгирином, последний кристаллизуется непосредственно (за счет) рудного минерала. При замещении амфибола исходного эгирином обязательной промежуточной фазой является рибекитовый амфибол, причем такого рода замещение сопровождается выделением рудного вещества, а иногда появлением рядом с эгириновыми новообразованными зернами сфена, апатита или (редко) анортита. В центральных частях метасоматических залежей обычны эгириин и (или) щелочной амфибол, которые нередко встречаются по трещинкам во все зоны и даже за пределы измененных пород, состоящие из лейстового (реже перистого, сфероидального) альбита, тонкопризматического эгириина и (или) щелочного амфибола. Нередко центральные зоны сложены карбонатом, часто совместно с флюоритом.

В общем виде зональность может быть выражена следующим образом: отсутствие изменений → окварцевание → развитие альбита

и разрушение цветных минералов исходных пород → развитие альбита, бесцветной слюды, новой генерации калиевого полевого шпата и щелочного амфибола → образование эгирина с замещением и перекристаллизацией щелочного амфибола (альбит и существенно калиевый полевой шпат устойчивы) → карбонатизация и развитие флюорита → перекристаллизация и переотложение щелочных минералов. Очевидно эти изменения соответствуют последовательности образования минералов в каждом элементарном участке пород. Метасоматическая зональность в миниатюре наблюдается в маломощных жилах, сложенных эгирином и щелочным амфиболом (рис. 18).

### Месторождения и рудопроявления в связи с метасоматитами в щелочноземельных породах

Можно назвать лишь несколько месторождений и рудопроявлений, связь которых со щелочными метасоматитами рассматриваемой группы не вызывает сомнений. Число их значительно расширится, если пересмотреть данные о некоторых месторождениях так называемого «пегматитового» (пирометасоматического) генезиса или о месторождениях, «связанных с магматическими породами». Указания на существование таких пород, как «альбит-рибекитовые граниты», «натровые граниты» или «натровые фельзиты», очевидно, заслуживают скептического отношения. Опыт изучения щелочных метасоматитов показывает, что такие породы, хотя и рассматриваются как магматические образования, в действительности являются типичными метасоматитами. Метасоматический способ образования альбит-рибекитовых пород является правилом, а магматический — исключением и должен быть доказан в каждом конкретном случае.

Петрово-Гнутовское месторождение. Детально описано В. И. Кузьменко [1946]. Рудная зона представляет собой крутопадающее жиллоподобное тело, залегающее между гранито-сиенитами и альбититами, простирание зоны северо-восточное ( $20-25^\circ$ ), падение юго-восточное под углом  $75-80^\circ$ , мощность от 0,3 до 3 м (рис. 19).

Висячем боку рудного тела залегают шроксен-роговообманковые гранито-сиениты, рассеченные густой сетью мелких жилков, выполненных эгирином, щелочным амфиболом и альбитом с флюоритом и карбонатом; эти же минералы развиваются и в краевых частях таких жилков, которые наиболее ярко выражены в участках интенсивной субмеридиональной и северо-восточной трещиноватости. Вдоль непосредственного контакта с рудным телом гранито-сиениты превращены в катаклазит, подвергшийся щелочным превращениям (альбитизации, развитию эгирина и щелочного амфибола).

В лежачем боку рудной жилы отмечена зона альбитизации, которая к югу сменяется биотитовыми альбититами, секущими гранито-сиениты и участки пегматита. Породы, вмещающие альбититы, сильно трещиноваты и эгиринизированы; в контакте с рудной зоной гранито-сиениты интенсивно раздроблены и сцементированы минералами рудной зоны.

В пределах полосы трещиноватых и катаклазированных пород, параллельной рудному телу, характер щелочных изменений совершенно такой же, как и в описанном выше рудном теле. Появляются, в частности, метасоматиты пестельчатой текстуры, обусловленной развитием призматических кристаллов эгирина и щелочного амфибола.

Главные минералогические особенности месторождения — альбитизация, развитие эгирина и щелочного амфибола, карбонатизация, редкоземельно-

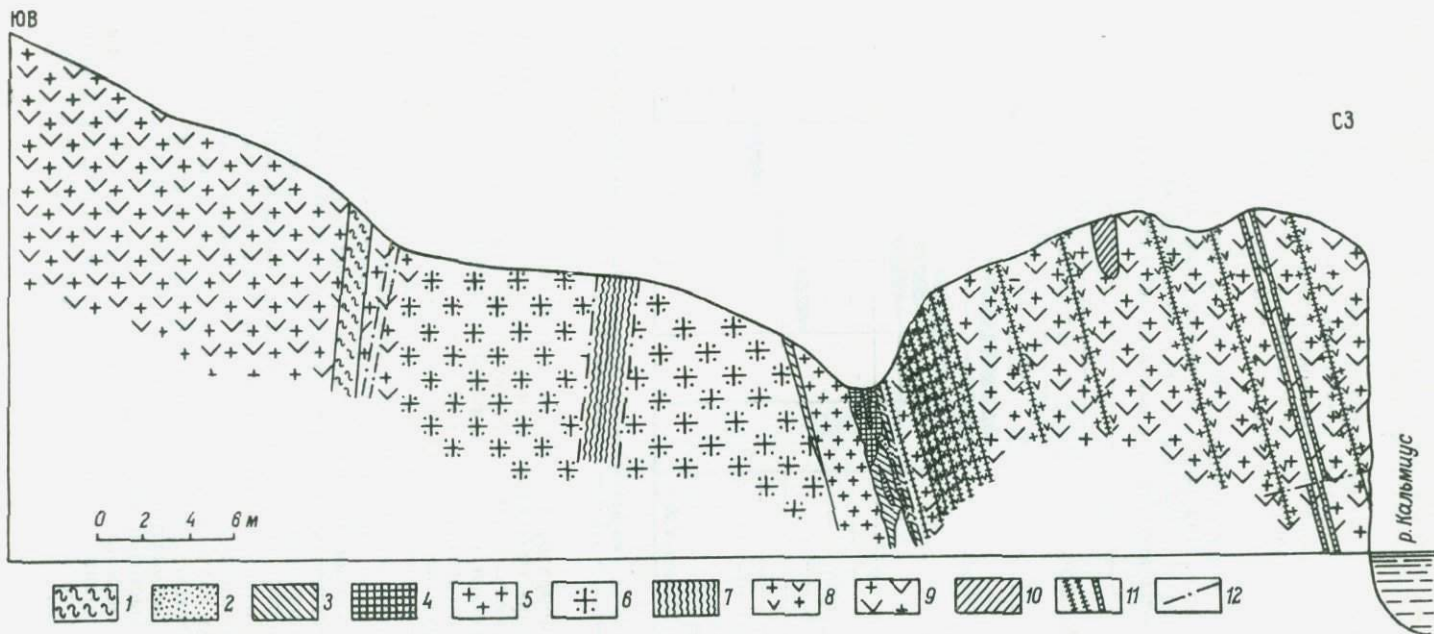


Рис. 19. Разрез через участок Петрово-Гутовского месторождения (по В. И. Кузьменко [1946]).

1 — дайки порфирита; 2 — участки развития паризита; 3 — жилы кальцита; 4 — флюоритовые породы; 5 — альбититы; 6 — аляскитоподобный окварцованный гранит; 7 — катаклазиты; 8 — измененные гранито-сиениты с эгирином и щелочным амфиболом; 9 — пироксен-амфиболовые гранито-сиениты; 10 — альбит-амфиболовые шпировые породы; 11 — жилки выполнения, сложенные эгирином и щелочным амфиболом; 12 — послезильные тектонические смещения.

карбонатная и флюоритовая минерализация. Последовательность минералообразования в зоне метасоматитов очень близка к предложенной В. И. Кузьменко (рис. 20).

Основными геохимическими чертами процесса рудообразования являются присутствие изоморфной примеси редких земель в таких минералах, как кальцит, флюорит и образование самостоятельных редкоземельных минералов (паризит), причем в составе редких земель преобладает цериевая группа ( $Сe : La = 1 : 1$ ) при подчиненном значении иттриевой группы [Щербина, Якубович, 1963].

Урановое рудопроявление в краевой части массива рапакиви. Приурочено к участку интенсивного щелочного метасоматоза, которому подверглись породы массива и вмещающие его гнейсы и гранитоиды. Гранитоиды представлены мигматитами и гранито-гнейсами с пачками



Рис. 20. Схема последовательности минералообразования для Петрово-Глутовского рудопроявления [по В. И. Кузьменко, 1946].

реликтовых метаморфических сланцев и гнейсов, жилами аплитов и даунит-пегматитов. По возрасту они относятся к среднему протерозою (2100—1900 млн. лет). В строении массива рапакиви участвуют габбро и габбро-нориты, лабрадориты и гранито-рапакиви, т. е. это типичный представитель многофазных интрузий платформенного комплекса с возрастом порядка 1800 млн. лет.

Структура участка обусловлена складчатостью метаморфических толщ и тектоническими нарушениями, простирание складчатости и разломов совпадает с направлением контакта массива рапакиви, который хотя и является интрузивным, осложнен разрывами. Разломы, неоднократно подновлявшиеся, сопровождаются зонами брекчирования и трещиноватости.

Тела метасоматитов приурочены к участку блокового строения; наиболее глубоко переработанные метасоматозом зоны тяготеют к относительно опущенным, как бы сдвинутым внутрь массива блокам. Форма и мощность тел метасоматитов в целом определяются формой зон брекчирования, их простирание совпадает с направлением гнейсовидности вмещающих пород, что особенно четко видно в тех случаях, когда они расположены в экзоконтакте массива рапакиви. Метасоматиты, замещающие гранитоиды (овоидные граниты и граниты рапакиви) в эндоконтакте, слагают тела менее правильной, скорее штокверковой, а не пластовой формы (рис. 21).

Щелочные метасоматические изменения по своей направленности являются процессом альбитизации. В возникающих при этом метасоматитах (альбититах) цветные минералы могут быть представлены как щелочными разновидностями (щелочные амфиболы, эгирин), так и нещелочными (хлорит, эпидот); очень часто

развивается карбонат. По химизму такие альбититы формально могут соответствовать щелочному граниту, сиениту, щелочному сиениту.

Гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты и аплитовидные граниты при наложении процесса метасоматоза сохраняют главнейшие текстурные особенности,

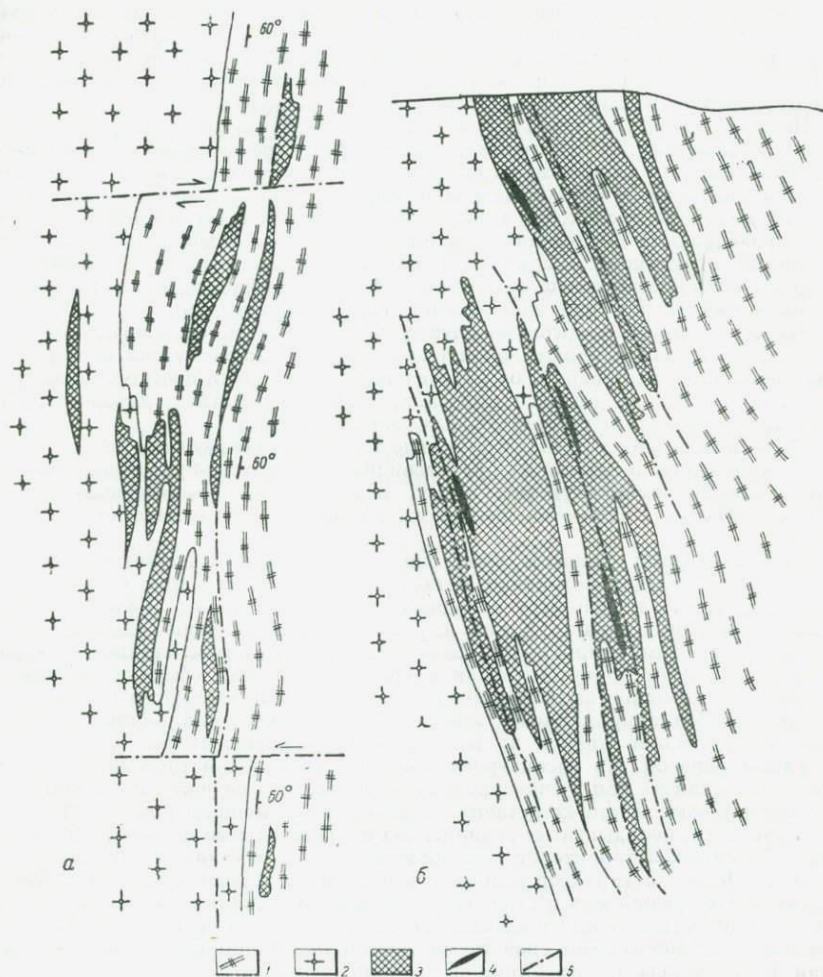


Рис. 21. Схематический план (а) и разрез (б) уранового месторождения в краевой части массива рапакиви.

1 — граниты, гранито-гнейсы и мигматиты ультраметаморфического комплекса; 2 — граниты типа рапакиви; 3 — метасоматиты (альбитовые и альбит-микроклиновые); 4 — урановорудные тела, 5 — разломы.

и в частности полосчатость. Структура и состав исходных пород также в значительной мере оказывают влияние на характер метасоматитов.

Альбитизация проявляется прежде всего в развитии пертитов метасоматического роста и замещения в существенно калиевом полевым шпате. Далее происходит как бы разделение калинатрового полевого шпата на фазы с перекристаллизацией до беспертитового калиевого полевого шпата и лейстового или тонкопризматического альбита. В некоторых случаях замещение происходит

с образованием «шахматного» альбита, который затем также подвергается перекристаллизации. Плагноклаз исходных пород либо псевдоморфно замещается альбитом, либо обрастает каймой альбита, сохраняясь в виде серицитизированного ядра; альбит по более основному плагноклазу хорошо распознается по обилию заключенных в кристаллах замутняющих его частиц.

Внешняя часть тел обычно сложена альбит-микроклиновыми метасоматитами, постепенно переходящими в неизменные породы. Переходные зоны могут быть очень сжатыми, всего несколько десятков сантиметров, так что создается впечатление резких контактов метасоматических тел. Вмещающие породы нередко обогащены метасоматическим кварцем.

Цветные минералы исходных пород при альбитизации подвергаются различным изменениям. В некоторых случаях биотит (реже амфибол) замещается гидробиотитом или хлоритом, на сопряженных участках при этом развивается эпидот и рядом же эгирин и щелочной амфибол. Образование того или иного цветного минерала происходит в разное время. Гидрослюда, хлорит и частично эпидот развиваются по поздним трещинкам, секущим альбититы с реликтово-брекчиевой структурой. Гидрослюда иногда замещает эгирин. Значит, эти минералы появляются позже эгирина и щелочного амфибола в связи с поздней трещиноватостью, которая залечивается еще и карбонатами.

Эгирин образует короткопризматические кристаллы, сповидные и веерные сростания тонких призм, зернистые агрегаты в промежутках между полевыми шпатами. Как правило, он развивается или на месте цветных минералов, или около выделений рудного минерала, особенно гематита, которого достаточно много в альбит-микроклиновых метасоматитах.

Щелочной амфибол появляется в виде тонкопризматических, иногда волокнистых выделений; в некоторых брекчиевидных (реликтово-брекчиевых) метасоматитах слагает цементирующую массу, обуславливая своеобразные петельчатые структуры. Количество щелочного амфибола в большинстве пород невелико.

При замещении гранитов типа рапакиви, овоидных гранитов и других пород массива обычно возникают метасоматиты массивной текстуры, наследующие текстурные особенности исходных (массивных) пород. Реликтово-брекчиевые структуры, однако, в них выражены гораздо лучше. Специфический минеральный и химический состав также оказывает заметное влияние на характер метасоматитов: присутствующая в гранитах роговая обманка замещается щелочной разновидностью псевдоморфно; эгирин возникает реже и преимущественно в альбит-микроклиновой зоне; сама зона альбит-микроклиновых пород шире, а содержание кварца во всех случаях незначительное.

Таким образом, на рассматриваемом участке метасоматические тела, имеющие линзовидную или штокверковидную форму, по падению и по простиранию выклиниваются или «затухают», переходя в неизменные породы. Нечеткая их зональность, расплывчатые границы зон и значительные мощности тел в гранитах объясняются характером тектонических зон и механическими свойствами субстрата. Шовный характер разрывов в породах с хорошо выраженной системой сколовых трещин или в гнейсовых толщах обуславливает развитие небольших по мощности, но выдержанных плитообразных тел. На контактах пород с разными механическими свойствами формируются широкие зоны брекчирования и катаклаза с бессистемной трещиноватостью.

Вследствие неравномерности развития зон метасоматоза урановая минерализация также характеризуется крайней невыдержанностью. Оруденение локализуется в альбититах, обогащенных цветными минералами (хлоритом, щелочным амфиболом) и подвергшихся поздней трещиноватости и залечиваемых карбонатом. Содержания урана достигают 0,01% при низком отношении тория к урану, в оруденелых участках отмечаются значительные количества циркона и апатита.

Месторождения района Халибёртон-Банкрофт. В обзоре Э. Хейнриха [1962] эти месторождения рассматриваются как пегматитовые, однако по ряду признаков их можно включить в рассматриваемую группу. Вообще в литературе встречается очень мало описаний месторождений, которые можно было бы отнести к образованиям в связи со щелочными метасоматитами в щелочно-земельных сиенитах или рапакиви.

По Э. Хейнриху, одним из наиболее типичных примеров является месторождение Ричардсон в районе Халибёртон-Банкрофт провинции Онтарио. Район сложен докембрийскими породами серии Гренвилл, которые в непосредственном окружении месторождения представлены полосчатыми гнейсами, подвергшимися сиенитизации, и сиенитами; все они секутся сиенитовыми и гранитовыми пегматитами. Рудные тела рассматривают как пегматиты сложнополового строения.

На месторождении Ричардсон [Хейнрих, 1962; Rowe, 1952] описывается следующая последовательность зон.

1. Малоомная тонкозернистая краевая зона, сложенная равномерно-зернистой красной олигоклаз-микроклиновой породой, содержащей в небольших количествах цветные и акцессорные минералы — биотит, роговую обманку, магнетит, уранинит, циркон, сфен, турмалин, апатит, флюорит и молодой кальцит.

2. Призальбандовая зона размером от 2,5 до 100 м, состоящая из кристаллов красного олигоклаз-антиперрита с тенденцией к идиоморфизму и содержащая включения уранинита, магнетита, циркона, турмалина и флюорита.

3. Промежуточная роговообманковая зона, обычно прерывистая, наложенная на призальбандовую зону или на ядро, или же присутствующая только с одной стороны центральной зоны.

4. Центральная зона (или ядро), состоящая из кальцита, флюорита и апатита, полосчатая, передробленная, с фрагментами пород других зон. Кроме того, в ней широко распространены уранинит, магнетит; кальцит-флюоритовые прожилки проникают по трещинкам во внешние зоны.

В некоторых сходных месторождениях этого же района внешние полевошпатовые зоны отсутствуют, и, по существу, мы имеем дело с трещинами выполнения и брекчиями, залеченными кальцит-флюорит-apatитовой породой.

Содержание  $U_3O_8$  в рудах колеблется от 0,006 до 0,12%, уранинит может извлекаться попутно с добычей флюорита.

По Э. Хейнриху [1962] месторождения Халибёртон-Банкрофт возникли в две стадии — сначала как сиенитовые пегматиты, а затем — как гидротермальные жилы в условиях открытой системы. Циркуляция растворов происходила также по трещинам в сиенитах без пегматитов. Хейнрих сопоставляет месторождение Ричардсон с пегматит-жилковыми образованиями Бэрро-Маунтинс в штате Монтана, где в аналогичных месторождениях в краевой части тел концентрируются эгирин и щелочной полевой шпат, а в центре карбонат-сульфидные породы (кальцит, редкоземельные карбонаты, ширротин, ширит, галенит, халькоширит). Эти жилы описаны как щелочные эквиваленты телескопированных и ксенотермальных кварцевых жил [Ресота, 1948].

Месторождение Сульфид-Куин. Расположено в районе Монтана-Пасс штата Калифорния и приурочено к богатому калием гранитам, сиенитам и шонкинитам, прорывающим докембрийский метаморфический комплекс. Оно отнесено к группе карбонатитовых и аналогичных им месторождений [Хейнрих, 1962], то такая диагностика вызывает сомнения.

Носителями оруденения являются карбонатные жилы, наиболее часто встречающиеся в пределах самого крупного штока сиенитов — шонкинитов и на участке, непосредственно примыкающем к нему с юго-запада. Жилы достигают 180 м в длину при мощности до 6 м, хотя обычно их мощность менее 2 м. Кроме жил оконтурено крупное штокообразное тело «карбонатита», вытянутое в северо-западном направлении; площадь его в поверхностном срезе  $720 \times 240$  м. Отмечены также рудные тела третьего типа — минерализованные зоны смятия мощностью 1—2 м.

Главными минералами карбонатных пород являются кальцит, анкерит, доломит, сидерит, барит, стронциевый барит, целестин, кварц, бастнезит и паризит. Кроме них заметную роль играют эгирин, крокидолит, хлорит, биотит, флогопит, флюорит, апатит, торит и ряд других. Торит встречается главным образом в минерализованных зонах смятия и некоторых жильных телах; монацит отмечается в жилах и доломитовых породах штока.

Практическое значение месторождения определяется высоким содержанием редких земель. В породах штока содержание  $ThO_2$  составляет 0,01—0,16%,  $U$  — 0,004—0,55%, в жильных породах содержание  $U$  достигает 2%. По существующей оценке запасы руд составляют более 25 млн. т с содержанием 5—10%

редких земель, 20—25% барита и ничтожным количеством тория. Таким образом, месторождение может разрабатываться на редкие земли и барит, но как урано-ториевое практического значения не имеет.

Что касается отнесения данного месторождения к карбонатитовым, то как по форме залегания, так и по наличию щелочных минералов (эгирина, щелочного амфибола и др.) его следует, очевидно, отнести к метасоматическим, образующимся в связи со щелочным метасоматозом в массивах щелочно-земельных сиенитов.

Кроме рассмотренных примеров необходимо коротко остановиться на породах, которые не диагностируются как щелочные метасоматиты, но обладают признаками, позволяющими сомневаться в их интрузивно-магматическом происхождении. К их числу относятся не только докембрийские породы, но и некоторые более молодые разновидности (последние рассматриваться не будут), например: граниты Квинси, подробно изучавшиеся Уорреном, Таттлом и Боуэном [Warren, 1913; Tuttle, Bowen, 1958], эгириновые сиениты Рейни Крик в США [Goranson, 1927], арфведсонитовые граниты Ингхэм в Австралии [de Keyser, 1966] альбит-рибекитовые и натровые «граниты», докембрийские «щелочные граниты» в Египте [Хейнрих, 1962].

Интерес к подобным породам, аномальным по минеральному составу и содержанию урана и редких земель, не случайный. В частности, многие из так называемых «натровых гранитов» или рибекитовых и альбититовых «гранитов» в действительности оказываются типичными метасоматитами, например «натровые граниты» в районе Медного пояса Сингбум в Индии (до 0,0233%  $U_2O_8$ ). Основанием для сомнений в интрузивном происхождении таких пород служат и условия их залегания, и особенности структур и текстур (следы катаклаза, расланцевания и метасоматического замещения), и их минеральный состав. Появление уранинита свидетельствует о превышении емкости акцессорных минералов в отношении урана, что характерно для наложенной, т. е. метасоматической минерализации.

\* \* \*

Завершая рассмотрение материала, приведенного в данной главе, следует подчеркнуть, что щелочные метасоматиты, образовавшиеся за счет щелочно-земельных сиенитов и при замещении пород типа рапакиви, обладают почти полным сходством. Приписываемая им прямая генетическая связь с интрузивными породами при детальном исследовании не подтвердилась.

Характер и тип минерализации метасоматитов зависит от специализации перерабатываемых пород. Метасоматиты могут быть носителями уранового оруденения, но чаще комплексного редкоземельно-ториевого или только редкоземельного.

Многие породы, рассматриваемые в литературе как интрузивные, судя по их минеральному составу и морфологическим особенностям, могут оказаться метасоматическими образованиями, сопровождаемыми урановой или редкоземельной минерализацией, что в ряде случаев уже подтвердилось.

ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В ГНЕЙСОВЫХ  
И МИГМАТИТОВЫХ ТОЛЩАХ И ГРАНИТОИДАХ

Щелочные метасоматиты, развивающиеся за счет гранитоидов, образований гнейсово-мигматитовых толщ и пород основного состава, по своим особенностям и структурному положению должны быть классифицированы как вполне определенные типы метасоматитов (II, III и IV по предложенной в гл. II классификации). Зоны формирования таких метасоматитов приурочены к региональным разломам, разделяющим крупные блоки среднепротерозойских складчатых систем, играющие роль «протогеоантиклинальных» поднятий.

Щелочные метасоматиты II, III и IV типов являются продуктом карбонатно-натрового метасоматоза, который протекает в изменчивых физико-химических условиях и накладывается на разнообразные по составу породы древних метаморфических и ультраметаморфических комплексов. Одной из особенностей процесса является доминирующая роль натрия и, как следствие этого, развитие интенсивной альбитизации, тогда как калиевый метасоматоз (микроклизинизация) проявлен только на ранней, особо выделяемой калиево-натровой стадии. Подчиненное значение имеет образование щелочных амфиболов и эгирина, наряду с которым или вместо него в альбититах нередко развивается эпидот, отсутствующий в метасоматитах рассмотренных ранее типов. Окварцевание, сопровождающее щелочные преобразования, проявлено достаточно интенсивно, карбонатная стадия выражена слабо; характер процесса несколько меняется в зависимости от содержания химических элементов в породах.

Общие особенности метасоматитов всех трех типов рассматриваются в настоящей главе одновременно, а примеры месторождений подобраны так, чтобы охарактеризовать все возможные случаи проявления метасоматоза, сопровождаемого оруденением.

Интерес к этим оригинальным метасоматическим образованиям, которые диагностируются на большинстве докембрийских щитов, особенно возрос в последние десятилетия в связи с обнаружением рудопроявлений и промышленных месторождений урана, генетически связанных со щелочными метасоматитами в гранитоидах, гнейсах и мигматитах (месторождение Гуннар в Канаде), и в частности с ранней калиево-натровой их стадией (мигматитовые месторождения района Шарлевуа, оз. Херб в Манитобе, провинции Саскачеван, индийского штата Траванкор и ряд других), и с альбититами в древних метаморфических комплексах [Казанский и др., 1968] или за счет основных дайковых пород (месторождение Пауккьян-ваара в Финляндии).

**Проявления щелочного метасоматоза**

Строение зон метасоматоза и последовательность минералообразования в них. Специфические особенности образования щелочных метасоматитов удобно

рассмотреть на примере зоны метасоматоза, расположенной на контакте массива гранитоидов с толщей гнейсов. Метасоматические преобразования в этой зоне выражаются главным образом в альбитизации, что в конечном счете нередко приводит к образованию мономинеральных альбититов. Подчиненное значение имеют развитие щелочных цветных минералов (амфибола, эгирина), эпидотизация, карбонатизация, окварцевание. Особое место занимает процесс микроклинизации.

Главная масса метасоматитов, характеризующихся большим разнообразием структур и текстур, обычно приурочена к сравнительно узким зонам вдоль региональных нарушений интенсивно перемятых, трещиноватых и передробленных толщ. Изменениям подвергаются любые попадающие в зону дислокаций породы, однако характер преобразований зависит от особенностей их состава и структуры, а степень переработки может быть различной. Главные особенности метасоматического минералообразования и поведение различных пород в этом процессе выявляются достаточно четко.

Метасоматиты, как правило, слагают линзовидные и пластовые залежи, выклинивающиеся по падению и по восставанию. Падение залежей крутое до умеренно крутого (от 70 до 30—40°), что в целом определяется характером залегания стратифицированных толщ и нарушений.

Метасоматические изменения протекали, по-видимому, последовательно и контролировались проявлениями разрывных дислокаций. Совершенно четко могут быть выделены ранние (или дометасоматические), внутриметасоматические, позднеметасоматические, дорудные и послерудные нарушения и системы трещиноватости, соответствующие определенным фазам тектонических подвижек. Каждая система (фаза) фиксируется появлением новых минералов, залечивающих трещины.

Собственно щелочному замещению пород в результате карбонатно-натрового метасоматоза предшествуют изменения иного характера, которые в общем виде могут быть названы микроклинизацией. Однако если рассматривать процесс карбонатно-щелочного метасоматоза в самом общем виде, то наиболее ранним следует считать образование гнейсов-метасоматитов и так называемых пегматит-мигматитов (или мигматизированных пегматитов) с их тенденцией к обогащению щелочами — калием или натрием, или ими обоими. Такие метасоматические образования можно рассматривать как промежуточные члены между ультраметаморфитами и собственно щелочными метасоматитами трещинных и разломных зон.

В принципе метасоматические образования ранней стадии можно было бы выделить в особый тип, как это и предлагалось ранее [Кущев, 1969], тем более что связанные с ними месторождения обладают специфическими особенностями. Но если при подразделении на типы придерживаться признака состава исходных пород, то их придется включать в данную группу, выделяя, возможно, в качестве подтипа.

**Образование гнейсов-метасоматитов.** В пределах докембрийских щитов наиболее обширные площади сложены обычно гнейсами различного состава, подвергшимися гранитизации и превращенными в гнейсы гранитного состава и мигматиты. По своей природе это глубокометаморфизованные первично осадочно-вулканогенные породы.

В отличие от процесса гранитизации — регионального ультраметаморфизма — образование гнейсов-метасоматитов происходило локально. По химизму и по условиям залегания гнейсы-метасоматиты сходны как с продуктами гранитизации, так и с щелочными метасоматитами зон разломов. В первом случае по минеральному составу они могут оказаться тождественными граниту, кварцевому сиениту, сиениту и т. д. Рассмотрим, как происходит образование таких пород в толще чередующихся кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов и железистых кварцитов.

Метасоматические преобразования выражаются в изменении минерального состава и структуры пород и сопровождаются явлениями метаморфической дифференциации. Главная особенность этого процесса — обогащение полевыми шпатами, происходящее неодинаково в зависимости от состава исходных пород.

Биотитовые и двуслюдяные сланцы и гнейсы очень легко превращаются в гнейсы гранитоидного состава. Подобный тип пород был впервые выделен В. М. Гольдшмидтом [1933], а позднее рассмотрен Н. А. Елисеевым для Украины [Елисеев, Никольский, Кушев, 1961]. В результате метасоматического привноса компонентов слюдяные сланцы, которые до этого не содержали полевых шпатов, обогащаются олигоклазом. Последний сначала развивается метабластически в виде отдельных мелких зерен, затем с увеличением их числа — в виде прослоев с одновременным ростом ранних кристаллов, приобретающих идиобластические очертания. Крупные идиобласты олигоклаза как бы раздвигают более мелкозернистую основную ткань, породы приобретают порфиробластическую структуру и гнейсовую текстуру, наследуя сланцеватость исходных пород. Количество слюды, особенно биотита, во вновь возникших породах по сравнению с исходными сланцами заметно уменьшается.

Биотит-амфиболовые сланцы в процессе метасоматоза ведут себя сходно со слюдяными, но одновременно с развитием олигоклаза амфибол в них замещается биотитом. Изменения пород среднего и основного состава еще сложнее. Гнейсы-мигматиты гранитоидного состава, возникающие путем замещения амфиболитов, как правило, полосчатые и по текстурам близки к послойным мигматитам. По составу отдельные полосы-прослои обычно соответствуют диориту или гранодиориту, иногда кварцевому сиениту и лишь изредка граниту. В последнем случае чаще всего это олигоклазовый, значительно реже микроклин-олигоклазовый гранит. Центральные части мощных пачек амфиболитов могут сохранить свой первоначальный химический и минеральный состав, но с приближением к краям обогащение породы полевым шпатом становится заметным.

Наиболее эффективно и наглядно преобразование метаморфических пород в гранитоидные происходит в случае, когда исходными являются железистые кварциты. В зависимости от мощности прослоев кварцита замещение происходит более или менее полно. Мало-мощные пачки могут быть переработаны до пород гранитного или сиенитового состава настолько глубоко, что даже не содержат реликтов исходных пород. В достаточно мощных пачках процесс изменения захватывает только их краевые части, тогда как в центре проявляется лишь перекристаллизация, частичное развитие биотита, отложение магнетита.

Изменение железистых кварцитов — амфибол-магнетитовых, биотит-гранат-магнетитовых, широксен-магнетитовых — всегда начинается одинаково. По границе существенно магнетитовых и кварцевых прослоев развивается биотит, постепенно окружающий зерна магнетита в виде каймы; амфибол также замещается биотитом.

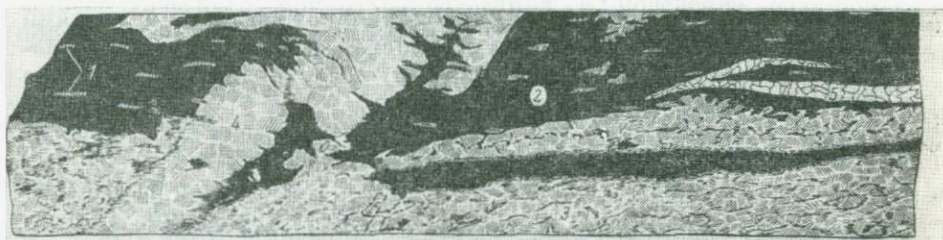


Рис. 22. Рудные обособления в гнейсах-метасоматитах за счет железистых кварцитов.

1 — железистые кварциты; 2 — биотит-магнетитовые рудные участки; 3 — биотитовые олигоклазиты; 4 — олигоклазиты; 5 — кварцевые жилки.

Почти одновременно в кварцевых прослоях появляются метабласты олигоклаза и происходит перекристаллизация и перераспределение минералов с обособлением полос и линз своеобразных биотит-магнетитовых или биотитовых пород. Подобным же образом в гнейсах-метасоматитах нередко возникают рудные обособления (рис. 22) переменной мощности. Последовательные стадии изменения железистых кварцитов иллюстрируются рис. 23. Специфический состав замещаемых железистых кварцитов приводит к тому, что образующиеся гнейсы-метасоматиты также имеют своеобразный состав, приближающийся не к гранитному, а к кварцево-сиенитовому. Они сложены преимущественно олигоклазом с подчиненным количеством кварца и примесью биотита, и к ним применимо название олигоклазиты. Для гнейсов-олигоклазитов характерны как массивные, так и полосчатые текстуры; в последнем случае породы приобретают мигматитовый облик.

В гнейсах-мигматитах, образующихся за счет богатых железом пород, нередко встречаются послойные зоны альбит-амфиболового или альбит-амфибол-эгирин-биотитового состава. В таких метасоматитах пироксен представлен эгирин-диопсидом, слюда — высокожелезистым биотитом с низким содержанием глинозема, а амфибол —

обыкновенной роговой обманкой с повышенным содержанием щелочей. Подобные же метасоматиты могут слагать тела типа жил или даек замещения.

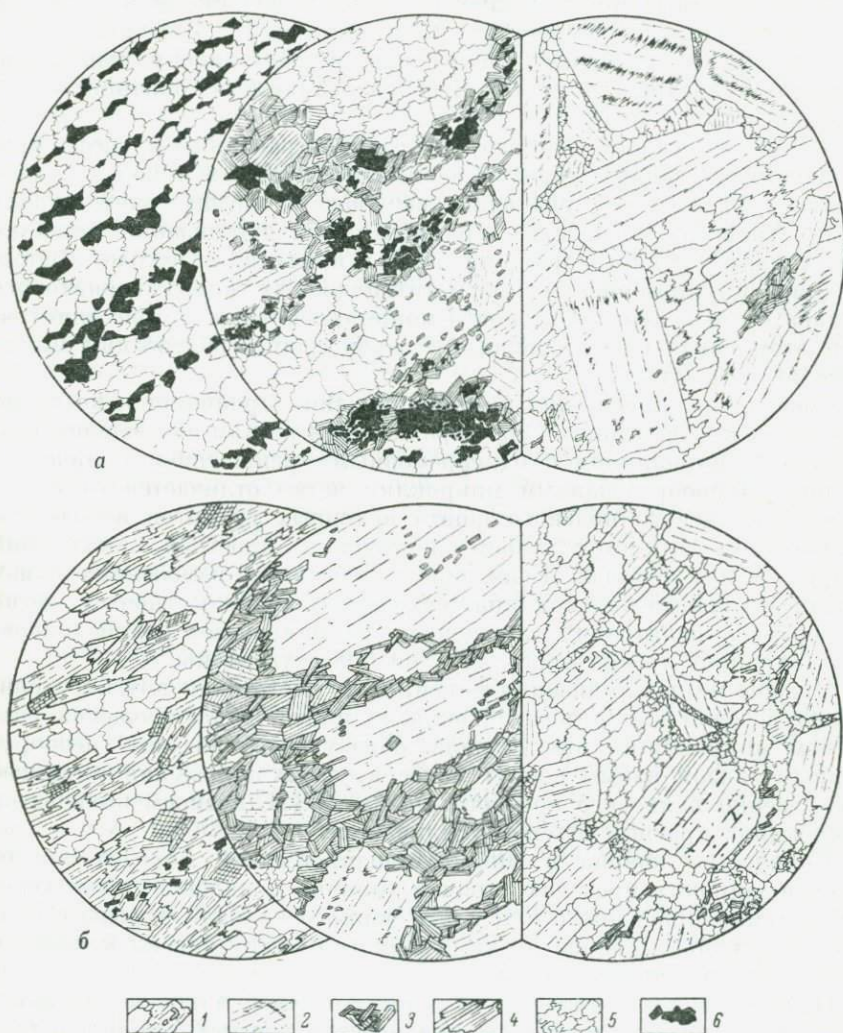


Рис. 23. Последовательные стадии превращения железистого кварцита в кварцевый олигоклазит (а) и магнетит-амфиболового сланца в олигоклазовый гранит с последующей микроклинизацией (б) (зарисовка шлифа,  $d = 5,5$  мм).

1 — олигоклаз с пятнами микроклина; 2 — олигоклаз; 3 — биотит; 4 — амфибол; 5 — кварц; 6 — магнетит.

В тесной связи с гнейсами-метасоматитами возникают разнообразные по составу метасоматические образования — метасоматические кварциты, железорудные обособления, эпидозиты, кварцевые эпидозиты, карбонатные породы. Их появление обусловлено развитием

зон милонитизации и катаклаза, которому могут подвергаться все породы; однако чаще всего тектониты формируются на контактах различающихся по своим механическим свойствам пород.

Рассмотренные метасоматические породы возникали в условиях достаточно высоких температур. Соответственно с этим рудная минерализация в них весьма специфична, причем максимальные концентрации связаны с поздними преобразованиями — окварцеванием, карбонатизацией и др.

*Микроклинизация.* Этот широко распространенный процесс, проявляющийся главным образом в алюмосиликатных породах гранитоидного ряда, имеет различное выражение. Среди гранитоидных пород (гнейсов, мигматитов, гранитов) микроклинизация приобретает характер пегматоидного процесса и приводит не только к образованию крупнозернистых пегматитоподобных пород сиенитового состава, но и к появлению почти мономинеральных микроклинитов. При этом связь или ассоциация с процессом альбитизации может даже не намечаться.

Совершенно иного типа микроклинизация проявляется во внешних зонах альбитизации. Она выражается в резком обогащении гранитоидов микроклином с одновременным уменьшением количества кварца. Новообразованный микроклин четко отличается от существенно калиевого полевого шпата исходных гранитов небольшим количеством или отсутствием пертитовых вростков, включений кварца и плагиоклаза. Если при гипергенных изменениях существенно калиевый полевой шпат исходных пород замутняется, легко подвергаясь пелитовому замещению, то микроклин новой генерации сохраняет прозрачность, т. е. он более устойчив.

Внешне микроклинизация фиксируется достаточно четко по появлению розовой или розоватой окраски пород, объясняющейся развитием микроклина, иногда даже образующего видимые невооруженным глазом каймы вокруг более крупных выделений «старого» существенно калиевого полевого шпата. С увеличением количества микроклина красный оттенок усиливается.

Количество кварца в микроклинизированных породах колеблется в широких пределах, причем типично появление новой генерации темноокрашенного или почти черного кварца. Породы с низким содержанием кварца по химическому составу близки к сиениту (или даже щелочному сиениту).

Одновременно с изменением полевошпатовой части пород замещаются и цветные минералы, количество которых уменьшается; биотит замещается слабоокрашенной слюдой, реже хлоритом или гидрослюдой. Пространственно и во времени микроклинизация и сопутствующие ей изменения тесно связаны с альбитизацией. Во многих слабо микроклинизированных гранитах, а тем более в микроклинитах количество альбита достаточно заметное. Такие породы могут быть названы альбит-микроклиновыми метасоматитами. Альбит в них развивается прежде всего в результате обособления и перекристаллизации пертитов, т. е. за счет альбита, высвобождающегося из существенно калиевого полевого шпата исходных пород. В качестве

новообразований в микроклинитах и альбит-микроклиновых метасоматитах могут появляться эгирин и щелочной амфибол.

Несмотря на существенные изменения минерального состава в процессе микроклинизации, текстурный и структурный рисунок исходных пород изменяется слабо. Гнейсовидность, полосчатость, реликтовые полосы, линзы гнейсов, типичные для замещаемых пород, наследуются метасоматитами. В то же время в микроклинитах часто устанавливаются дометасоматическая и поздняя трещиноватость и катаклаз, поздние нарушения сплошности пород залечиваются эпидотом, хлоритом, карбонатами; эти же минералы развиваются в участках позднего интенсивного дробления. Особое место среди микроклинитов занимают сильно пористые полевошпатовые породы, представляющие собой скелет брекчии, карбонатный цемент которой подвергся почти полному выщелачиванию. Они прослеживаются иногда в виде маломощных выдержанных зон на глубину более 1 км (например, на месторождении Гуннар в Канаде), причем формально, без учета их происхождения и пористости (до 50%), они соответствуют по составу кварцевому или даже щелочному сиениту.

*Альбитизация.* Метасоматические преобразования пород, при которых главным новообразованным минералом является альбит, обычно называют альбитизацией. В зонах карбонатно-натрового метасоматоза, расположенных среди алюмосиликатных пород, натрия прежде всего будет связываться в виде альбита. Количество последнего определяет и название метасоматита, например: альбититы, альбитизированные породы, эгирин-альбитовые метасоматиты и т. д.

Альбитизация в зонах метасоматоза в гнейсо-мигматитовых толщах и гранитоидах захватывает любые их разновидности, но в первую очередь и наиболее полно замещаются благоприятные по составу породы. Необходимым условием замещения является также их предварительная тектоническая подготовка. Почти все изучавшиеся разновидности альбитизированных пород и альбититов имеют следы катаклаза, брекчирования или, по крайней мере, следы систем трещиноватости и скрытых нарушений сплошности по границам зерен минералов.

Начальная стадия альбитизации в гранитоидных породах близка по времени к микроклинизации и начинается с обособления пертитов и развития тонколейстового альбита по трещинкам, границам кристаллов и вдоль спайности. Далее происходит псевдоморфное замещение плагиоклаза исходных пород (деанортитизация по принципу катионного обмена) и регенерация его зерен, а затем замещение существенно калиевого полевого шпата (шахматный альбит). В кристаллах шахматного альбита, имеющих прежнюю форму, сохраняются лейстовые и короткопризматические сдвойникованные зерна превращенного в альбит плагиоклаза, присутствующего почти во всех разновидностях гранитоидов в качестве включений в существенно калиевом полевоом шпате.

Альбит, заместивший плагиоклаз, легко отличается от новообразованного альбита по обилию включенных чешуек серицита и

пелитовых частиц, отсутствующих в альбите мелких кристаллов. Включения кварца не сохраняются.

Породы, подвергшиеся слабому дроблению, но не утратившие структурных и текстурных особенностей, при альбитизации, как правило, наследуют их, причем настолько полно, что внешне породы с полностью замещенными альбитом полевыми шпатами трудно отличить от гранитоидов. Особенно показательны в этом отношении альбититы, развивающиеся по порфиробластическим гранито-гнейсам. Крупным порфиробластам существенно калиевого полевого шпата, заключенным в среднезернистой основной ткани гранитов, аналогичны крупные выделения шахматного альбита, погруженные в мелкозернистый или среднепризматический альбит, развившийся по гранито-гнейсу. Отличительными чертами являются отсутствие кварца и появление крокидолитового амфибола характерного синеватого цвета.

Кварц в альбитизированных породах подвергается перекристаллизации — гранулируется и концентрируется в виде гнезд, линзочек или жилок, имеющих структуру, сходную со структурой метасоматических кварцитов. В наиболее глубоко переработанных породах — собственно альбититах — кварц отсутствует.

Последующая эволюция структуры, состава и химизма альбититов связана с подновлением разломов. Повторное брекчирование, катаклаз, интенсивная трещиноватость сопровождаются перекристаллизацией альбита. Шахматный альбит перекристаллизовывается в короткопризматический или лейстовый, переполненные включениями псевдоморфозы альбита по плагиоклазу очищаются от них. Однако, несмотря на перекристаллизацию, бластокатакластические, брекчиевые и другие структуры сохраняются.

Цветные минералы гранитоидов при альбитизации также замещаются: в одних случаях происходит замещение биотита хлоритом, появляется гидрослюда, которая концентрируется в виде гнезд и по поздним трещинкам; в других случаях в альбититах развивается эпидот; в третьих образуются щелочные цветные минералы — амфибол и эгирин.

Гранитоиды нередко бывают переслоены с гнейсами, с которыми они находятся в типично мигматитовых взаимоотношениях. Мелкозернистые парагнейсы, как и заключающие их гранито-гнейсы, подвергаются альбитизации. Раньше других минералов происходит псевдоморфное замещение плагиоклаза альбитом и последующее разрастание его зерен. В кварцсодержащих разновидностях кварц исчезает. Цветной минерал парагнейсов (обычно биотит) замещается хлоритом, или эпидотом, или крокидолитовым щелочным амфиболом. Обилие хлорита в гнейсах приводит к появлению своеобразных катакластических структур вследствие растаскивания зерен полевых шпатов и кварца в хлорите, как бы играющем роль цемента. Мелкозернистость парагнейсов определяет мелкозернистое строение и часто сахаровидный облик заместивших их альбититов. Полное замещение гнейсов альбититами происходит быстрее в том случае, если они были предварительно раздроблены или катаклазированы.

Среди альбититов может быть выделено несколько структурных разновидностей. Развивающиеся по гранитам альбититы имеют крупно- и среднезернистое сложение и призматическизернистую или порфириовидную бластическую структуру. Они получили название крупнопластинчатых, так как в сколах пород хорошо видны плоскости спайности зерен альбита. Перекристаллизованные разновидности, сложенные средними по размеру удлиненными призматическими и лейстовыми кристаллами, могут быть названы призматическизернистыми. Мелкозернистые альбититы, развивающиеся по мелкозернистым гнейсам, получили название сахаровидных. В зависимости от минерального состава выделяются эпидотовые, хлоритовые, эгиринсодержащие, кварцсодержащие и другие альбититы. Количество цветных минералов в сахаровидных альбититах может достигать 40, но обычно меньше 10%.

*Развитие щелочных амфиболов и эгирина.* При микроклинизации и альбитизации гранитов и гнейсов цветные минералы подвергаются замещению различного типа. Это могут быть обычные регрессивные изменения, когда, например, биотит, амфибол, гранат исходных пород замещаются хлоритом и гидрослюдой, или изменения, когда за их счет образуются эгирин, щелочной амфибол, иногда эпидот.

Тонковолокнистый или мелкопризматический щелочной амфибол в альбититах встречается в переменных количествах, часто образует веерные и сферолитовые сростания тонких, игольчатых кристалликов и спутанноволокнистые агрегаты, развивающиеся в промежутках между зернами и вдоль нарушений сплошности пород; нередко встречается также в участках скопления рудных минералов. Количество амфибола, наряду с которым может присутствовать и альбит, прямо зависит от количества цветных минералов в исходных породах. Мономинеральные жилки щелочного амфибола образуются в связи с поздним катаклизмом и представляют собой результат перетолжения.

Во многих случаях призмы щелочного амфибола обрастают эгиринном; зернистые скопления последнего часто приурочены к участкам, переполненным рудной пылью. Иногда количество эгирина может быть значительным, но, как правило, в альбититах и микроклинальбитовых метасоматитах его немного, причем он ассоциируется с эпидотом; часто вместо эгирина развивается эпидот.

*Образование эпидота.* В участках интенсивной альбитизации и в самих метасоматитах эпидот распространен широко и имеет несколько генераций. Характеризуется четкими призматическими формами развития, его агрегаты выполняют промежутки между кристаллами альбита, залечивают трещинки. В результате такого развития эпидота породы нередко приобретают своеобразную «сетчатую» текстуру.

Зерна эпидота короткопризматические, иногда изометричные, нередко во взаимных сростаниях, изредка в радиальных или веерных агрегатах, очень часто имеют зональность. Окраска в большинстве случаев бурых тонов: от коричневатого-желтого до темно- или красновато-бурого, редко встречаются разновидности зеленоватых тонов.

Причины различной окраски не ясны, возможно, что бурые оттенки связаны с пигментацией тонкораспыленным гематитом. Во многих зональных зернах отмечается изменение окраски от центра к краям.

Одна из особенностей развития эпидота заключается в том, что наряду с ним часто присутствуют крокидолитовый щелочной амфибол и эгирин. Соотношения эпидота с эгирином и щелочным амфиболом однозначно не устанавливаются. В одних случаях можно предполагать, что щелочные минералы образуются позже эпидота и частично за счет него, в других случаях эпидот развивается явно позже эгирина и амфибола.

*Окварцевание.* Можно различать окварцевание двух типов: связанное с регрессивными изменениями пород и развивающееся во внешних частях зон метасоматоза. Окварцевание, связанное с регрессивными изменениями биотитовых сланцев, гнейсов и гранитов, сопровождается хлоритизацией и эпидотизацией этих пород. Таким изменениям способствуют катаклаз и милонитизация, которые происходят нередко послойно. Катаклазиты и милониты в таких случаях превращаются в кварцитоподобные blastsмилониты, кварцевые эпидозиты, эпидотовые, хлоритовые кварциты. По трещинкам и поздним сдвигам, смещениям и милонитовым швам, секущим как подвергшиеся окварцеванию и эпидотизации породы, так и не затронутые изменениями, развиваются жилки эпидота, сливного кварца или кварц-эпидотового состава с типичными структурами переотложения.

Несколько иной характер носит процесс развития кварца во внешних зонах метасоматически измененных пород. Гранитоиды и существенно микроклиновые породы (сиениты или микроклиниты) часто оказываются обогащенными темным сливным кварцем, имеющим типично метасоматические формы развития подобно тому, как это происходит при образовании метасоматических кварцитов. В таких участках обогащения кварцем проявлена еще и эпидотизация, но обычно слабая.

*Карбонатизация.* По сравнению с зонами метасоматоза в железистых породах при альбитизации пород кислого состава сопутствующая ей карбонатизация проявлена относительно слабо. Однако в некоторых случаях среди гранитов и гнейсов в результате карбонатизации возникают достаточно мощные залежи метасоматитов преимущественно карбонатного состава, а в небольшом количестве карбонат присутствует почти во всех зонах метасоматических преобразований.

В карбонатных метасоматитах, развивающихся в гнейсах (замечаются цветные минералы, кварц, полевые шпаты), количество карбоната достигает 75—80% от общего объема породы, до 20% приходится на долю кварца, а остальное (5—10%) хлорит, микроклин и другие реликтовые минералы.

Наиболее типично отложение карбоната по тонким трещинкам в брекчированных, катаклазированных и трещиноватых альбититах, часто совместно с хлоритом, поздним эпидотом, гидрослюдами. Вместе с хлоритом и эпидотом карбонат достаточно обычен в межзерновых промежутках и мелких гнездах. Содержание карбоната

в этих случаях составляет всего 2—3%, лишь изредка достигая 10%.

Появление карбоната хотя бы в виде примеси почти во всех измененных породах зон щелочного метасоматоза свидетельствует об участии и важном значении карбонат-иона в этом процессе.

**Общие особенности и зональность метасоматитов среди гнейсов и гранитов.** Все участки с проявлениями щелочного метасоматоза размещаются вдоль региональных тектонических зон, которые представляют собой системы долгоживущих разломов глубокого заложения, первоначально возникших еще во время ультраметаморфизма. Нарушения были многостадийными и усложнялись при пересечении разломов разного направления. Наиболее благоприятными для проявления щелочного метасоматоза оказывались тектонические узлы, где крупные синклинальные складки и флексурные перегибы осложнены разрывами. Эти же участки представляют собой зоны широкого развития брекчирования, катаклаза, милонитизации и просто трещиноватых пород, залегающие согласно по отношению к стратифицированным толщам. Одна из причин развития согласных зон тектонитов по контактам гнейсов и гранитов или гранитов разной структуры заключается в резком различии этих пород по упругости и прочности.

Вдоль зон метасоматоза обычно проявлен процесс низкотемпературного диафтореза, выразившийся в развитии гнейсов с ассоциациями альбит-хлоритовой субфации на месте гнейсов, относящихся к амфиболитовой или даже гранулитовой фации. В гранитоидах диафторез выражается в интенсивной хлоритизации цветных минералов, серицитизации, иногда слабой гематитизации. Зоны собственно щелочного метасоматоза могут располагаться вне участков диафтореза.

Литологический контроль выражается в том, что наиболее интенсивно щелочной метасоматоз проявляется в участках, где богатые основаниями гнейсы (мезократовые биотитовые; хлорит-биотитовые, иногда с гранатом, амфиболом, пироксеном; измененные основные породы, превращенные в полевошпатовые амфиболиты; хлорит-актинолитовые породы) оказываются в контакте с гранитами, богатыми калием.

Структурный контроль сводится к тому, что метасоматиты тяготеют к проработанным зонам тектонитов, секущим как породы гнейсовых складчатых толщ, так и гранитоиды. Наличие сквозных региональных разломов свидетельствует о разрыве во времени между процессами метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитообразования, с одной стороны, и проявлением щелочного метасоматоза вдоль таких сквозных дизъюнктивных нарушений — с другой.

В образовании щелочных метасоматитов и связанных с ним явлениях карбонатизации, окварцевания и эпидотизации наблюдается закономерность, проявляющаяся в метасоматической зональности с возникновением вертикальной и горизонтальной метасоматических колонок. Минералообразование в зонах щелочного метасоматоза в гнейсовых и мигматитовых толщах и гранитоидах имеет много сходства с последовательностью образования минералов и зональностью, устанавливаемой для метасоматитов в породах иного

состава. В общих чертах направленность замещений при щелочном метасоматозе приобретает следующий вид: окварцевание → развитие микроклина и альбита, сопровождаемое перекристаллизацией → образование альбита, главным образом псевдоморфно замещающего полевые шпаты → образование щелочного амфибола, эгирина, эпидота → перекристаллизация пород с появлением новых морфологических разновидностей альбита и жилками переотложенного альбита → карбонатизация, переотложение крокидолита, хлорита → выполнение поздних трещинок кварцем, карбонатом. В метасоматитах рассматриваемого типа образование эпидота часто происходит параллельно с кристаллизацией эгирина.

Каждый из рассмотренных выше процессов изменений соответствует определенной стадии формирования региональной тектонической зоны. Образование гнейсов-метасоматитов (олигоклазитов, микроклинитов) и пегматитоподобных существенно микроклиновых пород происходит на наиболее ранней, позднеультраметаморфической стадии и вслед за ней, часто в условиях еще пластических деформаций. Альбитизация и сопутствующие ей микроклинизация, окварцевание и карбонатизация уже отделены от ультраметаморфического этапа значительным разрывом во времени; они развиваются на меньших глубинах, в условиях преимущественно хрупких деформаций.

В пределах одного небольшого участка и даже одной рудоносной зоны, очевидно, могут быть встречены продукты лишь одной стадии; с метасоматитами каждой из них бывают связаны месторождения, примеры которых рассматриваются ниже.

### **Месторождения в связи с метасоматитами в гранитоидах и гнейсо-мигматитовых толщах**

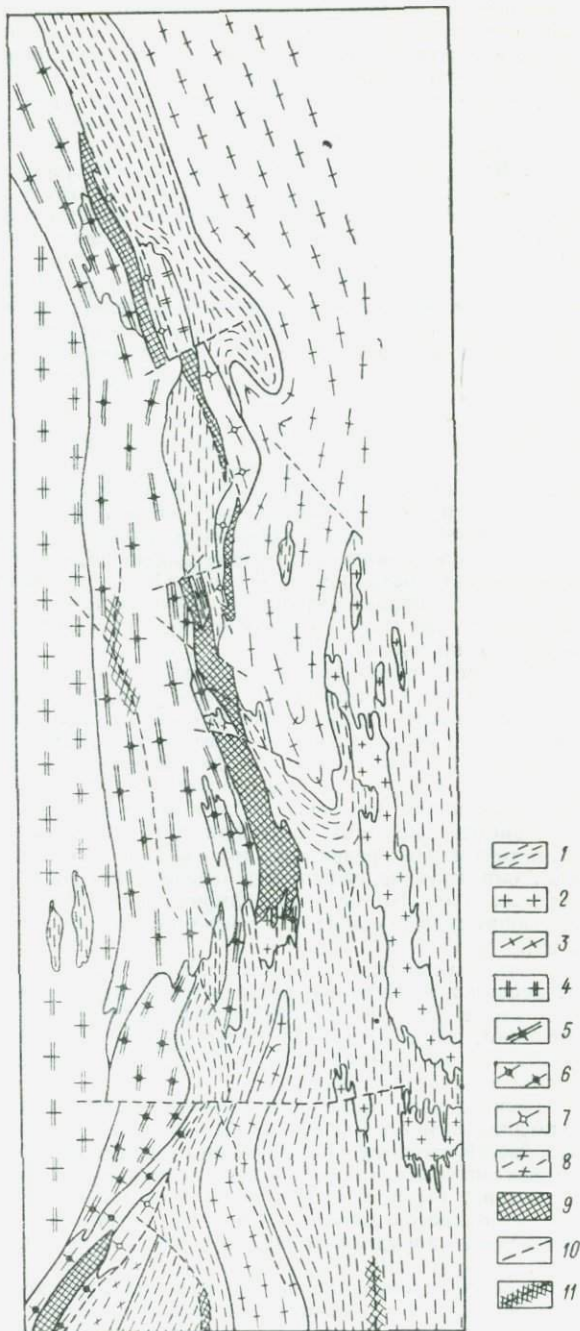
В настоящее время известно много примеров зон щелочного метасоматоза среди гранитоидов и пород гнейсово-мигматитовых толщ, однако наибольший интерес представляют собой те из них, с которыми связана промышленная минерализация.

Кроме примеров рудоносных метасоматитов, развивающихся в результате карбонатно-натрового метасоматоза, могут быть рассмотрены некоторые месторождения, которые, казалось бы, и не относятся к данной группе. Об участии карбонатно-щелочного метасоматоза в их формировании свидетельствует появление в составе руд и вмещающих пород альбита, иногда щелочных амфиболов и эгирина.

Месторождение ураноносных альбититов. Одно из хорошо изученных месторождений такого типа расположено на участке, где гранитоиды крупного массива нижнепротерозойского возраста контактируют с более древней гнейсовой толщей (рис. 24). Породы этих двух разновозрастных комплексов разделены тектонической зоной субмеридионального простирания. К западу от нее находятся гранитоиды, представленные преимущественно гранито-гнейсами, гранитами с порфиробластической структурой и гнейсовидной текстурой и, наконец, гранитами порфировидного облика. К востоку от тектонической зоны развиты гнейсы преимущественно биотитового состава, они переслаиваются с гранито-гнейсами и насыщены телами и обособлениями

Рис. 24. Схема геологического строения зоны щелочного метасоматоза среди гранитондов.

1 — биотитовые парагнейсы; 2 — аплиты и аплит-пегматиты; 3 — плагногранито-гнейсы и гранодиорито-гнейсы; 4 — микроклиновые граниты; 5 — микроклиновые граниты директивной структуры; 6 — микроклиновые граниты, частично переработанные щелочным метасоматозом; 7 — микроклин-альбитовые метасоматиты («сиениты»); 8 — амфибол-биотит-хлоритовые сланцы-диафориты; 9 — метасоматиты главной зоны, нерасчлененные; 10 — разрывные нарушения; 11 — нарушения с зонами дробления.



аплитов и аплит-пегматитов. Наиболее распространенные диафторированные биотитовые и роговообманковые гнейсы и сланцы характеризуются минеральными ассоциациями алмандино-амфиболитовой фации; в некоторых кристаллических сланцах устанавливаются реликтовые ассоциации гранулитовой фации регионального метаморфизма.

Аплиты и аплит-пегматиты отмечаются преимущественно среди гнейсов, где они слагают согласные и секущие жильные и дайкоподобные тела, осложненные раздувами и пережимами. Породы крайне неоднородны по структуре и текстуре. Чаще всего они средне- или крупнозернистые, в краях тел сменяются мелкозернистыми разновидностями типа аплита, а в центральных частях переходят в пегматоидные гигантозернистые породы с размером кристаллов 10—14 и до 30 см. Цветные минералы представлены биотитом, бесцветной слюдой и иногда гранатом.

Для гранито-гнейсов характерно средне- или крупнозернистое сложение, структура чаще всего порфиробластическая, хотя порфиробласты полевого шпата (обычно с зональностью роста) по размеру лишь немного выделяются среди зерен основной ткани. По составу породы соответствуют плагиограниту, гранодиориту и иногда граниту; местами гранито-гнейсы переходят в полосчатые или теневые мигматиты.

Гнейсовидные граниты — неравномернозернистые породы со слабо выраженной порфировидной структурой, содержат включения гнейсов и шпировые обособления биотита. По минеральному составу довольно близки анхивтектическому граниту. Ориентированное расположение кристаллов придает породам гнейсовидный или «трахитоидный» облик.

Порфиробластические граниты отличаются от гнейсовидных тем, что количество вкрапленников в них по объему меньше, чем объем основной массы, а сами вкрапленники, размером не более 2—3 см, не имеют строгой ориентировки.

Все разновидности гранитов по структуре и текстуре сходны между собой и с гранито-гнейсами, но различаются по составу, и в частности по количеству калиевого полевого шпата.

Зона сочленения пород этих двух комплексов представляет собой серию субпараллельных нарушений почти меридионального направления, между которыми зажаты блоки, сложенные породами то одного, то другого комплекса, или блоки, в которых гнейсы переслоены с гранито-гнейсами. Все образования отдельных блоков интенсивно дислоцированы: сильно трещиноваты, порой брекчированы, содержат многочисленные мионолитовые и катаклазитовые зоны, отдельные пачки смещены по мелким трещинам.

Наиболее крупные нарушения сравнительно легко устанавливаются по зонам тектонитов, развитым вдоль них, и геофизическими методами. Как правило, они крутопадающие и в общем совпадают с простираем и падением слоистых толщ. Кроме субмеридиональных отмечается система более поздних нарушений северо-западного, северо-восточного и почти широтного простираения.

*Метасоматические изменения на участке месторождения* проявились очень интенсивно и выразились главным образом в альбитизации. Подчиненное значение имеет развитие щелочных цветных минералов (амфибола, эгирина), энхитизация, карбонатизация, окварцевание; несколько особое место занимает процесс так называемой сиенитизации, а по существу, микроклинизации, сопряженной с альбитизацией.

Главная масса метасоматитов приурочена к сравнительно узкой зоне интенсивно дислоцированных пород, ограниченной субмеридиональными нарушениями (рис. 25). Изменениям подвергались любые породы, попадающие в эту зону, но метасоматическое преобразование происходило в зависимости от особенностей их состава, структуры и степени тектонической нарушенности. Совершенно четко выделяются дометасоматические, внутриметасоматические, позднеметасоматические, дорудные и послерудные нарушения и системы трещиноватости.

Процессы замещения на месторождении происходили именно так, как это было описано при рассмотрении общих особенностей щелочного метасоматоза в толщах гнейсов, мигматитов и гранитов. Сформировавшиеся альбититы, унаследовавшие главные особенности структуры и состава замещаемых пород, подраз-

деляются на апосланцевые и апогнейсовые, с одной стороны, и апогранитные и апопегматитовые — с другой.

Апогнейсовые и апосланцевые метасоматиты обладают мелкозернистым строением, относительно высоким содержанием цветных минералов, что обусловлено содержанием биотита в гнейсах, и нередко сохраняют характерный

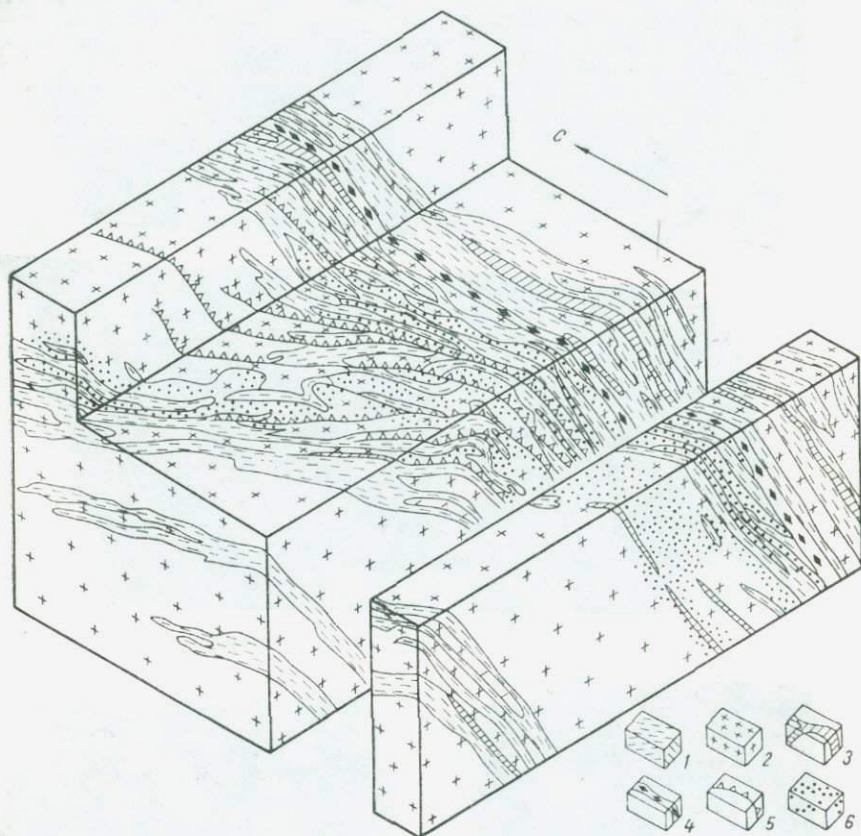


Рис. 25. Схематическая блок-диаграмма месторождения ураноносных альбититов в гранитоидных породах (по В. И. Казанскому и др. [1968]).

1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — пегматиты; 4 — бластомилонитовые и милонитовые швы; 5 — зоны катаклазитов, залеченные при метасоматозе; 6 — рудоносные натровые метасоматиты

для гнейсов текстурный рисунок, в частности полосчатость, являющуюся отражением чередования пород с различным содержанием цветных минералов. На месторождении альбититы, развившиеся по гнейсам, называют сахаровидными.

Апогранитные метасоматиты резко отличаются крупнозернистым сложением, призматическозернистой структурой и сравнительно низким содержанием цветных минералов. Они наследуют текстурный и структурный рисунок замещенных пород и имеют четкие границы с апогнейсовыми метасоматитами. Апопегматитовые альбититы выделяются гигантозернистостью.

Структуры метасоматитов отражают также характер дислоцированности замещаемых пород. Так, четко выделяются метасоматиты по катаклазитам и милонитам, альбититы, подвергшиеся позднему дроблению, и т. д. (рис. 26).

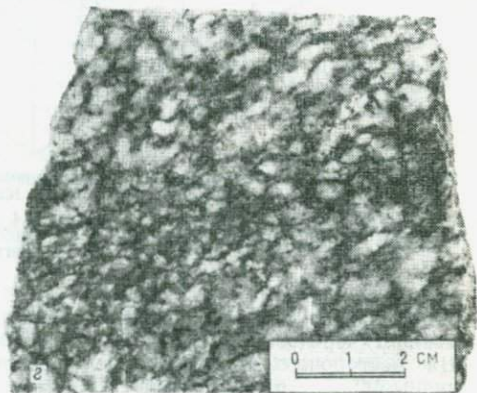
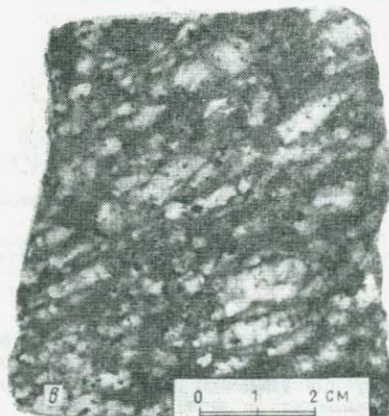
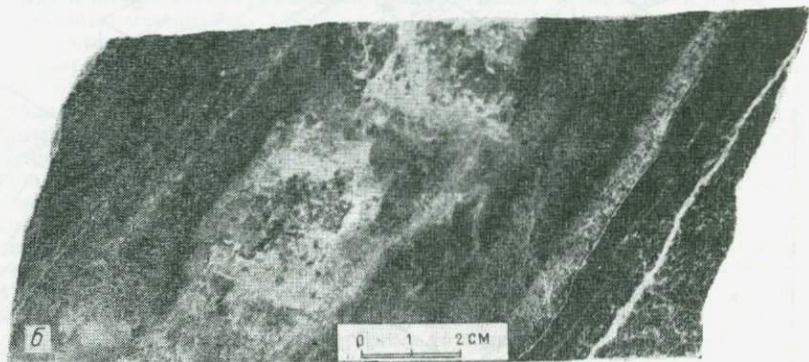
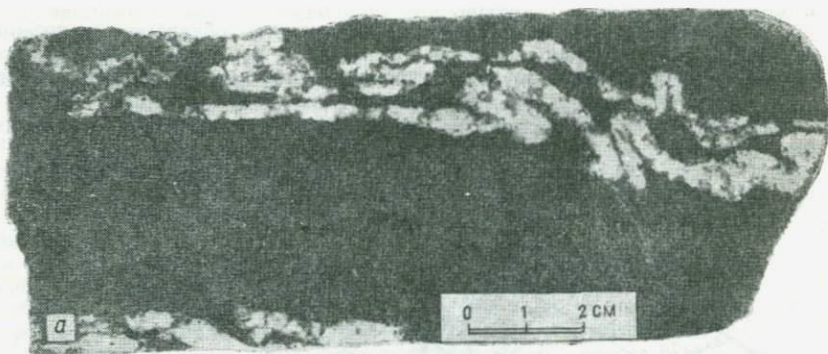
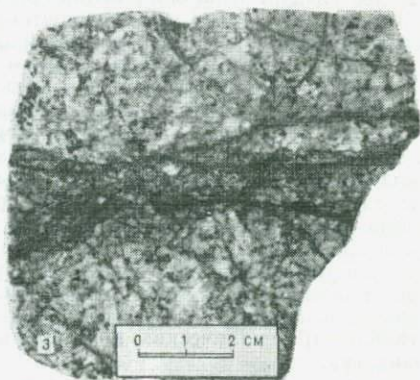
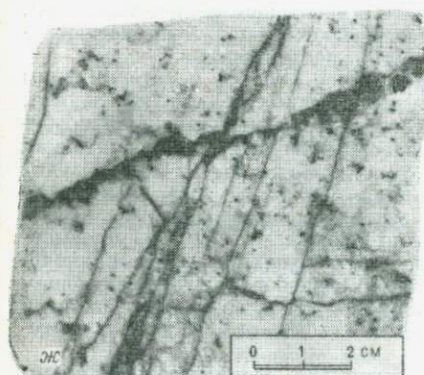
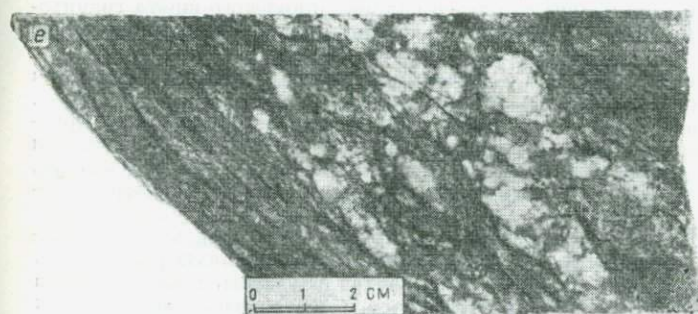
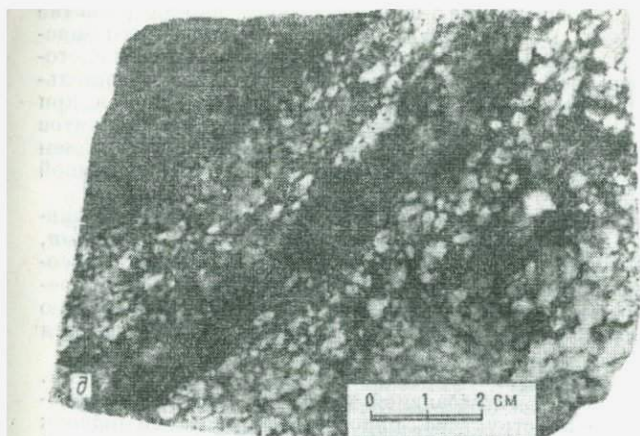


Рис. 26. Типы замещения пород

*a* — биотитовый сланец с пигматитовыми жилками, подвергшийся альбитизации; *б* — альбит структурный рисунок исходной породы; *в* — пластинчатозернистый альбит по слабо катакла с выделениями хлорита и эпидота, пропитанных рудной пылью; *г* — крокидолитовый альбит пластинчатозернистый альбит, подвергшийся позднему дроблению и залеченный эпидотом;



**В зонах натрового метасоматоза:**

товый эпидозит по blastsмилониту; *е* — альбитит по трахитоидному граниту, сохранивший зированному граниту с эпидотом за счет исходных цветных минералов; *д* — альбитит по мигматиту по расщепленному биотитовому гнейсу с прослоем альбитита по катаклазиту гранита; *жс* — *з* — передробленный альбитит, залеченный эпидотом и рудным минералом.

Наряду с образованием альбита на месторождении отмечаются микроклинизация, окварцевание, эпидотизация, карбонатизация, иногда развитие щелочного амфибола и эгирина. Наличие того или иного второстепенного минерала позволяет различать метасоматиты по их минеральному составу: эпидотовые, хлоритовые, эгириновые, рибекитовые и другие альбититы. Последовательность образования минералов и степень проработки пород выявляются при наблюдении разрезов через залежи метасоматитов. Форма тел метасоматитов линзовидная и плитообразная, согласная с общим простиранием и падением метаморфических пород. Мощность залежей обычно определяется шириной зоны дислоцированных пород.

В разрезах через зону щелочных метасоматических преобразований выявляется закономерная смена пород с различными минеральными ассоциациями, прослеживаемая от неизменных пород до центральных частей залежей метасоматитов. Такая зональность в расположении пород устанавливается при пересечении тел метасоматитов как вкрест простирания, так и по простиранию и падению залежей. В слепых телах вертикальная зональность наблюдается и по восстанию залежи.

Наиболее обычна на месторождении такая последовательность изменений. Серые микроклиновые гранитоиды гнейсовидной текстуры, порфиробластические или псевдотрахитоидные по структуре, приобретают розоватый оттенок в результате развития в них существенно калиевого полевого шпата новой генерации. С увеличением количества этого калиевого полевого шпата гранитоиды, пока еще не изменяясь существенно по составу, приобретают розово-серую или красную окраску.

Следующая ступень изменения — красные граниты, в которых произошла существенная перекристаллизация калиевого полевого шпата ранней генерации, еще более увеличилось количество четко решетчатого микроклина без пертитовых вростков (вторая генерация) и появился темно-серый или даже почти черный кварц. Последний может развиваться в значительных количествах, отражая процесс обогащения внешних зон метасоматических залежей кремнеземом.

От красных гранитов прослеживается постепенный переход к «кварцевым сенинтам», или микроклинитам, в составе которых существенную роль играет альбит, а цветные минералы исходных гранитоидов замещены. Вместо биотита и встречающегося иногда вместе с ним амфибола в новообразованных породах наблюдаются гидробиотит, эпидот, щелочной амфибол, изредка эгирин.

Далее следует зона микроклинсодержащих альбититов, а затем альбититов. И в тех, и в других может присутствовать в небольшом количестве кварц, но в альбититовой зоне бескварцевые породы встречаются чаще. Эгиринсодержащие и амфиболовые альбититы обычно кварца не содержат.

Ширина отдельных зон может быть различной, иногда некоторые зоны практически выпадают из колонки. Это зависит от разных причин, но главная, по-видимому, заключается в неодинаковой тектонической подготовке перерабатываемых пород. Отмечаются случаи, когда непосредственно в серых гранитоидах располагаются линзы или плитообразные тела альбититов. Это происходит в том случае, когда изменениям подвергаются локальные зоны интенсивно трещиноватых пород или катаклазитов, имеющие «шовные» контакты. Среди почти неальбитизированных гранитов нередко наблюдаются пачки мелкозернистых хлорит-биотитовых гнейсов, превращенных в сахаровидные крокидолитовые или эпидотовые и хлоритовые альбититы, и наоборот, пачки неизменных (или слегка эпидотизированных) мелкозернистых гнейсов отмечаются среди пластинчато-кристаллических крупнозернистых альбититов, полностью замещивших граниты.

Вкрест простирания и по падению залежей тип зональности меняется. В большинстве случаев вмещающие породы имеют кругое падение. Контуры залежей и границы отдельных зон в целом совпадают с плоскостями гнейсовидности и полосчатости, причем ширина таких зон обычно невелика. В то же время залежи альбититов имеют ограниченную протяженность по падению. Многие из них на глубине выклиниваются, сменяясь неизменными гранитоидами. В этом случае при переходе от альбититов к гранитам также наблюдается зональность, но здесь ширина зон резко возрастает. Выклинивание залежи

метасоматитов происходит в результате сокращения мощности и последовательного исчезновения отдельных зон, начиная от центральных. Аналогичная картина выявляется при прослеживании отдельных залежей по простираю.

Наряду с метасоматически образующимися породами — альбититами разного типа, альбит-микроклиновыми породами, эпидозитами, кварцитами и другими — устанавливаются породы, в которых цветной минерал представлен хлоритом, обычно замещающим биотит, иногда гранат и амфибол исходных гнейсов. Породы, в которых цветной минерал замещен хлоритом, являются типичными диафторитами, которые широко распространены вдоль разломов и в тектонически ослабленных зонах. Они могут подвергаться наряду с другими породами альбитизации, причем хлорит будет устойчив в этих условиях или может замещаться (например, щелочным амфиболом). Довольно часто диафториты щелочному метасоматозу не подвергаются.

*Условия локализации натровых метасоматитов и уранового оруденения.* Ураноносные альбититы развиваются за счет всех пород, участвующих в геологическом строении месторождения: гнейсов, гранитов, мигматитов, катаклазитов и милонитов. Иногда метасоматические изменения затрагивают отдельные участки мощных зон милонитизации и катаклаза, но в большинстве случаев метасоматические тела охватывают всю зону и контактируют с ненарушенными гранитами и гнейсами. В местах сложного чередования гранитов, пегматитов и гнейсов альбититы замещают все эти породы.

Вмещающие породы часто не обнаруживают признаков милонитизации и катаклаза, а для альбититов, наоборот, типично развитие катакластических структур. Тщательные исследования метасоматитов позволили установить, что наиболее интенсивные деформации предшествовали метасоматическим изменениям. Катакластические структуры альбититов в большинстве случаев являются унаследованными, blastokataкластическими. Вместе с этим натровые метасоматиты подвергались и более поздним деформациям с возникновением участков катаклаза, что привело к появлению брекчиевых и микробрекчиевых текстур.

Специальные исследования в районе месторождения [Казанский и др., 1968] показали, что главные системы дизъюнктивных нарушений (меридиональная, северо-западная и северо-восточная) были заложены еще во время ультраметаморфизма, причем наряду с послойными тектоническими деформациями существовали и секущие разрывные нарушения. Возникновение зон blasto-милонитов и blastokataклазитов происходило позднее, но их формирование контролировалось системой древних нарушений.

Перемещения по разломам происходили неоднократно как до, так и после щелочного метасоматоза. Дометасоматические брекчиевые структуры определяются по угловатым очертаниям фрагментов пород, замещенных альбититами, в которых отсутствуют следы катаклаза (изгибы двойниковых швов в плагиоклазе, грануляция зерен и т. д.), обычные для повторно деформированных пород. Кроме того, часто наблюдается развитие лейстового и сахаровидного альбита по трещинкам и смещениям в кристаллах плагиоклаза гранитов, а также по микронарушениям таких пород.

Реконструкция дометасоматических структур позволила выделить [Казанский и др., 1968] пять главных этапов формирования месторождения: ультраметаморфический; пегматитовый; формирования blasto-милонитов; милонитизации, катаклаза и зеленокаменного изменения пород; натрового метасоматоза и уранового оруденения. Пространственное размещение ураноносных альбититов обуславливается главным образом морфологией зон милонитов и катаклазитов, положение которых зависит в свою очередь от морфологии тел гранитоидов и пачек гнейсов.

Урановое оруденение локализуется в зонах катаклаза и милонитизации, наложенных на альбититы, образовавшиеся по различным породам. Минералогия руд сложная, урановые минералы представлены преимущественно силикатами типа ненадквита и коффинита и в меньшем количестве оксидами и титанатами урана, которые ассоциируются с поздним хлоритом, эпидотом и карбонатами. Как правило, рудные минералы не образуют выдержанных жил или прожилков, а распределены в альбититах довольно равномерно. Тонкообломочный материал брекчированных альбититов частично замещается и пропитывается рудным веществом, рудные минералы слагают прерывистые и цепочечные

выделения по зонам микробрекчий. Урановое оруденение следовало непосредственно за альбитизацией, но захватывало более узкое сечение зоны, преимущественно в центральных участках тел альбититов.

В альбитизированных гранитах рудный минерал обычно выполняет систему мелких межзерновых нарушений сплошности, в контактах альбитизированных пегматитов и blastsмилонитов иногда отмечаются маломощные рудные прожилки. В альбитизированных гнейсах урановая минерализация проявляется по зонам рассланцевания и на контактах с послойными жилами альбитизированных гранитов. Она представлена тонковкрапленными рудами, полосчатость которых совпадает с реликтовой гнейсовидностью; на контактах различных пород и вдоль послойных милонитовых швов развиваются прожилковые руды.

На месторождении выделены два типа рудных тел [Казанский и др., 1968]: 1 — приуроченные к послойным альбитизированным гранитам и пегматитам; 2 — залегающие среди гидротермально-измененных гранитов.

Рудные тела первого типа образуют сильно уплощенные залежи, по простиранию и падению согласные с вмещающими породами и выклинивающиеся одновременно с альбититами. Богатые прожилково-вкрапленные руды обычно приурочены к контактам альбитизированных гнейсов, гранитов и пегматитов и к участкам их чередования.

Ко второму типу отнесены крупные рудные тела среди альбитизированных гранитов, имеющие сложную линзовидную форму, в целом согласную с общим простиранием и падением вмещающих пород; нередко они срезаются разрывными нарушениями. Руды этих залежей более бедные, имеют резкий контакт с альбитизированными гнейсами, но постепенно переходят в альбитизированные граниты.

Возраст уранового оруденения оценивается как протерозойский. Гнейсы и кристаллические сланцы по данным U-Pb-Th- и K-Ar-методов имеют возраст осадконакопления ~2300—2500 млн. лет, а метаморфизма ~2000—2200 млн. лет. Для гранитов определен возраст 2200—2000 млн. лет, но они, скорее всего, омоложены последующими процессами и нередко дают искаженные значения возраста 1750—1900 млн. лет. Определения возраста по минералам метасоматитов дали цифры в интервале 1800—1500 млн. лет, и возможно, что именно с эпохой метасоматоза связано омоложение гранитов. Определения урановых минералов выявили их принадлежность к двум возрастным группам — >1800 и 1700—1800 млн. лет.

Известны и другие меторождения ураносных альбититов подобного типа, характерной особенностью которых в отличие от рассмотренных служит более широкое развитие эгриновых и рибекитовых разновидностей альбититов со сравнительно слабо распространенным эпидотом. Возраст переработанных пород протерозойский, время метасоматоза и оруденения 1700—1600 млн. лет.

**У р а н о в о е м е с т о р о ж д е н и е Г у н н а р.** Расположено в западной части Канадского щита на южном берегу полуострова Крекинстоун в районе Биверлоджа, провинция Северный Саскачеван. Подробные сведения о геологии и особенностях оруденения приводятся в ряде специальных работ [Хейрих, 1962; Джеллиф и Эвои, 1964 и др.].

Район месторождения сложен докембрийскими парагнейсами, гранито-гнейсами и «сиенитами», залегающими в юго-восточном крыле антиклинали, ось которой погружается к юго-западу. Простирание пород северо-восточное (75°), падение к югу под углом около 45°. Гранито-гнейсы залегают согласно среди парагнейсов и слагают юго-восточную часть площади. «Сиениты» образуют неправильной формы тело в лежачем боку пачки гранито-гнейсов и вблизи него. В парагнейсах широко распространены линзовидные тела пород, обогащенных цветными минералами.

Гранито-гнейсы представляют собой грубо- и среднезернистые породы то розового, то серого цвета, обычно четко полосчатые. Состав пород, %: полевые шпаты — 65, кварц — 20, остальное приходится на хлорит и подчиненную в количественном отношении слюду. Гранито-гнейсы рассматриваются как гранитизированные осадочно-метаморфогенные породы.

«Сиениты» сложены главным образом альбитом, содержат хлорит, слюду и акцессорные минералы в тех же соотношениях, что и в гранито-гнейсах, но от последних они отличаются своим цветом (от розоватого до розовато-лилового),

наличием кальцита, практическим отсутствием кварца, более интенсивным брекчированием и гематитизацией (особенно в пределах рудного тела). Кальцит может выщелачиваться, и тогда образуются «губчатые» породы, прослеживаемые на предельных разбуренных глубинах.

Предполагается, что «сиениты» возникли за счет гранито-гнейсов, в которых полевые шпаты замещены альбитом, а кварц кальцитом. Контакты гранито-гнейсов и «сиенитов» обычно секут полосчатость регионального направления. В контактовой зоне наблюдается коррозия и замещение кварца кальцитом, а также развитие прерывистых прожилков стекловидного кварца. Такие же изменения наблюдаются вдоль трещин, секущих гранито-гнейсы. По-видимому, главное «сиенитовое тело» представляло собой зону интенсивной трещиноватости, способствовавшей активной циркуляции растворов, преобразовавших вмещающие породы вплоть до «сиенитов». Таким образом, последние являются, по существу, альбит-микроклиновыми метасоматитами и альбититами.

Рудное тело составляет часть тела метасоматитов и погружается согласно с падением последних. Оруденение обусловлено развитием настурана и вторичных урановых минералов, рассеянных в брекчированных и трещиноватых метасоматитах, которые одновременно подвергаются гематитизации.

Структура месторождения расшифровывается (рис. 27) по данным бурения и горных выработок и путем сопоставления отдельных разрезов. На участке в той или иной мере деформированы все породы, на интенсивность напряжений указывает широкое распространение милонитов, катаклазитов и очковых текстур. Деформации проявились неоднократно, причем реакция различных пород на напряжения была неодинаковой. Реагируя на поздние деформации, метасоматиты («сиениты») часто превращались в катаклазиты с порфирокластической структурой, цементирующей массой которых является хлорит, облекающий округленные порфирокласты, или же более мелкозернистый милонитовый материал. Метасоматиты представляли собой благоприятную в структурном отношении среду, которая подверглась доминерализационному дроблению, но вряд ли могли служить источником этой минерализации. Локализация оруденения в восточной части тела метасоматитов рассматривается [Джеллиф, Эвои, 1964] как результат образования брекчии на контакте «сиенитов» и гранито-гнейсов. Именно этот структурный шов благоприятствовал формированию тектонитов вследствие разной компетентности названных пород, не требуя больших напряжений.

Сопоставление данных о метасоматитах («сиенитах») месторождения Гуннар со сведениями о метасоматитах в породах гранитоидной формации выявляет много общих особенностей. Так, устанавливается приуроченность метасоматитов к тектонической структуре на контакте плагиоклаз-микроклиновых гранитоидов с богатыми основаниями парагнейсами; характер метасоматических преобразований подразумевает привнос натрия в зоны метасоматоза и активную роль углекислых растворов (образование карбонатов); оруденение приурочено к поздним системам трещин и сопровождалось интенсивной гематитизацией. Некоторым отличием метасоматитов месторождения Гуннар оказывается более низкотемпературный характер минералообразования (альбитизация, хлоритизация, широкое распространение карбонатов и жил низкотемпературного кварца). Возможно также, что ореол диафореза вмещающих пород шире, чем в других

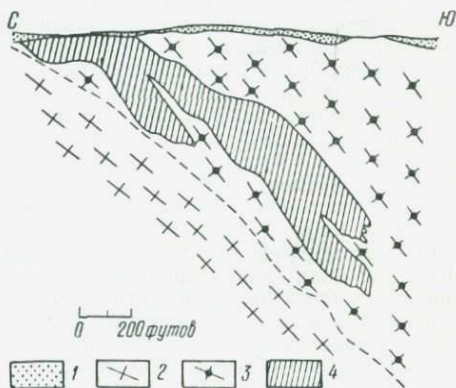


Рис. 27. Геологический разрез вдоль оси рудного тела месторождения Гуннар [Джеллиф Эвои, 1964].

1 — наносы; 2 — парагнейсы; 3 — гранито-гнейсы; 4 — «сиениты».

районах. Однако в целом метасоматиты Канады соответствуют, очевидно, верхним сечениям зон щелочного натрового метасоматоза в региональных тектонических структурах, секущих породы гранитоидной формации.

Месторождения и рудопроявления урана в связи с гнейсами-метасоматитами. В качестве примера может служить рудопроявление в раннепротерозойских гнейсах и сланцах, претерпевших глубокую метасоматическую переработку при гранитизации.

На участке рудопроявления преобладают серые плагиоклазовые мигматиты и гранито-гнейсы с линзами существенно микроклиновых гранито-гнейсов и полимигматитов. Среди них, нередко сменяя по простиранию, залегают линзы и прослои биотитовых сланцев, магнетит-амфиболовых кварцитов, гранат-хлорит-биотитовых сланцев и гнейсов, а также отдельные пластовые тела амфиболитов. Толща этих пород в целом имеет субмеридиональное простирание и крутое падение. Разрывные нарушения, по-видимому, проявлялись уже после завершения процесса гранитизации; четко выражены и хорошо распознаются лишь поздние разрывы, которые фиксируются зонами разнообразных тектонитов, включая blastsмилониты, бластокатаклазиты и др.

Кроме образовавшихся в процессе ультраметаморфизма мигматитов и гранито-гнейсов на участке распространены своеобразные гнейсы-олигоклазиты и микроклиниты, залегающие согласно с окружающими их породами. В ассоциации с олигоклазитами возникали метасоматические кварциты, жилки и линзы амфиболового состава, магнетит-биотитовые и рудные обособления, эпидозиты, карбонатизированные породы.

Возникновение гнейсов-олигоклазитов и микроклинитов объясняется воздействием метасоматических углекислотнатровых и углекислокалиевых реагентов на метаморфические породы в условиях, близких к ультраметаморфическим. После того как начали проявляться хрупкие деформации, происходило формирование эпидозитов, метасоматических кварцитов, карбонатизированных пород, причем изменения нередко подвергались сами олигоклазиты, магнетит-биотитовые рудные метасоматиты и другие породы. Мощность зон милонитизации и катаклаза колеблется от нескольких сантиметров до 10 м и более.

В пределах рудопроявления установлено несколько зон оруденения. Они совпадают с магнитными максимумами и приурочены к участкам с наиболее мощными пачками измененных железистых кварцитов среди гнейсов-олигоклазитов. Урановое оруденение развито вдоль трещинных зон, согласных с простиранием метаморфических пород, и носит прожилковый, гнездовой или вкрапленный характер. Минерализованные породы (амфибол-магнетитовые сланцы и кварциты, гранито-гнейсы, олигоклазиты, метасоматические кварциты, биотит-магнетитовые рудные метасоматиты) предварительно подверглись рассланцеванию, катаклазу и милонитизации. Отложение урановорудных минералов сопровождалось карбонатизацией.

Руды относятся к сульфидно-настурановому типу: одновременно с настураном возникают гематит, пентландит, кобальтин, сфалерит, молибденит, мушкетовит, ильменит, пирит, пирротин, халькопирит, марказит, галенит, висмутин, борнит, халькозин, уранинит, ковеллин, шешлит, сидерит, кальцит.

Возраст оруденения протерозойский. Гранито-гнейсы и олигоклазиты, судя по определениям K-Ar-методом, не моложе 1900 млн. лет; рудные минералы показывают возрастные значения менее 1800 млн. лет (U-Pb-Th-метод). Одной из особенностей пород участка является повышенное (до 0,0022%) содержание урана в некоторых метаморфических породах и возникающих по ним гранито-гнейсах и олигоклазитах, которые, возможно, и служили источником урана при метасоматозе.

Во многих районах докембрийских щитов известны рудопроявления, которые многими геологами связываются либо с пегматитами, либо с мигматитами. Толщи пород, вмещающие рудопроявления этого типа, представляют собой мигматиты, кристаллические сланцы или гнейсы, обычно богатые биотитом или другими цветными минералами, насыщенные послынными жильными телами крупнозернистых или пегматоидных гранитов. Пегматоидные граниты могут

образовывать и более широкие параллельные полосы, кулисообразные линзы и дайки среди сланцев и гнейсов. Для рудопроявлений этого типа наиболее обычна уранинитовая и урано-торитовая минерализация. В качестве примера может быть рассмотрен район оз. Шарлебуа в Канаде.

Месторождения района оз. Шарлебуа. Район сложен докембрийскими породами серии Тейзин, включающей граниты, гранито-гнейсы, мигматиты, биотитсодержащие кварциты, разнообразные кристаллические сланцы; встречаются роговообманковые гнейсы (очевидно, измененные эффузивы) и метагаббро.

Граниты и гранито-гнейсы рассматриваются как прорывающие по отношению к породам серии Тейзин. Гнейсовидность гранитоидов выражена неодинаково, она более четкая вблизи контактов с метаосадочными породами и в уплощенных маломощных телах. Выделяется несколько разновидностей гранитоидов в зависимости от типа полевого шпата и характера цветных минералов.

Мелкозернистые пегматиты по крупности зерен соответствуют крупно- или среднезернистым гранитам. Это светло-серые или белые кварц-полевошпатовые породы, которые развиваются почти исключительно вдоль или вблизи контактов с метаосадочными породами серии Тейзин. При этом возникают полосчатые шпекционные гнейсы, или пегматит-мигматиты. Хотя гранитизация подвергается любые породы серии, полосчатые мигматиты развиваются только при замещении тонкополосчатых гнейсов и сланцев.

Тонкозернистые пегматиты (пегматоидные граниты) прорываются крупнозернистыми пегматитами, которые состоят из розового (до кирпично-красного) калиевого полевого шпата в сростании со стекловатым кварцем; из цветных минералов обычны биотит, мусковит, черный турмалин.

Структурные особенности района выявлены достаточно хорошо. Сланцеватость метаморфических пород параллельна первичной полосчатости и контакту с главным массивом гранитов. Судя по наблюдениям над полосчатостью, первично осадочные породы представляют собой серию круто погружающихся складок, осложненных складками волочения. Наличие мелкой трещиноватости, мелких смещений и брекчий позволяет предполагать существование крутопадающих широтных сбросов.

Оруденение приурочено к белым пегматоидным гранитам и частично к перемежающимся с ними гнейсам, причем повышенная активность устанавливается повсеместно, но промышленные содержания урана отмечаются только в узких полосах и зонах среди обогащенных основаниями (кальцием) пород. При оруденении пегматоидные граниты приобретают темно-серую окраску, характеризуются появлением обильной слюды и темного дымчатого кварца; полевые шпаты представлены олигоклазом, микроклином и ортоклазом. Уран концентрируется в уранините, который ассоциируется с молибденитом; в качестве акцессориев могут присутствовать также апатит, циркон, сфен, турмалин, шприт, пирротин. Содержание урана в отдельных образцах колеблется от 0,004 до 1,76%  $U_3O_8$ , причем одновременно с увеличением количества дымчатого кварца и молибденита повышается содержание урана.

Прослеженная длина отдельных рудных зон не превышает 120 м, обычно она порядка 20 м; мощность зон колеблется в широких пределах. Оруденение в целом носит крайне невыдержанный характер, среднее содержание принимается равным 0,20%  $U_3O_8$ .

По своему генезису оруденение рассматривалось как результат кристаллизации остаточных расплавов при взаимодействии их с богатыми основаниями породами [Mawdsley, 1952]. Обогащение кальцием вызывало быструю кристаллизацию расплава, и поэтому уранинит, молибденит и окислы железа выпадали здесь же. Крупнозернистые розовые пегматиты возникали аналогичным путем, но без ассимиляции богатых известью пород; щелочная пегматитовая магма кристаллизовалась медленно, и остаточные фракции успевали вынести растворенный уран.

Однако такая трактовка генезиса оруденения не принимается всеми безоговорочно [Домарев, 1956; Котляр, 1961]. Возникновение урановой минерализации

может быть объяснено воздействием высокотемпературных водных растворов. Действительно, происхождение совершенно аналогичного рудопоявления урана в толще мигматитов и богатых калием гранитов [Егоров, Сухинин, 1969] рассматривается иначе.

Месторождение урана в связи с калиевыми метасоматитами в зоне регионального разлома. Район, в котором располагается месторождение, сложен гнейсами, мигматитами, различными кристаллическими сланцами (в том числе графитовыми) и гранитоидами нижнепротерозойского возраста. Гранитоиды широко распространены и отличаются сравнительно высоким содержанием щелочей при отношении  $K_2O/Na_2O = 1 \div 1,2$ . Среди гнейсов и мигматитов спорадически появляются послойные линзовидные тела пегматоидных гранитов существенно микроклинового состава. Дорудный этап формирования месторождения включает процесс региональной гранитизации, с поздними стадиями которой, очевидно, связано образование пегматоидных гранитов, относящихся к метасоматическим образованиям. На постгранитизационном этапе в толще мигматитов проявились разрывные нарушения, согласные с поверхностями напластования метаморфических пород, сопровождаемые зонами трещиноватости и катаклаза. Эти нарушения являются опережающими по отношению к региональному разлому, прослеживаемому на несколько десятков километров.

К зонам трещиноватости приурочены проявления высокотемпературного калиевого и кварцевого метасоматоза. Урановое оруденение локализуется на тех участках, где встречаются пачки графитовых сланцев и гнейсов. Рудоносными оказываются метасоматически окварцованные пегматоидные граниты и гнейсы субстрата, в составе которых присутствуют микроклин, кислый плагиоклаз, кварц, пироксен, биотит, хлорит. Рудные минералы представлены уранинитом, уранофаном, цирколитом; кроме того, встречаются монацит, ксенотим, пирит, халькопирит, галенит. Характерной особенностью оруденения является тесная ассоциация уранинита с молибденитом в виде мелкой вкрапленности, причем уранинит приурочен к тонким трещинкам и плоскостям скольжения преимущественно в кварце самой поздней генерации. В оруденелых участках наблюдается карбонатизация, регрессивные изменения цветных минералов, иногда — гематитизация. Характер оруденения невыдержанный, содержания урана изменчивы.

Урановое месторождение Пауккаянваара. Это месторождение, расположенное в округе Коли, к западу от оз. Пиеллинен и в 30 км к северо-востоку от г. Еёнсуу [Vennervirta, 1954], может служить примером уранового оруденения в измененных щелочным метасоматозом основных породах.

Территория сложена докембрийскими образованиями, выделенными в качестве карельской формации. На гранитном основании залегает толща кварцитов, состоящая в основном из ортокварцитов, кроме которых присутствуют конгломераты и полевшпатовые кварциты; часто среди кварцитовой толщи выступают гранито-гнейсы основания. Общее падение пород западное под углом около  $30^\circ$ . Метаморфизованные осадочные толщи прорываются основными изверженными породами (метабазитами), изредка встречаются пегматиты. Кварциты и метабазиты часто обнаруживают сланцеватость и сильно дислоцированы, разбиты разрывными нарушениями на отдельные сегменты.

Урановая минерализация установлена во многих местах округа Коли и приурочена к различным породам; в кварцитах она представляет собой выделение по сланцеватости, в контактных зонах метабазитов — вкрапленность, в секущих метабазитах жилах — прожилки урановых смолков.

Наиболее изучено рудное тело месторождения Пауккаянваара, называемое «рудой Мартенссона». Это рудное тело расположено параллельно метабазитовой дайке субширотного простирания с падением к северу под углом  $70^\circ$ . Метабазиты подверглись интенсивной тектонизации. Руды приурочены к осадочным породам и метабазитам, минерализация проявлена по трещинам в гранито-гнейсах. Большая часть урановой руды концентрируется непосредственно выше метабазитовой дайки, но частично захватывает и саму дайку, и участки пород ниже ее. Руды наиболее высокого качества установлены на пересечении дайки метабазитов с горизонтом конгломератов. В кварцитах и окружающих породах

урановые минералы приурочены главным образом к трещинам разных систем. Содержание урановой смолки с глубиной возрастает; кроме нее присутствуют уранофан и другие вторичные минералы желтого и красноватого цвета. Из других металлов в существенном количестве присутствуют железо и ванадий, причем среднее значение отношения U/V в рудах равно  $\frac{4}{1}$ , хотя сильно колеблется.

Специфичность описания района месторождения Пауккаянваара не позволяет судить о том, каковы же петрографические особенности рудомещающих пород. Если обратиться к смежным участкам, где также встречаются мелкие рудопроявления в аналогичных условиях, то оказывается, что кроме гранито-гнейсов основания, метаморфизованных кварцитов и конгломератов в строении района участвуют слюдяные сланцы, микроклиновые граниты и другие образования. Разновидности, названные метадиабазами, представляют собой интенсивно альбитизированные основные породы, а местами хлоритовые и хлорит-эпидотовые альбититы; для последних существует даже специальное название «альбитовые диабазы», или карьялиты. Однако интенсивной переработке подвергаются только сильно катаклазированные дайковые породы в контакте их с породами кислого состава. Оруденение устанавливается в таких метасоматически преобразованных породах тогда, когда последние пересекают горизонты с повышенными фоновыми содержаниями урана. Такими образованиями в районе оз. Пиелинен являются конгломераты и песчаники.

\* \* \*

Таким образом, метасоматиты в гнейсово-мигматитовых толщах и гранитоидах приурочены к зонам региональных разрывных нарушений, заложенных еще в период складчатости и ультраметаморфизма и неоднократно подновлявшихся впоследствии. Тектонический контроль определяет не только размещение метасоматитов, но также морфологию и размеры залежей и степень переработанности пород.

Литологический контроль при формировании метасоматитов заключается в том, что зоны наиболее интенсивного метасоматоза развиваются на контактах пород, контрастных по содержанию оснований и кремнезема. Это могут быть контакты богатых калием гранитов с основными гнейсами или амфиболитами, пегматитов и гнейсов, диабазов и аркозовых метапесчаников или гранито-гнейсов, гранитов и карбонатных пород (мраморов) и т. д.

Рудоносные и рудные щелочные метасоматиты встречаются только при благоприятной геологической обстановке. Урановое оруденение ассоциируется с метасоматитами, развившимися по умеренно метаморфизованным породам, в разрезе которых встречаются горизонты с относительно повышенными фоновыми содержаниями урана. Сами рудные метасоматиты возникли в условиях средних и низких температур, преимущественно на поздних стадиях щелочных преобразований. Для метасоматитов типична характерная зональность с внешней зоной диафтореза.

Кроме зон метасоматоза с типично выраженной натровой тенденцией минералообразования щелочной метасоматоз сопровождается образование некоторых урановых месторождений, относимых к мигматитовым, пегматитовым или скарновым, но в этом случае существенную роль играет калий. Именно участием углекислонатровых и углекислокалиевых растворов при формировании пород таких месторождений обусловлена урановая минерализация этого типа.

ГЕОХИМИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

ГЛАВА VI

ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАСОМАТИТОВ  
КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Главные минералы метасоматитов различаются по своему составу и оптическим свойствам, что зависит не только от состава подвергающихся замещению пород, но также и от условий их образования. Для метасоматитов устанавливается ясно выраженная тенденция — развитие силикатов натрия (альбита, эгирина, щелочного амфибола), состав которых стремится к определенному крайнему пределу. Свойства типоморфных минералов метасоматитов позволяют достаточно точно определять условия их образования путем сопоставления этих свойств с имеющимися к настоящему времени результатами экспериментов, что в свою очередь дает возможность подойти к решению проблемы генезиса минералов и слагаемых ими пород, и в частности к оценке возможных температур и давлений при метасоматозе.

В связи с этим в работе главное внимание уделялось не оптико-кристаллографической характеристике минералов, а сопоставлению их между собой по составу и свойствам и с имеющимися экспериментальными данными по их устойчивости и синтезу. Минералогия щелочных метасоматитов освещалась в ряде специальных работ [Половинкина, 1953, 1955; Кушев, 1960, 1964; Елисеев, Никольский, Кушев, 1961; Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965], что изобилует от необходимости приводить обширный фактический материал и позволяет вывести некоторые средние составы минералов, необходимые для понимания общих особенностей процесса щелочного метасоматоза.

**Моноклинные пироксены**

Пироксены натровых метасоматитов относятся к серии эгирин—авгит—диоксид—геденбергит; они проявляют четкую тенденцию к обогащению акмитовым компонентом, по содержанию которого могут быть разделены на три группы: до 40, от 60 до 80 и свыше 80%. Правомерность такого разделения подтверждается тем, что пироксены каждой из этих групп встречаются в определенных ассоциациях минералов, образующихся в специфической термодинамической обстановке.

Моноклинные пироксены с содержанием акмита до 40% встречаются в различных породах: в метасоматитах, образованных за счет железистых кварцитов, в сиенит-мигматитах, в метасоматически измененных интрузивных сиенитах. Они имеют зеленоватую окраску, образуют призматические кристаллы, иногда имеющие зональность. В ряду метасоматических изменений пироксены данного типа приурочены к ранним стадиям наложенного регрессивного метасоматоза, идущего при достаточно высоких температурах. Средний химический состав такого пироксена приведен в табл. 1.

Эгириновые пироксены с содержанием акмита от 60 до 80% широко распространены в метасоматически измененных сиенитах (Приазовье) и некоторых типичных метасоматитах. Так, в измененных

Таблица 1

Средний состав пироксенов с различным содержанием акмита и эгиринов из некоторых природных метасоматитов

Окислы	Пироксены с содержанием акмита			Эгирины		
	до 40%	до 80%	более 80%	из эгиринов	из альбитов по гранитам	из маршполитов
SiO <sub>2</sub>	51,70	52,90	52,00	50,60	64,39	51,47
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,50	0,25	0,15	0,53	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	1,80	0,90	Нет	13,61	2,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,40	28,65	31,25	33,20	7,54	30,25
FeO	7,00	2,10	1,40	—	1,10	1,22
MnO	0,40	0,20	0,15	—	0,04	0,22
MgO	8,30	1,20	0,60	0,10	0,96	0,29
CaO	14,90	1,90	0,90	1,89	0,51	0,54
Na <sub>2</sub> O	4,80	10,50	12,40	12,90	10,88	13,72
K <sub>2</sub> O	0,10	0,25	0,15	Нет	0,08	следи
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,80 *	100,00 **	100,00

Количество катионов в пересчете на 6(O)

Si	1,98	1,97	2,00	2,00	2,04	1,95
Ti	1,01	0,03	—	—	0,01	—
Al	0,04	0,09	0,04	—	0,54	0,11
Fe <sup>+++</sup>	0,32	0,82	0,90	0,98	0,19	0,86
Fe <sup>++</sup>	0,22	0,06	0,04	—	0,03	0,04
Mn	0,01	—	—	—	—	0,01
Mg	0,46	0,07	0,04	0,05	0,05	0,01
Ca	0,60	0,08	0,04	0,03	0,02	0,02
Na	0,35	0,76	0,92	0,98	0,79	1,00
K	0,01	0,01	—	—	0,01	—

\* В сумму входит 0,96% H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>.

\*\* В сумму входит 0,36% H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>.

железистых кварцитах Криворожья щелочной пироксен содержит 61—65% акмита; эгирин-диопсид с 70—80% акмита встречается в мариуполитах. В альбититах за счет гранитов эгириновый пироксен характеризуется содержанием акмита около 80% (см. табл. 1) и иногда заметной примесью жадеита.

*Эгирины с содержанием акмита более 80%* характерны для метасоматитов трещинных зон, крупных залежей эгиринов и щелочно-амфиболовых эгириновых сланцев в толщах железистых кварцитов и для альбититов, развивающихся за счет гранитов и гнейсов (см. табл. 1).

Эгирины этой группы образуют сноповидные и радиально-лучистые сростания или щетки, реже отдельные кристаллы и их скопления без закономерного сростания. Подразделяются в свою очередь на несколько морфогенетических разновидностей, которые часто рассматриваются как генерации [Никольский, 1956; Никольский, Ефимов, 1960]. Однако при выделении генераций эгиринов правильнее руководствоваться составом, а не морфологическими особенностями минерала, так как эгирины (тонкопризматические, таблитчатые, сферолито-лучистые и т. п.) могут иметь одинаковый состав; в то же время эгирин одной и той же морфологической разновидности нередко варьирует по составу.

Пироксены из различных по условиям образования пород при графическом изображении их составов на диаграмме, построенной по принципу, предложенному Сабине [Sabine, 1950], попадают в обособленные поля (рис. 28). Точки составов пироксенов первой группы (до 40% акмита) попадают в поле I, четко обособляясь от поля II, в которое попадают пироксены как метасоматитов, возникших в высокотемпературных условиях, так и некоторых щелочных пород. Совершенно обособленное место занимает поле пироксенов из типичных метасоматитов (поле III), содержащих более 80% акмита. Судя по распределению точек в пределах полей на диаграмме, между пироксенами неизмененных магматических пород и высокотемпературных метасоматитов существует разрыв в составе, в то время как между эгиринами из метасоматитов поля II и III граница условная.

Большинство эгириновых пироксенов в гнейсовых сериях и щелочных породах относятся к серии эгирин—диопсид—геденбергит, в то время как эгирины метасоматитов содержат часто примесь других минералов — авгита, гиперстена. У. А. Дир, Р. А. Хаун, Дж. Зуссман [1965] предлагают для всех этих пироксенов название серии эгирин—эгирин-авгит. По-видимому, колебания в соотношениях Fe<sup>2+</sup>, Mg, Ca, некоторое несоответствие количества Fe<sup>3+</sup> количеству Na, постоянное присутствие Al<sup>VI</sup> обуславливают изменчивость оптических свойств рассматриваемых пироксенов.

Большинство диаграмм, связывающих состав и оптические свойства пироксенов данной серии, являются приближенными [Островский, 1955; Перчук, 1964; Дир, Хаун, Зуссман, 1965], и к тому же построены они на основании ограниченного количества данных. Наиболее точной является уточненная диаграмма состав — свойства для серии эгирин—диопсид—геденбергит [Перчук, 1964], однако

она не учитывает обычную примесь авгита, гиперстена и других минералов в эгириновых пироксенах. Все же эти диаграммы позволяют с достаточной степенью приближения определять состав пироксенов, в частности содержание акмитового компонента, что в свою очередь помогает отнести содержащую этот пироксен породу в ту или иную группу.

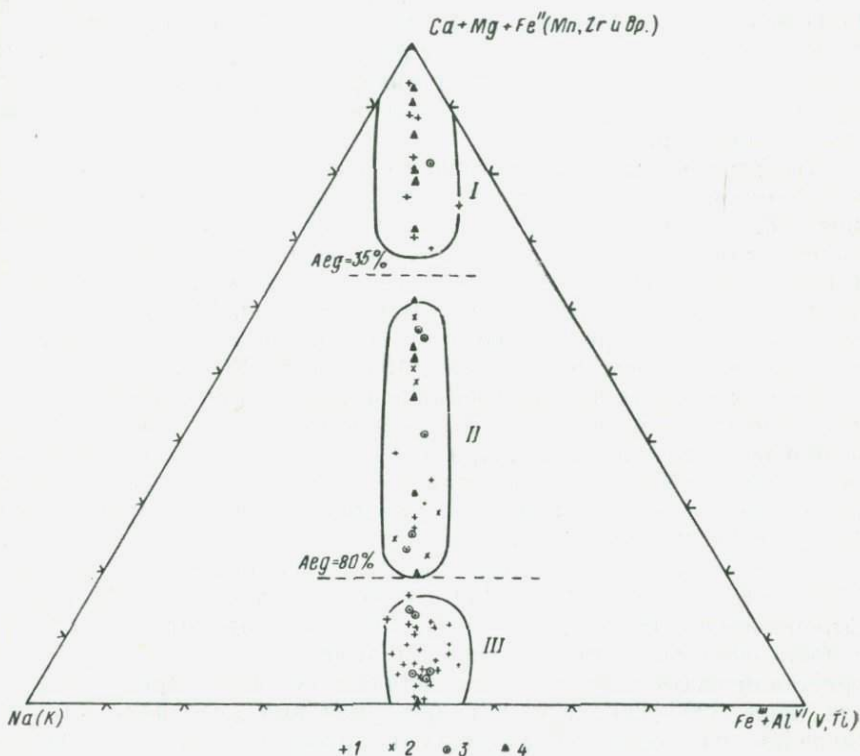


Рис. 28. Распределение составов моноклиновых пироксенов, содержащих акмитовый пироксен, из различных по происхождению пород на диаграмме Сабине [Sabine, 1950].

1 — эгириновые пироксены из щелочных метасоматитов (по данным автора); 2 — эгириновые пироксены из измененных интрузивных пород; 3 — эгириносодержащие пироксены по данным справочника «Породообразующие минералы» [Дир и др., 1965]; 4 — синтетические эгирины и эгирин-диопсиды [Островский, 1948; 1955; Yagi, 1958].

Поля: I — высокотемпературные метасоматиты и интрузивные породы; II — метасоматически измененные интрузивные породы, среднетемпературные натровые метасоматиты; III — метасоматиты трещинные, низкотемпературные.

Пироксены с высоким (более 80%) содержанием акмитового компонента встречаются главным образом в породах типично метасоматического происхождения. Они характеризуются однородностью состава и свойств в пределах отдельных зерен и резко выделяются по своим морфологическим особенностям. Большая часть таких пироксенов имеет преимущественно волокнистые или призматические формы; конечные грани даже сравнительно крупных кристаллов развиты слабо, совершенно отсутствует зональность, окраска бледная

желтоватых или зеленоватых тонов, и тем слабее, чем меньше примесей содержит пироксен. Такие пироксены (эгирины), метасоматическая природа которых впервые была установлена Ю. Ир. Половинкиной [1951], известны во многих районах, где метасоматозом переработаны породы формации железистых кварцитов [Елисеев, Никольский, Кушев, 1961; Grout, 1946; Milton, Eugster, 1959] или щелочные породы [Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965; Greenwood, 1951; Washington, Merwin, 1927; Pecora, 1942; Sabine, 1950].

Условия образования эгириновых пироксенов изучены за последние годы настолько хорошо, что эти минералы могут рассматриваться как вполне достоверные индикаторы определенной физико-химической обстановки.

Прежде всего следует отметить, что эгирины с достаточно высоким содержанием акмитового компонента не могут быть получены при кристаллизации расплава, близкого к природному, за исключением системы со стехиометрическими отношениями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и флюсующими  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{NaCl}$  [Washington, Merwin, 1927; Michel-Lévy, 1954; Bowen, Shairer, 1929; Baily, Shairer, 1966]. В большинстве же случаев кристаллизуются эгирин-диопсиды с умеренным содержанием акмита [Островский, 1948; Jagi, 1958].

Во всех случаях для получения эгириновых пироксенов экспериментальным путем необходимым условием оказалось высокое содержание летучего компонента. При содержании  $\text{H}_2\text{O}$  в системе менее 2% даже при высоком окислительном потенциале кислорода и избытке  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  вместо эгирина из расплава кристаллизовался щелочной амфибол [Tuttle, Bowen, 1958].

Современные экспериментальные исследования [Островский, 1948, 1957; Tuttle, Bowen, 1958; Jagi, 1958; Александров, (1962), 1963; Сыромятников, Иванов, Макарова, 1962] показывают, что эгирины с достаточно высоким содержанием акмитового компонента могут кристаллизоваться из сложных силикатных систем при температурах ниже  $500-450^\circ$ , т. е. в гидротермальных условиях. Влияние давления на состав образующихся пироксенов не существенно, но рост температуры выше  $500^\circ$  вызывает кристаллизацию эгирин-диопсида или эгирин-авгита.

Конкретные моделирующие эксперименты с природными железистыми кварцитами, проведение которых преследовало цель воспроизвести процесс щелочного метасоматоза [Александров, (1962), 1963; Иванов, 1962а, б; Сыромятников, Иванов, Макарова, (1962)], выявили, что эгирины возникают при щелочном метасоматозе (принудительная фильтрация натрийсодержащего раствора) при температуре менее  $500-450^\circ$  и определенном рН раствора, насыщенного  $\text{SiO}_2$ . Более высокие температуры вызвали образование эгирин-диопсида, а не эгирина.

Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в пироксенах (эгирин-диопсидах или эгирин-авгитах) щелочных нефелиновых пород лежат в интервале  $700-800^\circ$ , но для пироксенов из совмещенных с ними метасоматических залежей температура гомогенизации первичных включений составляет всего  $550-400^\circ$ . Включения в эги-

ринах из типичных метасоматитов (эгиринов) не поддаются изучению, однако для сосуществующего с ними альбита определены температуры кристаллизации около  $420^{\circ}\text{C}$  с колебаниями от 580 до 360 [Бабенко, Гнатенко, Коваль, 1970].

Если сопоставить данные по составу, оптическим свойствам и условиям образования эгириносодержащих пироксенов, можно сделать следующий вывод. Состав пироксенов в такой степени зависит от условий образования, что может служить критерием для оценки температурных условий их образования. Содержание акмитового компонента, превышающее 80—90%, вполне определенно указывает на метасоматическое образование такого пироксена при температуре менее  $500^{\circ}$ , причем наиболее вероятный интервал температур  $450\text{—}350^{\circ}$ . Давление, соответствующее умеренным глубинам (менее 2500 бар), практического значения не имеет. Важным фактором является высокий окислительный потенциал кислорода, величина которого регулируется  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ .

### Амфиболы

Минералы данной группы представлены в метасоматитах несколькими разновидностями. Роль амфиболов в составе различных метасоматитов не одинакова, нередко они могут отсутствовать. Почти всегда они позволяют достаточно четко судить об условиях формирования содержащих их пород, так как к настоящему времени определены пределы устойчивости и параметры оптимальных физико-химических условий, благоприятных для образования амфиболов того или иного состава.

Все амфиболы, встречающиеся в метасоматитах и метасоматически измененных интрузивных породах, могут быть подразделены на кальциевые, натрово-кальциевые и натровые щелочные. В данном разделе рассматриваются обобщенные данные об амфиболох из щелочных метасоматитов, более подробные сведения о которых приводятся в ряде специальных работ [Половинкина, 1951, 1953; Кушев, 1960; Елисеев, Никольский, Кушев, 1964; Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965; и др.].

**Кальцево-натровые амфиболы.** В метасоматических породах, развивающихся за счет щелочных и нефелиновых сиенитов, амфиболы приобретают специфический состав, промежуточный между гастингитами (типичными для исходных пород) и арфведсонитами. В подвергшихся альбитизации щелочных и нефелиновых сиенитах гастингит с формулой  $\text{Ca}_2\text{Na}_1(\text{Fe}^{\prime\prime}, \text{Mg}_{0.5}\text{Fe}^{\prime\prime}_{0.5})_5 \times [\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}] (\text{OH}, \text{F})_2$  псевдоморфно замещается амфиболом типа  $\text{Na}_{1.5}\text{Ca}_{1.5}(\text{Fe}^{\prime\prime}, \text{Mg}_{2.5}[\text{Si}_7\text{Al}_1\text{O}_{22}] (\text{OH}, \text{F})_2$  в результате изоморфных превращений  $\text{Ca Fe}^{\prime\prime} \rightarrow \text{Na Fe}^{\prime\prime\prime}$ ,  $\text{CaAl} \rightarrow \text{NaSi}$  и др. Кроме изменения отношения  $\text{Si} : \text{Al} = 7 : 1$  вместо  $6 : 2$ , увеличивается количество Mg в группе Y, в которую начинает входить еще и  $\text{Al}^{\text{VI}}$ . В дальнейшем состав амфиболов меняется до соответствующего формулам  $\text{Na}_{2.5}\text{Ca}_{0.5}(\text{Fe}^{\prime\prime}, \text{Mg}, \text{Fe}^{\prime\prime\prime}, \text{Al})_5 [\text{Si}_{7.5}\text{Al}_{0.5}] (\text{OH}, \text{F})_2$  и, наконец,  $\text{Na}_{2.5}\text{Ca}_{0.5}(\text{Fe}^{\prime\prime}, \text{Mg}, \text{Fe}^{\prime\prime\prime}, \text{Al})_5 [\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH}, \text{F})_2$ .

Эти разновидности кальциево-натровых амфиболов отвечают эккерманиту, магний-арфведсониту и арфведсониту. Они встречаются в породах мариуполитовой группы и в некоторых контактово-реакционных метасоматитах, образующихся в достаточно высокотемпературных условиях. Специфической особенностью их состава является высокое содержание фтора, иногда полностью вытесняющего гидроксил в группе (ОН).

Более подробные сведения об амфиболах данного типа приводятся в специальном разделе монографии [Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965].

**Щелочные амфиболы.** В метасоматитах из зон региональных разломов щелочные амфиболы возникают как путем замещения амфиболов исходных пород, так и в виде новообразований.

В метасоматитах за счет щелочноземельных сиенитов амфиболы по составу и оптическим свойствам соответствуют родузиту, магний-рибекиту и рибекиту и развиваются как новообразования на месте разрушенных цветных минералов исходных пород.

При щелочном метасоматозе в толще пород формации железистых кварцитов щелочные амфиболы возникают преимущественно путем псевдоморфного замещения амфиболов куммингтонит-грюннеритовой руды, значительно реже путем новообразований в породах, не содержащих ранее этих минералов, или же в результате переотложения.

Щелочные амфиболы могут быть подразделены на четыре разновидности: рибекит, родузит, глаукофан, кроссит. Кроме того, устанавливаются переходные разновидности, возникающие на начальных стадиях замещения куммингтонитов. Все эти амфиболы укладываются в непрерывный ряд глаукофан—рибекит.

*Щелочные амфиболы начальных стадий замещения* по своим оптическим свойствам существенно отличаются как от куммингтонитов, так и от щелочных амфиболов. В них сохраняются достаточно высокое светопреломление и значительный угол погасания (угол  $N_g$  с  $[001] = 12 \div 20^\circ$ ); плоскость оптических осей параллельна второму пинакoidу, т. е. ориентировка такая же, как у куммингтонита. Двупреломление снижается по сравнению с куммингтонитами; при дальнейшем замещении ориентировка осей индикатрисы меняется: с  $[001]$  сближается ось  $N_p$ , тогда как двупреломление резко падает.

Изменение оптических свойств происходит в прямой зависимости от изменения состава; с увеличением содержания натрия в амфиболах заметно меняется соотношение окисного и закисного железа; содержание глинозема, магния и общего железа одинаково во всех случаях.

Весь последовательный процесс замещения куммингтонита магnezияльным рибекитом был воспроизведен экспериментально [Сырмаятников, Иванов, Макарова, 1962]. Применение водного раствора, содержащего катион Na и анионы  $CO_3$  и Cl, позволило установить, что при высоких давлении и температуре процесс метасоматического псевдоморфного замещения протекает в две последовательные стадии: куммингтонит замещается путем катионного обмена Na-кумингтонитом, который в свою очередь замещается магний-рибекитом.

*Рибекит* встречается в виде псевдоморфоз по куммингтониту с существенным содержанием грюнеритового компонента и образует неправильнозональные, пятнистые кристаллы, сравнительно редко имеющие однородное строение с характерной черно-синей окраской. В шлифах отмечается очень густая окраска и плеохроизм от густо-синего по  $N_p$  к фиолетовому или синевато-зеленому по  $N_m$  и желтоватому или буроватому по  $N_g$  со схемой абсорбции  $N_p > N_m > N_g$ . Рибекитам свойственны высокие показатели преломления ( $N_g$  колеблется в пределах 1,686—1,710;  $N_p = 1,682 \div 1,706$ ) и низкое двупреломление (порядка 0,004—0,005); ось  $N_p$  сближена с [001] и образует угол 2—5°. Сильная дисперсия показателей преломления при низком двупреломлении обуславливает аномальность интерференционной окраски и отсутствие полного погасания.

Встречаются также и крокидолитовые разновидности рибекита, слагающие тонковолокнистые, игольчатые агрегаты. По своим оптическим свойствам они аналогичны описанным выше крупнокристаллическим типам.

Химический состав рибекитов [Кушев, 1960, 1965] характеризуется соотношениями  $Fe^{2+} : Mg$  от 5 : 1 до 2 : 1 при отношении  $Fe^{2+} : Fe^{3+}$  от 1 : 1 до 2 : 1,5; количество щелочей достаточно высокое. Необходимо отметить, что состав щелочных амфиболов из разных районов очень сходен. Совершенно сходны по составу и свойствам рибекиты из зон щелочного метасоматоза в гранитоидах и щелочноземельных сиенитах.

*Родузит* по форме и характеру образуемых им кристаллов весьма сходен с рибекитом. Показатель преломления родузитов не поднимается выше 1,690, обычно составляет 1,680—1,670; двупреломление остается низким (0,004—0,007) и лишь иногда поднимается до 0,010—0,014. Окраска густая синих тонов, ориентировка осей индикатрисы такая же, как у рибекита, т. е. ось  $N_p$  сближена с [001]. Плеохроизм отчетливый по схеме  $N_p \geq N_m > N_g$ : синий, голубой или зеленовато-синий по  $N_p$ , фиолетовый или сине-фиолетовый по  $N_m$ , светло-, серо- или зеленовато-желтый по  $N_g$ . Дисперсия осей индикатрисы выражена очень отчетливо, в связи с чем наблюдаются и аномальные цвета интерференции.

Родузит значительно чаще рибекита образует крокидолитовые разновидности. По химическому составу родузиты [Кушев, 1960, 1965] отличаются от рибекитов отношением  $Mg : Fe^{2+}$ , колеблющимся от 2 : 1 до 6 : 1.

*Глаукофан* встречается значительно реже рибекитов и родузитов и появляется обычно в породах, богатых глиноземом. Он слагает агрегаты тонкоигольчатых, волокнистых кристаллов, нередко образующих сферолитовые сростания. Показатель преломления значительно ниже, чем у рибекита и даже родузита ( $N_g = 1,640 \div 1,650$ ;  $N_p = 1,623 \div 1,640$ ), тогда как двупреломление несколько выше (0,012—0,015). Наиболее характерное отличие глаукофана от рибекита и родузита заключается в иной ориентировке осей индикатрисы:  $N_g$  образует с [001] угол 5—10°, плоскость оптических осей параллельна второму пинакноиду, что обуславливает плеохроизм по прямой

схеме  $Ng > Nm > Np$ : темно-синий, густо-синий, ярко-голубой по  $Ng$ , фиолетовый, голубоватый, серо-фиолетовый по  $Nm$  и слегка желтоватый или бесцветный по  $Np$ . Химический состав глаукофанов [Кушев, 1960] характеризуется высоким содержанием глинозема, щелочей (натрия) и магния; количество железа среднее между его содержанием в родузитах и рибекитах.

*Кроссит* распространен в щелочных метасоматитах достаточно широко, возможно даже, что он встречается чаще всех остальных разновидностей щелочных амфиболов. Трудность точной его диагностики заключается в сходстве оптических свойств кросситов и родузитов, а поэтому полная определенность возможна лишь при наличии данных о химическом составе. Кроссит встречается в тех же минеральных ассоциациях, что и описанные выше амфиболы, причем образует кристаллы такого же облика и характера. Показатели преломления колеблются:  $Ng$  от 1,660 до 1,690 и  $Np$  от 1,650 до 1,680 при двупреломлении 0,006—0,010. Угол  $Ng$  с  $[001]$  составляет 3—8°, ориентировка осей индикатрисы такая же, как у глаукофана, однако обычно отличить кроссит от рибекита или родузита трудно, так как определение удлинения минерала затруднено крайне высокой дисперсией.

Состав щелочных амфиболов из некоторых метасоматитов в различных породах приведен в табл. 2.

*Условия образования щелочных амфиболов.* В соответствии со сводкой по породообразующим минералам [Дир, Хауи, Зусман, 1965], арфведсониты и эккерманиты до последнего времени рассматриваются как характерные минералы щелочных глубинных пород. Из числа амфиболов собственно щелочной группы единственным минералом, для которого принимается магматический генезис, считается рибекит, чаще всего встречающийся в рибекитовых гранитах. Каково же истинное генетическое положение щелочных амфиболов?

Не останавливаясь на опытах экспериментального и промышленного получения волокнистых амфиболов, подробные сведения о которых приведены в специальной сводке [Федосеев, Григорьева, Макарова, 1966], рассмотрим некоторые эксперименты, наиболее приближенные к условиям природного минералообразования.

Попытки экспериментального получения амфиболов с составом рибекит-родузита в пирогенных условиях окончились неудачей [Федосеев, Григорьева, Макарова, 1966]. Во всех случаях, даже при шихте строго стехиометрического рибекитового состава, кристаллизовались амфиболы типа арфведсонита или рихтерита. В гранитной системе амфиболы гастингситового типа сохраняли устойчивость при температуре выше 680° С в случае низкого содержания  $H_2O$  и высокого  $p_{H_2}$ . Для синтеза непрерывной серии твердых растворов рибекит—арфведсонит использовалась искусственная смесь при давлении до 2 кбар, но полученный амфибол [Ernst, 1962] отличается от известных в природе —  $(Na_{2,4}Fe_{0,6})(Fe_{4,3}^{''}Fe_{0,7}^{''})_5 Si_{7,7}Fe_{0,3}O_{22}(OH)_2$ . Полных аналогов природных щелочных амфиболов синтезировать не удалось.

## Щелочные амфиболы из некоторых метасоматитов в породах различного состава

Окислы	Арфведсониты		Рибекиты		Родузиты		Глукофан из альбитов по сланцам	Кросит из альбитов с карбонатом
	из марш-политов	из альбитов по гранитам	из альбитов по сланцам	из рибекитового сланца	из альбитов по гранитам	из амфиболового сланца		
SiO <sub>2</sub>	52,59	53,90	48,28	52,00	54,53	53,49	55,56	55,42
TiO <sub>2</sub>	0,91	1,88	3,91	0,28	0,55	0,15	0,53	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,64	2,32	0,73	—	0,24	—	8,48	4,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,62	7,08	14,23	13,99	14,00	18,22	9,37	11,04
FeO	11,80	10,09	16,98	19,27	7,20	8,60	9,63	5,26
MnO	0,60	0,12	0,53	—	0,16	0,02	—	—
MgO	9,32	11,80	3,69	4,60	11,37	10,14	6,83	11,71
CaO	2,41	2,92	2,26	0,70	2,79	0,40	0,88	1,34
Na <sub>2</sub> O	6,79	5,21	4,30	6,71	6,00	6,40	6,03	7,94
K <sub>2</sub> O	2,06	0,17	0,77	0,31	0,18	0,24	—	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,44	2,48	3,32	1,98	3,15	2,36	2,50	2,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,34	0,56	0,20	—	—	—	—	—
F	2,05	0,58	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,57	99,11	99,20	99,84	100,17	100,00	99,86	[99,99]

## Количества катионов, рассчитанные на 24 (ОН, F)

Si	8,00	7,79	7,67	7,97	7,91	7,99	7,91	7,90
Ti	0,10	0,21	0,46	0,03	0,06	0,01	0,05	0,03
Al	0,33	0,40	0,13	—	0,03	—	1,43	0,82
Fe <sup>'''</sup>	0,88	0,85	1,51	1,67	1,55	2,04	0,66	1,16
Fe <sup>''</sup>	1,50	1,22	2,29	2,45	0,37	1,16	1,50	0,62
Mn	0,08	0,02	0,06	—	0,02	—	—	—
Mg	2,12	2,54	0,33	1,04	2,47	2,26	1,45	2,47
Ca	0,56	0,45	0,33	0,12	0,44	0,06	0,12	0,20
Na	2,02	1,46	1,69	1,93	1,70	1,75	1,66	2,40
K	0,40	0,04	0,15	0,07	0,03	0,04	—	—
ОН	1,47	2,39	3,50	2,00	3,07	2,35	2,31	1,90
F	1,00	0,25	—	—	—	—	—	—

Геологические и петрографические исследования показывают, что арфведсониты и эккерманиты действительно развиваются в щелочных породах, но являются продуктами поздней метасоматической переработки. Такую же природу имеют многие амфиболы, описываемые как арфведсониты или переходные между гастингситом и арфведсонитом разновидности [de Keyser, 1966], которые содержатся в метасоматически измененных гранитоидах; такие амфиболы по составу ближе всего к рибекитам.

Волокнистые разновидности щелочных амфиболов (крокидолиты или «голубые асбесты»), в природных условиях чаще всего отвечающие составу рибекитов, известны во многих районах мира (Южная Африка, Боливия, хребет Хамерсли в Западной Австралии, Колорадо и Юта в США, Криворожье, Центральный Казахстан). В большинстве этих районов крокидолит приурочен к породам формации железистых кварцитов и образует залежи, возникающие в результате перекристаллизации рибекитовых амфиболов. Если судить по имеющимся описаниям [Sinclair, 1957; Peacock, 1928; Hall, 1930; Drysdall, Newton, 1960; Ahlfeld, 1943; Milton, Eugster, 1959; Du Toit, 1945], то все эти крокидолитовые залежи находятся в метасоматитах и сами являются продуктами щелочного метасоматоза [Половинкина, 1953; Куман, 1959; Кушев, 1960; Елисеев, Никольский, Кушев, 1961].

Наиболее удовлетворительная модель образования щелочных амфиболов — гидротермальный щелочной метасоматоз [Александров, 1963; Сыромятников, Иванов, Макарова, 1962; Иванов, 1962]. В отличие от пирогенных опытов с заменой гидроксила на F или Cl, которые дают сведения о кинетике процесса образования амфиболов, но не позволяют интерпретировать эти данные геологически, моделирование гидротермального процесса значительно восполняет этот пробел.

Щелочной амфибол развивался в природном магнетит-амфиболовом кварците при воздействии на него раствора  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (с добавлением NaCl для регулирования pH); ход процесса был прослежен при давлении от 500 до 2500 атм и температурах от 200 до 800° С (Александров, 1959, 1963). Щелочной амфибол преимущественно развивался при температуре более 560° С и давлении выше 1000 атм, в интервале 560—300° С одновременно с амфиболом, а иногда даже вытесняя его, кристаллизовался эгирин. При температуре ниже 300° С вновь преимущественное развитие приобретал щелочной амфибол, но уже в виде тонких волокон, а не псевдоморфоз по куммингтониту. В проведенных опытах были получены амфиболы, соответствующие по составу природным рибекитам-родузитам.

Интервал температур и давлений, благоприятных для образования щелочных амфиболов, который намечается по данным экспериментов, подтверждается и уточняется результатами термобарометрии. Температуры гомогенизации включений в кальциево-натровых амфиболах попадают в интервал 600—700° С. Средние температуры образования призматических щелочных амфиболов 420, а волокнистых — 360—320° С при давлении на жидкую фазу 1200—2500 атм [Бабенко, Гнатенко, Коваль, 1970].

Приведенные данные о химизме, свойствах и условиях образования амфиболов могут быть сведены к следующим положениям.

1. Амфиболы гастингситового ряда (кальциевые амфиболы) возникали скорее всего при кристаллизации из расплавов ( $T > 560 \div 600^\circ \text{C}$ ). В дальнейшем они могли претерпевать изменения состава и перекристаллизовываться.

2. Амфиболы ряда арфведсонит—эккерманит возникали, очевидно, путем кристаллизации из высокотемпературных растворов

с участием богатой фтором газовой фазы. Температура при их образовании, по-видимому, была ниже  $600^{\circ}\text{C}$ , давление не могло быть высоким.

3. Амфиболы серии рибекит—глаукофан могли возникать в широком диапазоне  $T$  и  $p$ . Псевдоморфное замещение куммингтонитов щелочными разновидностями происходило при  $300 < T < 500^{\circ}\text{C}$ . Волокнистые разновидности рибекитового или родузитового состава возникали, вероятно, при  $T < 350 \div 300^{\circ}\text{C}$ . Давление во всех случаях могло варьировать, но наиболее вероятен интервал давлений  $500-1000 \text{ ат}$ .

4. Образование амфиболов ряда рибекит—родузит—глаукофан возможно при повышенном давлении  $\text{H}_2$  и величине рН около 7, умеренном содержании натрия в растворах и низком содержании кремнезема. Повышение содержания кремнезема в растворе подавляет кристаллизацию амфибола и способствует образованию эгирина.

5. Повышение потенциала кислорода подавляет кристаллизацию амфиболов ряда рибекит—родузит, что связано с переходом железа в окисную форму. Коэффициент окисления  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$  в рибекитах равен 0,5; в родузитах 0,5—0,7; в кросситах 0,7—0,85; при более высоком его значении (0,75—1,00) кристаллизуются либо эгирин, либо амфибол, приближающийся по составу к чистому родузиту, что практически не наблюдается.

Таким образом, по составу амфиболов можно с определенной вероятностью судить о температурных и иных физико-химических условиях образования пород, содержащих эти минералы, а именно о восстановительных или окислительных условиях, концентрации натрия в растворах, величине рН, содержании кремнезема в метасоматических реагентах. Морфологические особенности амфиболов указывают на скорость кристаллизации и температуру образования.

## Слюды

В породах метасоматических зон слюды играют важную роль как породообразующие минералы. Они весьма разнообразны в метасоматитах разного типа и отличаются по химизму, оптическим свойствам и условиям образования. Среди слюд выделяются биотиты, флогопиты, светлые слюды типа мусковита, низкоглиноземистые магнезиально-железистые слюды, гидрослюды.

*Биотиты.* В метасоматитах, образующихся за счет биотитсодержащих пород (гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов), может в каком-либо количестве сохраняться биотит исходных пород. Однако чаще всего слюда подвергается преобразованиям — перекристаллизовывается с изменением состава или замещается другими минералами (гидрослюдами, хлоритом или пироксеном, щелочным амфиболом).

Биотиты в метасоматитах, образующихся в толще гнейсов и гранитогнейсов, не дают сколько-нибудь определенных сведений об условиях образования пород. По химическому составу и оптическим

свойствам они мало отличаются от биотитов, образующихся в условиях амфиболитовой фации.

*Флогопиты.* Устанавливаются в некоторых метасоматитах на участках замещения основных пород.

Сходные по химизму слюды образуются в контактах маломощных зон метасоматитов, развивающихся среди гнейсов и сиенитов. Отличительная черта этих слюд, относимых к флогопитовой группе, заключается в обратной, по сравнению с обычной для биотитов, схеме плеохроизма: коричневато-желтый цвет по  $Np$  (перпендикулярно к удлинению пластинчатых кристаллов), почти бесцветный по  $Ng$  (по направлению спайности). Такое изменение схемы плеохроизма связано с вхождением в тетраэдры  $Fe'''$  вместо  $Al$ .

*Мусковиты.* В метасоматитах, развивающихся за счет гранитов (альбититах, альбитизированных гранитах и пегматитах и некоторых других), нередко присутствуют мусковиты. При петрографических и минералогических исследованиях выявлено, что они могут кристаллизоваться, либо замещая биотит исходных гранитоидов, либо как новообразования (без видимого псевдоморфизма). В обоих случаях возможны их дальнейшая перекристаллизация или переотложение.

*Магнезиально-железистые низкоглиноземистые слюды.* Встречены только в богатых железом породах (железистых роговиках и сланцах), т. е. в породах с очень низким содержанием глинозема. В магнетитовых кварцитах и магнетит-амфиболовых сланцах они замещают амфибол типа куммингтонит-грюнерита и окружают зерна магнетита. Одновременно куммингтонит может замещаться щелочным амфиболом; здесь же появляется эгирин-диопсид. Чаще других отмечаются слюды с низким содержанием глинозема; слюды, почти лишенные его, встречаются довольно редко — в магнетитовых кварцитах в ассоциации с эгирин-диопсидом.

Химический состав и оптические свойства слюд изучались специально [Кушев, 1964; Кушев, Павлишин, 1964]. При этом выяснилось, что в отличие от биотитов они содержат очень мало  $Al$ , место которого занимает  $Fe'''$ , как это видно из формулы  $K_{0,86}(Ca, Na)_{0,11} \times (Mg_{1,64} Fe''_{1,36})_{3,0}(OH)_2 [Si_{3,15} Fe'''_{0,80} Al_{0,05} O_{10}]$ .

Низкоглиноземистые слюды и биотиты оказались изоструктурными, но большое количество  $Fe'''$  в четверной координации резко влияет на их оптические и физические свойства. Так, для них характерна совершенная, а не весьма совершенная спайность по (001). Менее совершенная спайность проявлена по (010) и (110) перпендикулярно к (001). Ось  $Np$  почти строго перпендикулярна к (001), а  $Ng$  и  $Nm$  лежат в этой плоскости. Минерал слабо двуосен, угол оптических осей изменяется в пределах 2—6°. Погасание почти прямое, но его нельзя назвать ситовидным, как у биотитов. Слюды обладают плеохроизмом — меняется не только интенсивность окраски, но и ее оттенок, причем схема плеохроизма обратная ( $Np \gg Nm \approx Ng$ ); от темного красно-коричневого, красно-бурого, коричневато-красного, буро-зеленого или черного по  $Np$  до коричнево-желтого, красновато-желтого или грязно-зеленого и желтовато-красного по  $Ng$ . Показатели преломления ( $Ng = 1,679 \div 1,718$ ;  $Np = 0,534 \div 0,670$ ) выше

у разновидностей с более густой зеленовато-бурой окраской и плеохроизмом в зеленовато-желтых тонах. Величина их определяется количеством  $Fe^{III}$  в четверной координации и общим содержанием железа в минерале. Двупреломление меняется мало и обычно несколько ниже, чем у биотитов (0,040—0,045).

Моделирование [Александров, 1963; Иванов, 1962б] показывает, что в присутствии или при привносе калия, но при бедности пород глиноземом или отсутствии его кристаллизация полевых шпатов невозможна, и, очевидно, калий может связываться в железистой слюде. Образованию слюд должна способствовать среда с достаточно высоким парциальным  $p_{H_2}$  [Верес, Меренкова, Островский, 1955; Островский, 1957].

В опытах И. А. Островского железистые слюды кристаллизовались без плавления в результате реакции между твердой и жидкой фазами при температурах 580—590° С,  $p_{общ} = 750 \text{ ат}$  и  $p_{H_2O} = 125 \text{ ат}$ , а из стехиометрической смеси — при 740° С и  $p_{H_2O} = 1160 \text{ ат}$  без примеси  $H_2$ .

Магнезиально-железистая низкоглиноземистая слюда из Криворожья, по-видимому, является единственным пока известным природным аналогом чисто железистой слюды, полученной экспериментально. Однако можно полагать, что образование подобных магнезиально-железистых слюд вообще характерно для железистых пород, изначально бедных  $Al_2O_3$  и подвергающихся щелочным преобразованиям в процессе метасоматоза. Если при этом были достаточно высоки потенциалы и  $K_2O$ , и  $Na_2O$ , то, вероятно, одновременно со слюдами могли кристаллизоваться и натриевые силикаты — эгирин, а при повышении  $p_{H_2}$  щелочной амфибол. Интервалы температур и давлений, благоприятные для образования железистых низкоглиноземистых слюд, эгирина (эгирин-диопсида) и щелочного амфибола (почти не содержащего Al) близки.

*Гидрослюды.* По оптическим свойствам гидрослюды отличаются от биотитов менее интенсивной окраской, меньшим свето- и двулучепреломлением, химическим составом. Содержание глинозема в них достаточно высокое, гидроксильная группа значительно больше 2, наряду с калием присутствует натрий, который иногда даже преобладает.

Гидрослюды особенно широко распространены в метасоматитах в толще пород формации железистых кварцитов. Различия в химическом составе гидрослюд, возможно, обусловлены тем, что они развиваются при замещении разных минералов — биотитов, амфиболов, граната, эгирина. В то же время они нередко образуются в участках, где щелочной метасоматоз не проявился, и это дает основание предполагать, что гидрослюды могут выступать как диафоритовые минералы вне связи со щелочными преобразованиями.

Суммируя данные о химизме и условиях образования слюд, можно сказать, что наличие в метасоматитах биотитов, флогопитов и мусковитов свидетельствует не об условиях образования пород, в которых они содержатся, а только о характере пород, за счет которых возникли метасоматиты. Специфическими минералами щелочных

метасоматитов являются гидрослюды и своеобразные железо-магнезиальные низкоглиноземистые биотитоподобные слюды. Последние кристаллизуются при метасоматозе не только в породах, богатых железом, но и в породах, содержащих глинозем (хотя и реже), что свидетельствует о специфических условиях вне зависимости от состава замещаемых пород.

### Полевые шпаты

Полевые шпаты в метасоматитах, являясь одним из ведущих породообразующих минералов, в значительной мере помогают выяснить историю формирования пород. В некоторых случаях они дают возможность определить способ образования пород и особенности процесса их кристаллизации. Это справедливо в отношении как существенно калиевого полевого шпата, так и альбита. Роль этого или иного щелочного полевого шпата неодинакова и зависит от типа метасоматитов.

**Плагиоклазы.** В метасоматитах плагиоклазы представлены альбит-олигоклазом, олигоклазом или же, чаще всего, почти чистым альбитом.

*Альбит-олигоклаз или олигоклаз* являются главными породообразующими минералами гнейсов-метасоматитов и олигоклазитов. Они развиваются в виде идиобластических короткопризматических кристаллов, слагающих до 95% объема породы.

При альбитизации в гнейсах, гранитоидах и сиенитах средний плагиоклаз этих исходных пород замещается более кислым. Образующийся альбит-олигоклаз представляет собой псевдоморфозы по более основному плагиоклазу, имеющие нередко реликтивно-зональное строение. По-видимому, первоначально он возникал путем катионного обмена с последующей регенерацией и разрастанием зерен.

*Альбит* в метасоматитах может быть подразделен на несколько морфогенетических разновидностей и играет неодинаковую роль в зависимости от того, в каких породах или, точнее, за счет каких пород образуются метасоматиты.

В метасоматитах по гранитоидным породам и сиенитам альбит начинает развиваться с лейстовых пертитовых вростков в существенно калиевом полевоом шпате. Такой плагиоклаз имеет иное происхождение, чем в исходных породах, и может быть отнесен к самостоятельной генерации, так как установлено его более позднее происхождение по сравнению с содержащим его калиевым полевым шпатом. Образование лейстовых пертитов связано с процессом общего метасоматического изменения и перекристаллизации, в результате которой может возникать и переотложенный альбит, слагающий отдельные участки, иногда жилки. Кроме того, образуются псевдоморфозы альбита по существенно калиевому полевоому шпату (шахматный альбит) и отдельные призматические кристаллы без правильных конечных граней. В более крупных кристаллах наблюдается полисинтетическое двойникование по альбитовому закону. По оптическим свойствам минерал во всех случаях отвечает почти чистому альбиту с минимальным (не

выше 5%) количеством анортитового компонента и незначительной примесью ортоклаза, как это видно из приводимых кристаллохимических формул, которые прекрасно укладываются в теоретические: анализ 1



анализ 2



В метасоматитах (преимущественно в альбититах и реже в альбитосодержащих породах), развивающихся в породах формации железистых кварцитов, устанавливаются три главные морфогенетические разновидности альбита [Елисеев, Никольский, Кушев, 1961; Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965; Елисеев, Кушев, Сяницын, 1970]: 1) сахаровиднозернистый, 2) широкопластинчатый и 3) удлиненно-призматический или лейстовый.

Сахаровидный или аллотриоморфнозернистый альбит образует мелкие изометричные зерна со слабо выраженным полисинтетическим двойникованием и реже шахматным строением. Он развивается в полосчатых сланцах при замещении карбонатных пород и кварцевых прослоев с роговиковой структурой.

Широкопластинчатый альбит слагает сравнительно крупные зерна нередко с правильными полисинтетическими двойниками преимущественно по альбитовому закону.

Третья разновидность — альбит, образующий удлиненно-призматические зерна, как правило, без хороших кристаллографических форм и двойникования; если же двойники встречаются, то они имеют либо простое, либо тонкополисинтетическое строение. Нередко зерна его срastaются в сноповидные, сферолитовые, лучистые и веерообразные агрегаты, располагающиеся то беспорядочно (в породах со слабо выраженной направленностью текстуры), то закономерно (в породах сланцеватых и полосчатых, где сланцеватость оказывает, очевидно, определенное ориентирующее влияние на расположение растущих зерен).

Измерение наиболее хорошо выраженных альбитовых двойников, а также определение показателей преломления ( $N_g = 1,532 \div 1,541$ ;  $N_r = 1,527 \div 1,532$ ) иммерсионным методом показывает, что минерал по своим оптическим свойствам соответствует альбиту с содержанием анортитового компонента не более 5%. Значительная чистота минерала подтверждается и химическими анализами альбитов [Елисеев, Никольский, Кушев, 1961], причем наименьшее количество примесей отмечается в альбитах, подвергшихся перекристаллизации в ходе метасоматоза. Перекристаллизация способствовала очищению его кристаллов от обычных включений тонких иголочек эгирина, щелочного амфибола, гематитовой пыли и т. д.

К а л и е в ы е п о л е в ы е ш п а т ы. Полевые шпаты данной группы различаются по составу (отношению Ab : Or) и морфологии в зависимости от способа образования их самих и заключающих их пород.

В подвергающихся метасоматическому изменению породах (щелочных сиенитах, гранитоидах и др.) присутствует калинатровый полевой шпат пертитового строения (от крипто-пертитов распада до пертитов сегрегации, замещения и метасоматического роста), образующий идиоморфные или субидиоморфные кристаллы (первая генерация), антипертитовые вроски в плагиоклазе и, наконец, присутствующий в мелких, изометричных зернах микроклин, лишенный пертитовых вросков (вторая генерация). Калинатровый полевой шпат обоих типов относится к кристторешетчатым максимальным микроклинам [Марфунин, 1962] с  $-2V = 80 \div 85^\circ$ , с очень небольшими отклонениями от моноклиной ориентировки. Степень упорядоченности не имеет связи с количеством пертитовых вросков, и, по-видимому, перекристаллизация с разделением на индивидуализированные выделения микроклина (второй генерации) и альбита происходила без нарушения состояния порядок—беспорядок. Однако сам процесс пертитизации, очевидно, протекал параллельно с упорядочением структуры. В ряде случаев определены более существенные отклонения от моноклиной оптической ориентировки, что немедленно отражается и на угле  $-2V$ , падающем до  $60^\circ$ . Различать калинатровые полевые шпаты отмеченных пород удается только на основании их морфологических особенностей и по количеству пертитовых вросков, так как по степени упорядоченности они все одинаковы. Наблюдения показывают, что первоначально, вероятно, возникал гомогенный калинатровый полевой шпат, и только впоследствии происходило разделение калиевой и натровой фаз с обособлением последней сначала в виде пертитов различной структуры, а затем и в виде самостоятельных выделений. Если рассматривать состав калинатрового полевого шпата в породах разного происхождения, то выявляется закономерная зависимость. Максимальное количество натрия ( $Ab_{40} Or_{60}$ ) содержит микроклин исходных пород:  $K_{0,602}Na_{0,398} (Fe_{0,013}'''' Al_{1,005} Si_{2,982}) \times O_{8,0}$ . Микроклин, сохраняющийся в интенсивно альбитизированных породах в виде изометричных зерен, часто со следами регенерации, обычно не содержит пертитовых вросков. Примесь альбита в нем минимальная:  $K_{0,834}Na_{0,139} (Fe_{0,015}'''' Al_{1,012} Si_{2,982} O_{8,0})$ , т. е. он имеет состав  $Or_{86}Ab_{14}$ .

Условия образования полевых шпатов определялись многими исследователями [Дир, Хауи, Зусман, 1965; Tuttle, Bowen, 1958]. Наиболее интересными из проведенных экспериментальных исследований являются, очевидно, опыты по моделированию щелочного метасоматоза [Иванов, 1962], доказавшие возможность образования и альбита, и калиевого полевого шпата в динамических гидротермальных условиях. Согласно этим опытам, в гидротермальных условиях альбит возникает в широком диапазоне давлений при температуре ниже  $500^\circ$ . Существенно калиевый полевой шпат кристаллизуется при температуре выше  $500-550^\circ$ . В опытах кристаллизация полевых шпатов происходила при воздействии углекислых натрийсодержащих растворов на природный слюдяной сланец, при этом калий поступал в раствор в результате замещения или разрушения слюды.

## Минералы группы эпидота — клиноцоизита

Эпидот, или эпидот-клиноцоизит, встречается во многих метасоматитах, развивающихся за счет богатых кальцием глиноземсодержащих пород — гнейсов, гранитоидов и др. Они образуются при разрушении или в результате прямого замещения минералов исходных пород (плагноклаза, пироксенов, амфиболов, биотита) одновременно с формированием существенно альбитовых метасоматитов, в которых присутствуют в виде вкрапленных короткопризматических зерен, скоплений и сростаний призматических кристаллов разного типа. Встречаются мономинеральные эпидозиты, слагающие линзы и жилки.

Оптические свойства минералов данной группы не имеют четко выраженной зависимости от их химического состава. Устанавливается лишь влияние отношения  $Fe^{2+}/Al$  и содержания  $Fe^{2+}$  и Mn, однако характер этой зависимости не выявлен, что затрудняется, в частности, неоднородностями и зональностью строения кристаллов. Некоторую информацию об условиях образования эпидот-клиноцоизитов дает их химический состав, хотя экспериментально эти условия определены недостаточно точно.

Попытки синтезировать эпидот из окислов первоначально окончились неудачей [Ehlers, 1953]. Эпидот, не содержащий железа, в этих экспериментах синтезировать не удается, что, по-видимому, связано с устойчивостью гексагонального  $CaAl_2Si_2O_8$  как метастабильной фазы в водной среде вследствие небольших скоростей реакции при низких температурах. Синтез эпидота из окислов удалось осуществить при 20 000 бар и 800° С [Coes, 1955], но эти условия очень сильно отличаются от допускаемых для природных процессов. Предполагается, что в естественных породах кристаллизация эпидота облегчается благодаря парным реакциям типа анортит + пироксен + вода или эпидот + хлорит + кварц.

Нижний температурный предел кристаллизации минералов эпидот-клиноцоизитовой серии [Stringham, 1952] примерно составляет 300° С. Верхний предел помещают [Ramberg, 1949; Rosenquist, 1952] между 400 и 500° С. Образованию эпидота вместо основного плагноклаза способствует увеличение активности  $Fe^{2+}$  по сравнению с Al. Считается [Miyashiro, Seki, 1958], что в состав эпидотов, образовавшихся при низкой температуре, может войти не более 33% железистой составляющей, а широкий предел замещений  $Al \rightleftharpoons Fe^{2+}$  характеризует эпидоты, кристаллизовавшиеся при высоких температурах.

Эпидот-клиноцоизит является типичным минералом метаморфических пород низких ступеней метаморфизма, а также возникает в процессе диафореза и при низкотемпературном кальциевом метасоматозе. В гранитоидах при подобном процессе эпидот замещает цветные минералы (амфиболы, биотит) и полевые шпаты, причем конечным продуктом часто является кварц-эпидотовая ассоциация. Кристаллизация эпидота-клиноцоизита может рассматриваться как следствие роста активности (ОН) и  $Fe^{2+}$ .

Развитие эпидота на участках проявления щелочного метасоматоза связано, очевидно, с выносом Ca и Fe из зон щелочного

преобразования. Как правило, эпидот фиксируется в системах поздних трещин, в blastsмилонитах и катаклазитах (эпидозиты, кварцевые эпидозиты), но нередко образует межзерновую рассеянную или равномерно распределенную вкрапленность, цепочки зерен, гнезда. Участки эпидотизации либо располагаются выше зон собственно щелочного минералообразования, либо накладываются на уже сформированные щелочные метасоматиты при отступлении фронта щелочных преобразований.

Эпидот отсутствует в метасоматитах за счет железистых кварцитов, обладающих очень низким содержанием кальция, где вместо него кристаллизовались иные минералы, в частности эгирин. Интервалы условий  $T$  и  $p$ , благоприятных для образования эпидота и эгирина в ходе метасоматоза, очень близки. Соотношения относительных содержаний и активностей Са и Fe являются факторами, определяющими в присутствии Al образование либо эпидота, либо эгирина.

## Карбонаты

Карбонаты являются постоянным спутником щелочных минералов метасоматитов, иногда приобретают значение породообразующих. В некоторых случаях процесс метасоматоза правильнее даже называть щелочно-карбонатным, выделяя стадию отложения карбонатов, так как анион  $\text{CO}_3$  в гидротермальных растворах является ведущим.

Наиболее разнообразны по составу метасоматические карбонаты из карбонат-магнетит-гематитовых руд, ассоциирующихся со щелочными метасоматитами в породах формации железистых кварцитов. Среди них диагностируются доломит, анкерит, сидерит, реже встречаются брейнерит, кальцит, арагонит.

Кальцит, сидерит и доломит установлены также в щелочных метасоматитах, развивающихся за счет щелочных нефелиновых пород, гранитоидов, сиенитов. Количественная их роль обычно невелика, но в некоторых зонах карбонаты становятся породообразующими. Помимо генетического значения наибольший практический интерес представляет собой редкоземельный карбонат — паризит. Для метасоматитов каждого района возможен непрерывный ряд карбонатов различного состава. Поэтому для точной диагностики минерала в конкретных участках необходимо определение показателя преломления  $N_p$  и оптического знака (редкоземельный карбонат положителен).

Появление карбонатов в метасоматитах позволяет выделять определенную стадию формирования пород, характеризующуюся конкретными значениями рН. Изменение температуры и давления вызывает соответствующее изменение кислотности—щелочности растворов, так как влияет на содержание  $\text{CO}_2$ . Осаждение карбонатов может быть связано с ростом концентрации ионов  $\text{CO}_3^{2-}$ , а падение последней может вызвать их растворение.

Повышение кислотности может приводить к уменьшению содержаний  $\text{CO}_2$ , выделяющейся в виде газовой фазы. При постоянном дав-

лении газовой фазы аналогичное изменение кислотности приводит к иному соотношению различных карбонатных ионов, например



Влияние режима  $\text{CO}_2$  на величину рН имеет важное значение, так как этим в значительной мере определяется поведение рудных элементов, в частности устойчивость или выпадение урана из углекислых растворов. Этот вопрос будет рассмотрен подробнее в другом разделе.

### Выводы

Состав и свойства типоморфных минералов щелочных метасоматитов являются индикаторами условий их образования.

Пироксены с содержанием акмита 60—90% указывают на образование пород при температурах ниже  $500^\circ$ ; наиболее вероятен интервал  $450\text{—}350^\circ$ . Эгирины магматических пород, в отличие от метасоматических, содержат менее 40% акмита.

Щелочные амфиболы серии кроссит—рибекит—родузит—глаукофан возникают в широком интервале температур. Более магнезиальные по составу и призматические по форме разновидности типичны для более высоких ( $500\text{—}400^\circ\text{C}$ ), а тонкопризматические и волокнистые, с рибекитовым уклоном—для более низких температур (менее  $350^\circ\text{C}$ ).

В типичных метасоматитах отмечаются преимущественно гидрослюда с низкими содержаниями калия. В качестве специфического минерала высокотемпературных метасоматитов выступает низкоглиноземистая магнезиально-железистая слюда.

Присутствие в породах альбита (№ 1—5) свидетельствует об их метасоматическом образовании при температурах от  $500\text{—}450$  до  $200^\circ\text{C}$ . Количество примесей снижается с падением температур, одновременно меняется морфология кристаллов, но последняя зависит еще и от скорости роста.

Чисто калиевый полевой шпат возникает при температурах менее  $500^\circ\text{C}$ ; появление калинатрового полевого шпата свидетельствует о температуре кристаллизации более  $540^\circ\text{C}$ , с ростом которой увеличивается содержание альбита в твердом растворе.

Минералы группы эпидота—клиноцоизита указывают на температурный интервал  $450\text{—}300^\circ\text{C}$ ; содержание железистой составляющей при минимальных температурах достигает 33%; при щелочном (натровом) метасоматозе эпидот-клиноцоизит возникает в случае высокой активности железа и кальция. Интервал благоприятных температур перекрывается с полем эгирина.

Из числа карбонатов для щелочных метасоматитов типичны средние и низкотемпературные разновидности — доломит, анкерит, сидерит, паризит; наряду с ними возникает кальцит (арагонит).

## АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

При изучении щелочных метасоматитов возникает ряд вопросов, касающихся физико-химического равновесия при их формировании. Одними из главных являются вопросы о причинах разнообразия минерального и химического составов метасоматитов, о метасоматической зональности, о взаимоотношениях между главными типоморфными минералами метасоматитов и последовательности их образования, о роли метасоматической дифференциации, о причинах наложения одних видов метасоматитов на другие, о режиме кислотности—щелочности и влиянии величины потенциалов щелочей на ход минералообразования, о соотношении процессов магматической и метасоматической кристаллизации.

Особенно важным при изучении метасоматитов является определение последовательности минералообразования, которая часто не может быть выявлена однозначно с применением только петрографических и минералогических методов. В этих случаях парагенетический анализ дает возможность решения поставленной задачи путем построения теоретической модели процесса. Это позволяет в свою очередь исправить установленный эмпирически порядок образования минералов, оценить физико-химические параметры условий, благоприятных для течения процесса щелочного метасоматоза.

#### Диаграмма парагенезисов для натровых метасоматитов в щелочноземельных сиенитах

Преобразования пород, определяющие зональность в участках метасоматоза среди щелочноземельных сиенитов (как это было установлено при петрографических и минералогических исследованиях), протекали в такой последовательности: развитие альбита и разрушение цветных минералов исходных пород → развитие альбита, бесцветной слюды, новой генерации калиевого полевого шпата и щелочного амфибола → образование эгирина, сопровождаемое замещением и перекристаллизацией щелочного амфибола (альбит и калиевый полевой шпат новой генерации при этом устойчивы) → (карбонатизация) → → перекристаллизация и перерождение щелочных минералов. Эти изменения, очевидно, соответствуют последовательности возникновения минералов в каждом элементарном участке породы. Причины зональности на основании петрографических наблюдений выяснить не удастся, так как не ясно, какими факторами определяется такая последовательность минералообразования.

В большинстве метасоматитов присутствуют 2—3 минерала одновременно из числа следующих: кварц, альбит, микроклин, слабоокрашенная слюда флогопитового ряда, рибекит, эгирин. Кроме этих шести минералов в метасоматитах в разном количестве присутствуют флюорит, карбонат (ряда кальцит—паризит—сидерит), магнетит, сфен, апатит.

Для построения диаграммы парагенезисов было принято, что все минеральные ассоциации могут быть выражены шестью минералами, составы которых предполагаются постоянными, и общее число фаз равно 6. Карбонаты и флюорит рассматриваются как вполне подвижные, магнетит как избыточный минерал, апатит, сфен как акцессорные. Это позволяет определить виртуальные инертные компоненты  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$ ; избыточные инертные компоненты  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; обособленные инертные компоненты  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{TR}_2\text{O}_3$  и т. д. Виртуальными вполне подвижными компонентами в данном случае являются  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Постоянные внешние факторы равновесия в данном процессе:  $T$ ,  $\mu\text{H}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{CO}_2$ ,  $\mu\text{F}$ ,  $\mu\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\mu\text{CaO}$ ; изменения происходят при постоянном объеме, что и определяет спорадическое появление флюорита, карбонатов.

Вся система из шести минералов ( $\phi = 6$ );  $k_i = 3$ , следовательно  $n = k_i + 2 - \phi = -1$ ; она должна изображаться в виде мульти-системы из 6 нонвариантных пучков (пятиминеральные ассоциации). Линии моновариантных равновесий отвечают четырехминеральным ассоциациям, поля — трехминеральным. Возможные моновариантные реакции и углы их наклона приведены в табл. 3.

Обозначение нонвариантных пучков и линии моновариантных равновесий обозначаются в соответствии с принятым методом [Коржинский, 1957].

Мультисистема (рис. 29) состоит из шести нонвариантных пучков. В их числе один пучок [Mi] является метастабильным, два других — кратные, возникшие при совмещении вырожденных пучков [Rib] = [Flog] с линией [Flog, Mi] — [Rib, Mi]. Это пример кратной не-трансформируемой линии [Коржинский, 1957]. Одна из особенностей рассматриваемой системы заключается в том, что точка пучка [Ab] оказывается бесконечно удаленной и линии моновариантных равновесий [(Aeg, Ab), (Mi, Ab), (Flog, Ab), (Rib, Ab), (Qu, Ab)] являются прямолинейными, параллельными оси  $\mu\text{K}_2\text{O}$ . По-видимому, это получилось потому, что при выводе диаграммы для упрощения расчетов были приняты постоянные и несколько идеализированные составы минералов, в частности для микроклина ( $\text{Or}_{100}$ ), тогда как реально его состав меняется от  $\text{Or}_{85}\text{Ab}_{15}$  до  $\text{Or}_{90}\text{An}_5\text{Ab}_5$ .

Диаграмма поделена линиями моновариантных равновесий на 8 дивариантных полей, для которых характерны трехминеральные ассоциации.

Поле I:  $\text{Qu} + \text{Flog} + \text{Mi} (\pm \text{Rib})$ ; возможные устойчивые ассоциации  $\text{Qu} + \text{Flog}$ ,  $\text{Qu} + \text{Mi} + \text{Flog}$ .

Поле II:  $\text{Qu} + \text{Flog} + \text{Ab} (\pm \text{Rib})$ ; возможные трехминеральные ассоциации  $\text{Qu} + \text{Flog} + \text{Ab}$ ,  $\text{Qu} + \text{Rib} + \text{Flog}$ .

Поля I и II связаны переходной реакцией  $\text{Mi} + 0,5\text{Na}_2\text{O} \rightarrow \text{Ab} + 0,5\text{K}_2\text{O}$ .

Поле III:  $\text{Qu} + \text{Mi} + \text{Rib}$ ; переходная реакция от поля I к полю III отражает условия щелочности, а именно постоянство  $\mu\text{K}_2\text{O}$  и увеличение  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ , что возможно при повышении содержания  $\text{Na}_2\text{O}$ . Возможная устойчивая ассоциация, кроме приведенной, —  $\text{Rib} + \text{Mi} + \text{Flog}$ .

## Реакции линий моновариантных равновесий

Инвариантные пучки	Моновариантные равновесия	$\lg \alpha = \frac{\Delta Na_2O}{\Delta K_2O}$
[Aeg]	$\begin{aligned} (Ab) \quad & 3Flog + 16Qu + 0,5Fe_2O_3 + (2Na_2O) = 3Mi + 2Rib + (H_2O) \\ (Mi) \quad & 3Flog + 16Qu + 0,5Fe_2O_3 + (3,5Na_2O) = 3Ab + 2Rib + (H_2O) + (1,5K_2O) \\ (Qu) \quad & \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \\ (Flog) \quad & \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \\ (Rib) \quad & \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \end{aligned}$ $Mi + (0,5Na_2O) = Ab + (0,5K_2O)$	$\begin{aligned} & \infty \\ & 7/3 \\ & 1 \end{aligned}$
[Qu]	$\begin{aligned} (Ab) \quad & 3Mi + 2Rib + 3,5Fe_2O_3 + (H_2O) + (2Na_2O) = 3Flog + 8Aeg \\ (Mi) \quad & 3Ab + 2Rib + (H_2O) + (0,5Na_2O) + (1,5K_2O) = 3Flog + 8Aeg \\ (Aeg) \quad & \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \\ (Flog) \quad & \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \\ (Rib) \quad & \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \end{aligned}$ $Mi + (0,5Na_2O) = Ab + (0,5K_2O)$	$\begin{aligned} & \infty \\ & -1/3 \\ & 1 \end{aligned}$
[Mi]	$\begin{aligned} (Aeg) \quad & 3Flog + 16Qu + 1,5Fe_2O_3 + (3,5Na_2O) = 3Ab + 2Rib + (H_2O) + (1,5K_2O) \\ (Qu) \quad & 3Ab + 2Rib + (2H_2O) + (0,5Na_2O) + (1,5K_2O) = 3Flog + 8Aeg \\ (Ab) \quad & \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \\ (Flog) \quad & \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \\ (Rib) \quad & \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \end{aligned}$ $4Qu + (Na_2O) + Fe_2O_3 = 2Aeg$	$\begin{aligned} & 7/3 \\ & -1/3 \\ & \infty \end{aligned}$

Поле IV отделено от поля III очень важной линией равновесия  $Ab \rightarrow Mi$ , которой определяется переход от микроклиновых парагенезисов к альбитовым; с полем II оно связано реакцией  $Qu + Flog \rightarrow Ab + Mi$ . Устойчивые ассоциации этого поля  $Qu + Rib + Ab$  и  $Rib + Ab + Flog$  сходны с ассоциациями поля III, но вместо

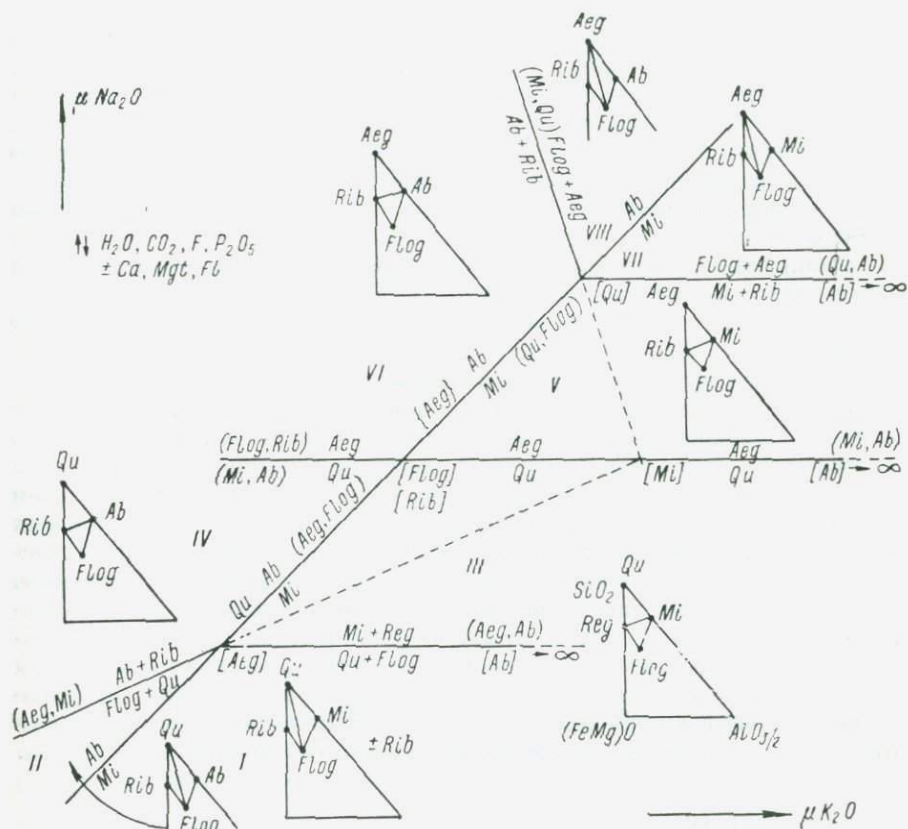


Рис. 29. Диаграмма минеральных парагенезисов (мультисистема) щелочных метасоматитов в зависимости от потенциалов щелочей (объяснения в тексте).

$Mi$  в них  $Ab$ . В обоих полях возможны бескварцевые парагенезисы, однако встречаются они редко.

Поле V отделено от поля III линией переходной реакции  $Qu \rightarrow Aeg$ . Выше этой линии устойчивы уже эгириновые парагенезисы; характерны ассоциации  $Aeg + Rib + Mi$  и  $Rib + Flog + Mi$ .

Поле VI отделено от поля IV линией  $Qu \rightarrow Aeg$ , а от поля V — линией реакции  $Mi \rightarrow Ab$ , означающей замещение микроклина в ассоциациях поля V альбитом:  $Aeg + Rib + Ab$ ;  $Rib + Flog + Ab$ .

Поле VII характеризуется трехминеральной ассоциацией  $Aeg + Flog + Mi$ , однако здесь возможна еще и ассоциация  $Aeg + Rig + Flog$ . Оно связывается с полем VIII реакцией  $Mi \rightarrow Ab$ ,

для которого возможны ассоциации  $Aeg + Ab + Flog$  и  $Aeg + Flog + Rib$ .

Ассоциации минералов, присутствующие в наблюдавшихся породах, хорошо согласуются с данными рассмотренной диаграммы, которая позволяет выяснить также последовательность замещений и объяснить проявление метасоматической зональности в метасоматитах.

Действительно, в залежах метасоматитов наблюдается последовательность зон, в каждой из которых, вне зависимости от ее размеров, породы характеризуются определенной минеральной ассоциацией (от центра залежи к ее краям):

1) меланократовые породы, состоящие из эгирина и щелочного амфибола и содержащие примесь слюды;

2) существенно эгириновые с рибекитом или рибекит-эгириновые породы с альбитом;

альбититы с эгирином или рибекитом, в ассоциации с последним может присутствовать слюда;

3) существенно альбитовые породы с рибекитом, содержащие кварц;

4) кварц-слюдяные породы с альбитом или микроклином.

В большинстве зон отмечалась неустойчивость существенно калиевого полевого шпата и замещение его альбитом. По-видимому, это свидетельствует о достаточно высоком потенциале  $Na_2O$  в растворах и превышении его количества над  $K_2O$ , т. е.  $Na : K > 1$ , чем и объясняется, вероятно, преимущественное развитие минеральных ассоциаций, отвечающих полям II, IV, VI и VIII. В целом процесс метасоматоза может быть назван именно натровым, а не просто щелочным.

Таким образом, выявленная при геологических и петрографо-минералогических исследованиях последовательность минералообразования, определяющая в значительной мере и зональность в зонах метасоматоза, обосновывается парагенетическим анализом. Одновременно становится возможным оценить и физико-химические условия при формировании метасоматитов и уточнить механизм процесса.

### Диаграммы

#### парагенезисов для щелочных метасоматитов в породах формации железистых кварцитов

Среди пород, возникающих под влиянием метасоматических процессов, наибольший интерес в генетическом отношении представляют собой метасоматиты, образующиеся за счет метаморфических пород железорудных формаций. В строении этих натровых метасоматитов принимают участие новообразованные натровые минералы (альбит, эгирин, рибекит или родузит, глаукофан, гидробиотит) и сохраняющие устойчивость реликтовые минералы метаморфических пород (биотит, грюнерит или куммингтонит, кварц, магнетит, гематит, карбонаты). Последние три минерала присутствуют во всех метаморфических породах и очень часто в метасоматитах. Однако если магнетит может сохраняться, не испытав полной перекристаллизации, то остальные либо перекристаллизованы, либо переотложены (новая

генерация), либо могут вообще отсутствовать. В качестве акцессорных минералов в метасоматитах появляются апатит и циркон.

Все перечисленные минералы состоят из следующих главных элементов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{ZrO}_2$ .

Поскольку процессы щелочного метасоматоза в породах, богатых или бедных  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , протекают различно, то целесообразно рассмотреть два этих случая раздельно.

Парагенезисы минералов в метасоматитах по породам, бедным  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Метасоматиты данного типа представлены эгиринами и щелочно-амфибол-эгириновыми породами, сложенными следующими минералами в разных сочетаниях: эгирин (Aeg), рибекит (Rib), кварц (Qu), магнетит, реликтовый грюнерит (Gr), магнезиально-железистая низкоглиноземистая слюда (назовем ее ферроаннит — FeAnn), альбит (Ab) и карбонат. Из числа этих 8 минералов магнетит может рассматриваться как избыточный инертный минерал, а кальцит — как избыточный вполне подвижный. Акцессорные апатит и циркон на ход процесса в целом не влияют.

Для системы с виртуальными инертными компонентами  $\text{SiO}_2$ , (Fe, Mg) O и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (если допустить наличие глинозема в исходных породах) и вполне подвижными  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  при избыточном инертном компоненте  $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$  (магнетит), могут быть рассчитаны возможные реакции моновариантных равновесий, приведенные в табл. 4. С окисным железом могут быть осложнения, так как в тех случаях, когда  $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$ , выделение магнетита как избыточного компонента неправомерно. Кроме того, щелочной метасоматоз протекает обычно при высоком значении окислительного потенциала кислорода, что вызывает переход части  $\text{FeO}$  в  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . При этих условиях, т. е. когда мы принимаем  $k_i = 3$ , вся система из 6 ( $\mathcal{F} = 6$ ) минералов будет обладать ( $n = k_i + 2 - \mathcal{F} = -1$ ) одной отрицательной степенью свободы и должна изображаться мультисистемой из ряда пятиминеральных невариантных пучков, каждый луч которых отвечает четырехминеральным ассоциациям — линиям реакций моновариантных равновесий. Число пучков  $C_{k_i+2-n}^{k_i+2} = \frac{6!}{5!} = 6$ , число линий реакций моновариантных равновесий  $C_{k_i+2-n}^{k_i+1} = \frac{6!}{4!2!} = 15$ .

Поскольку породы, подвергающиеся метасоматическому преобразованию, изначально бедны калием, среди метасоматитов не выражены калиевая и натриевая ветви. Практически в данном случае представлена только натриевая ветвь, причем альбит является второстепенным минералом, так же как и слюда. По-видимому, именно это и отражается бесконечно удаленным положением невариантных точек [Ab] и [FeAnn].

Анализ диаграммы (рис. 30) позволяет установить следующие закономерности системы минеральных ассоциаций с ростом  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  и  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ .

1. Присутствие альбита во всех ассоциациях, что, по-видимому, может рассматриваться как результат раннего образования, вслед

## Реакции линий моновариантных равновесий для системы

Нонвариантные пучки	Моновариантные равновесия	$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta \text{Na}_2\text{O}}{\Delta \text{K}_2\text{O}}$
[Aeg]	$\begin{aligned} (\text{Qu}) : & 39\text{Gr} + 32\text{Ab} + (11\text{Na}_2\text{O}) + 16\text{Fe}_2\text{O}_3 + 52\text{H}_2\text{O} = 27\text{Rib} + 32\text{FeAnn} \\ (\text{Ab}) & \left. \begin{aligned} & 3\text{Gr} + 32\text{Qu} + (7\text{Na}_2\text{O}) + 7\text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{H}_2\text{O} = 7\text{Rib} \\ (\text{FeAnn}) & \end{aligned} \right\} \\ (\text{Rib}) : & 6\text{Gr} + 7\text{Ab} + (7\text{K}_2\text{O}) + 8\text{H}_2\text{O} + 3,5\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7\text{FeAnn} + 27\text{Qu} + 3,5\text{Na}_2\text{O} \\ (\text{Gr}) : & \text{FeAnn} + 13\text{Qu} + (2,5\text{Na}_2\text{O}) + 1,5\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2\text{Rib} + \text{Ab} + (1,5\text{K}_2\text{O}) \end{aligned}$	$\begin{aligned} & -11/32 \\ & \infty \\ & 1/2 \\ & 5/2 \end{aligned}$
[Qu]	$\begin{aligned} (\text{Rib}) : & 12\text{Gr} + 14\text{Ab} + (6,5\text{Na}_2\text{O}) + (14\text{K}_2\text{O}) + 20,5\text{Fe}_2\text{O}_3 + 11\text{H}_2\text{O} = 14\text{FeAnn} + 27\text{Aeg} \\ (\text{Gr}) : & 4\text{Rib} + 2\text{Ab} + 1,5\text{Na}_2\text{O} + (2\text{K}_2\text{O}) + 3,5\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2\text{FeAnn} + 13\text{Aeg} \\ (\text{Aeg}) : & 39\text{Gr} + 32\text{Ab} + (11\text{Na}_2\text{O}) + (32\text{K}_2\text{O}) + 16\text{Fe}_2\text{O}_3 + 52\text{H}_2\text{O} = 27\text{Rib} + 32\text{FeAnn} \\ (\text{Ab}) & \left. \begin{aligned} & 7\text{Rib} + (\text{H}_2\text{O}) + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 16\text{Aeg} + 3\text{Gr} + 4\text{H}_2\text{O} \\ (\text{FeAnn}) & \end{aligned} \right\} \end{aligned}$	$\begin{aligned} & -13/28 \\ & -3/4 \\ & -44/32 \\ & \infty \end{aligned}$
[Rib]	$\begin{aligned} (\text{Qu}) : & 12\text{Gr} + 14\text{Ab} + (6,5\text{Na}_2\text{O}) + (14\text{K}_2\text{O}) + 20,5\text{Fe}_2\text{O}_3 + 11\text{H}_2\text{O} = 14\text{FeAnn} + 27\text{Aeg} \\ (\text{Aeg}) : & 6\text{Gr} + 7\text{Ab} + (7\text{K}_2\text{O}) + 3,5\text{Fe}_2\text{O}_3 + 8\text{H}_2\text{O} = 7\text{FeAnn} + 27\text{Qu} + (3,5\text{Na}_2\text{O}) \\ (\text{FeAnn}) & \left. \begin{aligned} & 4\text{Qu} + (\text{Na}_2\text{O}) + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 2\text{Aeg} \\ (\text{Gr}) & \\ (\text{Ab}) & \end{aligned} \right\} \end{aligned}$	$\begin{aligned} & -13/28 \\ & 1/2 \\ & \infty \end{aligned}$

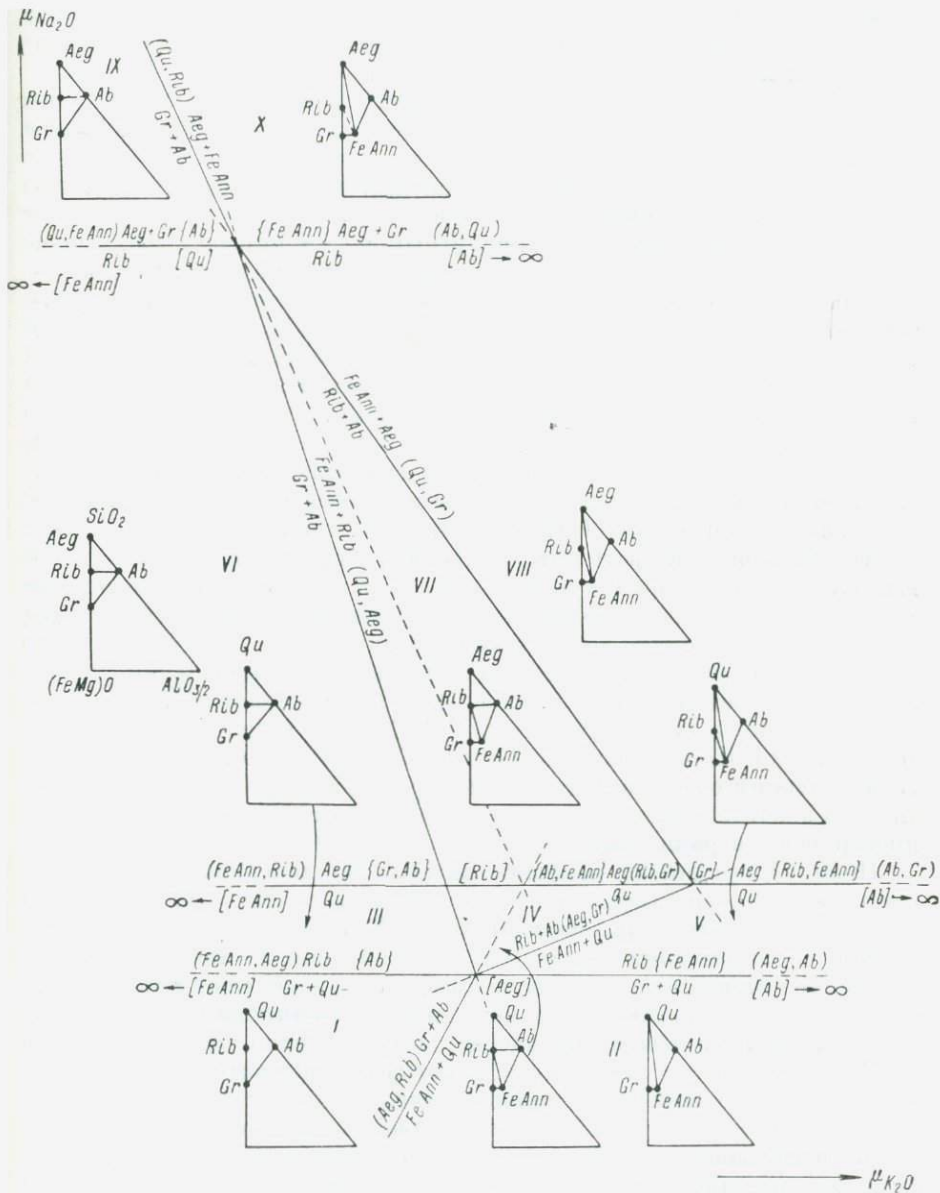


Рис. 30. Диаграмма минеральных парагенезисов для метасоматитов; развивающихся в толще бедных глиноземом железистых кварцитов в зависимости от потенциалов щелочей.

за ним появляется рибекит. Магнезиально-железистая слюда (хотя и присутствующая в качестве только второстепенного минерала вообще) в этих условиях еще не возникает.

2. Последовательная смена магнезиально-железистого амфибола щелочным и вытеснение кварца эгирином.

3. Неустойчивость альбита и рибекита с ростом  $\mu_{K_2O}$ , хотя альбит может и сохраняться в числе минералов второстепенных ассоциаций.

Диаграмма делится на 10 дивариантных полей, каждому из которых отвечают трехминеральные ассоциации.

Почти все ассоциации дивариантных полей отвечают реальным минеральным ассоциациям, встреченным в метасоматитах. Так, ассоциация поля I соответствует слабоизмененным железистым кварцитам, особенно тем, в которых кроме альбита нередко появляется еще и рибекит в звездчатых и сферолитовых выделениях.

Ассоциации поля II соответствуют метасоматитам с низкоглиноземистыми железо-магнезиальными слюдами.

Трехминеральный парагенезис  $Qu + Rib + Ab$  ( $Gr + Rib + Ab$ ) достаточно часто наблюдается в метасоматитах, возникающих при замещении существенно амфиболовых прослоев в магнетит-куммингтонитовых сланцах (поле III). Устойчивость ассоциации  $Gr + Rib + Ab$  объясняет, в частности, широкое распространение амфиболовых сланцев, в которых куммингтонит (или грюнерит) исходных пород частично замещен рибекитом в виде каймы (неполные псевдоморфозы с возникновением зональных кристаллов).

Переход к ассоциациям поля IV выражается в появлении магнезиально-железистой слюды. Однако необходимо сразу отметить, что ассоциации поля IV, а также полей V, VII и VIII встречаются сравнительно редко. По-видимому, это объясняется тем, что породы с достаточно высоким содержанием  $K_2O$  и  $Al_2O_3$  вообще редки, и метасоматиты со значительными количествами альбита или слюды также распространены ограниченно.

Поле VI — одно из наиболее важных на диаграмме; ему соответствуют щелочно-амфибол-эгириновые метасоматиты. С полем III оно связано переходной реакцией  $Qu + Mgt + (Na_2O) \rightarrow Aeg$ . Равновесность ассоциации  $Aeg + Rib + Gr$  объясняет широкое распространение эгиринов, содержащих амфибол в зональных кристаллах (рибекитовая кайма — недозамещенное куммингтонитовое ядро). Парагенезисы с альбитом наблюдаются сравнительно редко.

Поле IX отвечает эгиринитам, в которых содержатся в подчиненном количестве альбит и амфибол ряда куммингтонит—грюнерит без каймы или с прерывистой каймой рибекита. Соотношения минералов, отвечающих устойчивой ассоциации этого поля, долгое время служили причиной недоразумений при определении последовательности минералообразования в метасоматитах. Действительно, эгирин окружает неправильной формы зерна куммингтонита, около которого иногда, и то частично, развивается щелочной амфибол. Эти структуры интерпретировались как результат превращения куммингтонита в щелочной амфибол, тогда как в действительности эти взаимо-

отношения объясняются переходной реакцией  $7\text{Rib} + \text{Mgt} + (\text{Na}_2\text{O}) \rightarrow 16\text{Aeg} + 3\text{Gr}$ . Отношение эквивалентных количеств фаз в реакции указывает на то, что грюнерит в этом случае будет подчиненным минералом, что и наблюдается в действительности.

Поле X отличается от поля IX появлением магнезиально-железистой слюды. Низкоглиноземистая слюда в метасоматитах этого типа встречается очень редко. Однако достаточно часто отмечаются среди метасоматитов эгириниты, в которых развивается своеобразная существенно натриевая гидрослюда с низким содержанием калия и алюминия. С некоторым приближением минеральную ассоциацию таких эгиринитов можно сопоставить с парагенезисами поля X.

Построенная диаграмма парагенезисов отражает зависимость минеральных ассоциаций образующихся метасоматитов от потенциалов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Однако в железистых кварцитах содержание  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  очень низкое или эти компоненты вообще отсутствуют. Необходимо проанализировать возможные минеральные ассоциации в зависимости от других факторов, в частности от  $\mu\text{Na}_2\text{O} - \mu\text{O}_2$  и от  $\mu\text{Na}_2\text{O} - \mu\text{H}_2\text{O}$ .

Если выбрать в качестве виртуальных инертных компонентов  $\text{SiO}_2$  и  $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$  (что справедливо для железистых кварцитов с исходными ассоциациями  $\text{Qu} + \text{Mgt}$  и  $\text{Qu} + \text{Mgt} + \text{Gr}$ , в которых  $\text{Al}_2\text{O}_3$  практически отсутствует), а в качестве виртуальных подвижных компонентов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , то для фаз  $\text{Qu}$ ,  $\text{Gr}$ ,  $\text{Rib}$ ,  $\text{Aeg}$  можно рассчитать следующие возможные реакции моновариантных равновесий:



В данном случае альбит будет индифферентным минералом и может присутствовать во всех парагенезисах при условии привноса, т. е. подвижности  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Диаграмма (рис. 31) разбивается на 4 дивариантных поля, в каждом из которых возможны двуминеральные ассоциации (не считая альбита). Из диаграммы видно, что с увеличением потенциала  $\text{H}_2\text{O}$  эгирин должен вытесняться щелочным амфиболом. Увеличение потенциала  $\text{Na}_2\text{O}$ , что соответствует увеличению щелочности растворов, способствует образованию эгирина.

Рассмотрим теперь зависимость парагенезисов при метасоматозе от таких факторов, как  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu\text{O}_2$ .

Химические потенциалы железа и кислорода связаны зависимостью:  $\mu\text{FeO}_{2/3} = \mu\text{FeO} + 1/2 \mu\text{O}$ , что при  $\mu\text{FeO} = \text{const}$ , как это должно быть, если  $\text{FeO}$  входит в число виртуальных инертных компонентов, дает  $\mu\text{FeO}_{2/3} = \text{const} + 1/2 \mu\text{O}$ .

Реакции моновариантных равновесий в общем виде выражаются уравнением:  $A + B + n\text{NaO}_{1/2} = C + D + f \text{FeO}_{2/3}$ . Согласно закону действия масс в его логарифмической форме эта реакция

характеризуется следующим соотношением химических потенциалов щелочей (натрия) и окисного железа:

$$n \mu \text{NaO}_{1/2} = f \mu \text{FeO}_{3/2} + \text{const}' ,$$

которое при

$$\mu \text{FeO}_{3/2} = \text{const} + 1/2 \mu \text{O}$$

приобретает вид

$$n \mu \text{NaO}_{1/2} = f (\text{const} + 1/2 \mu \text{O}) + \text{const}' = 1/2 f \mu \text{O} + \text{const}''$$

или

$$\mu \text{NaO}_{1/2} = f \cdot 1/2 \mu \text{O} + \text{const}'' ,$$

откуда

$$\text{tg } \alpha_{\text{NaO}_{1/2}} = \frac{d\mu \text{O}}{d\mu \text{NaO}_{1/2}} = \frac{2n}{f} = \frac{2\Delta \mu \text{Na}_2\text{O}}{\Delta \mu \text{Fe}_2\text{O}_3} .$$

Это соотношение позволяет строить линии реакций на диаграмме  $\mu \text{Na}_2\text{O} - \mu \text{O}_2$ , так как дает угол наклона их по отношению к оси  $\mu \text{Na}_2\text{O}$  [Маракушев, 1965].

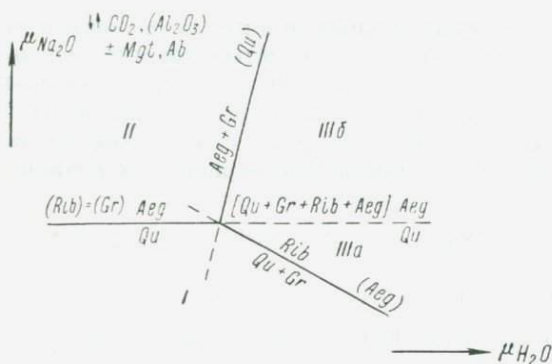
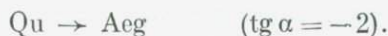
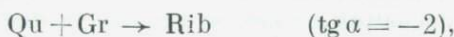


Рис. 31. Зависимость парегнезисов щелочных метасоматитов, развивающихся по железистым кварцитам при отсутствии в них  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , от потенциалов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ .

Если мы выберем в качестве виртуальных инертных компонентов  $\text{SiO}_2$  и  $(\text{Fe}, \text{Mg}) \text{O}$ , а виртуальных вполне подвижных компонентов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{O}_2$ , то возможными моновариантными реакциями между кварцем, грюнеритом, рибекитом и эгирином будут следующие:



Соответствующая диаграмма (рис. 32) показывает, что с ростом  $\mu \text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu \text{O}_2$  будет происходить последовательная смена реакций минералообразования в зависимости от того, сколько требуется  $\text{Na}_2\text{O}$  на одну формульную единицу новообразованного минерала (расстояние между линиями реакций моновариантных равновесий выбрано произвольно).

Если сравнить теперь последовательность минералообразования и замещения одних минералов другими в зависимости от потенциалов

$\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , или  $\text{H}_2\text{O}$ , или  $\text{O}_2$ , то оказывается, что во всех случаях наибольшее влияние оказывает изменение  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ . Изменение  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$  или  $\mu_{\text{O}_2}$  приводит в конечном итоге к появлению мономинеральных пород — эгиринитов с примесью либо альбита, либо грюнерита, т. е. тех же самых, которые отвечают полям IX и X на диаграмме (см. рис. 30), где второстепенными минералами являются Ab, Gr, FeAnn.

Парагенезисы минералов в метасоматитах по породам, богатым  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Метасоматиты этого типа развиваются по существенно слюдяным породам, к которым относятся слюдяные, слюдяно-амфиболовые и некоторые другие сланцы. Возникающие при этом

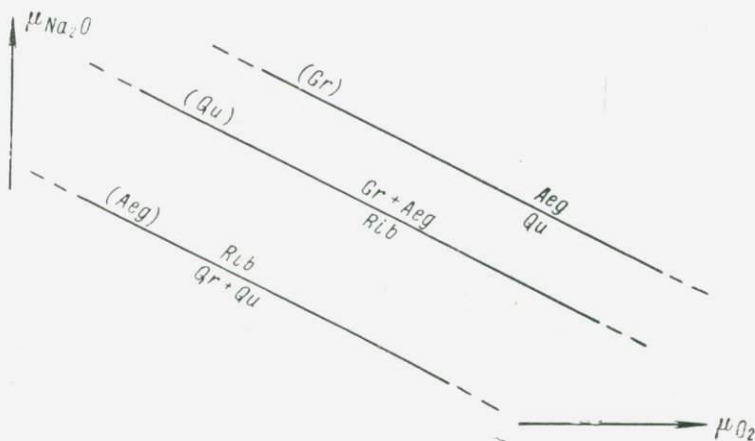


Рис. 32. Зависимость парагенезисов щелочных метасоматитов, развивающихся по железистым кварцитам, от потенциалов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{O}_2$ .

метасоматиты имеют существенно альбитовый состав и определяются обычно как альбититы. Для них характерны следующие 6 минералов: кварц, биотит (из числа исходных минералов), новообразованные альбит, эгирин, глаукофановый или кросситовый амфибол, гидробиотит.

В качестве виртуальных инертных компонентов приняты  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$  (магнетит или гематит) рассматривается как избыточный инертный компонент. Виртуальные вполне подвижные компоненты —  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , подвижные компоненты —  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  и т. д. Построение пучковой диаграммы (рис. 33) произведено по линиям реакций моновариантных равновесий, рассчитанным для данной системы (табл. 5). Диаграмма разделяется на 8 дивариантных полей, которым соответствуют трехминеральные ассоциации.

Большинство ассоциаций отвечают парагенезисам, наблюдаемым в природных метасоматитах. В частности, присутствие гидробиотита в равновесной ассоциации с биотитом, эгиринем или глаукофаном, и особенно ассоциация  $\text{Aeg} + \text{Ab} + \text{Hbt}$  (поле VIII), объясняют достаточно широкое распространение метасоматитов, содержащих этот минерал. Гидробиотит находится в сложных соотношениях с другими минералами, явно замещая иногда биотит, глаукофан или эгирин, тогда как в других случаях он, по-видимому, сосуществует

## Реакции линий моновариантных равновесий

Инвариантные пучки	Моновариантные равновесия	$\lg \alpha = \frac{\Delta \text{Na}_2\text{O}}{\Delta \text{K}_2\text{O}}$
[Qu]	$\begin{aligned} (\text{Aeg}) : & 15\text{HBt} + 10\text{Ab} + (7\text{Na}_2\text{O}) = 12\text{Gl} + 13\text{Bt} + (\text{K}_2\text{O}) + 2,5\text{H}_2\text{O} + 1,3\text{Fe}_2\text{O}_3 \\ (\text{HBt}) \} & 2\text{Gl} + (\text{K}_2\text{O}) + (1,5\text{Na}_2\text{O}) + 1,5\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5\text{Aeg} + 2\text{Bt} \\ (\text{Ab}) \} & \\ (\text{Bt}) : & 13\text{Aeg} + 4\text{Ab} + 6\text{HBt} + (1,5\text{Na}_2\text{O}) + 4,5\text{Fe}_2\text{O}_3 = 10\text{Gl} + (3\text{K}_2\text{O}) + (5\text{H}_2\text{O}) \\ (\text{Gl}) : & 2\text{Ab} + 3\text{HBt} + (\text{K}_2\text{O}) + (2\text{Na}_2\text{O}) + 1,5\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5\text{Bt} + 6\text{Aeg} + 5\text{H}_2\text{O} \end{aligned}$	<p style="text-align: center;">7 -1/2 1/2 <math>\infty</math></p>
[Aeg]	$\begin{aligned} (\text{Qu}) : & 15\text{HBt} + 10\text{Ab} + (7\text{Na}_2\text{O}) = 12\text{Gl} + 13\text{Bt} + (\text{K}_2\text{O}) + 2,5\text{H}_2\text{O} + 1,5\text{Fe}_2\text{O}_3 \\ (\text{HBt}) \} & \text{Bt} + 5\text{Qu} + (\text{Na}_2\text{O}) + 0,5\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Gl} + (0,5\text{K}_2\text{O}) \\ (\text{Ab}) \} & \\ (\text{Bt}) : & 2\text{Ab} + 3\text{HBt} + 13\text{Qu} + (4\text{Na}_2\text{O}) + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 5\text{Gl} + (1,5\text{K}_2\text{O}) + 2,5\text{H}_2\text{O} \\ (\text{Gl}) : & 5\text{Bt} + 12\text{Qu} + (\text{Na}_2\text{O}) + 2,5\text{H}_2\text{O} + 1,5\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2\text{Ab} + 3\text{HBt} + (\text{K}_2\text{O}) \end{aligned}$	<p style="text-align: center;">7 2 8/3 1</p>
[HBt]	$\begin{aligned} (\text{HBt}) \} & \\ (\text{Ab}) \} & 2\text{Qu} + (0,5\text{Na}_2\text{O}) + 0,5\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Aeg} \\ (\text{Gl}) \} & \\ (\text{Qu}) : & 13\text{Aeg} + 4\text{Ab} + 6\text{HBt} + (1,5\text{Na}_2\text{O}) + 4,5\text{Fe}_2\text{O}_3 = 10\text{Gl} + (3\text{K}_2\text{O}) + 5\text{H}_2\text{O} \\ (\text{Aeg}) : & 2\text{Ab} + 3\text{HBt} + 13\text{Qu} + (4\text{Na}_2\text{O}) + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 5\text{Gl} + (1,5\text{K}_2\text{O}) + 2,5\text{H}_2\text{O} \end{aligned}$	<p style="text-align: center;"><math>\infty</math> 1/2 8/3</p>

с ними. Парагенезисы минералов на приведенной диаграмме в значительной мере объясняют это явление. Если же добавить, что наряду с калиевой гидрослюдой, состав которой выбран для расчета рассмотренной диаграммы, встречаются и существенно натриевые их разновидности, то становится очевидной закономерность возникновения гидрослюд в натровых метасоматитах, так как натровую гидрослюду можно, по-видимому, рассматривать как типичный для натровых метасоматитов цветной минерал.

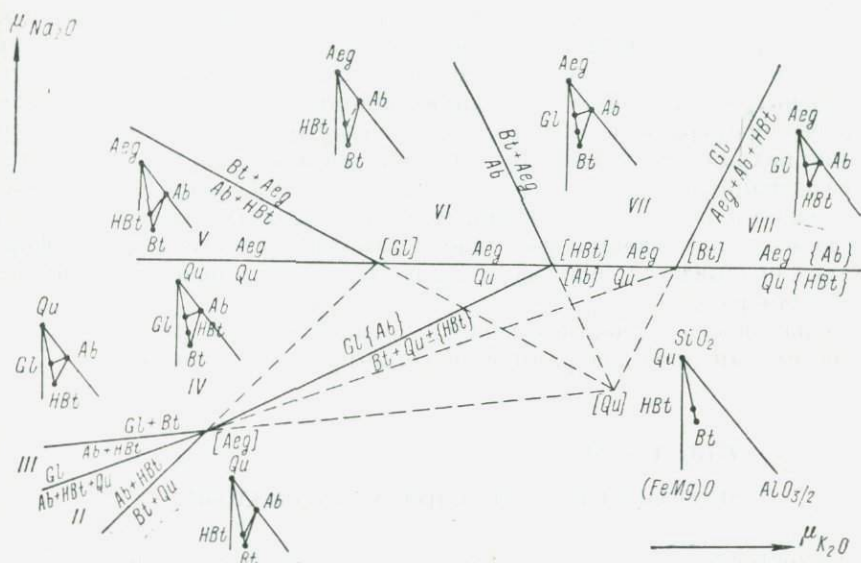


Рис. 33. Диаграмма минеральных парагенезисов натровых метасоматитов, развивающихся по породам с существенным содержанием  $Al_2O_3$  в зависимости от потенциалов щелочей.

Таким образом, анализ парагенезисов минералов в щелочных метасоматитах, образовавшихся по породам с достаточным и с очень низким содержаниями глинозема, показывает, что большинство минеральных ассоциаций, наблюдаемых в природных метасоматитах, соответствуют определенным полям диаграммы. Это объясняет выведенную последовательность минералообразования, а при сравнении с данными моделирующих экспериментов выявляет также оптимальные условия формирования метасоматитов.

### Выводы

Последовательность минералообразования при щелочном метасоматозе, выявляемая обычно геологически на основании наблюдаемой метасоматической зональности и устанавливаемая из соотношений минералов между собой, не согласуется с предположением о постмагматическом ходе процесса. Диаграммы парагенезисов, составленные для щелочных метасоматитов разных типов, подтвердили и

в ряде случаев уточнили последовательность минералообразования, выявляемую петрографо-минералогическими методами.

Анализ мультисистем, построенных для щелочных метасоматитов в породах с низкими содержаниями глинозема и высокими железа, богатых глиноземом, кислого (гранитоидного) состава и в щелочных и нефелиновых сиенитах, показал, что последовательность минералообразования и парагенезисы метасоматитов определяются главным образом величиной потенциала натрия в растворах; меньшее значение имеет активность кислорода и воды.

В общем случае можно считать, что процесс щелочного метасоматоза как бы распадается на две стадии: первую, идущую на фоне некоторого относительного повышения температуры и роста потенциала натрия, и вторую — главную, протекающую на фоне понижения температуры и, возможно, сопровождаемую уменьшением содержаний натрия в растворах. По отношению к исходным породам, метаморфизованным в различной степени, процесс щелочного метасоматоза в целом является регрессивным, но в отдельных частных случаях, когда он накладывается на слабо метаморфизованные породы, формально оказывается «прогрессивным», хотя идет при общем понижении температуры.

Зональность в участках щелочного метасоматоза находит объяснение при анализе диаграмм минеральных парагенезисов.

## ГЛАВА VIII

### МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ

Сопоставление химического состава горных пород является общепетрологической проблемой, которая применительно к метасоматическим образованиям приобретает специфические особенности. При изучении процессов метасоматоза сравнение составов исходной и новообразованной пород позволяет устанавливать перемещение вещества. В настоящее время разработано несколько десятков методов, применяемых для сравнительного изучения химизма горных пород. Однако далеко не все эти методы допускают надежную количественную оценку миграции вещества, что заставляет искать новые способы для изучения этой стороны процесса метасоматоза.

#### Методы расчета и оценки миграции вещества при щелочном метасоматозе

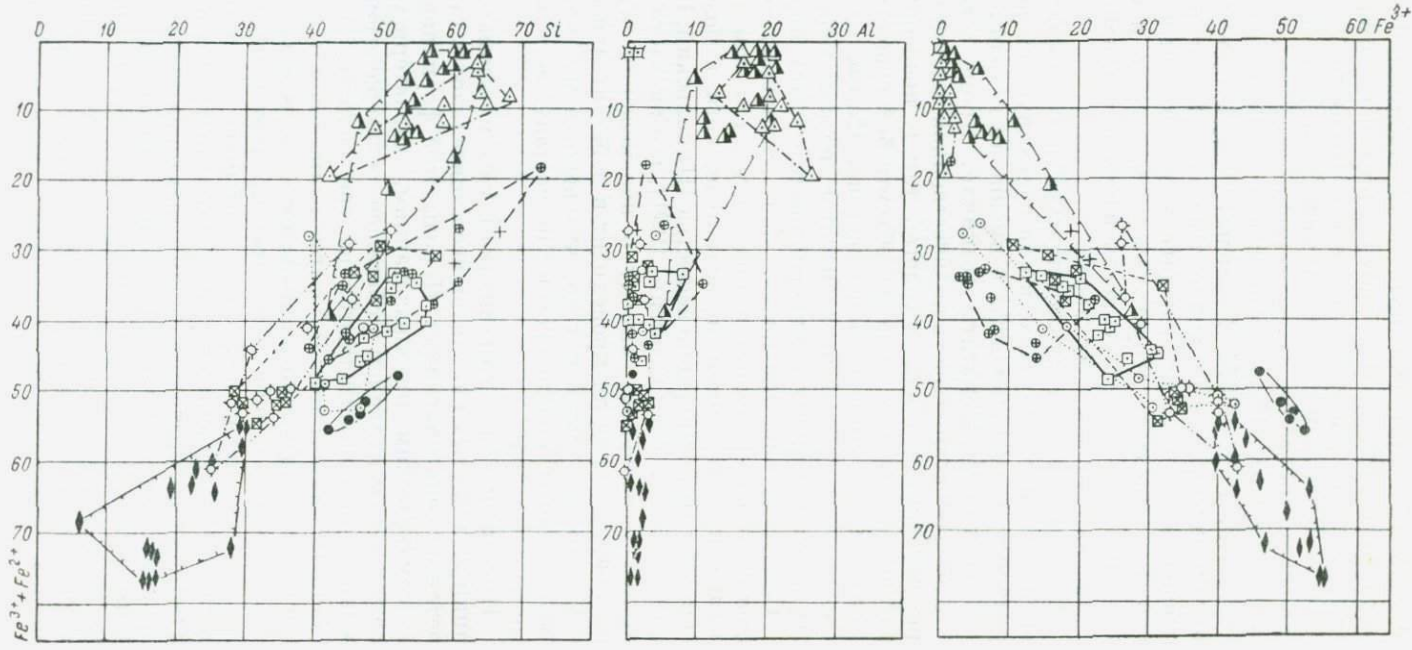
Метасоматические процессы сопровождаются привнесением и выносом целого ряда компонентов. Количественные изменения состава пород, подвергавшихся метасоматическому преобразованию, устанавливаются с помощью расчетов, из числа которых чаще других применяются метод Т. Барта (1949) и метод, предложенный В. Линдгреном и разработанный позднее Н. И. Наковником [1958]. Многими достоинствами обладает атомно-объемный метод пересчета, но он

несколько сложнее [Казицын, 1967; Казицын, Рудник, 1967]. Сущность этого метода заключается в пересчете химического состава на число атомов каждого элемента в каком-то элементарном объеме породы. При этом помимо химического состава необходимо знать еще объемный вес (или количественный минеральный состав) и пористость породы. Разработан также объемно-молекулярный метод [Казицын, 1958, 1967]. Применительно к процессам метасоматического минералообразования этот метод позволяет рассчитывать состав измененных пород, производить количественный учет перемещения вещества, находить теоретическую плотность измененных пород и даже выяснять направленность изменения градиентов температуры и давления поровых растворов.

Все эти расчеты справедливы и дают достаточно достоверные результаты в тех случаях, когда существует уверенность в том, что сравниваются метасоматиты и именно те исходные породы, по которым данные метасоматиты возникли. Кроме того, любой из этих методов дает возможность количественной оценки миграции вещества при условии, что как исходные, так и новообразованные породы слагают достаточно большие объемы без существенных колебаний химического и минерального состава. Иными словами, эти методы хороши для изучения метасоматитов, возникающих за счет однородных по химическому и минеральному составу пород.

Сопоставление отдельных, часто случайных пар пород для суждения о качественном и количественном изменении химического состава при щелочном метасоматозе, хотя и позволяет определить общий характер миграции вещества [Никольский, 1956, 1964; Никольский, Ефимов, 1960; Стрыгин, 1959], все же часто приводит исследователей к неверному выводу о перемещении огромных количеств окислов, что вряд ли происходит в действительности. Такие методы не учитывают также и того, что щелочному метасоматозу подвергаются породы, крайне пестрые по составу, нередко тонкопереслоенные между собой.

При оценке баланса вещества в ходе метасоматоза в породах формации железистых кварцитов несостоятельность таких методов выявляется особенно наглядно. Породы этой формации, подвергающиеся метасоматическим преобразованиям, характеризуются относительной бедностью кальцием и обогащенностью железом. По химическому составу они подразделяются на три группы: 1) богатые железом; 2) богатые глиноземом; 3) богатые глиноземом и железом. Очень простой и в то же время наглядный способ расчета изменений состава при метасоматозе в подобных породах предложен И. В. Александровым [1963]. Этот метод позволяет учитывать статистические данные и сводится к построению серии простых диаграмм (рис. 34), на каждой из которых фигуративные точки характеризуют отношение различных пар компонентов метасоматитов или любых других пород. На диаграмме за основу принята сумма закисного и окисного железа, которая откладывается по оси ординат, а на оси абсцисс откладывается количество другого какого-либо компонента. Железо в качестве основного компонента было принято по двум причинам: во-первых,



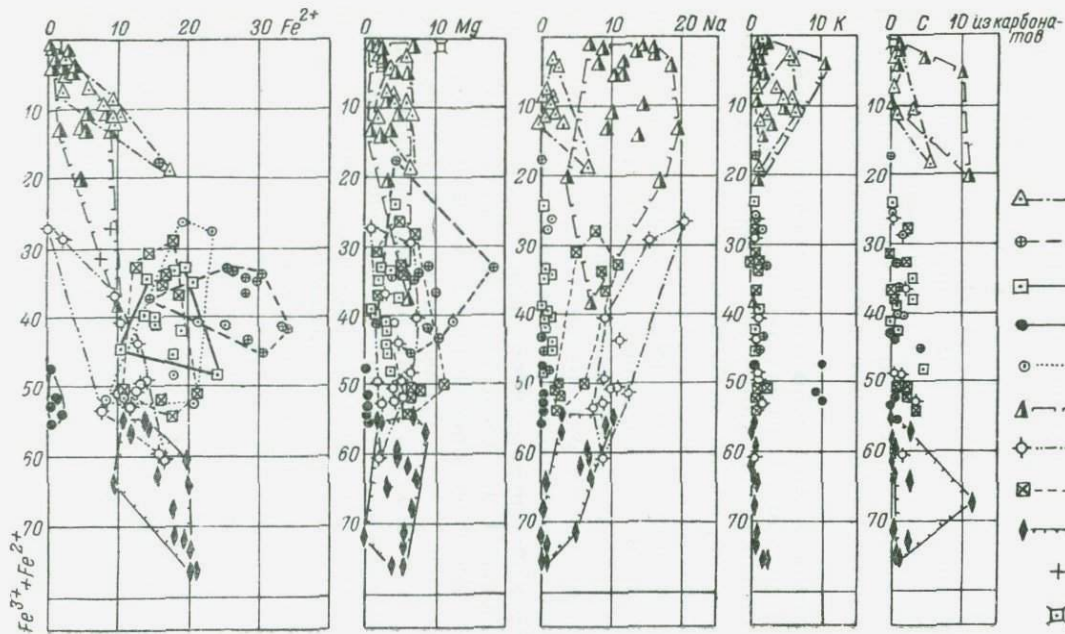


Рис. 34. Диаграмма химических составов метаморфических пород и образовавшихся по ним метасоматитов, составленная по способу, предложенному И. В. Александровым [1959].

1 — слюдяные сланцы, филлиты, аспидные сланцы; 2 — магнетит-куммингтонитовые, гранат-куммингтонитовые, куммингтонитовые и гюнеритовые сланцы; 3 — магнетит-амфиболовые кварциты; 4 — магнетитовые, магнетит-авгит-гиперстеновые и магнетит-амфиболовые кварциты; 5 — альбититы; 6 — эгириниты; 7 — магнетит-щелочно-амфиболовые сланцы; 8 — щелочно-амфибол-магнетитовые руды; 9 — гизингеритовые породы; 10 — метасоматические кварциты.

значительная часть рассматриваемых горных пород богата железом; во-вторых, железо ведет себя при метасоматозе практически как инертный компонент. При нанесении точек, характеризующих отношение каждого компонента к сумме железа, на диаграмме **оконтуривается** поле метасоматитов одного вида (или поле исходных пород).

Такая диаграмма очень удобна для сравнения химических особенностей отдельных видов метасоматитов. При составлении диаграмм весовые проценты в химических анализах пород пересчитываются на атомные количества. После этого определяется сумма атомных количеств кремния, алюминия, окисного и закисного железа, магния, кальция, калия, натрия, углерода (из  $\text{CO}_2$ ) и, наконец, атомные проценты каждого компонента из суммы перечисленных выше компонентов.

На диаграмме выявляются несколько типичных особенностей различных видов метасоматитов. Обособляются в виде отдельных участков поля развития альбититов, эгиринитов, магнетит-щелочно-амфиболовых сланцев, альбитизированных эгиринитов и магнетит-щелочно-амфибол-эгириновых пород, а также щелочно-амфибол-магнетитовых руд. Кроме метасоматитов на диаграмму наносятся главные типы метаморфических пород — слюдяные и кварц-амфибол-магнетитовые сланцы, магнетит-амфиболовые и амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты.

Интересные результаты дает сопоставление полей главнейших типов метасоматитов и метаморфических пород железорудных серий. Оно резко подчеркивает влияние химического состава исходных метаморфических пород на состав метасоматитов, что выражается в близости полей альбититов, слюдяных сланцев, эгиринитов и эгириновых пород и магнетит-щелочно-амфиболовых метасоматитов, с одной стороны, и магнетит-амфиболовых кварцитов — с другой. В то же время обращает на себя внимание резкое обособление поля щелочно-амфибол-магнетитовых руд, рядом с которым отсутствуют какие-либо метаморфические породы; оно указывает на какие-то особые условия формирования рудных метасоматитов указанного типа.

Метод, предложенный И. В. Александровым, был с успехом применен при детальном исследовании щелочных метасоматитов [Елисеев, Никольский, Кушев, 1961], однако он не позволяет наглядно отразить значение местного перераспределения, которое играет огромную роль. Между тем на долю компонентов, привносимых извне, приходится меньшая часть мигрирующих окислов, но это такие важные петрогенные элементы, как щелочи, кремний, алюминий. Остальные же испытывают лишь местные перемещения.

Пример расчета миграции вещества при щелочном метасоматозе в железистых кварцитах с учетом метасоматической дифференциации и местного перераспределения. Для оценки качественного и количественного баланса вещества при щелочном метасоматозе может быть применен следующий метод расчета.

По разрезу толщи определяется процентное содержание пород близкого минерального и химического состава. Для отдельных разновидностей подсчитывается средний состав на основании имеющихся

частных анализов. Вычисленные средние составы при пересчете попадают на диаграмме, построенной по методу И. В. Александрова (см. рис. 34), в центры полей соответствующих разновидностей. С использованием вычисленных средних составов пород разного типа и учетом их доли в разрезе подсчитывается средний состав толщи в целом по выбранному условному сечению. Подобным образом рассчитывается средний состав толщи по этому же разрезу и в том же условном сечении для пород, преобразованных при щелочном метасоматозе.

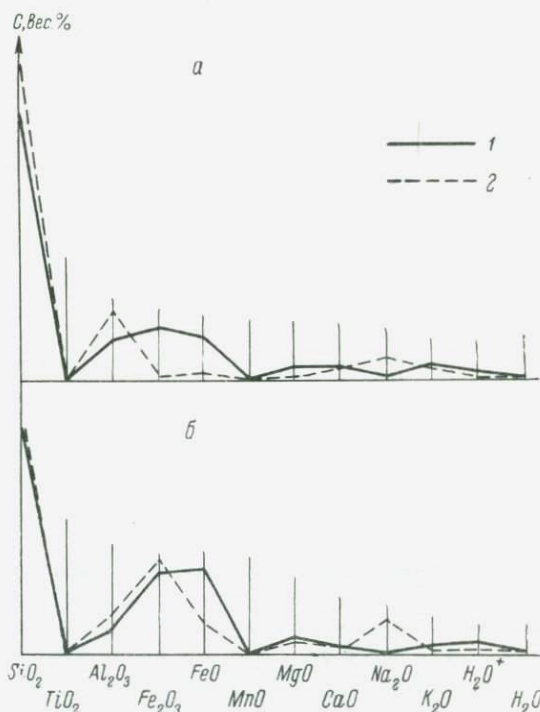


Рис. 35. Сопоставление состава пород (в пересчете на всю толщу), затронутых изменениями при гранитизации (а) и щелочном метасоматозе (б).

Сплошные линии — исходный состав, штриховые — состав метасоматитов. Характер изменений в обоих случаях одинаков.

Средние составы пород, использованные нами для проведенных расчетов, приведены в табл. 6, а составы толщи до и после метасоматоза — в табл. 7.

Как следует из простого сравнения составов (см. табл. 7) и из графика (рис. 35), качественно баланс вещества определяется вполне четко: для метасоматического преобразования метаморфических пород необходим приток Si, Al; выносятся Fe, Mg, Ca и, по-видимому, K. Некоторое увеличение  $Fe_2O_3$ , очевидно, относительное и связано скорее всего, с окислением части FeO. Нет определенности в отношении Ti, Mn, S и некоторых других компонентов, что связано с их низкими содержаниями как в начальной, так и в конечной породе. Содержание OH в метасоматитах (высокотемпературная  $H_2O$ ) оказывается ниже, чем в метаморфических исходных породах.

Количественная миграция вещества оказывается значительно меньше, чем это допускалось раньше [Никольский, 1956; Никольский,

Таблица 6

Средний состав отдельных разновидностей пород, использованный для вычисления состава толщи до и после щелочного метасоматоза

Оксиды	Средний состав отдельных разновидностей пород, использованный для вычисления состава толщи до и после щелочного метасоматоза							
	Амфибол-магнетитовый роговик (16%)	Магнетит-магнетитовые роговики (4%)	Железистые роговики (14%)	Амфибол-магнетитовые сланцы (10%)	Амфиболовые сланцы (8%)	Слюдяные сланцы (14%)	Гранат-амфиболовые сланцы (14%)	Биотит-амфиболовые гранатовые сланцы (8)
SiO <sub>2</sub>	48,50	34,26	40,46	40,18	45,82	62,08	54,36	50,70
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,06	0,05	0,14	0,09	0,23	0,24	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	1,45	0,34	2,02	0,92	11,88	3,13	5,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,38	36,84	55,86	14,60	7,42	3,15	3,51	2,29
FeO	16,70	21,97	1,41	31,85	32,48	9,34	28,78	27,52
MnO	0,09	0,21	следы	0,23	0,29	0,04	0,10	0,20
MgO	2,04	1,95	0,17	4,37	7,06	3,23	3,92	4,73
CaO	2,15	1,14	0,24	2,20	1,15	1,21	1,22	0,85
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,10	—	0,10	0,04	0,39	0,13	0,54
K <sub>2</sub> O	0,03	0,25	—	0,57	0,29	4,54	0,23	0,86
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,3	0,22	0,24	0,80	2,70	2,70	4,41	3,58
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,10	0,03	0,93	0,19	0,11	0,48	0,46
CO <sub>2</sub>	0,62	0,20	0,50	1,19	0,57	0,28	—	2,70
Прочие	0,20	1,00	—	0,26	0,31	0,28	—	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,64	99,75	99,30	99,44	99,33	99,46	100,51	100,20

Оксиды	Средний состав отдельных разновидностей пород, использованный для вычисления состава толщи до и после щелочного метасоматоза								
	Гранат-биотитовые сланцы (12%)	Амфибол-магнетитовые руды (12%)	Магнетит-амфибол-эгринитовые породы (16%)	Магнетитовые эгриниты (18%)	Щелочно-амфиболовые сланцы (8%)	Амфибол-эгринитовые альбититы (10%)	Биотитовые альбититы (14%)	Амфиболовые альбититы (22%)	Альбититы (12%)
SiO <sub>2</sub>	53,26	10,36	36,68	41,71	42,54	55,29	58,71	60,53	57,45
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,07	0,05	0,06	0,14	0,40	0,48	0,31	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,71	0,87	1,55	1,14	1,36	12,25	17,12	22,28	12,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,10	58,06	38,13	39,28	25,18	13,92	5,60	9,07	9,12
FeO	15,73	23,92	11,13	6,38	19,06	4,13	4,77	2,31	5,34
MnO	0,16	0,10	0,06	0,05	0,06	0,05	0,16	0,10	0,06
MgO	2,90	2,13	3,47	1,93	4,45	3,15	2,00	3,02	2,33
CaO	0,43	2,04	1,24	0,83	0,58	0,91	0,59	1,26	1,56
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,07	5,53	6,48	4,41	8,25	6,00	9,20	7,25
K <sub>2</sub> O	4,50	0,21	0,22	0,50	0,40	0,52	1,43	0,40	1,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,93	1,02	1,21	1,11	1,00	0,38	0,69	0,80	1,55
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,17	—	0,32	0,11	0,11	0,15	0,47	0,05	0,62
CO <sub>2</sub>	—	0,44	0,84	0,14	0,60	0,28	1,58	0,30	0,04
Прочие	0,80	0,34	0,16	—	0,14	0,10	0,39	0,12	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,08	0,25	0,02	0,20	0,08	0,08	0,07
Сумма	104,70	99,63	100,67	99,9	100,05	100,48	100,07	97,83	99,48

Таблица 7

## Средний состав толщи пород до и после процесса щелочного метасоматоза

Окислы	Состав толщи		Изменение состава
	до щелочного метасоматоза	после щелочного метасоматоза	
SiO <sub>2</sub>	49,21	50,71	+1,50
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,23	-0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,40	8,43	+3,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,61	20,72	+3,11
FeO	18,73	6,77	-11,96
MnO	0,10	0,07	-0,03
MgO	3,17	2,75	-0,42
CaO	1,18	1,03	-0,17
Na <sub>2</sub> O	0,18	7,01	+6,83
K <sub>2</sub> O	1,37	0,62	-0,75
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,11	1,00	-1,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,26	0,24	-0,02
Сумма	99,61	99,58	

Примечание. При расчете не учтены содержания «прочих» компонентов: CO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SO<sub>3</sub> и др.

Ефимов, 1960] при сопоставлении составов отдельных пар пород. По-видимому, при щелочном метасоматозе большую роль играло перераспределение вещества. Кроме того, значительная часть малоподвижных компонентов фиксировалась уже на небольшом расстоянии от места их выноса. Действительно, среди щелочных метасоматитов встречаются залежи амфибол-магнетитовых руд, карбонатизированные и ослюденелые породы, которые могут рассматриваться в качестве коллекторов выносимых элементов.

Пример расчета миграции вещества при метасоматозе в однородных породах. Для качественной и полуколичественной оценки перераспределения вещества при возникновении щелочных метасоматитов в однообразных по химическому и минеральному составу породах может быть применен метод последовательного сравнения проб из зон с разной степенью изменений. В качестве примера можно привести расчет для трещинных щелочных метасоматитов Приазовья [Кушев, Сеницын, 1965]. Изменения в химическом составе при образовании натровых метасоматитов выявляются при прямом сравнении химических анализов неизмененных или слабоизмененных пород с метасоматитами из разных зон одной залежи (табл. 8) и хорошо видны на диаграмме (рис. 36).

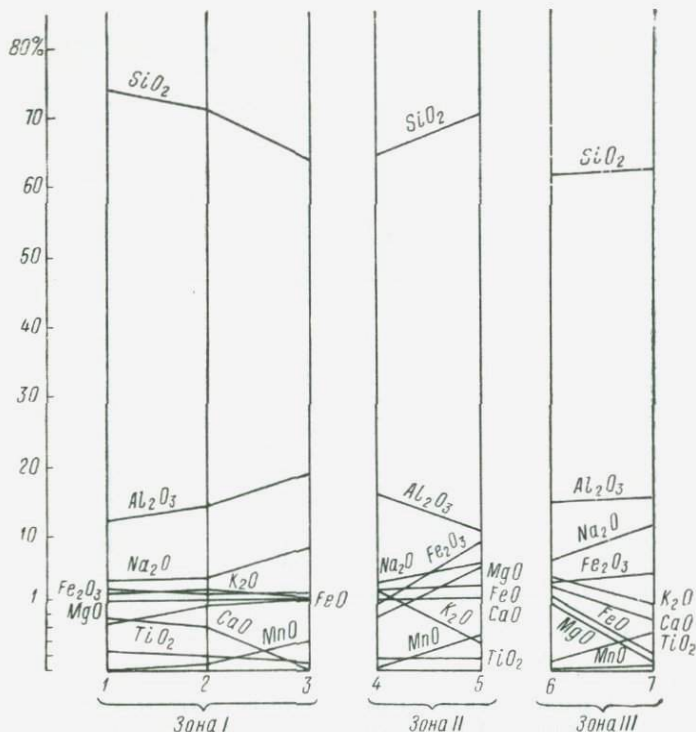


Рис. 36. Изменения в содержании окислов (вес. %) при образовании метасоматитов (объяснения в тексте и в табл. 8).

Таблица 8

Химический состав исходных пород и возникающих по ним метасоматитов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	73,88	71,42	64,20	70,38	54,82	63,31	64,80
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,20	0,10	0,28	0,31	0,24	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,36	14,53	19,31	16,12	12,05	15,03	15,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,47	2,12	1,81	1,16	9,01	3,67	4,75
FeO	1,15	1,40	1,08	2,15	3,52	1,66	0,28
MnO	0,02	0,07	0,41	0,11	0,43	следы	0,12
MgO	0,69	0,97	1,04	0,82	5,58	1,39	0,22
CaO	0,76	0,61	0,05	1,29	1,29	2,61	0,77
Na <sub>2</sub> O	3,75	3,82	8,08	3,51	6,33	6,98	11,27
K <sub>2</sub> O	1,95	2,23	1,43	2,08	0,41	3,88	1,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,09	0,05	0,09	0,12	0,22	0,07
CO <sub>2</sub>	0,04	0,06	0,06	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	0,08	0,08	—	—
S <sub>общ</sub>	0,20	0,19	0,16	0,08	0,19	—	—

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
F	—	—	—	—	—	0,23	0,11
H <sub>2</sub> O	0,44	0,40	0,40	0,08	1,32	0,27	0,10
П. п. п.	0,64	0,70	0,15	0,40	0,60	1,03	0,80
Сумма	98,82	98,70	98,80	98,63	99,40	100,52	100,44

Примечание. Зона I : 1 — неизменный гранит из внешней зоны метасоматитов; 2 — слабоизмененный гранит из той же зоны; 3 — метасоматит из центральной части зоны. Зона II : 4 — слабоизмененный гранит из внешней зоны метасоматитов; 5 — меланократовый метасоматит той же зоны (анализы 1—5 по А. А. Стороженко [1961]). Зона III : 6 — авгитовый сениит; 7 — эгириновый метасоматит по авгитовому сенииту [Mogozewicz, 1930].

Эти изменения заключаются в увеличении содержания (привносе) натрия, алюминия, железа и в уменьшении (выносе) кремния, магния, кальция, калия. Аналогичный вывод получается в случае применения любого другого метода расчета.

### Выводы

Характер миграции вещества при щелочном метасоматозе предлагается определять рассмотренным методом, учитывающим крайне пестрый состав метаморфизических толщ и возможность местного перераспределения вещества; сравнение отдельных пар пород может привести к ложному выводу о перемещении огромных количеств окислов, в том числе таких малоподвижных элементов, как железо, алюминий, кремний, магний.

Качественный баланс вещества при расчетах по предложенному методу определяется вполне четко: для преобразования метаморфических пород при щелочном метасоматозе необходим привнос кремния, глинозема и натрия; выносятся железо, магний и в некоторых случаях калий. Количественно миграция вещества оценивается реальными цифрами, которые оказываются значительно меньше, чем это предполагалось на основании сравнения отдельных пар пород.

Для щелочных метасоматитов, развивающихся в породах достаточно однородного минерального и химического состава, применим один из методов, основанных на сравнении отдельных парных проб или серий проб из различных зон метасоматической залежи.

## ГЛАВА IX

### ГЕНЕЗИС МЕТАСОМАТИТОВ

Проблема генезиса метасоматитов требует рассмотрения многих вопросов, из которых к главным относятся: 1) механизм и условия образования; 2) характер метасоматических растворов; 3) возможная

связь метасоматоза с интрузивными породами; 4) источник метасоматических растворов и вещества; 5) соотношение процесса метасоматоза с ультраметаморфизмом и гранитизацией; 6) место рудного процесса и некоторые другие.

Для решения этих вопросов привлекаются геологические, петрографические, геохимические методы исследований, петрологический эксперимент, радиологические определения, данные геофизики. Существующие взгляды на происхождение метасоматитов могут быть подразделены на три группы, соответствующие трем главным гипотезам.

Гипотеза магматического или постмагматического происхождения метасоматических растворов имеет много сторонников. Метасоматиты рассматриваются иногда как магматические образования [Лучицкий, Лебедев, 1934], но чаще их считают производным интрузивных пород. Это могут быть интрузивы щелочных и нефелиновых сиенитов [Лучицкий, 1947; Чураков, 1947; Усенко, 1948; Царовский, 1954, 1960, 1964; Стрыгин, 1959, 1970; Стороженко, 1961] различного возраста, возможно, нескрытые, интрузивы гранитов нормальной щелочности [Коржинский, 1953, 1957, 1963], аплитовидные граниты [Никольский, 1956, 1964], микроклиновые граниты [Половинкина, 1953, 1955].

Вторая гипотеза объясняет щелочной метасоматоз воздействием растворов метаморфогенного происхождения [(П. М. Каниболоцкий, 1946); Домарев, 1955; Александров, 1959, (1962), 1963]. Эта гипотеза в последние годы приобретает все больше сторонников.

Третья гипотеза, выдвинутая сравнительно недавно, предполагает, что прямая генетическая связь проявлений щелочного метасоматоза с активными интрузиями отсутствует, метасоматические растворы образуются за счет воды метеорного и лишь частично ювенильного происхождения. Процесс в целом в некоторых отношениях сходен с процессом гранитизации, так как обусловлен близкими по типу и происхождению растворами, однако протекает в иной геологической обстановке [Кушев, Синицын, 1966; Рудник, Терентьев, 1966; Кушев, 1968; 1970; Белевцев, 1969, 1970; Елисеев, Кушев, Синицын, 1970].

### **Гипотезы постмагматического и метаморфогенного происхождения растворов при щелочном метасоматозе**

Названные гипотезы возникли в разное время и отражают соответствующий уровень знаний и сведения, касающиеся происхождения метасоматитов и горных пород вообще. С накоплением фактического материала и получением новых экспериментальных данных установившиеся представления менялись и в соответствующие гипотезы вносились дополнения и изменения.

Гипотеза магматического или постмагматического происхождения щелочных метасоматитов в свете современных данных встречает наибольшие возражения. Представления об огромных возможностях гранитной магмы для генерирования постмагматических растворов стали

широко распространяться после опытов Р. Горансона по растворимости воды в гранитной магме [Goranson, 1931], доказавших, что магма может растворять до 10%  $H_2O$ . Возможность отделения флюидной фазы от кристаллизующихся гранитных расплавов давала удовлетворительное объяснение появлению гидротермальных растворов, тем более что почти всегда в районе обнаруживались тела гранитоидов, и метасоматозом оказывались захвачены породы в контактах гранитных тел. Однако довольно скоро выяснилось, что метасоматическое рудообразование может иметь связь с гранитами не столько генетическую, сколько парагенетическую [White, 1943; Goodspeed, 1952]. Это положение, последовательно развитое Н. Г. Судовниковым [1955, 1964], быстро приобрело широкое признание. Радиологические исследования показали, что многие массивы гранитов, которые рассматривались как источник постмагматических растворов, в действительности оказались значительно более древними, чем проявления метасоматоза и минерализации, пространственно сближенные с этими гранитами.

Применительно к зонам щелочного метасоматоза в докембрийских щитах гипотеза постмагматического происхождения встречает целый ряд возражений.

1. Во всех районах достаточно интенсивного щелочного метасоматоза отсутствуют интрузивные породы гранитного состава или интрузивы щелочных пород, с которыми можно было бы связывать образование метасоматических растворов, вызывавших щелочные преобразования.

Это не значит, что в конкретном районе с проявлениями щелочного метасоматоза интрузивные породы должны вообще отсутствовать. Однако присутствие гранитов вблизи участков метасоматоза или развитие метасоматитов в самих гранитах или в иных по составу интрузивных породах, в том числе щелочных, не может рассматриваться как доказательство их генетической связи, хотя именно пространственная совмещенность используется как главный довод постмагматического образования этих пород. Так, например, в Криворожье щелочной метасоматоз объясняется воздействием остаточных растворов магмы аплитовидных гранитов на том основании, что последние являются наиболее поздними интрузивными образованиями района и сами иногда подвергаются щелочному метасоматозу — альбитизации [Никольский, 1956, 1964]. В Приазовье трещинные щелочные метасоматиты и мариполиты считают производными нефелиновых сиенитов [Царовский, 1954, 1960, 1964; Стороженко, 1961].

В обоих случаях щелочной метасоматоз приурочен к региональным тектоническим зонам, которые являются сквозными, так как секут породы разновозрастных комплексов, в том числе гранитоиды и щелочные породы массивов, рассматриваемых в качестве источника растворов. Такой сквозной характер тектонических зон говорит о том, что они возникли уже после консолидации пород в данном срезе, и в частности после окончания кристаллизации возможных интрузивных тел. Разновозрастность метасоматитов и преобразуемых пород подтверждается радиологическими определениями.

2. Палингенные магмы, возникшие в условиях ультраметаморфизма, вряд ли могут содержать много метеорной или осадочной воды [Файф, Тернер, Ферхуген, 1963; Тернер, Ферхуген, 1961] и воды вообще [Bowen, 1947; Tuttle, Bowen, 1958], так как ее количество по оценкам отношений газ/лава в современных извержениях не превышает 1% [Файф, Тернер, Ферхуген, 1962]. Образование палингенных магм повышенной влажности требует привноса воды извне, так как такие магмы генерируются на глубинах, где глубокометаморфизованные породы полностью дегидратированы [Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Tuttle, Bowen, 1958; Green, Ringwood, 1966, 1967]. Отделение водно-газового флюида из кристаллизующейся магмы должно происходить в ту стадию, когда температура окружающих пород была наивысшей. В это время сами интрузивные породы (граниты) еще не настолько жестки, чтобы реагировать на напряжения образованием разрывов. Поэтому отделившиеся водно-газовые флюиды должны удаляться от гранитных тел. Кроме того, далеко не всякие расплавы способны давать остаток, непрерывно переходящий затем в растворы [Tuttle, Bowen, 1958; Wyllie, Tuttle, 1959, 1961; Таттл, 1961]. Но ни один из представителей аплитовидных или иного типа гранитов, пространственно близких с участками метасоматоза (как показало нанесение их составов на диаграмму  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ , не отвечает разновидностям с избытком щелочей над отношением щелочи/глинозем в полевых шпатах, т. е. они не могут давать при кристаллизации остаточные растворы, обогащенные щелочами (щелочными силикатами). Особенности минерального состава этих пород (наличие криптопертитов, отсутствие фторсодержащих минералов) не позволяет предполагать, что их кристаллизация сопровождалась критическими явлениями, обусловленными присутствием большого количества воды или других летучих.

3. Щелочные нефелиновые сиениты по своему химизму соответствуют породам, способным давать остаточные щелочные расплавы — растворы. Однако анализ данных минералогических и петрографических исследований и рассмотрение соотношений процессов кристаллизации щелочных сиенитов и метасоматитов [Елисеев, Кушев, 1965] показывает, что щелочные и нефелиновые сиениты докембрийских массивов кристаллизовались из существенно сухих расплавов [Елисеев, Кушев, 1968; Елисеев, Кушев, Царовский, 1964; Елисеев, Кушев, Симицын, 1970]. Мариуполиты и трещинные щелочные метасоматиты возникли позднее, с разрывом во времени, в результате наложения метасоматического процесса на уже закристаллизованные интрузивные породы [Елисеев, Кушев, 1968; Кушев, Симицын, 1965].

4. Важным критерием, свидетельствующим об отсутствии генетической связи между метасоматическими растворами и интрузивными породами, являются радиологические данные. Метасоматиты отделены от «материнских» пород значительными интервалами времени. Так, для Приазовья разрыв во времени между образованием типоморфных минералов метасоматитов (1600—1500 млн. лет) и неизмененных щелочным метасоматозом щелочных и нефелиновых

сиенитов (1800—1900 млн. лет) составляет 250—300 млн. лет [Кушев, Комлев, Виноградов, 1965]. Возраст метасоматитов в гранитоидах (1800—1600 млн. лет), судя по определениям свинцовым методом, меньше возраста гранитов (2100—2000 млн. лет), с которыми их связывают генетически, на 300—400 млн. лет. Во всех случаях, когда имеются определения возраста и для метасоматитов, и для пространственно сближенных с ними интрузивных пород, между ними выявляется разрыв во времени, превышающий точность метода.

5. Учитывая объем гидротермальных растворов, которые теоретически могли быть отделены от кристаллизующихся расплавов, и массу щелочных метасоматитов, возникших в результате транспортировки ряда компонентов этими растворами, можно произвести примерный расчет и оценить возможность такой транспортировки. Крупные тела пород гранитоидного состава представлены главным образом гнейсами и мигматитами, не проходившими в своем развитии магматическую стадию. Гранитоидные массивы интрузивного залегания, имеющие, как правило, небольшие масштабы, кристаллизовались из достаточно сухих расплавов. Поэтому, если они и отделяли постмагматические растворы, то в очень небольшом объеме. Если даже допустить, что содержание воды в гранитных расплавах достигает 5—6%, и для расчета использовать экспериментально полученные значения растворимостей способных к переносу компонентов (или комплексных соединений), то полное отделение водной фазы не может дать объем растворов, необходимый для переноса той массы компонентов, которая привносится в зоны щелочного метасоматоза с известными параметрами тел метасоматитов.

Главный привносимый компонент щелочных метасоматитов — это натрий. Для образования массы альбититов в телах, оконтурированных и прослеженных на глубину в пределах одной тектонической зоны, необходимо было бы полное выщелачивание натрия из прилежащих гранитов на расстоянии, в 4—5 раз превышающем ширину зоны, что невозможно при любом из известных способов кристаллизации гранитных расплавов. Для переноса этой массы натрия потребовалось бы обезвоживание гранитного расплава с исходным содержанием воды 6% в отношении: 400 объемов гранита на 1 объем метасоматита. Если же учесть, что гидротермальные растворы отделяются остаточными расплавами, масса которых составляет едва ли 0,1 от массы исходного гранитного расплава, то получится: массив с поперечником 10 км может дать водные растворы для формирования зоны альбититов шириной 1 м.

Все приведенные данные позволяют считать, что интрузивные породы, распространенные на участках проявления щелочного метасоматоза, не могут рассматриваться как источник метасоматических растворов и, следовательно, щелочные метасоматиты не имеют с ними прямой генетической связи.

Гипотеза метаморфогенного происхождения метасоматических растворов при щелочном метасоматозе принципиально встречает меньше возражений, но все же ее применение часто затруднено. Согласно этой гипотезе при

метаморфизме происходило высвобождение значительной массы воды, которая, растворяя и переотлагая минералы, обогащалась рядом компонентов и приобретала свойства гидротермальных растворов, вызывавших в благоприятной обстановке метасоматоз. При такой трактовке остается неясным вопрос об источнике вещества, и прежде всего натрия. Предполагается, что им могут быть сами метаморфические породы [Домарев, 1956; Белевцев, 1969; Тугаринов, Змеенкова, 1960; Александров, 1959, 1963] или же какой-то гипотетический магматический очаг [Павленко, 1959]. Натровый метасоматоз проходил в раннюю стадию регрессивного метаморфизма на его фоне; в нем также участвовали поровые растворы, находившиеся в метаморфических породах [Александров, 1963]. Ниже приводятся главные положения, препятствующие применению гипотезы метаморфогенного происхождения растворов при трещинном щелочном метасоматозе.

1. Щелочной метасоматоз накладывается на породы, претерпевшие региональный метаморфизм в условиях разных фаций (от зеленосланцевой до гранулитовой, чаще всего это породы амфиболитовой фации) и ультраметаморфизм и прорванные интрузивами гранитов и щелочных пород, которые обычно знаменуют начало платформенного режима развития. Метасоматоз приурочен к региональным тектоническим структурам, развившимся после консолидации пород, и, очевидно, оторван во времени от процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

2. Метасоматические растворы метаморфогенного происхождения могут образоваться за счет: а) воды поровых пространств неметаморфизованных пород; б) воды, связанной в гидроксилсодержащих минералах неметаморфизованных пород; в) воды, поступающей в зоны низких ступеней метаморфизма в результате дегидратации минералов в зонах высоких ступеней метаморфизма, и г) воды, введенной непалингенными магмами, или воды ювенильного происхождения [Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Судовиков, 1964].

Метеорная, или реликтовая, вода имеет, по-видимому, ограниченное значение, так как уже в низкотемпературных сланцах пористость пород должна была бы составлять около 10% (что крайне маловероятно), чтобы объяснить содержащуюся в них воду нахождением ее в поровых пространствах.

Количество воды, связанной в гидроксилсодержащих минералах, для большинства метаморфических и особенно для ортометаморфических пород таково, что заставляет предполагать или равенство его с исходными неметаморфизованными разновидностями, или даже привнос воды [Tilley, 1923; Eskola, 1939; Turner, 1944; Hutton, 1940; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Судовников, 1964].

Источником воды при метаморфизме низких ступеней могут быть высокотемпературные зоны метаморфизма. При переходе пород среднего и основного состава от условий фации зеленых сланцев или эпидотовых амфиболитов до фации пироксеновых роговиков и гранулитов высвобождается до 3% воды. Эта высвободившаяся вода будет перемещаться в направлении понижающегося температурного гра-

диента в виде потока. Процесс гранитизации и ультраметаморфизма, накладывающийся на глубокометаморфизованные породы, может протекать лишь в том случае, если будет осуществляться дополнительный привнос воды из внешнего источника. В противном случае породы глубинных зон метаморфизма будут сохранять устойчивость, и действительно, оказываются часто выведенными на современный эрозионный уровень, не претерпев даже сколько-нибудь заметного диафтореза. Вряд ли такие или еще более глубинные метаморфические породы сами могли отделять достаточно большие количества водных растворов, вызывающих регрессивные изменения или метасоматоз в этих или вблизи расположенных породах. Кроме того, регрессивные изменения и гранитизация глубокометаморфизованных пород требуют привноса не только воды, но также ряда компонентов (натрий, кремний, отчасти глинозем), причем именно тех, которые необходимы для щелочного метасоматоза.

Гипотеза, объясняющая процесс щелочного метасоматоза в породах формации железистых кварцитов в влиянием режима кислорода, была предложена Д. С. Коржинским [1953, 1957, 1963] и в общих чертах сводится к следующему.

Активность компонента в растворе зависит не только от его концентрации, но и от свойств раствора при его взаимодействии с породами, т. е. от его кислотности или щелочности. Повышение pH раствора увеличивает активность оснований, в том числе  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , тем больше, чем сильнее основание. Щелочность раствора увеличивается в прямой зависимости от общей концентрации щелочей и щелочных земель в нем. Следовательно, поступление в раствор ионов  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$  и других оснований вызовет повышение активности натрия и калия, хотя общее содержание последних может оставаться прежним. Применительно к породам формации железистых кварцитов этот процесс приобретает характерные особенности.

Растворы нормальной щелочности (по Д. С. Коржинскому, по-слемагматические растворы) с невысоким содержанием щелочей, попадая в толщу пород, обогащенных  $\text{Ca}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mg}$  (сланцы и железистые кварциты), обуславливают проявление регрессивного метаморфизма, одновременно растворяя присутствующие в этих породах карбонаты щелочных земель. Рост концентрации кальция и магния в растворе вызывает рост его щелочности, что приводит к повышению активности натрия и калия, как наиболее сильных оснований.

Сохранение высокой активности натрия и калия обеспечивается низким содержанием глинозема в железистых кварцитах, так как связывание щелочей в полевых шпатах снизило бы их концентрацию и активность. Расходование щелочей компенсируется интенсивной циркулирующей растворов.

По Д. С. Коржинскому [1963], показателем щелочности или основности среды служит активность аниона кислорода ( $\text{O}^{-}$ ) или гидроксила  $[\text{OH}^{-}]$ , и, следовательно, с повышением химического потенциала кислорода щелочность раствора должна возрасти. Рассматривая явления щелочного метасоматоза в железистых кварцитах,

Д. С. Коржинский [1963] обратил внимание на обратную зависимость щелочности от активности кислорода. Если при повышении температуры происходит разрушение или превращение минералов с выделением кислорода, как, например, при переходе гематита в магнетит, то давление и активность кислорода в породе должны повыситься, причем тем больше, чем больше в этих породах минералов, выделяющих кислород при метаморфизме. Для богатых гематитом железистых пород это особенно характерно. В зонах фильтрации растворов через подобные толщи происходят буферные реакции, которые обеспечивают устойчивую активность электрона, а повышение активности кислорода должно привести к повышению щелочности. Этим, по Д. С. Коржинскому [1963], объясняется широкое развитие щелочных пироксенов и амфиболов (включая их крайние разновидности — эгирин и рибекит) в метаморфизованных железистых кварцитах. Гипотеза, согласно которой активность щелочей в растворе возрастает за счет растворения оснований [Коржинский, 1957], дополнилась предположением о значении повышенной активности кислорода, выделяемого при метаморфизме железистых кварцитов; такое объяснение причины повышенной щелочности метасоматического реагента было принято [Коржинский, 1963] как наиболее удовлетворительное.

Исследования системы  $\text{CaO}—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{FeO}—\text{SiO}_2$  показали [Phillips, Muan, 1959], что увеличение содержания  $\text{CaO}$ , повышая щелочность жидкой фазы, вызывает резкий рост степени окисления железа. Как показывает анализ фазовых отношений в системе  $\text{MgO}—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{FeO}—\text{SiO}_2$ , в метаморфических процессах  $\text{MgO}$  играет подобную же роль. Колебания в содержании  $\text{MgO}$  оказывают влияние, аналогичное изменениям в содержании кислорода и его парциального давления [Лазарев, 1967]. Вероятно, для пород формации железистых кварцитов, отличающихся низкими содержаниями кальция вообще, окись магния, регулирующая щелочность растворов, приобретает важное значение.

Некоторое постоянное содержание кислорода в породах и в системе раствор — порода, обусловленное существенной инертностью кислорода, означает, что при изменении  $T$  и  $p_{\text{общ}}$  могут наблюдаться относительные колебания парциального давления кислорода. При резком уменьшении  $p_{\text{общ}}$  должно происходить относительное повышение  $p_{\text{O}_2}$ , что в свою очередь должно вызвать эффект повышения щелочности, способствуя щелочному минералообразованию.

Гипотеза Д. С. Коржинского хорошо объясняет приуроченность щелочного минералообразования к породам формации железистых кварцитов, если это явление рассматривать в прямой связи с явлениями регионального метаморфизма или как одну из его стадий. Режим кислотности—щелочности и кислорода, определяющий активность щелочей именно в железистых кварцитах, позволяет объяснить и некоторые особенности механизма щелочного метасоматоза в этих породах. Однако щелочное минералообразование как стадия процесса регионального метаморфизма является лишь частным и довольно редким случаем, причем в таких породах состав эгириновых

пироксенов отличается сравнительно низким содержанием акмита, а амфиболы относятся преимущественно к субщелочным.

Второй вопрос, на который не дает ответа гипотеза Д. С. Коржинского, это источник натрия.

Обратная связь щелочности растворов с активностью кислорода, отмеченная Д. С. Коржинским [1963], по-видимому, проявляется только в отдельных случаях. Процесс образования метасоматитов региональных тектонических зон протекает значительно сложнее. Прежде всего следует отметить, что натровый метасоматоз проявляется в большинстве случаев с разрывом во времени по отношению к региональному метаморфизму и часто накладывается на метаморфические породы, уже не содержащие гематита. Следовательно, здесь уже была невозможна буферная реакция гематит — магнетит, которой объясняется повышение щелочности с ростом активности кислорода, высвобождаемого при переходе гематита в магнетит. Между тем щелочное минералообразование сопровождается именно окислением магнетита в гематит, т. е. идет с поглощением кислорода, хотя исходные породы и без того обычно характеризуются его дефицитом. Кроме того, щелочной метасоматоз часто проявляется даже в таких железистых породах, где переход гематита в магнетит невозможен по температурным условиям. С другой стороны, известны породы железистой формации, представленные фациями, содержащими только закисное железо, несмотря на то, что щелочные амфиболы в них широко развиты [Cilliers Treeman, Taylor, 1961]. И наконец, щелочной метасоматоз широко проявляется в породах, где гематит и магнетит вообще отсутствуют, хотя богатые основаниями породы налицо и тела метасоматитов приурочены именно к контактам таких мезо- или меланократовых образований.

### Гипотеза метеорно-ювенильного происхождения растворов при щелочном метасоматозе

Возможность участия метеорных вод в формировании гидротермальных растворов начала обсуждаться сравнительно недавно, после того, как применение изотопных методов исследований позволило выявить, что в составе термальных вод современных вулканических областей на долю ювенильной воды приходится не более 5—6%.

Отдельные положения предлагаемой гипотезы применительно к объяснению процесса щелочного метасоматоза рассматриваются в ряде работ [Елисеев, Кушев, Царовский, 1964; Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965; Елисеев, Кушев, Синицын, 1970; Белевцев, 1969, 1970; Котляр, 1970; Кушев, 1968, 1970], подтверждаются современными геологическими и геохимическими исследованиями и сводятся к следующему.

1. Отсутствие прямой генетической связи с конкретными активными интрузиями.

2. Некоторое сходство процесса щелочного метасоматоза с процессом региональной гранитизации, выражающееся в одноименной направленности изменений химизма пород.

3. Глубинный источник метасоматических растворов; предполагается, что количественная роль воды ювенильного происхождения невелика, главный объем растворов складывается метеорными водами, приобретающими характер терм.

4. Щелочной метасоматоз является отражением процессов глубокой активизации в условиях платформенного режима развития.

5. Источником вещества при щелочном метасоматозе частично являются глубокие горизонты земной коры, но главным образом — породы фильтра, или подстилающие толщи, через которые происходит фильтрация метасоматических растворов. Рудные компоненты в основном экстрагируются из пород фильтра, специфика состава которого определяет металлогеническую специализацию щелочных метасоматитов.

Рассмотрим предлагаемую схему образования щелочных метасоматитов более подробно.

Механизм и условия образования щелочных метасоматитов. Для метасоматитов региональных тектонических зон хорошо устанавливаются обычно только пути, по которым происходили преобразования пород под воздействием циркулирующих щелочных растворов. Такими путями являлись системы трещин, зоны катаклаза, расщепления, дробления. О характере растворов, циркулировавших по этим зонам, можно судить по изменениям первоначальных пород, обусловившим образование метасоматитов.

Структурные особенности, характер минеральных преобразований, сохранившиеся следы катаклаза, милонитизации и последующей перекристаллизации позволяют достаточно определенно судить о механизме возникновения метасоматитов таких зон.

Наблюдения показывают, что во всех случаях минералообразование происходило в одинаковой последовательности. В зависимости от особенностей конкретных условий, в частности от химизма пород, подвергающихся замещению, преобладающее развитие приобретают только некоторые минералы, чем определяется тип метасоматитов отдельных зон. Метасоматическая зональность, отражающая последовательность минералообразования, принимает соответственно специфические черты в каждом конкретном случае, хотя одновременно обладает особенностями, свойственными метасоматитам любого типа.

Для решения вопроса о механизме, условиях и способе образования щелочных метасоматитов большое значение приобретают опыты по экспериментальному моделированию. В этом направлении за последние годы достигнуты значительные успехи, в частности воспроизведены метасоматиты, полностью отвечающие природным по структуре и химизму.

И. В. Александрову [1963] удалось воспроизвести в достаточно полном приближении процесс образования бескварцевой эгриновой породы с магнетитом и щелочным амфиболом путем воздействия натрийсодержащих растворов на природный амфибол-магнетитовый кварцит со следующим минеральным составом: кварц — 65, магнетит — 26, грюнерит — 14%. Химический состав этой породы сле-

дующий, %:  $\text{SiO}_2$  — 71,52;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,73;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 14,77;  $\text{FeO}$  — 11,08;  $\text{MgO}$  — 0,94;  $\text{CaO}$  — 0,14;  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  — нет;  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 0,61;  $\text{H}_2\text{O}^-$  — 0,06; сумма — 99,85.

В опытах применялись растворы  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaHCO}_3$ ,  $\text{NaCl}$  и иногда  $\text{NaOH}$ . Карбонатные растворы наиболее соответствуют по составу возможным природным растворам, на что указывает карбонатизация, всегда сопровождающая натровый метасоматоз.  $\text{NaCl}$  служил для изменения pH реагента, которое в ходе опытов возрастало в результате поглощения Na при реакциях минералообразования. Результаты опытов И. В. Александрова иллюстрируются диаграммами (рис. 37). Линии на диаграммах отражают последовательные минеральные преобразования и замещения одних минералов другими (см. подписи к рис. 37); поля отвечают определенным минеральным ассоциациям.

В области поля I порода после опыта не отличалась по составу от исходной; иногда появлялись узкие каймы щелочного амфибола около зерен грюнерита, единичные зерна эгирина; ассоциация минералов: кварц + грюнерит + магнетит.

Область поля II характеризуется присутствием в пробах после опыта кварца, магнетита, грюнерита и новообразованных эгирина и щелочного амфибола. Эгирин замещает магнетит и амфиболы, щелочной амфибол развивается по грюнериту с появлением зональности.

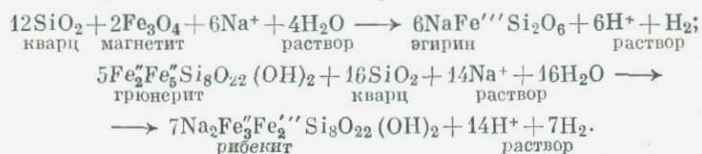
Поле III отвечает ассоциации эгирин + щелочной амфибол + магнетит + грюнерит, кварц отсутствует; соответствует в целом природным эгиринитам. Магнетит и амфиболы замещаются эгирином.

Поле IV соответствует частичному или полному плавлению породы.

Приведенные диаграммы отражают зависимость изменений минерального и химического состава пород от концентрации Na и температуры при давлении 500 (см. рис. 37, а) и 1000 ат (см. рис. 37, б), от температуры и длительности воздействия раствора при разной его концентрации (см. рис. 37, в), от температуры при изменении pH раствора (см. рис. 37, г).

Так как в природном процессе метасоматоза происходило окисление  $\text{Fe}^{II}$  до  $\text{Fe}^{III}$ , естественно предполагать участие  $\text{H}_2$  в ходе реакций. В связи с этим определялось влияние  $p_{\text{H}_2}$  на характер минералообразования (рис. 37, д).

Применительно к проводившимся опытам минералообразование может быть выражено следующими реакциями:



Результаты опытов по моделированию щелочного метасоматоза позволили И. В. Александрову [1963] сделать следующие обобщения.

1. По железистому кварциту амфибол-магнетитового состава может возникать бескварцевая порода, состоящая из эгирина, щелочного амфибола (по грюнериту) и реликтов грюнерита и магнетита.

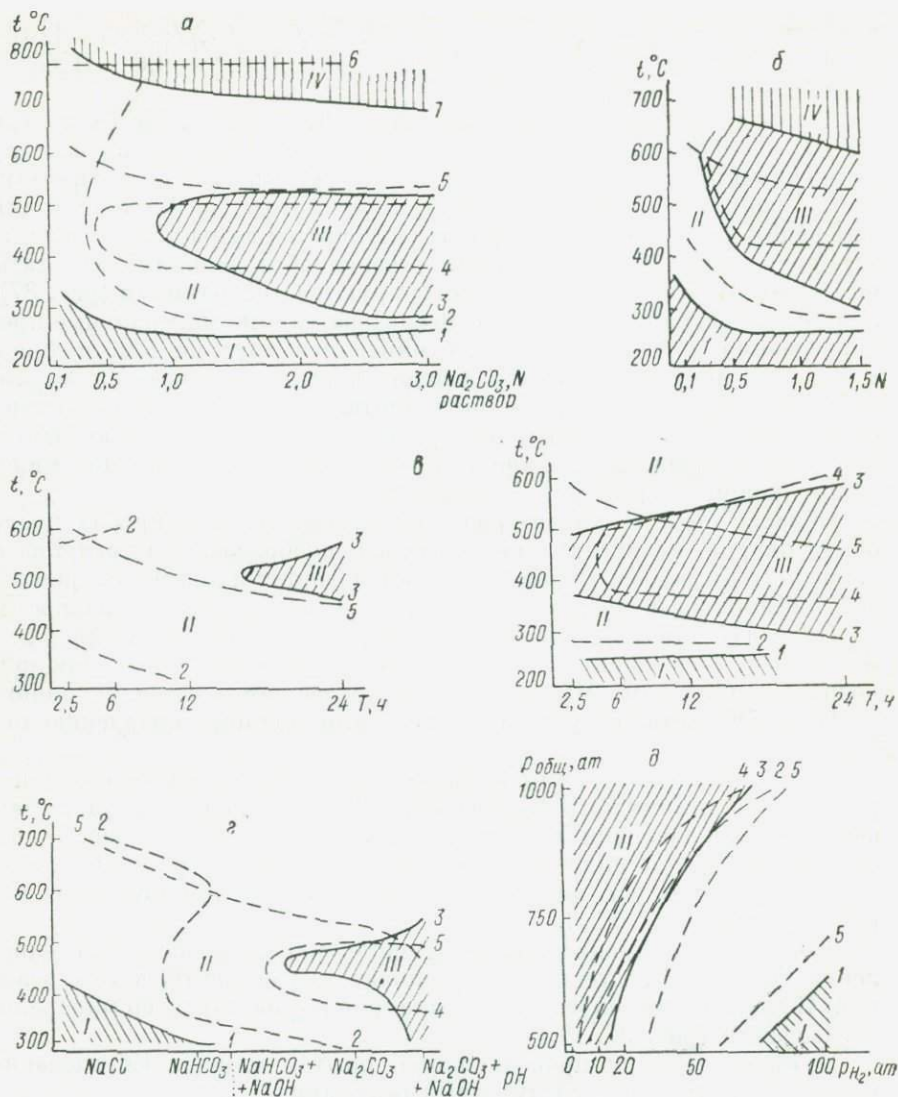


Рис. 37. Характер изменений железистых кварцитов в ходе экспериментов (по И. В. Александрову [1963]).

Изменения в составе железистого кварцита в зависимости: а — от температуры и концентрации раствора  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  при  $p = 500 \text{ ат}$  и длительности опытов 6 ч; б — от температуры и концентрации  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  при  $p = 1000 \text{ ат}$  и длительности опыта 6 ч; в — от температуры и длительности опытов при  $p = 500 \text{ ат}$  и концентрации раствора-реагента 0,5 н.  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (слева) и 1,5 н.  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (справа); г — влияние температуры и величины рН раствора на степень изменения железистого кварцита при постоянной концентрации,  $p = 500 \text{ ат}$ , длительности опытов 6 ч; д — влияние парциального давления водорода и общего давления на характер изменений в составе железистого кварцита при температуре  $450^\circ \text{С}$ , длительности опыта 6 ч, концентрации раствора  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  1,5 н.

Поля: I — неизменная порода (кварц + магнетит + грюнерит); II — исходная порода с новообразованным щелочным амфиболом и эгирином; III — бескварцевая порода (эгирин + щелочной амфибол + грюнерит в виде реликтов + магнетит); IV — плавление породы. Линии: 1 — появление в пробах эгирина и щелочного амфибола; 2 — начало интенсивного развития эгирина; 3 — полное исчезновение кварца; 4 — интенсивное замещение грюнерита щелочным амфиболом; 5 — существенное уменьшение амфибола в конечных пробах; 6 — появление фаялита; 7 — начало плавления породы.

Главные химические особенности процесса сходны с геохимическими особенностями натрового метасоматоза: а) осаждение натрия из растворов и связывание его в силикатах; б) растворение  $\text{SiO}_2$ , т. е. повышение его концентрации в растворах, что приводит к выносу кремния; в) низкая растворимость магнетита, в связи с чем концентрация железа в растворах оказывалась невысокой, а способность к миграции ограниченной; г) окисление железа до окисной формы при кристаллизации эгирина и даже щелочного амфибола, т. е. существенное влияние окислительного потенциала. Все эти изменения тесно взаимосвязаны.

2. Влияние состава и щелочности растворов, температуры и давления проявляется достаточно четко.

А. Эгирин и щелочной амфибол образовывались при воздействии как близких к нейтральным, так и щелочных растворов на железистый кварцит, но бескварцевая порода возникала лишь в случае щелочных содовых растворов.

Повышение щелочности (рН) раствора вызывало более интенсивное развитие эгирина и щелочных амфиболов; усиливалось окисление  $\text{Fe}^{2+}$  до  $\text{Fe}^{3+}$ .

Б. Влияние температуры тесно связано с характером растворов, изменение которого (рН, концентрация Na, анионный состав) изменяет температурные интервалы, благоприятные для образования эгирина и щелочного амфибола. В общем случае повышения рН и концентрации Na температурный интервал расширяется.

При давлении 500 ат и при содовых растворах наиболее благоприятным для образования эгирин-амфиболовой бескварцевой породы оказался интервал 450—300° С. Повышение давления до 1000 ат расширяет этот интервал в сторону больших температур, причем с преимущественным развитием амфибола, а не эгирина.

В. Повышение парциального давления водорода ограничивает развитие эгирина.

И. В. Александров [1963] делает вывод, что при натровом метасоматозе состав исходных пород благоприятствует образованию метасоматитов определенного состава, так как преимущественное развитие получают: в слюдяных сланцах — альбит, в куммингтонитовых сланцах — щелочной амфибол, в железистых кварцитах — эгирин.

Опыты по изменению куммингтонитовых и слюдяных сланцев [Иванов, 1962; Сыромятников, Иванов, Макарова, 1962] позволили выявить оптимальные условия для щелочного метасоматоза в породах, содержащих заметное или значительное количество глинозема.

Геологические и петрографические наблюдения показывают, что при альбитизации на начальной стадии происходит частичное замещение исходных пород альбитом в ассоциации с магнетитом и мусковитом с последующим увеличением количества альбита вплоть до возникновения мономинеральных пород. Для того чтобы определить условия протекания процесса, нужно выявить хотя бы приблизительно состав воздействующих растворов, чему помогает эксперимент.

В проведенных И. П. Ивановым [1962] экспериментах использовались природные биотитовые сланцы и образцы чистого природного альбита, в качестве буфера применялся чистый монокристаллический кварц. Определение продуктов экспериментов производилось оптически, рентгенографически, частично микрохимически и спектральными методами. Тщательное изучение полученных результатов позволило сделать следующие выводы [Иванов, 1962].

1. Альбитизация в природных условиях происходит под воздействием разбавленных натрийсодержащих растворов, насыщенных кремнекислотой.

2. Образование альбита зависит от щелочности — кислотности раствора-реагента. При температуре менее  $400^{\circ}\text{C}$  благоприятна умеренно щелочная среда, выше  $400^{\circ}\text{C}$  — близкая к нейтральной.

3. Главным фактором в процессе альбитизации является температура, не превышающая, однако, для альбита в ассоциации со слюдами  $500-520^{\circ}\text{C}$ , так как при более высокой температуре образуется не альбит, а калинатровый полевой шпат; давление практического влияния не оказывает.

В дальнейшем опыты по моделированию процесса натрового метасоматоза или, точнее, процесса метасоматического замещения в натровых растворах были продолжены. Целью явилось определение условий минералообразования при воздействии движущегося щелочного натрового раствора.

Эксперимент в динамических условиях позволил установить [Сыромятников, Иванов, Макарова, 1962], что метасоматический процесс ошелачивания куммингтонита протекает в две последовательные стадии: замещение куммингтонита Na-куммингтонитом путем катионного обмена и последующее развитие каймы магний-рибекита с образованием зональных кристаллов, совершенно аналогичных наблюдаемым в природе.

Из этих двух опытов следует, что при воздействии натровых растворов на амфибол-магнетитовый кварцит или другие породы, близкие к ним по минеральному составу, вначале будет возникать щелочной амфибол и затем уже эгирин. Эгирин может возникнуть сразу только за счет кварца и магнетита, а при замещении первичного амфибола как обязательная промежуточная ступень будет кристаллизоваться щелочной амфибол. Щелочной амфибол преимущественно будет развиваться также в условиях высоких температур и давлений, а эгирин — ниже  $450^{\circ}\text{C}$  и давлении около  $500\text{ ат}$ , вновь уступая главную роль амфиболу уже ниже  $300^{\circ}\text{C}$ .

Опыты по альбитизации кварц-биотитового сланца [Иванов, 1962; Сыромятников, Иванов, Макарова, 1962] позволили выяснить еще некоторые особенности этого процесса и определить параметры благоприятных условий. Эксперименты проводились в статической и динамической (т. е. при движущемся растворе) обстановке; использовался карбонатно-галоидный раствор натрия.

Оказалось, что увеличение поверхности породы при прочих равных условиях существенно влияет на качественный и количественный характер изменений. Это объясняет, в частности, различную интен-

сивность проявления метасоматоза в ненарушенных и в трещиноватых, брекчированных или катаклазированных породах.

Установлено возникновение нескольких зон изменения: а) образование фельдшпатоидов; б) альбитизация; в) мусковитизация. Ширина зон зависит от длительности опыта (или скорости движения и концентрации раствора, т. е. от его прореагировавшего количества) и температуры; давление оказывает значительно меньшее влияние.

При движении раствора при температуре менее  $500^{\circ}\text{C}$  и давлении около  $500\text{ ат}$  в первой зоне возникали фельдшпатоиды (содалит, канкринит), мусковит и магнетит, во второй — альбит, мусковит и магнетит, в третьей (головной) происходило только обесцвечивание биотита с образованием мусковита и магнетита. Увеличение температуры выше  $500\text{—}550^{\circ}\text{C}$  приводило к появлению в первой зоне эгирин-диоксида и нефелина, а во второй эгирин-диоксида и калинатрового полевого шпата. Опыты в статических условиях при достаточной выдержке давали аналогичные результаты, но состав продукта соответствовал составу одной из зон в зависимости от концентрации раствора.

При температуре  $< 600^{\circ}\text{C}$  и давлении  $1000\text{ ат}$  в динамических условиях опыт в первые 6 ч протекал так же, как и в статических условиях, т. е. система вела себя как закрытая. Вначале образовывался калинатровый полевой шпат, а затем альбит; биотит замещался мусковитом с выпадением магнетита. После 6 ч система «открывалась»: калинатровый полевой шпат замещался альбитом путем катионного обмена  $\text{K} \rightarrow \text{Na}$ , а магнетит и мусковит превращались в эгирин-диоксид. В опытах свыше 25 и до 100 ч появлялась ассоциация нефелин + эгирин-диоксид. Для получения ощутимого результата при более низких температурах необходимо еще большее увеличение выдержки.

Результаты этих экспериментов объясняют главные особенности процесса щелочного метасоматоза: последовательность минералообразования; отсутствие отдельных фаз или стадий, каждая из которых характеризовалась бы специфическим составом растворов, т. е. непрерывный ход процесса; условия температуры и давления.

Наиболее вероятны для процесса щелочного метасоматоза температурный интервал  $300\text{—}450^{\circ}\text{C}$  и давление до  $1000\text{ ат}$ ; эти условия наиболее благоприятны для образования эгирина, щелочного амфибола, альбита. Последовательность минералообразования: альбит, амфибол, эгирин, амфибол, альбит; это объясняется как изменением содержания Na в растворе и его pH, так и понижением температуры. Из опытов следует, что простейший «альбитизирующий» и вообще «вызывающий щелочной метасоматоз» раствор имеет невысокую концентрацию натрия, насыщен кремниеслой; процесс идет в умеренно щелочной или близкой к нейтральной среде. Для возникновения метасоматитов необходимо движение растворов по определенным путям, так как в противном случае не будет возникать зональность, наблюдающаяся в природе, и состав метасоматитов будет выравниваться, как в опытах со статическими условиями.

**Х а р а к т е р м е т а с о м а т и ч е с к и х р а с т в о р о в.**  
О характере метасоматических растворов можно судить на основании

прямых наблюдений над метасоматитами, определений состава газовой-жидких включений в минералах, наблюдений над природными минерализованными водами и гидротермами действующих источников, а также по результатам экспериментальных исследований. Наблюдения над метасоматитами и сопоставление их химического состава с составом исходных пород позволяет определить характер привноса и выноса вещества, т. е. выявить, какие катионы находились в растворах или переходили в раствор при метасоматозе.

Расчеты баланса вещества при метасоматозе показывают, что растворы привносили в зоны щелочных преобразований натрия, а кремний и алюминий периодически переходили в подвижное состояние и могли испытывать значительные перемещения; кальций, магний и железо также переходили в подвижное состояние и выносились из зон метасоматоза или мигрировали на значительные расстояния. Определение состава газовой-жидких включений в минералах подтвердило присутствие в растворах именно этих катионов [Ковалишин, 1965; Ходаковский, 1965; Икорский, 1965; Базарова, 1966]. Наиболее высоким оказалось содержание натрия (до 13%), далее идут кремний (до 5%), кальций (до 2%), железо (до 1,5%), алюминий (до 1%), калий (до 0,8%), магний, титан и др. Из анионов главная роль принадлежит карбонат-иону, а затем анионам  $Cl^-$ ,  $F^-$ ,  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^{--}$ , причем  $CO_2$  составляет от 60 до 99% газовой фазы, остальное приходится на азот и редкие газы. Общая концентрация растворов из включений составляет от 7 до 25%; величина pH колеблется от 6 до 7,5.

Эти результаты хорошо согласуются с данными, полученными в процессе экспериментов, воспроизводящих процесс щелочного метасоматоза [Александров, 1963; Иванов, 1962, а, б]. Обобщенные данные о характере реагентов и условиях минералообразования, выведенные на основании опытов, помещены в табл. 9.

Подтверждением реальности предполагаемых условий является существование минерализованных термальных источников, в которых состав анионной части растворов, температурный режим и вели-

Таблица 9

Параметры физико-химических условий, благоприятных для образования минералов ассоциации трещинных метасоматитов\* (по данным И. В. Александрова, [1963] и И. П. Иванова [1962 а, б])

Минерал	$p$ , ат	$T$ , °C	$pH_2$	pH раствора
Кварц . . . . .	—	—	—	Кислая
Альбит . . . . .	700	300—500	Умеренное	7
Калинатровый полевой шпат . . . . .	700	500	»	7
Щелочной амфибол . . . . .	200—2500 (500—1500)	300—700 (450—540)	Повышенное	7
Эгирин . . . . .	200—1000	300—700	Низкое	7

Минерал	Содержание в растворе, Н.		Анионный состав
	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	
Кварц . . . . .	—	—	2% NaCO <sub>3</sub> + + 1% NaCl
Альбит . . . . .	0,25—1,25 (не более 1,5)	Насыщение	
Калинатровый полевой шпат . . . . .	То же	—	
Щелочной амфибол . . . . .	0,25—1,25	Низкое	
Эгирин . . . . .	(но < 1,5)	Среднее до высокого	

\* В скобках указаны наиболее благоприятные интервалы.

чина рН близки к принятым для метасоматических реагентов. С точки зрения современных представлений термальные воды далеко не всегда имеют магматическое или даже ювенильное происхождение [Иванов, 1964]. В глубинной восстановительной обстановке, в зонах теплового воздействия магматических тел или в зонах повышенного геотермического градиента и особенно в зонах глубоких разломов за счет древних инфильтрационных вод образуются термальные растворы разнообразного ионного состава [Иванов, 1964]. Даже гидротермальные процессы, сопряженные во времени и пространстве с активным вулканизмом, порождаются не вулканитами, а так же, как и сами вулканы, глубинным источником [Набоко, 1959, 1966]. Принципиальной разницы между глубинными термами современных вулканических областей, районов недавней магматической активности с повышенным геотермическим градиентом и древних тектонических зон, по-видимому, нет. И поэтому о характере древних метасоматических растворов можно с некоторым приближением судить по составу современных термальных вод.

Важным вопросом является форма переноса вещества и фазовое состояние самих растворов. Термин «раствор» в применении к термам весьма условен, так как под водным раствором обычно подразумевается жидкая водная фаза с растворенными в ней компонентами. Щелочной метасоматоз протекает в условиях надкритических температур и давлений, когда свойства воды существенно изменяются. Простая фазовая диаграмма для H<sub>2</sub>O показывает, что изменения от пара до флюида и от жидкости до флюида являются непрерывными, без фазовых переходов. При температурах или давлениях выше критических существует практически только одна фаза, неотличимая ни от жидкости, ни от газа, которую можно назвать флюидом. Чем сильнее сжат водяной газ, тем меньше он отличается от жидкости. При больших давлениях и надкритических температурах водяной газ представляет собой жидкость, нагретую выше ее критической точки. Флюид в таком состоянии обладает огромной растворяющей способностью [Смит, 1954; Шефталъ, 1956]. Экспериментальные исследования

выявили, что растворимость кварца в водном флюиде растет с повышением давления и температуры и резко возрастает при добавлении NaOH и NaHCO<sub>3</sub> [Хитаров, 1956, 1961, 1966; Бутузов, Брятов, 1957]. Расслоение раствора на легкую и тяжелую фазы, наблюдавшееся в некоторых опытах [Бутузов, Брятов, 1957; Фридман, Таттл, 1950; Friedman, 1948], по-видимому, говорит о том, что кроме раствора SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> в воде появлялся также гидросиликат натрия (жидкое стекло). Это позволяет считать, что процесс растворения SiO<sub>2</sub> в воде в присутствии Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> сопровождался образованием легко-растворимого водного силиката натрия. Весьма вероятно, что Si, Na, а также Al и ряд других компонентов находились в растворах не только в ионной форме, но также и в виде молекулярных соединений или комплексных ионов.

Причина высокой растворимости SiO<sub>2</sub> в водном флюиде и заметной растворимости таких минералов, как альбит (полевые шпаты) и некоторые другие, возможно, заключается в строении и свойствах молекулы SiO<sub>2</sub> и кремнекислородных тетраэдров [Белов, 1963]. «Структура кварца — сплошь из тетраэдров SiO<sub>4</sub> — геометрически особенно просто разбивается на молекулы SiO<sub>2</sub> уголкового типа с углом O—Si—O между двумя связями Si—O равным 109°, т. е. как раз тем углом, о котором так много говорят в квантовой химии и который (в хорошем приближении) характеризует молекулу H<sub>2</sub>O. Кварц SiO<sub>2</sub>, несомненно, представляет собой координационное соединение, которое, однако, весьма легко переходит в «молекулярное состояние» (кварцевое стекло. . .)» [Белов, 1963, с. 17]. Выделяющиеся из расплава (жидкой фазы) уголковые «молекулы» SiO<sub>2</sub> легко пристраиваются к рядам атомов O с расстояниями, близкими длине ребра Si-тетраэдра. Такие ряды характерны для цепочечных метасиликатов и других минералов [Белов, 1963], однако «молекулы» SiO<sub>2</sub>, очевидно, могут находиться не только в расплаве, но и в водной жидкой фазе и, по-видимому, могут также легко выходить из структуры, растворяясь в жидкой фазе.

Особенности состава щелочных минералов в метасоматитах, порядок их возникновения и специфика образования псевдоморфно замещенных разновидностей дают основания предполагать, что растворенные компоненты метасоматических реагентов находились в различной форме. Na, K, Ca и, возможно, некоторые другие частично были в истинно ионной форме, о чем, в частности гооворит распространенность явления катионного обмена (образование зональных кристаллов Na-куммингтонита без нарушения структуры кристаллов амфибола, псевдоморфное замещение полевых шпатов альбитом и др.). С другой стороны, в растворах, очевидно, присутствовали и более сложные комплексные соединения Na, Si, H, Al; можно предполагать хотя бы местный перенос соединений, близких молекуле полевого шпата, что, вероятно, было возможно при выполнении жилками поздних трещин, а также при образовании гнезд и пятен альбита в железистых кварцитах, лишенных Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O.

Очевидно, сложные соединения могли находиться в водном флюиде в растворенном состоянии лишь в определенном интервале  $p$ — $T$

условий. С повышением давления и, главное, температуры устойчивость многих сложных комплексных соединений снижается. В этих условиях большое значение приобретают газообразные гидроксиды, которые, как оказалось, не только устойчивы, но и сравнительно легко переходят путем сублимации из конденсированного состояния в пар [Щукарев, 1965; Schäfer, 1963]. Если образование газообразных молекул  $\text{NaOH}$  из окисла и воды при низких температурах невозможно, то при  $700^\circ\text{C}$  оно становится заметным, а выше  $1100^\circ\text{C}$  в связи с изменением энтропии становится главным процессом; такие гидроксиды, как  $\text{LiOH}$ ,  $\text{Al}(\text{OH})_3$ ,  $\text{AlOH}$ ,  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ,  $\text{Be}(\text{OH})_2$ ,  $\text{H}_2\text{WO}_4$ ,  $\text{W}_3\text{O}_6(\text{OH})_6$ ,  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ,  $\text{H}_2\text{SiO}_4$  и  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  также способны к улетучиванию и переносу при температурах  $900\text{--}1200^\circ\text{C}$ , в особенности в условиях повышенного давления надкритических водяных паров [Щукарев, 1965; Glemser, 1961; Belton, Richardson, 1962; Glemser, Wendlands, 1963]. Термодинамические вычисления [Щукарев, 1965] показали, что летучесть гидроксидов под большим давлением водяного пара при температурах порядка  $1000^\circ\text{C}$  характеризуется последовательностью:  $\text{NaOH}$ ,  $\text{KOH}$ ,  $\text{LiOH}$ ,  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ,  $\text{Al}(\text{OH})_3$ ,  $\text{H}_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{Be}(\text{OH})_2$ ,  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_2$ . Помимо этих соединений летучи гидроксиды многих рудогенных элементов.

Высокая подвижность перечисленных соединений и несколько иной порядок этого ряда (по сравнению с известными рядами подвижности), возможно, могут объяснить специфический состав катионной части метасоматических терм в зонах метасоматоза, а также количественный баланс вещества, подвижное поведение глинозема и его привнос в зоны метасоматоза и некоторые другие особенности.

Возможная связь метасоматоза с интрузивными породами. Достаточно полный анализ соотношений гидротермального процесса с гранитоидными интрузиями во времени и пространстве произведен Н. Г. Судовиковым [1964]. Главные выводы, основанные на большом количестве наблюдений геологов на различных геологических примерах, сводятся к следующему.

Как правило, основанием для заключения о генетической связи гидротермального процесса с интрузиями является их пространственная совмещенность. Однако пространственная связь в подавляющем большинстве случаев не означает генетической связи. Представление о парагенетической связи гидротермального процесса с малыми интрузиями, когда источником и тех и других является гипотетический «глубинный магматический очаг», не может считаться справедливым, поскольку такой «магматический очаг» не может одновременно и производить гидротермальные растворы в достаточном количестве, и отщеплять порции расплава (малые интрузии).

Гидротермальный процесс может проявиться только после того, как температурные условия (понижение температуры) сделает возможным течение этого процесса. Снижение температуры может произойти только после остывания крупных гранитных тел батолитового типа, и следовательно, гидротермальный процесс будет не

только постмагматическим по отношению к таким телам, но еще и оторванным во времени.

По-видимому, частая пространственная совмещенность проявлений метасоматоза и гранитоидных интрузий объясняется не их генетическими связями, а общим структурным контролем. Малые интрузивы гранитоидного состава, массивы щелочных пород, иногда дайковые тела — все они приурочены к разрывным структурам или к их пересечениям, причем в большинстве случаев это расколы глубокого заложения. В зависимости от глубины заложения по таким расколам могут подниматься расплавы, отвечающие по составу гранитоидам или щелочным породам, или вдоль них могут формироваться зоны тектонитов, используемые восходящими гидротермальными растворами. Возможно, что в некоторых случаях одной из причин появления расплавов, являются глубинные растворы, так как они создают благоприятные условия для образования влажных и по этой причине более низкоплавких систем.

Сами интрузии могут играть существенную роль в мобилизации метаморфогенных растворов в условиях глубинности, отвечающих амфиболитовой и более низким фациям метаморфизма. Они являются переносчиками тепла и, прогревая породы в приконтактных частях, создают градиент температур, необходимый для движения мобилизованных метаморфогенных растворов.

В глубинных условиях интрузивы (но уже преимущественно среднего и основного состава) также являются переносчиками тепла. Они создают значительный прогрев пород (градиент температур), однако теплоотдача интрузий все же недостаточна для того, чтобы метеорная или метаморфогенная вода могла превратиться в длительно действующие гидротермы. Возможно, что ювенильные водные растворы (флюиды) и эманации попадают в земную кору и перемещаются в ее пределах, используя те же пути, что и глубинные интрузии.

В. Н. Котляр приводит данные, согласно которым сохранение теплового потока возможно только при очень интенсивной теплоотдаче, т. е. если проводящий слой между основанием системы и поверхностью интрузии не превышает 450 м (при теплопроводности  $k = 0,006 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$ ), но такая теплоотдача приведет к более быстрому падению температур в проводящем слое и, как следствие, в гидротермальной системе, чем это имеет место в действительности [Котляр, 1970, с. 138].

Таким образом, соотношения гидротермального процесса (метасоматоза) и интрузий разного состава очень сложны. В большинстве случаев они оказываются только пространственно совмещенными, сами интрузии могут способствовать мобилизации метаморфогенных растворов на небольших глубинах, но, очевидно, служить источником самих растворов или источником тепла для формирования гидротермальных систем они практически не могут.

Источники метасоматических растворов. Как было показано в предыдущих разделах, отдельные интрузивные тела не могут рассматриваться в качестве источника метасоматизи-

рующих реагентов. Метаморфогенная природа растворов также встречает ряд серьезных возражений, так как в этом случае неизбежно встает вопрос, каков источник воды метасоматических реагентов при щелочном метасоматозе и откуда заимствуются главные компоненты, привносимые в зоны метасоматических преобразований.

Опыт экспериментальных исследований [Александров, 1959, 1963; Иванов, 1962а, б; Хитаров, 1956; 1961; Сыромятников, Иванов, Макарова, 1962; Tuttle, Bowen, 1958] позволяет считать, что наиболее благоприятными для щелочного метасоматоза являются следующие условия:  $T = 300 \div 550^\circ \text{C}$ ;  $p = 500 \div 1500 \text{ ат}$ ; фильтрующиеся слабощелочные растворы ( $\text{pH} \approx 7$ ), содержащие  $\text{Na}$ , анионы  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$  и, очевидно,  $\text{F}^-$ ; повышение потенциала  $\text{Na}$  над потенциалом  $\text{K}$  ( $\mu\text{Na} \gg \mu\text{K}$ ).

Общее давление ( $p \approx 500 \div 1500 \text{ ат}$ ), благоприятное для течения процесса, и ряд особенностей минералообразования позволяют оценивать глубины, на которых развивается рассматриваемый процесс, как интервал от 1,0—1,5 км ( $p \approx 500 \text{ ат}$ ) до 3—4 км ( $p \approx 1500 \text{ ат}$ ). Это очень небольшие глубины, вполне сравнимые с глубинами, на которых происходит активное минералообразование в зонах современного вулканизма и в областях распространения современных термальных вод. В то же время температуры, при которых происходит метасоматическое минералообразование ( $300\text{—}550^\circ \text{C}$ ), значительно выше, чем можно ожидать на этих глубинах исходя из нормального геотермического градиента. Поэтому необходимо допустить, что метасоматические реагенты (флюид  $\text{H}_2\text{O}$ ), являясь переносчиками тепла, вызывали локальное повышение температуры в пределах зоны преобразований и в непосредственном ее окружении. Такой прогрев был, очевидно, именно локальным. В пользу сделанного вывода говорят следующие данные.

Щелочной метасоматоз проявляется по зонам, секущим метаморфические породы, принадлежащие к различным фациям, в частности к амфиболитовой и гранулитовой. Если бы прогрев пород захватывал не только зоны тектонитов, а имел ареальный, региональный характер, то на глубинах до 4 км в условиях привноса воды породы гранулитовой фации оказались бы превращенными в диафориты. В действительности же диафоритовые изменения проявлены обычно лишь в сравнительно узком ореоле, вдоль региональных тектонических зон с проявлениями щелочного метасоматоза. Отсутствие регионального прогрева пород создает еще одно затруднение для применения гипотезы подтока метаморфогенных растворов. При локальном разогреве возникает градиент температур, обратный тому, который был необходим для движения растворов из метаморфических пород, и, кроме того, при постоянном  $p_{\text{общ}}$  в зонах метасоматоза  $p_{\text{H}_2\text{O}}$  резко превышало его значение в метаморфических породах на удалении от этой зоны.

Как отмечено в предшествующих разделах, гранитизация и ультраметаморфизм пород высоких ступеней метаморфизма невозможны без поступления извне некоторого количества воды и ряда петрогенных элементов [Тернер, Ферхуген, 1961; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Судовиков, 1964]. Очевидно, именно этим обусловлено появление

понятий «сквозьмагматические растворы» и «магматическое замещение» (по Д. С. Коржинскому), объясняющих привнос воды и других компонентов, а также тепла из глубинных слоев в сиалические горизонты. По-видимому, «сквозьмагматические растворы» имеют ювенильное происхождение, и их поступление и распределение на обширных площадях региональной гранитизации и последующего гранитного магмообразования будет происходить до тех пор, пока будут существовать градиенты концентраций и температур, т. е. пока не будет достигнуто равновесие «сквозьмагматический раствор» — новообразованные породы как в отношении главных компонентов, так и в отношении температур. Движение «сквозьмагматических растворов», вероятно, отражает эволюцию глубинных областей земной коры.

Зоны региональных тектонических нарушений представляют собой расколы глубокого заложения, открывающие локальные пути для поступления глубинных эманаций в самые верхние горизонты земной коры, на глубины, во много раз меньшие уровня гранитизации и гранитного магмообразования. В составе этих эманаций огромная роль принадлежит  $H_2O$ , причем такие флюиды, являясь мощным переносчиком тепла, вызывают локальный прогрев пород в зонах нарушений даже на очень небольших глубинах.

Локальный прогрев вдоль зон глубоких нарушений, вероятно, мог приводить к тому, что на сравнительно небольших глубинах в пределах земной коры (порядка 4—10 км) создавались условия, в которых метеорные воды, проникающие на глубины до 10 км по зонам нарушений, сами приобретали характер терм. Превращенные в термы метеорные воды смешивались, очевидно, с ювенильными, и задача состоит в том, чтобы определить пай воды того или иного происхождения в составе термальных растворов. Попытки такого определения для современных термальных источников основывались на данных изучения изотопных отношений  $O^{18}/O^{16}$  и тритий/дейтерий [Craig, Boata, White, 1956]. Для горячих минерализованных источников Южной Калифорнии отношения  $O^{18}/O^{16}$  и тритий/дейтерий в пробах из скважины глубиной 1580 м с температурой около  $700^\circ C$  оказались такими, что позволяют считать  $H_2O$  этих терм имеющей метеорное происхождение не менее чем на 90% [Craig, Boata, White, 1956; Эллис, 1965].

Определения изотопных отношений кислорода, трития, дейтерия и углерода в термах некоторых других районов также указывают на очень существенную роль  $H_2O$  метеорного происхождения [Эллис, 1965; Craig, Boata, White, 1956; White, 1957; Ellis, Wilson, 1960]. И хотя сопоставлять термы современных областей с докембрийскими можно, по-видимому, только в известном приближении, вполне вероятно, что термальные минерализованные растворы, возникавшие и в докембрии, включали глубоко проникающие метеорные воды. Таким образом, метасоматические реагенты, вызывающие щелочной метасоматоз в трещинных зонах на глубинах 2—4 км (возможно, до 5—6 км) были образованы под воздействием локальных тепловых потоков и слагались главным образом из метеорных вод, приобретавших на глубинах до 10 км характер терм, и ювенильной воды, пай

которой был, очевидно, невелик, но роль в переносе тепла — весьма значительной.

Вопрос об источнике тепла природных терм является одним из наиболее трудных в любой гипотезе. Сопоставления количества тепла (энергии) магматических и вулканических процессов, с одной стороны, и энергии тепловых потоков, с другой — показывают, что в общем балансе последняя играет более важную роль.

Суммарная энергия одного извержения вулкана оценивается в  $10^{25}$  эрг, что сопоставимо с энергией наиболее разрушительных землетрясений; энергия единичных взрывов некоторых вулканов имеет порядок около  $10^{24}$  эрг, что соответствует просто сильным землетрясениям [Miyake, 1965]. Большая часть вулканической энергии выделяется в виде тепла, причем разница между вулканическим и магматическим процессом заключается лишь в скорости выделения энергии или тепла [Ритман, 1964].

Поток тепла, поступающий к поверхности Земли из ее недр и отдаваемый ею в атмосферу, представляет собой результат наиболее значительной отдачи энергии. Для сравнения можно указать, что в единицу времени эта энергия примерно в 10—100 раз превосходит отдачу всей энергии, освобождающейся при землетрясениях или других процессах [Любимова, Фирсов, Люсова, 1966].

Поток тепла, наблюдаемый у земной поверхности, имеет глубинное происхождение. Однако на состояние «... верхней толщи земной коры, которая доступна исследованию и в которой определяются геотермический градиент и тепловой эффект, в значительной степени влияют внешние факторы: климатические, эрозионные, топографические, гидрогеологические, что затрудняет изучение глубинных процессов» [Любимова, Фирсов, Люсова, 1966, с. 221].

Под тепловым потоком из земных недр обычно понимается потеря тепла в единицу времени путем теплопроводности [Любимова, Фирсов, Люсова, 1966]. Надежными определениями его величины следует признать те, которые выполнены при достаточном числе наблюдений в породах горизонтов, расположенных глубже зоны циркуляции приповерхностных подземных вод, так как фильтрация последних нарушает и искажает тепловой поток. Для щитов градиенты температур и величины потоков оказываются пониженными [Красковский, 1961], что установлено для районов Украинского, Балтийского, Канадского, Африканского и Австралийского щитов [Clark, Ringwood, 1964].

На внутреннее распределение теплового поля Земли огромное влияние оказывает вода. Глобальное участие воды в этом процессе доказывается содержанием ее в литосфере, и прежде всего в верхней 5-километровой толще земной коры [Макаренко, 1966]. Количество воды в литосфере близко к  $1070$  млн. км<sup>3</sup>, или  $10,7 \cdot 10^{23}$  г, т. е. сопоставимо с мировым океаном ( $13,7 \cdot 10^{23} = 1370$  млн. км<sup>3</sup>), и потому едва ли не все процессы генерации и поглощения химического тепла недр происходят с активным участием воды [Макаренко, 1966].

Из данных о вертикальной гидродинамической зональности вод вытекает, что верхняя зона наиболее динамичных подземных вод,

образующих грунтовой сток, находится в наиболее интенсивном водо-тепловом и химическом обмене с земной поверхностью и подвергается годовым циклическим влияниям солнечной радиации. Внедряясь в более пористые пластовые коллекторы и трещины и поднимаясь по ним, вода переносит тепло с больших глубин и выделяет тепловую энергию в зоны низких давлений. При внезапных разрядах давлений на глубине эта энергия вызывает взрывы с выделением огромной механической энергии [Макаренко, 1966], что может способствовать развитию зон нарушений.

Фактором, который обычно не принимается во внимание в достаточной степени, является огромный выход тепла, обусловленный гидротермальными изменениями пород [Эллис, 1965]. При образовании гидратированных продуктов (слюды, хлорита и др.) за счет безводных минералов происходит выделение тепла порядка нескольких десятков калорий на грамм. Количество тепла, выделяемое при изменении пород, сопоставимо с теплом, выделяемым (теоретически) остывающей интрузией. Горные породы в глубинных гидротермальных системах сами могут быть источниками значительной части тепловой энергии [Эллис, 1965] и частично обуславливать состав и содержания растворенных компонентов терм.

### Источники вещества при метасоматозе

Рассмотрение фактического материала, изложенного в предшествующих главах, и некоторые физико-химические аспекты приводят к выводу о невозможности отделения кристаллизующимися магматическими или метаморфическими породами гидротермальных растворов в достаточном для образования метасоматитов количестве. Однако вопрос об источнике вещества остается нерешенным.

Как показывают расчеты баланса вещества, выполненные самыми разными методами, и особенности химизма пород и отдельных минералов метасоматитов, их образование требует весьма значительного перемещения ряда компонентов. В их число входят элементы, присутствующие в исходных, подвергающихся метасоматическим изменениям, породах, и, кроме того, такие, которые в исходных породах практически отсутствуют или содержатся в кларковых количествах. К первым относятся компоненты, входящие в состав главных силикатных и рудных минералов (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K), ко вторым — второстепенные, малые и рассеянные элементы, концентрирующиеся главным образом в аксессуарных и рудных минералах (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, TR, U, Th и др.). В большинстве своем элементы первой группы в процессе метасоматоза меняют свои содержания незначительно, испытывая частичное, вероятно, местное перемещение, но некоторые компоненты (Si, Al, Na, K) изменяют содержания весьма заметно, иногда в несколько раз (Na, K и др.). Вопрос об источнике привносимых компонентов необходимо рассматривать на конкретных примерах, так как в зависимости от особенностей преобразуемых пород его можно решать различно.

Наиболее сложным вопросом об источнике главных компонентов, обуславливающих щелочной метасоматоз, оказывается в случае развития метасоматитов в породах формации железистых кварцитов. Эти породы содержат очень мало щелочей (различные сланцы) или даже практически лишены их, и содержание глинозема в некоторых разновидностях также снижается практически до нуля. Между тем за счет этих пород развиваются метасоматиты с содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  7—10% (альбититы, эгирины) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 12—20%. Единственный путь обогащения пород натрием — это привнос его метасоматическими реагентами. Источник же натрия (для остальных компонентов еще можно допустить местное перераспределение) совершенно неясен, так как породы непосредственного окружения сами требовали для своего образования привноса  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Несколько проще на первый взгляд решается вопрос об источнике вещества, и прежде всего  $\text{Na}_2\text{O}$ , для метасоматитов, развивающихся за счет пород гнейсовых толщ и гранитоидов. Однако и в этом случае выявляется несоответствие между содержаниями Na и K в метасоматитах и окружающих («питающих») породах.

Наиболее легким оказывается вопрос об источнике  $\text{Na}_2\text{O}$  для метасоматитов, образующихся в породах интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов. Формирование метасоматитов типа мариуполитов позволяет выявить также особенности процесса щелочного метасоматоза, которые невозможно проследить с достаточной полнотой на других примерах. Одновременно удается выяснить и возможный источник  $\text{Na}_2\text{O}$ , с одной стороны, и рудогенных компонентов — с другой.

Процесс изменения щелочных и нефелиновых пород в метасоматиты подробно рассмотрен в специальной работе [Елисеев, Кушев, 1968]. Закристаллизовавшиеся из сухого расплава сиениты содержали гомогенный калинагровый полевой шпат ( $\text{Or}_{60}\text{Ab}_{40}$ ), с криштопертитами распада. При воздействии водных растворов происходил распад этого полевого шпата на две самостоятельные фазы — альбит и почти лишенный натрия микроклин. В результате перекристаллизации возникали чисто альбитовые (альбит-нефелиновые) метасоматиты или существенно микроклиновые породы. Перекристаллизация пород сопровождалась удалением части натрия (уменьшением количества альбита), за счет которого и возникали, по-видимому, альбититы и нефелин-альбитовые метасоматиты (мариуполиты). Цветные минералы также подвергались изменению, замещаясь новыми: пироксен — амфиболом, амфибол — биотитом, за счет биотита мог возникать либо лепидомелан, либо эгирин. При этих замещениях заметно уменьшалась емкость минералов в отношении изоморфных элементов, что приводило к высвобождению Zr, Hf, Ta, Nb и др. Эти элементы концентрировались сначала в виде аксессуарных минералов, а затем в связи с перемещением при метасоматозе давали уже значительные концентрации в мариуполитах и особенно в альбититах (циркон, пироксид, бритоцит, редкоземельный апатит и др.).

Перекристаллизация сиенитов в присутствии водной фазы происходила при достаточно высоких температурах, хотя и более низких,

чем температура их кристаллизации, о чем свидетельствуют данные термобарометрии для ряда минералов. Очевидно, это были температуры порядка 550—650° С, которые неблагоприятны для образования альбита. Изменение химизма пород происходило при перекристаллизации в том же направлении, что и при кристаллизации расплавов щелочных пород, а именно в сторону обогащения жидкой фазы натрием (силикатом натрия). Но в качестве жидкой фазы выступал не расплав, а флюид  $H_2O$ . Этот флюид обогащался прежде всего теми компонентами, которые в заданных условиях  $T$  и  $p$  неохотно входили в минералы либо по условиям кристаллизации, либо в результате уменьшения изоморфной емкости. Процесс в целом, вероятно, был близок к процессу «зонного рафинирования» [Harris, 1957] или зонной плавки [Виноградов, 1962; Ярошевский, 1965], хотя и происходил под воздействием волны горячего флюида, а не последовательного проплавления. Можно предполагать, что водный флюид (а не расплав) являлся даже более активным агентом при таком процессе в силу значительно большей растворяющей способности, высокой подвижности и проникающей способности. Если водный флюид поступал со значительной глубины (относительно самих щелочных пород), то при быстрой фильтрации по зонам нарушений он не мог достигнуть равновесного состояния (равновесия раствор — порода) и успевал обогатиться только наиболее легко выщелачиваемыми, наиболее подвижными компонентами и компонентами, которые оказывались «лишними» в новых условиях температур и давлений в присутствии водной фазы. Ненасыщенные или даже насыщенные на глубине флюиды, достигая зоны пониженного температурного градиента и давления, становились пересыщенными в силу уменьшения растворимости, буферных реакций, частичного удаления  $CO_2$  и растворения одноименных катионов, что вызывало выпадение растворенных соединений — минералообразование и перетложение минеральных фаз.

Начальные стадии щелочного метасоматоза в породах гранитоидного состава характеризуются явлениями перекристаллизации и разделения сложных калинатровых полевых шпатов на чисто микроклиновую и альбитовую составляющие. Однако даже полное удаление альбита из пород (которое, судя по наблюдениям над минеральным составом измененных пород, в реальных условиях не происходит) не может объяснить резкого обогащения метасоматитов натрием. Поэтому приходится предполагать, что натрий заимствовался метасоматическим флюидом из толщ, залегающих гораздо ниже зон метасоматических преобразований (зоны осаждения). По-видимому, процесс экстракции  $Na_2O$  и ряда других окислов, привносимых совместно с ним, действительно напоминал своего рода зонную плавку или, может быть, зонную чистку, наподобие процесса обогащения некоторых расплавов наиболее легко выщелачиваемыми и подвижными, а также «лишними» элементами [Craig, Boata, White, 1956; Harris, 1957; Green, Ringwood, 1967; Ellis, Mahon, 1967].

Экспериментальное изучение структуры и свойств гранитных расплавов [Лейси, 1963] показало, что диффузия щелочей из кислого

расплава или системы, находящейся при температурах, близких к магматическим, возможна только в том случае, если присутствуют несущие заряды низковалентные катионы, число которых по крайней мере равно числу ионов алюминия. Если в систему не будут поступать ионы каких-либо металлов или водорода, то процесс отделения щелочей прекратится.

Однако при поступлении в систему  $H_2O$  в количестве до 5% гранитная порода может отдать половину содержащихся в ней щелочей (натрия или калия в зависимости от температуры реакции). С понижением температуры отношение  $Na/K$  возрастает [Лейси, 1963].

Натрий может поступать в растворы при метасоматозе в результате обменных реакций в системе водяной пар — полевые шпаты [Orville, 1963], происходящих под влиянием либо градиента температур, либо градиента давлений. Перенос большого количества щелочей может быть осуществлен даже при очень низком их содержании во флюидной фазе. Отношение  $K/(K + Na)$  в водяном паре, сосуществующем с двумя щелочными полевыми шпатами, уменьшается с падением температуры от 670 до 400° С почти в 2 раза. Как оказалось, характер равновесия между расплавом и кристаллической фазой и между водной флюидной фазой (водяным паром) и кристаллами щелочного полевого шпата почти одинаков [Orville, 1963]. Проведенные эксперименты показали, что при существовании температурного градиента относительно более холодные породы будут обогащаться калием (калиевым полевым шпатом), а более нагретые породы или более нагретая жидкая фаза — натровой составляющей.

Это явление должно объяснять [Orville, 1963] щелочной метасоматоз. Величина отношения  $K/Na$  в растворе зависит от содержания плагиоклаза в сосуществующих щелочных полевых шпатах; с уменьшением содержания Са должно происходить обогащение пород калиевым полевым шпатом.

Эксперименты по ионному обмену в системе полевой шпат — водяной пар [Orville, 1963] дают основание для следующего вывода. В период регионального метаморфизма водяной пар играет пассивную роль и служит средой для диффузии ионов. В гидротермальном процессе водяной пар становится активным агентом переноса щелочей. Водяная флюидная фаза, фильтруясь через двуполевошпатовые породы, будет стремиться к достижению равновесия и неизбежно должна в какой-то мере обогатиться щелочами. Количество щелочей, отношение  $K/Na$  в растворе и расстояние их переноса растворами, определяемое таким равновесием, оказываются различными и являются функцией температуры, давления, общего состава и структурного состояния кристаллических фаз. Вне зависимости от первоначального состава флюидная фаза должна будет приблизиться к равновесию с содержащими щелочи кристаллическими породами, причем при сравнительно низких температурах; такое обогащение щелочами в достаточной степени объясняет источник щелочей при метасоматическом процессе.

При метасоматозе в породах формации железистых кварцитов вообще нет никаких свидетельств о том, откуда могут быть заимствованы главные привносимые компоненты. Подобное затруднение встречается и в некоторых других случаях. Значительную помощь здесь оказывают определения изотопного состава Pb, U, Th, Rb, Sr и др. Как показано на ряде примеров [Тугаринов, 1963 а, б], единственно возможным источником Pb и U в ряде районов с проявлениями щелочного метасоматоза могли служить глубоко захороненные метаморфизованные породы первично осадочного происхождения. Но так как эти элементы привносились метасоматическими реагентами, вызывавшими щелочной метасоматоз, то естественно считать, что эти же или аналогичные по глубине горизонты служили также источником петрогенных компонентов метасоматитов.

В качестве подтверждения высказанного предположения рассмотрим некоторые данные об источнике вещества в современных термальных водах. Происхождение химических веществ, растворенных в природных горячих водах, служило предметом многих дискуссий [Craig, Voata, White, 1956; Ellis, Mahon, 1964, 1967; Эллис, 1965]. Данные по дейтерию и  $O^{18}$  показали, что большинство термальных вод является в основном местными метеоформными водами, прошедшими цикл погружения и нагрева [Craig, Voata, White, 1956; Набоко, 1966; Иванов, 1964; Эллис, 1965], хотя их конечный состав может контролироваться добавлением к циркулирующим термам нескольких процентов ювенильных вод. Необычно высокие концентрации некоторых элементов, в частности Li, Rb, Cs [White, 1957; Ellis, Wilson, 1960], указывают на заимствование ряда компонентов из глубинного источника. Для изучения скорости и степени растворения различных элементов были проделаны опыты по взаимодействию пород с водой при температурах 150—350° C [Ellis, Mahon, 1964], условия этих опытов были затем расширены до температур 600° C и давления 1000—2000 ат [Ellis, Mahon, 1967]. Результаты опытов позволяют считать, что большая часть элементов в термах заимствуется ими из пород, подвергающихся перекристаллизации в присутствии водной фазы. Особенно легко переходят в раствор щелочи (Rb, Cs, Li), причем отношение Na/K колеблется от 2 до 6. А. Дж. Эллис [1965] делает вывод, что для образования в водных растворах повышенных концентраций типичных петрогенных («пегматитовых») элементов совершенно не обязательно, чтобы система вода—порода проходила через стадию расплава. Сходные выводы были сделаны при изучении гидротерм Камчатки [Иванов, 1964].

Выводы А. Дж. Эллиса получили дальнейшее подтверждение в серии последних экспериментов [Ellis, Mahon, 1967]. Изучение взаимодействия пород вулканической зоны Таупо в Новой Зеландии и граувакки с водой в экспериментальных условиях при температуре 400 и 600° C и давлении до 2 кбар выявило ряд интересных особенностей. Анализ растворов после взаимодействия их с породами показал, что концентрация большей части растворенных компонентов ( $K^+$ ,  $Rb^+$ ,  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $F^-$ ,  $SO_4^-$ ,  $SiO_2^-$ ,  $NH_3^-$  и др.) контролируется растворимостью минералов в  $H_2O$  или равновесием ионного обмена.

Величина атомного отношения Na/K в растворе при взаимодействии его с кислыми породами (риолитами) колебалась от 10 до 15 в опытах при 250° С и составляла около 4 при 600° С. Все опыты проводились в условиях ниже точки начала плавления. Другой особенностью оказалась высокая плотность растворов после охлаждения надкритического флюида H<sub>2</sub>O. Концентрация Mg<sup>++</sup> во всех случаях была крайне низкой, но из пород, с которыми происходило взаимодействие, в раствор переходила большая часть Cl, B, Rb и Cs и значительная часть Na [Ellis, Mahon, 1967].

Таким образом, заимствование петрогенных компонентов и большинства малых элементов из пород фильтра при их взаимодействии с фильтрующимися метасоматическими реагентами (термами) подтверждается как геологическими наблюдениями, так и экспериментальными исследованиями. В качестве модели такого процесса могут рассматриваться термы современных вулканических областей.

Близкие результаты были получены при изучении равновесия водяного пара с гранитами и гранитными расплавами [Luth, Tuttle, 1967]. Опыты в системе NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O показали, что при температуре выше начала плавления гранита на 25° С и давлениях до 10 кбар силикатная составляющая водяного пара соответствует по составу щелочному натровому граниту. Это означает, что удаление водного флюида, пришедшего в равновесие с гранитом в начальную стадию его плавления, приведет к выносу натрия и SiO<sub>2</sub> (сам гранит соответственно обогащается калием). При кристаллизации гранита и его охлаждении на 25° С ниже точки плавления количество натрия уменьшалось, а пар относительно обогащался SiO<sub>2</sub> [Luth, Tuttle, 1967].

Частичное плавление пород, как показывают опыты в системе Na<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> [Baily, Schairer, 1966], может играть весьма важную роль при возникновении пород с избытком щелочей над суммой трехвалентных окислов. Порции легкоплавкой фракции могут легко отделяться от таких систем, причем они богаты дисиликатом натрия, растворимым в водной или водно-флюидной фазе. Данное явление может объяснять поступление богатых натровым дисиликатом флюидов из достаточно глубинных горизонтов, иными словами с ювенильными растворами, и роль такого поступления пока трудно оценить. Во всяком случае возможность выноса натрия в форме дисиликата глубинными флюидами нельзя не принимать во внимание.

Если теперь подытожить все рассуждения о возможных источниках вещества при щелочном метасоматозе, окажется, что наиболее вероятным является обогащение метасоматического раствора петрогенными элементами при взаимодействии флюида с окружающими породами на пути к зоне интенсивного минералообразования. Часть легкорастворимых соединений типа дисиликата натрия могла приноситься глубинными эманациями, входившими затем в состав терм при смешении с метеорными водами.

## Соотношения процесса щелочного метасоматоза с ультраметаморфизмом и гранитизацией

Для малых и средних глубин земной коры в складчатых областях в период их консолидации и в зонах активизации характерно гранитообразование, связанное с развитием процессов метасоматической гранитизации и щелочного метасоматоза [Шаталов, 1965; Рудник, Терентьев, 1966; Рудник, 1968]. Метасоматические граниты и щелочные метасоматиты локализованы в зонах глубинных разломов надвигового типа на стыках древних кристаллических массивов и подвижных зон [Рудник, Алексеев, 1964] и в зонах региональных разломов в пределах кристаллических массивов. Для метасоматических гранитов и щелочных метасоматитов характерно закономерное изменение состава с удалением от глубин, на которых происходит палингенно-метасоматическое гранитообразование [Рудник, 1968]. В диапазоне условий от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации формируются ортоклаз-микроклиновые, микроклиновые и альбит-микроклиновые граниты и метасоматиты, в условиях эпидот-амфиболитовой фации и на меньших глубинах микроклин-альбитовые и альбитовые метасоматиты.

По В. А. Руднику [1967, 1968], эволюция растворов в процессе метасоматической гранитизации с понижением температуры и давления характеризуется относительным постоянством активности щелочей, однако в условиях понижения потенциала калия и относительно возрастающей активности натрия в связи с постепенным ростом кислотности растворов. Смена тектонического режима в ходе эволюции одной и той же складчатой области (в том числе и докембрийской) обуславливает изменение интенсивности и типа проявляющейся гранитизации. Гранитизация может проявляться неоднократно, накладываясь либо на регионально метаморфизованные породы, либо на породы, подвергшиеся уже более ранней гранитизации. Повторное наложение процесса гранитизации обычно связано с проявлением нового тектоно-магматического цикла в связи с развитием докембрийской складчатой области, и наложенный процесс нередко может оказаться регрессивным по отношению к предшествующим гранитизации и региональному метаморфизму. Наложение процесса щелочного метасоматоза, контролируемого зонами разломов, отражает либо такую «регрессивную» стадию, либо прогрессивную стадию метасоматической гранитизации, проявляющуюся на больших глубинах, в связи с развитием нового тектоно-магматического цикла или же зоны активизации [Рудник, Алексеев, 1964; Щеглов, 1966]. Таким образом, щелочной метасоматоз в верхних горизонтах земной коры рассматривается как эквивалент, или аналог, палингенно-метасоматической гранитизации средних глубин [Рудник, Терентьев, 1966].

Соотношения процесса щелочного метасоматоза с ультраметаморфизмом и гранитизацией сравнительно четко выявляются при изучении метасоматитов, возникающих за счет некоторых гнейсовых пород, особенно в тех случаях, когда последние содержат пачки

железистых кварцитов. Сравнение процессов гранитизации и щелочного трещинного метасоматоза в железистых породах показало [Кушев, 1968], что как при процессе трещинного щелочного метасоматоза, так и при гранитизации имела место однотипная миграция вещества. Было высказано предположение, что оба процесса — и гранитизация, и трещинный щелочной метасоматоз — вызывались общими причинами и протекали под воздействием близких по составу реагентов, но в совершенно различной геологической обстановке. Гранитизация происходила в течение геологически длительного времени в условиях равномерного распределения порового метасоматического раствора в породах на значительной площади. По времени процесс занимал, по-видимому, значительную часть тектоно-магматического цикла. Трещинный щелочной метасоматоз был возможен при фильтрации растворов (метасоматических реагентов) по ограниченными пределами тектонических зон путям, что обеспечивало прохождение растворов через относительно небольшое сечение толщи преобразуемых пород и разгрузку достаточно больших объемов растворов в течение сравнительно коротких (в геологическом масштабе) отрезков времени. Это объясняет локальную, но очень глубокую переработку пород в пределах зон. Процесс щелочного метасоматоза происходил после завершения регионального метаморфизма и гранитизации для данного уровня глубинности.

Обобщение большого фактического материала и данных экспериментальных исследований [Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Тернер, Ферхуген, 1961] показывает, что образование влажных палингенных магм в ходе ультраметаморфизма требует привноса воды извне, и это, как правило, вода ювенильного происхождения, поскольку большая часть воды исходных метаморфизованных пород, несомненно, удалена из них к этому моменту. Введение ювенильной воды необходимо и в случае гранитизации пород, предварительно метаморфизованных в условиях вплоть до гранулитовой фации. Гранитизация сопровождается существенным перераспределением элементов и, кроме того, привносом и выносом ряда компонентов. Некоторые из привнесенных элементов явно представляют собой мобилизованные элементы субстрата, и к ним относятся многие из петрогенных окислов. Но наряду с мобилизованными некоторая роль принадлежит химическим элементам, поступающим с ювенильными водами, и к их числу относятся, в частности, щелочи, бор и другие летучие, а также, по-видимому, кремний и глинозем. Количество двух последних в общем невелико, но без их привноса невозможно объяснить превращение мезократовых, средних и основных по химизму пород в гранитоиды. В настоящее время вынос щелочей, летучих, водорода и некоторых других элементов из мантии не вызывает сомнений [Виноградов, 1964, 1967] и хорошо увязывается с процессом общей эволюции земной коры в результате дегазации мантии.

При рассмотрении вопроса об источнике воды при щелочном метасоматозе был сделан вывод, что ювенильная вода составляет лишь небольшую часть терм верхних горизонтов. Если сопоставлять процесс гранитизации и трещинного метасоматоза, то неизбежно встанет

вопрос о том, участвуют ли в составе гранитизирующих метасоматических реагентов метеорные воды. По-видимому, метеорные воды являются главной составной частью только терм, вызывающих метасоматоз на неглубоких горизонтах. Этим увеличением объема растворов определяется возможность транспортировки больших объемов вещества через ограниченные сечения зон разломов на расстоянии, измеряемые километрами, в течение сравнительно короткого геологического времени. Гранитизация происходит в течение несравненно более длительных отрезков времени и является процессом медленным, постепенным. Она протекает на глубинах, куда поступление метеорных вод невозможно, к тому же их присутствие и не является необходимым, так как удельный перенос вещества значительно меньше. За длительное время развития гранитизации необходимый объем вещества может быть транспортирован меньшими, чем при термальном метасоматозе, объемами растворов (гранитизирующих реагентов).

На соотношения процессов гранитизации и трещинного щелочного метасоматоза указывают также наблюдения над своеобразными гнейсами-метасоматитами и субщелочными метасоматитами, развивающимися на поздних стадиях процесса гранитизации. К их числу относятся щелочные гнейсы-метасоматиты, сиенито-гнейсы, сиенитомигматиты, олигоклазиты, микроклиниты, эгириновые и эгиридионосидовые альбит-микроклиновые метасоматиты и другие разновидности, возникающие в виде послонных тел и линз в гранитизированных толщах. Эти породы образуются за счет горизонтов, подвергшихся раннему катаклазу, в результате повышенной циркуляции метасоматических реагентов по зонам наиболее интенсивной и облегченной фильтрации.

Таким образом, может быть сделан вывод, что процесс гранитизации, происходящий на средних глубинах в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фаций, и процесс трещинного щелочного метасоматоза, происходящий на малых глубинах, являются отражением одних и тех же явлений глубинной эволюции земной коры и протекают под воздействием сходных реагентов. Однако тектонические условия, в которых развиваются оба эти процесса, различны; кроме того, они протекают в течение неодинаковых периодов геологического времени. При щелочном метасоматозе, являющемся своеобразным конвергентным аналогом процесса гранитизации и метасоматического гранитообразования на глубине, к глубинным метасоматическим реагентам существенно ювенильного происхождения добавляются огромные объемы метеорных вод, приобретающих характер терм. Увеличение объема жидкой водной фазы обеспечивает перенос большого количества петрогенных компонентов по локальным путям на значительные расстояния. Эти термы мобилизуют также многие рудогенные элементы, рассеянные в метаморфических первично осадочных и других кристаллических породах, переотлагая их в зонах метасоматоза, нередко в форме залежей самостоятельных минералов.

## Место и особенности рудного процесса при щелочном метасоматозе

Вопрос об источниках рудного вещества, механизме процесса рудоотложения и его месте в общем ходе метасоматических изменений пород и формирования собственно метасоматитов относится к числу сложных и окончательно еще далеко не решенных. Применительно к явлениям щелочного метасоматоза этот вопрос может рассматриваться с разных позиций, однако наиболее удовлетворительное объяснение может быть дано, исходя из так называемой латераль-секреционной гипотезы в ее несколько измененном виде.

Специфическим рудным элементом щелочных метасоматитов является уран, на особенностях поведения которого в процессе щелочного метасоматоза поэтому необходимо остановиться.

Некоторые особенности переноса и осаждения урана. Наиболее реальной формой переноса урана считаются уранил-карбонатные ионы  $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2(\text{H}_2\text{O})_2]^{2-}$  и  $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$ , в которые уран входит в шестивалентном состоянии [Наумов, 1959, 1961; Тугаринов, 1963в]. Низкие значения окислительно-восстановительного потенциала обуславливают равновесное нахождение этих ионов в присутствии природных восстановителей, а устойчивость при нагревании объясняет возможность их переноса при высоких температурах [Наумов, 1959, 1962]. Следует отметить, что подобные комплексные ионы обнаружены в природных уран-содержащих карбонатных растворах.

Для ураноносных гидротерм обычна высокая концентрация углекислоты, а значение кислотности среды не слишком низкое, что обеспечивает достаточную концентрацию аддента  $(\text{CO}_3^{2-})$  и смещение равновесия  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-} \rightleftharpoons \text{UO}_2^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$  в сторону образования комплексных анионов [Барсуков, Наумов, Соколова, 1963]. В присутствии фтора возможно образование уранил-фторидных ионов, но для этого необходимо, чтобы концентрация фтора превышала концентрацию ионов  $\text{CO}_3$ .

Поведение урана в окислительной и восстановительной обстановке несколько различается. В первом случае основные равновесия определяются процессами комплексообразования и гидролиза ионов уранила. Область устойчивости комплексных ионов расширяется с уменьшением концентрации урана и сужается с ее увеличением. Разрушение уранил-карбонатных анионов может быть осуществлено либо сильным изменением кислотности, либо уменьшением содержания растворенной углекислоты.

Повышение кислотности может приводить к уменьшению содержания  $\text{CO}_2$ , выделяющейся в виде газовой фазы. При постоянном давлении газовой фазы аналогичное изменение кислотности приведет только к иному соотношению различных карбонатных ионов:



Изменения температуры также влияют на содержание растворенной углекислоты. Нагревание от 100 до 150° С вызывает уменьшение

концентрации урана на порядок, а нагревание до  $200^{\circ}\text{C}$  еще на порядок (рис. 38). При давлении  $p_{\text{общ}} > p_{\text{CO}_2}$  в закрытой системе нагревание от  $150$  до  $200^{\circ}\text{C}$  вызывает уменьшение концентрации урана меньше чем на 25%, но дальнейший рост температуры приводит к более резкому изменению концентрации урана, хотя процессы комплексообразования идут до  $400^{\circ}\text{C}$  и выше. В случае восстановительной обстановки концентрация избыточной углекислоты для удержания уранила в растворе должна быть тем выше, чем ниже значение окислительно-восстановительного потенциала системы и, кроме того, зависит от pH. При достаточном избытке карбонатных ионов

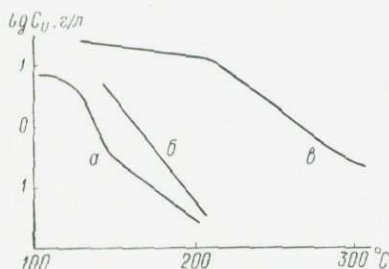


Рис. 38. Зависимость содержания урана в карбонатных растворах от температуры при различных давлениях  $\text{CO}_2$  (по Л. К. Грейтону [1946] и Н. П. Ермакову [1950]).

$a$  — исходный раствор  $\text{Na}_2\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3 = 10^{-7}$  г/л U,  $p_{\text{CO}_2} = 10^{-4}$  ат, степень заполнения  $f = 0,4$ ;  $b$  — то же при  $p_{\text{CO}_2} = 5,5$  ат;  $v$  —  $0,4$  н. раствор  $\text{NaHCO}_3$  над осадком  $\text{UO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ;  $p_{\text{общ}} = 500$  ат.

уран может неопределенное время находиться в контакте с минералами-восстановителями и соединениями типа двухвалентного железа и сульфидной серы [Наумов, 1962].

В системах с участием железа увеличение концентрации углекислоты поведет к образованию уранил-карбонатных анионов и сдвигу равновесия в сторону окисления урана [Наумов, 1962]:  $\text{UO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + (n+2)\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons [\text{UO}_2(\text{CO}_3)_n]^{2(n-n)} + 2\text{FeCO}_3 + 2\text{H}_2\text{O} + \text{OH}^-$  для нейтральной среды и  $\text{UO}_2 + 3\text{Fe}_2\text{O}_3 + n\text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons [\text{UO}_2(\text{CO}_3)_n]^{2(n-n)} + 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{OH}^-$  для щелочной среды.

При повышении температуры характер равновесия не меняется,

хотя концентрация шестивалентного урана понижается.

Повышение концентрации ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  в случае равновесия карбонатных комплексов уранила с карбонатами приводит к осаждению кальцита, но способствует удержанию урана в растворе и даже растворению уже выпавшего его осадка. Уменьшение концентрации ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  вызовет растворение кальцита и осаждение окиси четырехвалентного урана. Границы выделения твердых соединений  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{UO}_2$  показаны на рис. 39, из рассмотрения которого следует, что карбонатные ураноносные растворы должны характеризоваться умеренной щелочностью, относительно низким содержанием кальция и высоким содержанием углекислоты. Последовательность раздельной кристаллизации кальцита и настурана будет зависеть от способа изменения концентрации  $\text{CO}_2$  и pH; при высоких значениях pH раствора и низких  $\Sigma \text{CO}_2$  возможно их совместное осаждение.

Изменение pH раствора, вызываемое падением концентрации углекислоты, происходит по сложной кривой (рис. 40), которая при одной и той же направленности изменений трижды пересекает кривую равновесия урана, а это означает, что соединения урана могут сначала отлагаться, затем частично или полностью растворяться и, наконец, вновь осаждаться. Однако в силикатных породах может

возникать естественный буфер в результате взаимодействия раствора с породообразующими минералами (гидролиз кремнезема, глинозема и других слабых кислот и оснований), что будет менять ход кривой  $a$  (см. рис. 40). Вместо реакции  $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{OH}^- + \text{CO}_2$  будет происходить обмен  $\text{HCO}_3^- + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{HSiO}_3^- + \text{CO}_2 \uparrow$ , при котором концентрация ионов  $\text{OH}^-$  не возрастает, и pH раствора тоже не увеличивается (ветви  $a_1$  и  $a_2$ ). Отсюда следует вывод (Щербина, Наумов, 1963), что отложение окислов урана из карбонатных растворов не во всех случаях должно сопровождаться выпадением карбонатов, однако

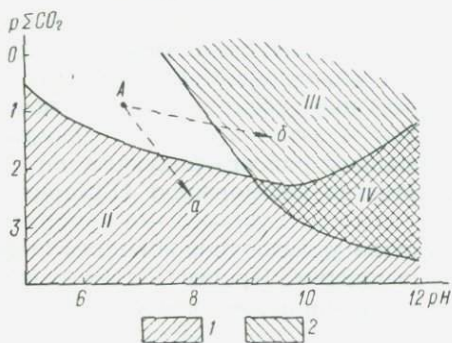


Рис. 39. Поля устойчивости  $\text{UO}_2$  (1) и  $\text{CaCO}_3$  (2) как функции pH и  $p \Sigma \text{CO}_2$  для концентраций  $\text{Ca} = 10^{-3}$  моль/л,  $\text{U} = 10^{-7}$  моль/л при условии  $\text{H}_2\text{SO}_4^{-2} = 10^{-4}$  (Г. Б. Наумов, 1963).

отсутствие последних не может служить опровержением карбонатной формы переноса урана.

Важной геохимической особенностью урана является его способность к восстановлению из шестивалентного состояния в четырехвалентное. Этому процессу способствует наличие восстановителей в природных условиях, одним из которых нередко выступает закисное железо, или другие элементы и соединения переменной валентности.

Таким образом, химическими причинами осаждения урана могут являться либо распад уранил-карбонатных комплексных ионов при реакциях осаждения щелочей и удалении  $\text{CO}_2$ , либо окисление элементов переменной валентности, в первую очередь  $\text{Fe}^{II}$  до  $\text{Fe}^{III}$ , и восстановление шестивалентного урана до четырехвалентного, либо обе эти причины могут действовать одновременно.

Условия переноса и осаждения урана из карбонатно-галогидного раствора были определены в ходе экспериментов, воспроизводивших зональность при «гидротермальном метаморфизме» природных магнетит-куммингтонитовых сланцев [Иванов, 1968].

В направлении движения раствора четко фиксировались следующие зоны: 1) тыловая, сложенная мономинеральным эгирином; 2) зона родузит-магнетитового состава; 3) зона, сложенная родузитом, магнетитом и уранинитом; 4) зона неизменной исходной породы. В опытах

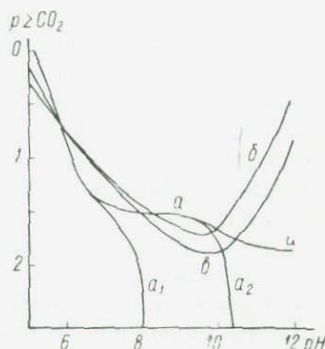


Рис. 40. Взаимное расположение кривых равновесия между уранил-карбонатными комплексами  $\text{UO}_2$  (Г. Б. Наумов, 1963):

$a$  — изменение pH раствора при изменении  $\Sigma \text{CO}_2$ ;  $a_1$  — то же в присутствии  $\text{H}_2\text{SiO}_4$ ;  $a_2$  — то же в присутствии  $\text{SiO}_2$ ;  $\delta$  — кривая равновесия уранил-карбонатного раствора с  $\text{UO}_2$  в присутствии пирита;  $a$  — то же в присутствии сульфидной серы.

полностью воспроизводился процесс замещения куммингтонита щелочным амфиболом по принципу псевдоморфоз, эгирин по составу и свойствам оказывался близким к акмиту; уранинит тесно ассоциировался с магнетитом.

Таким образом, по данным экспериментов при температуре  $500^{\circ}\text{C}$  и давлении порядка  $500\text{ ат}$  уран может переноситься разбавленными карбонатно-галоидными растворами, в которых он находится в более высокой степени окисления, чем в рудной зоне. Восстановителем шестивалентного урана в этих условиях является закисное железо, что объясняет приуроченность урановой минерализации к метасоматитам по породам с достаточно высоким содержанием железа, а также сопровождающие этот процесс явления гематитизации.

Соотношения силикатов натрия и минералов урана выявляются вполне четко: сначала происходит последовательное замещение куммингтонита щелочным амфиболом и затем эгирином, уранинит осаждается одновременно с образованием рибекит-родузита, но при развитии эгирина уранинит подвергается растворению [Тугаринов, 1963б, в].

Однако попытки вызвать осаждение урана одновременно с образованием альбита оказались безуспешными. Процесс альбитизации моделировался достаточно полно, но уранинит не возникал [Иванов, 1962а, б; Тугаринов, 1963в].

Эксперименты, моделирующие карбонатно-натриевый метасоматоз, выявили дополнительные особенности процесса — образование карбонатов, замещение щелочного амфибола куммингтонитом (регрессия щелочных минералов) и затем доломитом. При этом доломит кристаллизовался в узком интервале значений рН, величина которого могла регулироваться  $\Sigma\text{CO}_2$  или  $p_{\text{H}_2}$ .

Проведенные опыты позволяют объяснять многие особенности урановорудного процесса природных объектов и предполагать, что для миграции урана благоприятны углекислонатриевые растворы с высоким окислительным потенциалом, несущие его в соединениях шестивалентной формы. Осаждение урана происходит при взаимодействии с породами, содержащими восстановители.

Распределение урана в пределах минерализованных зон и рудных залежей, по-видимому, определяется динамикой метасоматических растворов. Метасоматический раствор, как и любая жидкость, не может двигаться в трещиноватых породах с одинаковой скоростью, и, кроме того, при движении каждая последующая волна рудоносного раствора будет вытеснять заполнявший поры метасоматический раствор предшествующих стадий. Вследствие неупорядоченного строения пористой среды, которой являются подвергшиеся трещиноватости реальные горные породы, и процессов диффузии четкой границы между вытесняемым и вытесняющим растворами существовать не может, жидкости будут перемешиваться. Происходит размазывание, или дисперсия контура вытесняющей жидкости.

Реальные горные породы представляют собой совокупность случайным образом ориентированных пор разного сечения и разной формы. Жидкость будет двигаться в такой среде многочисленными

«струйками» с очень сложной системой таких микропотоков. В результате неупорядоченности внутренней структуры пористой среды скорость каждой жидкой частицы представляет случайную величину, неодинаковую в различных точках порового пространства. Траектория жидкой частицы может рассматриваться как случайное блуждание. Первоначально резкая граница двух жидкостей подвергается размыву, а растворенные в них компоненты могут уходить вперед или отставать в зависимости от их индивидуальной скорости. Расстояние вещества происходит вследствие конвективной и молекулярной диффузии, причем эффект последней оказывается слабее, чем первой.

Дисперсия растворенного вещества происходит как в направлении вектора фильтрационного потока, так и поперечно к нему и соответственно должна называться продольной и поперечной дисперсией.

По-видимому, вкрапленный или прожилковый характер минерализации, а также распределение рудных урановых минералов, определяются именно этими особенностями движения растворов и дисперсией вещества в неупорядоченном поровом пространстве пород, подвергающихся минерализации.

Глубина формирования рудных залежей. Данные о глубине формирования рудных залежей могут быть получены различными методами. В настоящее время принимается, что метасоматические месторождения возникают на глубинах от 1—2,5 до 5 км от поверхности в момент образования. Однако термобарометрические исследования включений в минералах показали, что давление при кристаллизации минералов рудных залежей нередко превосходит величину литостатической нагрузки; это может быть проиллюстрировано табл. 10 [Тугаринов, Наумов, 1969].

Причина различий между величиной давления нагрузки и остаточным давлением включений в минералах не вполне ясна. Возможно,

Таблица 10

Давления при формировании месторождений различной глубинности

Месторождения	Глубина формирования по геологическим данным, км	Давление, ат	
		литостатическое	определенное по включениям
Гидротермальные:			
жильное . . . . .	0,5—1,0	135—270	480—500
жильное в верхних частях, метасоматическое в нижних . . . . .	1—2	270—560	550—1150
метасоматическое . . . . .	3—5	830—1400	1250—2300
Грейзеновые . . . . .	Не более 2—3	500—800	Более 1650
Скарновые . . . . .	Не более 1	~ 250	Более 900

что остаточное давление соответствует давлению поровых растворов. Если допустить, что формирование терм происходит на глубине 8—10 км, где  $p = 2250 \div 2800 \text{ ат}$ , то передача его при движении растворов по зонам повышенной проницаемости объяснит 2—3-кратное превышение давления порового раствора над литостатическим. Падение давления становится возможным на сравнительно небольших глубинах, а градиент его падения определит вертикальный размах минералообразования и оруденения.

Таким образом, результаты экспериментов и геолого-геохимических исследований показывают, что наиболее вероятными условиями образования щелочных рудоносных метасоматитов являются: интервал температур 250—500° С и давления от 500 до 1500—2000 ат, что соответствует глубинам 1,5—5 км.

Распределение и содержание урана в кристаллических породах докембрия. Средние содержания урана и тория в докембрийских кристаллических породах сильно варьируют в зависимости от их происхождения и степени метаморфизма. В метаморфических породах первично осадочного происхождения содержания урана и тория обычно заметно ниже их кларков в земной коре (рис. 41). Исключения составляют отдельные разновидности: филлиты, графитовые сланцы, некоторые кварцито-песчаники и мелкогалечные конгломераты, типичные для низов разреза пород формации железистых кварцитов.

Содержания урана и тория в породах гнейсовых серий несколько выше и в целом близки среднему кларку земной коры; наиболее обогащенными ураном и торием оказываются некоторые биотитовые и графитсодержащие гнейсы.

В ультраметаморфических породах содержание радиоактивных элементов обычно еще несколько выше, с тенденцией к обогащению наиболее поздних разновидностей, особенно микроклиновых и аплитовидных гранитов, но и для них оно редко превышает кларк кислых пород. Лишь в отдельных разновидностях богатых калием гранитов анхизтектического состава, и в частности в породах платформенных интрузий, отмечается наиболее заметное обогащение пород ураном и торием (см. рис. 41).

В общих чертах особенности распределения урана в породах метаморфических—ультраметаморфических комплексов согласуются с закономерностями [Герасимовский, 1963] его поведения в магматическом процессе, хотя для рассматриваемых докембрийских пород главными факторами служили метаморфизм и последовавший за ним ультраметаморфизм с подчиненным проявлением собственно магматического процесса. В некоторых районах выявляется коррелятивная связь урана и тория с повышением содержаний циркония, лантана, церия, отмечавшаяся ранее для магматических пород [Герасимовский, 1963]. В других случаях повышение фона урана сопровождается ростом содержаний ванадия, хрома и кобальта или молибдена, олова и фосфора.

В большинстве случаев распределение урана и тория в породах подчиняется логнормальному закону, что может быть интерпретировано

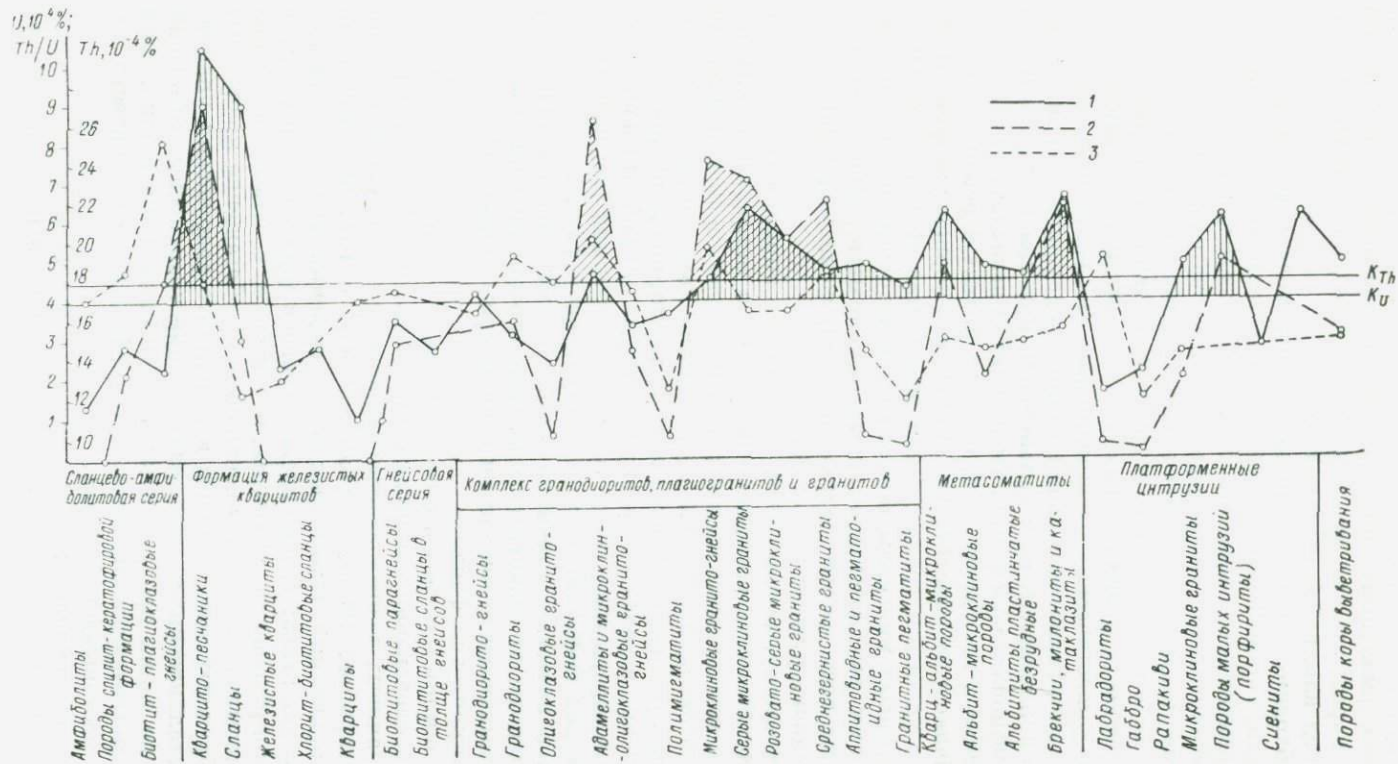


Рис. 41. Содержания урана, тория и уран-ториевое отношение в различных кристаллических породах докембрия.  
 1 — содержание урана, 2 — содержание тория, 3 — отношение  $Th/U$ .

как результат воздействия одного главного фактора. Распределение по нормальному закону типично для гнейсов и заведомо интрузивных пород; это говорит об изменении содержаний урана и тория в них под влиянием многих факторов.

Необходимо отметить влияние степени метаморфизма на содержание урана, тория и ряда других рудных элементов в метаморфизируемых первично осадочных породах. Как известно, с увеличением степени регионального метаморфизма последовательно понижается содержание многих петрогенных и малых элементов, которые, очевидно, мигрируют в вышележащие горизонты. Содержание рудных элементов, в частности урана и тория, в осадочных породах зависит от количества кластических, гидроокисных и гидратных минералов. При метаморфизме начальной стадии содержания урана сначала заметно понижаются, но в дальнейшем, при изменениях зеленосланцевой-амфиболитовой фаций, уменьшаются незначительно. Очевидно, это связано с вхождением «свободного урана» в решетку силикатов и устойчивостью кластических минералов-концентраторов. При переходе к условиям гранулитовой фации многие порообразующие и акцессорные минералы становятся неустойчивыми и заменяются минералами высокотемпературных ассоциаций. При этом высвобождаются вода (за счет разрушения гидроксилсодержащих минералов), щелочи, рудные элементы.

По-видимому, именно этим объясняется эмпирически устанавливаемая особенность распределения урана в метаморфических породах. Так, при прослеживании одной и той же серии пород содержание урана оказывается в 1,5—2 раза выше там, где породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, по сравнению с теми же горизонтами в области распространения амфиболитовой фации. Разница в содержании урана устанавливается для графитовых сланцев из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Если в качестве источника урана рассматривать первично осадочные породы, то становится понятным, почему щелочные метасоматиты оказываются рудоносными в зонах среди пород амфиболитовой, а не гранулитовой фации.

**Источники рудного вещества.** Результаты изотопных исследований свинцовых минералов в районах распространения урановых месторождений позволили выдвинуть предположение [Тугаринов, 1963б; Щербakov, 1966] о том, что зарождению рудных провинций эндогенных месторождений урана всегда предшествуют два этапа: 1) накопление урана в мигматитах и интрузивных лейкократовых гранитоидах, в том числе в пегматитах, с появлением повышенных его концентраций; 2) обогащение ураном осадков прибрежных зон бассейнов в результате разрушения ураноносных кристаллических толщ и седиментации ураноносных отложений. Вовлечение таких продуктивных ураноносных толщ в цикл последующего метаморфизма и ультраметаморфизма может привести к появлению месторождений урана.

Одним из наиболее веских доказательств выдвинутой гипотезы служит совпадение изотопного состава свинца в породах урановых

рудных залежей не со свинцами гипотетических «материнских» интрузий, а со свинцами древних первично осадочных метаморфизованных толщ [Тугаринов, 1963а, б].

Изучение поведения урана в гидротермальном процессе [Барсуков, Наумов, Соколова, 1963] показало, что уран может заимствоваться из кристаллических пород при взаимодействии их с экстрагирующими углекислыми водными растворами наравне с петрогенными компонентами. Полуколичественная оценка этого явления, оказавшегося весьма эффективным, следует из работ Орвилла и Эллиса [Orville, 1963; Ellis, Mahon, 1967].

Таким образом, вопрос об источниках урана и других рудогенных элементов оказывается сходным с вопросом об источнике щелочей и некоторых других компонентов при щелочном метасоматозе.

До сих пор широко распространенное представление о генетической связи уранового оруденения с остаточными растворами гранитоидов все чаще подвергается сомнению. Данные о распределении урана в изверженных породах [Комлев и др., 1956; Филипов, Комлев, 1959; Таусон, 1961] свидетельствуют о том, что несмотря на возрастание содержания урана в ряду изверженных пород от основных к кислым, максимальное содержание его в гранитоидах не превышает 0,01%, причем уран концентрируется главным образом в акцессорных минералах (в цирконе, монаците и др.). Однако предел изоморфного насыщения этих минералов ураном никогда не бывает превзойден, т. е. даже максимальная степень насыщения гранитоидов ураном оказывается ниже потенциально возможной. Отсюда следует вывод, что ураноносная изверженная порода неспособна к самопроизвольной генерации урановых рудных залежей за счет содержащегося в ней металла [Тугаринов, 1963б] в случае, если не происходит наложения более поздних метасоматических процессов.

Интрузивные породы с относительно повышенными содержаниями урана могут служить источником металла при наложении метасоматических изменений. Экстракция урана из таких пород должна облегчаться в том случае, если он содержится не только в акцессорных минералах, но оказывается также рассеянным или сорбированным. Подобная форма нахождения урана установлена и во многих породах [Минеева, Коробков, 1966]. Содержание урана и тория в калиевых гранитах уран-ториевых провинций может в два и более раз превышать содержание этих элементов в аналогичных по составу гранитоидах других районов [Heier, Rhodes, 1966]. Очевидно, привнос урана в зоны метасоматоза происходил параллельно с привносом щелочей, в частности натрия, и возможно, что оба эти элемента заимствованы из одного источника.

Наиболее вероятным источником рудного вещества служат, однако, относительно обогащенные ураном метаморфизованные первично осадочные отложения.

Место рудного процесса при щелочном метасоматозе. Современные исследования в области рудообразования, геохимии изотопов, радиологических определений возраста горных пород, теории гидротермальных растворов, а также

непосредственные геологические наблюдения и результаты петрографического и минералогического изучения позволяют сделать некоторые выводы об особенностях рудного процесса и его месте в общей последовательности метасоматических преобразований [Тугаринов, 1963б; Тугаринов, Гриненко, 1965; Вольфсон, 1966; Goodspeed, 1952; Barth, 1962 и др.].

Согласно классической схеме рудный процесс определяется тем, что на какой-то стадии образования интрузий происходит обособление и удаление за пределы интрузивного тела (или очага) остаточного флюида, обогащенного летучими и легкоподвижными соединениями редких металлов, в том числе урана.

По А. И. Тугаринову, главные противоречия этой схемы сводятся к следующему. Во-первых, содержания  $H_2O$  и  $CO_2$  в магме не могут объяснить масштабы гидротермальной деятельности вокруг интрузий. Во-вторых, «летучие» соединения урана и свинца в присутствии воды крайне легко подвергаются гидролизу, а подвижны только в сухих возгонах. В-третьих, в гидротермальных месторождениях уран часто ассоциируется с такими элементами, как железо, кобальт, никель, висмут, молибден, ванадий, появление которых невозможно объяснить происхождением их из гранитоидной магмы с дефицитом названных компонентов. В-четвертых, обогащение остаточных флюидов ураном не подтверждается; даже на примере пегматитов видно, что общее среднее содержание урана в породах сохраняется, происходит лишь местное обогащение пегматита ураном за счет окружающих пород. В-пятых, изотопный состав свинцов «рудносных интрузий» сильно отличается от рудного свинца. Более того, степень насыщения ураном даже в наиболее богатых им гранитоидах оказывается гораздо ниже потенциально возможной. Последнее означает, что вместо отделения урана в составе флюида должно происходить его поглощение и прочное вхождение в решетку минералов гранитоидов.

Возрастные определения для ряда районов показали, что между образованием вмещающих и родоначальных (или материнских) пород и руд существует временной перерыв от 150 до 200 и более млн. лет [Тугаринов, 1963б; Тугаринов, Гриненко, 1965; Кушев, Комлев, Виноградов, 1965].

Расчеты А. И. Тугаринова показали, что только около 3% (но не более) рудного свинца пород гидротермальных месторождений может быть отнесено за счет первичного свинца глубинных зон Земли, действительно принесенного глубинными составляющими магматического расплава или гидротермального флюида. Остальная, подавляющая его масса возникла за счет мобилизации рассеянного свинца продуктивных вмещающих толщ. Очевидно, что одновременно со свинцом заимствовались и переносились другие элементы, в частности уран, редкие земли. Необходимо отметить, что, судя по ряду наблюдений и расчетов, доля ювенильных вод в составе терм также, по-видимому, не превышает 3% [Craig, Voata, White, 1956; Ellis, Wilson, 1960; Ellis, Mahon, 1964].

Таким образом, может быть сделан вывод о том, что источником рудного вещества залежей так называемого гидротермального и мета-

соматического типа являются не гипотетические магматические расплавы или магмы конкретных интрузий, а метаморфические (первично осадочные) горные породы или интрузивные (преимущественно реоморфические) кислые и средние породы. Генетическая связь вещества рудных залежей с вмещающими толщами в ряде случаев прямо доказывается изотопными и геохимическими исследованиями.

Соотношения рудного процесса и щелочного минералообразования довольно четко устанавливаются на всех изучавшихся рудопроявлениях и месторождениях: рудные минералы, и в частности урановые, осаждаются преимущественно на поздних стадиях процесса, нередко одновременно с карбонатами. Некоторое «отставание» тяжелых рудных элементов согласуется с явлением ионного фракционирования. Причина осаждения рудных компонентов — это распад сложных карбонатных комплексных ионов (при общем снижении растворимости в условиях падения температур) в результате реакций минералообразования с участием натрия и калия (при удалении  $\text{CO}_2$  или связывании ее в карбонатах). Осаждению урана благоприятствовало его восстановление, чему способствовало наличие сульфидов железа, магнетита, окисление железа (интенсивная гематитизация в пределах рудных залежей), а также присутствие кремниескислоты. Температура при образовании уранового оруденения, очевидно, не превышала 300 и, видимо, снижалась до 100° С; давление существенной роли не играло, за исключением того, что им регулировалось отделение или сохранение в растворе углекислоты в форме  $\text{CO}_3$  или  $\text{HCO}_3$ .

### Выводы

Наиболее перспективными в отношении рудных метасоматитов являются зоны щелочного метасоматоза в толщах с повышенным фоновым содержанием урана, и особенно содержащих в своем составе горизонты метаморфизованных первично осадочных пород, обогащенных ураном. Такие породы могут быть и не встречены в непосредственных контактах с залежами метасоматитов, а могут быть установлены в разрезе толщи пород, служащих субстратом метасоматитов и залегающих ниже интервала щелочных преобразований.

Отсутствие гранитоидов, относимых к группе поздних интрузий, не должно служить критерием бесперспективности щелочных метасоматитов в отношении оруденения. Более важным критерием является структурный и частично литологический контроль. Важным признаком является тип метасоматической зональности и характер метасоматитов отдельных зон. Проявление карбонатизации и гематитизации может служить указанием на возможность существенных концентраций рудных компонентов в метасоматитах. Необходимым условием является неоднократное подновление зон тектонитов, захваченных метасоматозом, развитие послеметасоматических дорудных и внутрирудных нарушений.

Одним из завершающих, но вероятно, главных процессов, определяющих набор и содержание рудных элементов в щелочных

метасоматитах, является их мобилизация в интервале активной гидротермальной деятельности. Этот процесс связан со способностью метасоматических реагентов экстрагировать рудные элементы из пород, являющихся своеобразным фильтром, и со способностью рудных элементов давать легкорастворимые соединения, устойчивые в определенном интервале термодинамических условий. Осаждение рудных элементов происходит в результате распада их легкорастворимых соединений, вызываемого изменением этих условий (изменения давления, температуры, рН растворов, концентрации ионов  $\text{CO}_3^{--}$ , окислительно-восстановительного потенциала), либо в результате химического взаимодействия с породами-осадителями.

Металлогеническая специализация метасоматитов тесно связана с общей геохимической эволюцией на протяжении всего периода геологического развития земной коры. Потенциальная рудоносность отдельных районов определяется в период осадконакопления и усиливается или ослабляется в результате петрохимической эволюции пород в ходе метаморфизма и ультраметаморфизма. Рассеяние рудного вещества может происходить при ультраметаморфизме, а заметное понижение содержаний — при региональном метаморфизме высоких степеней, т. е. потенциальная рудоносность может быть уничтожена. Этим и объясняется относительная редкость рудоносных метасоматитов по сравнению с метасоматитами безрудными.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Рассмотренные в настоящей работе щелочные метасоматиты докембрия подразделены на 6 типов:

- I — в породах формации железистых кварцитов;
- II — в толщах гнейсов и сланцев;
- III — в породах гранитоидной формации;
- IV — за счет пород основного состава;
- V — в щелочно-земельных сиенитах и гранитах рапакви;
- VI — щелочных и нефелиновых сиенитах.

Метасоматиты II, III и IV типов различаются по составу субстрата, но в остальном занимают настолько сходное положение, что объединены в одну группу. Щелочные метасоматиты широко распространены среди пород гнейсовых толщ, где они развиваются, в частности, за счет гранитоидов. Однако в пределах массивов интрузивных (перемещенных, или аллохтонных) гранитов сингенетичные с ними метасоматиты практически не развиты.

Щелочные метасоматиты всех перечисленных типов обладают рядом общих особенностей, из которых главные сводятся к следующему:

— наложенный характер зон метасоматических преобразований с разрывом во времени между возникновением вмещающих (исходных) пород и метасоматитами, достигающим 300 млн. лет и более;

— сравнительно узкий временной интервал образования щелочных метасоматитов: 1700—1500 млн. лет;

— приуроченность метасоматитов к крупным зонам нарушений, которые относятся к категории региональных разломов, заложённых в послеинверсионный период развития и подновлявшихся или активизировавшихся в субплатформенный этап развития региона.

2. Метасоматиты всех типов имеют четкую зависимость химического и, как следствие этого, минерального состава и текстурно-структурных особенностей от состава, структуры и текстуры замещаемых пород. Для них характерна одинаковая направленность процесса щелочного минералообразования вне зависимости от степени метаморфизма исходных пород. Сходные физико-химические условия образования метасоматитов определяют гамму типоморфных минералов; главные минералы (альбит, эгирин акмитового ряда, щелочные амфиболы, эпидот и некоторые другие) присутствуют почти во всех щелочных метасоматитах, хотя их количественные

соотношения могут существенно меняться в зависимости от химизма исходных пород.

3. Щелочные метасоматиты являются самостоятельными геологическими образованиями и занимают определенное место в эволюционном ряду осадконакопление — метаморфизм — гранитообразование — метасоматоз, запаздывая по отношению к субплатформенным интрузивам и не обнаруживая прямой генетической связи с конкретными активными интрузиями или магматическими очагами. В основе этого вывода лежат результаты геологических, геохимических и радиологических исследований.

Условия и механизм образования щелочных метасоматитов установлены на основе петрографо-минералогических и геохимических исследований:

— метасоматоз происходит в результате фильтрации несущих натрий метасоматических реагентов по локальным зонам тектонизированных пород на общем фоне падения температур;

— последовательность минералообразования, сходная в общем виде для метасоматитов всех типов, определяется величиной потенциалов щелочей, режимом температур и давлений, вызывающих изменение рН в результате отделения или связывания  $\text{CO}_2$ , и рядом дополнительных факторов; продвижение волны растворов вызывает образование вертикальной и горизонтальной зональности. Подтверждением и обоснованием вывода служат результаты парагенетического анализа, расчеты баланса вещества, а также данные петрологического моделирования процесса щелочного метасоматоза, возникновения инфильтрационной зональности и мобилизации вещества из пород.

4. Место рудного процесса при щелочном метасоматозе определяется вполне четко — урановое оруденение приурочено к конечным стадиям, рудному метасоматозу предшествует позднее брекчирование.

Месторождения урана, связанные со щелочными метасоматитами, относятся к особой метасоматической группе и подразделяются по типу руд. Урановое оруденение связано с метасоматитами пяти типов. Шестой тип (метасоматиты в щелочных и нефелиновых сиенитах) характеризуется цирконий-тантал-ниобиевой минерализацией.

5. В качестве источника рудного вещества ураноносных щелочных метасоматитов служат метаморфизованные первично осадочные породы, относительно обогащенные ураном, или более древние, чем метасоматиты, магматические породы, вовлеченные в цикл последующих метаморфических и метасоматических преобразований.

6. Металлогенетическая специализация щелочных метасоматитов отражает сложный процесс эволюции и дифференциации вещества земной коры. Геохимическая эволюция регионов определяет их продуктивность на конкретные элементы. В начальный период существенная роль принадлежит осадочной дифференциации вещества. Петрохимическая эволюция усиливает накопление элементов в конкретных породах, причем важное значение имеет форма нахождения рудных элементов в потенциально рудоносных породах. Главной

Фации	Субфации	Основные породы (богатые FeO, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , или MgO, CaO; бедные K <sub>2</sub> O, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	Средние породы (умеренное содержание FeO, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO, SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , K <sub>2</sub> O)	Кислые породы (богатые SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , бедные основаниями)
Микроклинистая (высокотемпературная)	Микроклиновая	Aeg <sub>40-60</sub> + Mgt + Mi	Mi + Bt + Aeg <sub>50</sub> ± Mgt Mi + Amf + Aeg <sub>50</sub> ± Bt	Mi + Qu + Bt Mi + Qu + Amf
	Эгириновая	Aeg <sub>40-60</sub> + Rod + + FeAnn ± Gr	—	—
	Эгирин-амфиболовая	Aeg <sub>40-60</sub> + Rob + Ab Rod + Gr + Ab	— —	— —
Альбититовая (среднетемпературная)	Эгирин-альбитовая	Aeg <sub>80</sub> + MgRib + Mgt ± ± Ab	Olig + Bt(Amf) + Qu + Mgt Ab + Aeg <sub>80</sub> + Qu	Ab + Aeg + Qu
	Амфибол-альбитовая	MgRib + Aeg <sub>80</sub> + Ab + + Mgt	Ab + Amf ± Qu ± Mgt Ab + Amf + Aeg	Ab + Bt + Qu
	Эпидот-альбитовая	Ep + Mgt + Qu	Ab + Ep + Amf Ab + Ep + Bt	Ab + Aeg + Qu Ab + Ep + Qu
Кварц-карбонатная (низкотемпературная)	Гематит-карбонатная	Dol + Hem + Mgt + Aeg <sub>100</sub> Dol + Hem + Mgt + Rib	Dol + Ab + Hem + Mgt Dol + Ab + Hem + Mgt + Rib	Dol + Ab + Hem
	Хлорит-альбитовая	Dol + Mgt + Hem + + Hbt(Chl)	Dol + Ab + Hbt + Hem + Mgt Ab + Hem + Chl + Mgt + Dol	Ab + Dol + Hbt + Hem
	Кварц-хлоритовая	Dol + Hem + Hbt + Qu Dol + Hem + Chl + Qu	Ab + Hem + Dol + Chl + Qu Ab + Dol + Chl + Qu	Qu + Dol + Chl

Фации	Субфации	Щелочные породы (пересыщенные $K_2O + Na_2O$ , богатые $Al_2O_3$ )	Условия метасоматоза			Минерализация
			$T, ^\circ C$	$p, am$	$Fe_2O_3/FeO$	
Микроклинитовая (высокотемпературная)	Микроклинитовая	$Mi + Ne + Aeg_{60} + Flog$ $Mi + Ne + Aeg_{60} + Amf$	$> 500$	2000— 2500	—	—
	Эгириновая	—	$> 500$	2000— 2500	0,5	V, Mo, Th,
	Эгирин-амфиболовая	— —	$> 500$ —	2000— 2500	— —	(Ta, Nb, Zr) —
Альбититовая (средне- температурная)	Эгирин-альбитовая	$Ab + Ne + Mi + Aeg$ $Ab + Ne + Aeg$	500—400	2000	1,0	Торитовая (Zr, Ta, Nb, U)
	Амфибол-альбитовая	$Ab + Ne + Mi + Amf$	450—350	2000	0,9	U (силикаты, цир- конит, апатит)
	Эпидот-альбитовая	$Ab + Ne + Amf$ $Ab + Ne + Lpm$	400—300	2000	0,8	U (титанаты, сили- каты, окислы)
Кварц-карбонатная (низкотемпературная)	Гематит- карбонатная	—	300—200	1500	0,5—1,0 (0,7—0,8)	U (окислы, силика- ты, титанаты)
	Хлорит-альбитовая	$Ab + Kank + Lpm + Ne$ $Ab + Sod + Lpm$	250—200	1000	0,7—0,9	
	Кварц-хлоритовая	$Cal + Fl$	200—150	150	1,2	U (настуран)

причиной металлогенической специализации метасоматитов является мобилизационная способность метасоматизирующих агентов, их способность к переносу и отложению рудных элементов в зоне рудообразования.

7. Образование щелочных метасоматитов объясняется воздействием растворов, формирующихся за счет глубоко проникающих метеорных вод под влиянием локальных тепловых потоков при количественно небольшом участии ювенильных вод.

8. Одинаковая тектоническая позиция, повторяющийся характер петрогенного процесса, близость во времени проявления, отсутствие связи с конкретными магматическими телами, сходство геохимических особенностей и физико-химических условий образования, проявление специфической редкометальной и урановой минерализации — все это позволяет поставить вопрос о выделении щелочных метасоматитов как особой геологической формации. В ее составе могут быть выделены минеральные фации и субфации (табл. 11).

Широкое распространение щелочных метасоматитов в пределах всех щитов, развитие их не только в докембрии, но и в более молодые геологические периоды позволяет говорить о новом формационном типе пород — щелочных метасоматитах зон региональных разломов.

9. Могут быть названы некоторые признаки, отличающие рудоносные и рудные щелочные метасоматиты от более многочисленных безрудных. Эти признаки могут быть положены в основу прогнозно-петрологических критериев.

Рудными оказываются только некоторые минеральные субфации средне- и низкотемпературной фации; признаком благоприятных температурных условий может служить карбонатизация.

Метасоматиты могут быть рудными, если развиваются за счет пород, метаморфизованных ранее не сильнее амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Необходимое условие рудоносности — наличие повышенных фоновых содержаний урана или других рудных элементов, т. е. первичная геохимическая специализация пород региона на эти элементы.

Благоприятные структурные и литологические факторы: проявление позднего брекчирования, подновление старых зон нарушений; наличие осадителей урана — контактов пород контрастных по содержанию оснований, пород с сульфидами или богатых закисным железом, карбонатизированных пород. Показателем благоприятных для осаждения урана окислительно-восстановительных условий может служить  $Fe_2O_3/FeO \approx 0,75 \div 0,80$ .

Щелочные метасоматиты представляют собой лишь одну группу пород, образованных под воздействием растворов. То же относится и к связанным с ними месторождениям. Кроме того, приведенный в настоящей работе материал не претендует на исчерпывающую полноту. Это только опыт сопоставления известных в настоящее время щелочных метасоматитов докембрия. Несомненно, что в будущем будут получены новые данные, которые позволят дополнить и уточнить наши знания о метасоматитах.

## ЛИТЕРАТУРА

- А й н б е р г Л. Ф. Роговые обманки из Мариупольского щелочного массива. — Изв. Гл. геол. развед. упр., 1930, т. 49, № 5.
- А й н б е р г Л. Ф. Приазовский щелочной массив. Л., Гостехиздат, 1933. (Тр. ВРГО, вып. 196).
- А л е к с а н д р о в И. В. Об особенностях эволюции пород Криворожской серии при щелочном метасоматозе. — «Геохимия», 1959, № 4.
- А л е к с а н д р о в И. В. Изучение натрового метасоматоза в Криворожье. — Тр. VI совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Б а б е н к о О. В., Г н а т е н к о Г. И., К о в а л ь В. Б. Особенности формирования уранового месторождения в железорудной провинции докембрия. В кн.: Вопр. геохимии, минер., петрол. и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970. (Тез. докл.).
- Б а з а р о в а Т. Ю. Физико-химические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. — Автореф. канд. дисс., Новосибирск, 1966.
- Б а р с у к о в В. И., Н а у м о в Г. Б., С о к о л о в а Н. Т. Поведение урана в процессе образования гидротермальных жильных месторождений. — В кн. Основные черты геологии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Б е л е в ц е в Я. Н. Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Б е л е в ц е в Я. Н. Проблема эндогенного рудообразования. — Геол. журн. АН УССР, 1969, т. 29, № 2.
- Б е л е в ц е в Я. Н. Глубинные источники эндогенного рудообразования. — Геол. журн. АН УССР, 1970, т. 30, № 2.
- Б е л е в ц е в Я. Н., К о в а л ь В. Б. Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натровым метасоматозом в кристаллических породах щитов. — Геол. журн. АН УССР, 1968, т. 28, № 3.
- Б е л е в ц е в Я. Н., К о в а л ь В. Б., С а м с о н о в В. А. Экспериментальное изучение активизации, переноса и осаждения урана в гидротермальных карбонатных растворах. — Геол. журн. АН УССР, 1969, т. 29, № 4.
- Б е л о в Н. В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. — В кн.: Химия земной коры, М., Изд-во АН СССР, 1963, т. 1.
- Б у т у з о в В. П., Б р я т о в Л. В. Исследования фазовых равновесий части системы  $H_2O-SiO_2-Na_2CO_3$  при высоких температурах и давлениях. — «Кристаллография», 1957, т. 2, вып. 5.
- В е р е с Г. И., М е р е н к о в а Т. Б., О с т р о в с к и й И. А. Искусственная чисто железистая гидроксильная слюда. — ДАН СССР, 1955, т. 101, № 1.
- В а д и я Д. Н. Месторождения урана и тория в Индии. — В кн.: Мат-лы I Междунар. конф. по мирн. использ. атомн. энергии в Женеве, М., Госгеолтехиздат, 1958, т. 6.
- В и н о г р а д о в А. П. О происхождении вещества земной коры. — «Геохимия», 1961, № 1.

- Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. — «Геохимия», 1962, № 3.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 11.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры, М., «Наука», 1964, т. 2.
- Виноградов А. П. Развитие наук о Земле. М., «Наука», 1967.
- Воинов А. С. К вопросу о генезисе альбититов протерозоя Северной Карелии. Вестн. ЛГУ, 1963, № 12.
- Вольфсон Ф. И. О спорных вопросах генезиса сульфидных месторождений. — Геол. рудн. месторождений, 1961, № 5.
- Вольфсон Ф. И. Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966.
- Вякурянен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ, 1941.
- Герасимовский В. И. Геохимия урана в магматическом процессе. — В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд. АН СССР, 1963.
- Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М., «Наука» 1966.
- Гольдшмидт В. М. О метасоматических процессах в силикатных породах. — В кн.: Основные идеи геохимии. М., 1933, вып. 1.
- Грейдон Л. К. Природа рудообразующего флюида. М., «Госгеолтехиздат», 1946.
- Гречишников Н. П. и др. Структурные условия локализации одного из типов уранового оруденения в докембрийских породах. — Геол. журн. АН УССР, 1968, т. 28, вып. 1.
- Григорьева Л. В. Протерозойские геологические формации Северо-Карельской зоны Карелии. — «Сов. геология», 1967, № 8.
- Деррикс Ж. Д., Вазс Ж. Ф. Месторождение урана в Шинколобе. — Мат-лы I Междунар. конф. по мирн. использ. атомн. энергии в Женеве. М., Госгеолтехиздат, 1958, т. 6.
- Джеллиф А., Эвои Е. Месторождение Гуннар. В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М., «Мир», 1964.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зуссман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1965.
- Домарев В. С. 1. Некоторые данные по петрографии и геологии Северного Криворожья. 2. О метаморфизме пород средней подсвиты Криворожской свиты. — Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 1.
- Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании. — «Сов. геология», 1967, № 4.
- Егоров Ю. П., Сухинин А. Н. Некоторые закономерности формирования и размещения метасоматических месторождений урана в докембрии. — Геол. журнал АН УССР, 1969, т. 29, № 2.
- Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ЛАГЕД, вып. 13).
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Царовский И. Д. Протерозойский интрузивный комплекс Приазовья. — Докл. сов. геол. к XXII сессии МГК, пробл. 10. М., «Недра», 1964.
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М. — Л., «Наука», 1965.
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г. Соотношение процесса кристаллизации щелочных сиенитов и метасоматитов Октябрьского массива. — Зап. ВМО, 1968, нов. сер., ч. 98, вып. 2.
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Синицын А. В. О генезисе щелочных метасоматитов Криворожья. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллич. образований. Л., «Наука», 1970.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьк. ун-та, 1950.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Кармазара. М., Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ИТЕМ АН СССР, вып. 14).

Иванов В. В. Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм. областей современного вулканизма. — В кн.: Химия земной коры. М., «Наука», 1964, т. 2.

Иванов И. П. О природе «альбитизирующих» растворов. — В кн.: Эксперим. исслед. в области глубин. процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962а.

Иванов И. П. Эксперименты по гидротермальному метаморфизму слюдяных сланцев в динамических условиях. — Тр. 6-го совещ. по экспер. и техн. минерал. и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962б.

Иванов И. П. Экспериментальное воспроизведение зональности при гидротермальном метаморфизме амфиболовых сланцев. — Изв. АН СССР, 1968, сер. геол., № 2.

Икорский С. В. Газово-жидкие и газовые включения в нефелине щелочных горных пород Хибинского массива. — В кн.: Минерал. термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.

Казанский В. И., Кушнарев И. П., Хорошилов Л. В. Общая характеристика и типы ураноносных провинций. — В кн.: Геология гидротерм. урановых месторождений, М., «Наука», 1966.

Казанский В. И., Терентьев В. М. Пограничные зоны активизированных платформ и их металлогения. — Изв. АН СССР, 1968, сер. геол. № 1.

Казанский В. И. и др. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов. — Геология рудных месторождений, 1968, № 1.

Казницын Ю. В. Метод молекулярных объемов и его применение при изучении измененных пород. — Зап. ВМО, 1958, ч. 87, вып. 2.

Казницын Ю. В. Околорудные измененные породы Восточного Забайкалья и общие вопросы теории и практики изучения метасоматитов. — Автореф. докт. дисс. Л., 1967.

Казницын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1967.

Ковалишин З. И. Результаты исследований газовых компонентов включений в минералах пегматитов Волыни. — В кн.: Минералог. термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.

Комлев Л. В. и др. К геохимии радиоактивных элементов в породах Кировоградско-Житомирского магматического комплекса Украины. — Тр. РИАН СССР, 1956, вып. 7.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезн. ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР, 1963, сер. геол., № 3.

Костин В. А. Альбититы Мурманского блока гранитоидов. — Мат-лы ко II конф. по околорудным изменениям. Л., 1966.

Котляр В. Н. Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Котляр В. Н. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970.
- Красковский С. А. О тепловом поле щитов. — Изв. АН СССР, 1961, сер. геофиз., № 3.
- Кратц К. О., Дедеев В. А. Тектоническая карта фундамента территории СССР. — Вестн. АН СССР, 1970, № 7.
- Кренк И. Г., Ойя Р. В. Экспериментальное изучение анатексиса. М., ИЛ, 1963. (Тр. XXI сессии МГК, вып. 2).
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузьменко В. И. Петровско-Гнуповское месторождение паразита (УССР). — «Сов. геология», 1946, № 12.
- Куман В. Е. О некоторых особенностях натрового метасоматоза в Криворожском бассейне. — ДАН СССР, 1959, т. 125, № 5.
- Кушев В. Г. Щелочные амфиболы Криворожья. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11.
- Кушев В. Г. Природные магнезиально-железистые низкоглиноземистые слюды в железистых кварцитах Криворожья. — ДАН СССР, 1964, т. 157, № 5.
- Кушев В. Г. Соотношения процессов гранитизации и трещинного метасоматоза в толще железистых кварцитов. — Бюлл. МОИП, 1968, № 2.
- Кушев В. Г. Анализ минеральных парагенезисов щелочных метасоматитов Октябрьского массива в Приазовье. — В кн.: Вопр. петрохимии. Л., 1969а. (Мат-лы совещ. 24—25.V 1969).
- Кушев В. Г. Полуколичественная оценка привноса и выноса вещества при образовании щелочных метасоматитов. Там же, 1969б.
- Кушев В. Г. Формация щелочных метасоматитов в докембрии. — Мат-лы к IV Всесоюз. петрогр. совещ. Баку, 1969.
- Кушев В. Г. Парагенетический анализ и некоторые вопросы генезиса щелочных метасоматитов в толще пород формации железистых кварцитов. — В кн.: Метаморфизм и метаморф. рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Кушев В. Г., Комлев Л. В., Виноградов Д. П. Геохронология Восточного Приазовья. — В кн.: Абсолютн. возраст докембр. пород СССР. М. — Л., «Наука», 1965.
- Кушев В. Г., Павлишин В. И. Магнезиально-железистые низкоглиноземистые слюды из пород северного Криворожья. — Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1964, № 18, вып. 1.
- Кушев В. Г., Силицы А. В. Трещинные щелочные метасоматиты Восточного Приазовья. — В кн. Ультраморфизм и метасоматизм докембр. формаций СССР. М. — Л. «Наука», 1965.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения Карельской АССР. — Автореф. канд. дисс. Петрозаводск, 1967.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1952, т. III.
- Лейси И. Д. Распавы гранитного состава, их структура, свойства и изменения. М., ИЛ, 1963. (Тр. XXI сессии МГК, вып. 2).
- Лукин Л. И., Соноушкин Е. П. Структуры гидротермальных урановых месторождений и некоторые вопросы их изучения. — Изв. АН СССР, 1958, сер. геол., № 3.
- Луцицкий В. И. Структурные особенности щелочных пород Приазовья. М., Изд-во АН СССР, 1938. (Тр. петр. ин-та АН СССР, вып. 13).
- Луцицкий В. И. Щелочной метасоматоз на территории Украинского кристаллического массива. — ДАН СССР, 1947, т. 55, № 1.
- Луцицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины. — Петрография СССР, сер. 1, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Любимова Е. А. К вопросу о разогревании Земли. — Докл. сов. геол. к XXI сессии МГК, пробл. 2, «Геофизика», 1960.
- Любимова Е. А. Об источниках внутреннего тепла Земли. — Вопр. Космогонии, 1961, т. VIII.
- Любимова Е. А., Фирсов Ф. В., Люсова Л. Н. Некоторые результаты определения теплового потока из земных недр и температура Земли. —

В кн.: Геометрические исследования и использование тепла Земли М., «Наука», 1966.

Макаренко Ф. А. Водные процессы распределения и выноса глубинного тепла и формирования термоаномалий. — В кн.: Геотермич. исслед. и использов. тепла Земли. М., «Наука», 1966.

Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданской плиты. — Тр. ДВФ АН СССР, 1958, вып. 3.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.

Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологические распределение. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.

Маттесон Р. С., Сёрл Р. А. Урановые месторождения Мэри Кэтрин-р-на Майнт-Айса, Клонкарри, Квинсленд, Австралия. Изд. ОНТИ ВИМС, 1959, сер. геол. и поиски урана, вып. 16.

Минеева И. Г., Коробков В. И. Микрораспределение радиоактивных элементов в калиевых щелочных породах. — «Геохимия», 1966, № 7.

Мицнер Э. Ф. О полимеризационной природе механизма рудоотложения. — Изв. АН СССР, 1967, сер. геол., № 5.

Морозович И. А. Геологические исследования, проведенные в Мариупольском узезде летом 1898 г. (предварительный отчет). — Изв. Геол. Комитета. 1898, т. 17.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Тр. лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16.

Набоко С. И. Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления. — В кн.: Метасом. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.

Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. — Зап. ВМО, 1958, втор. сер., ч. 87, вып. 4.

Наумов Г. Б. К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах. — «Геохимия», 1959, № 1.

Наумов Г. Б. Некоторые физико-химические особенности поведения урана в гидротермальных растворах. — «Геохимия», 1961, № 2.

Наумов Г. Б. Синтез и разложение настурана в карбонатной среде. — Тр. VI совещ. по эксперим. минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Никольский А. П. О некоторых вопросах генезиса гидротермальных месторождений. — «Сов. геология», 1955, № 43.

Никольский А. П. Метасоматиты железистых кварцитов восточной части Украинского кристаллического щита и вопросы генезиса богатых железистых руд. — «Сов. геология», 1956, № 56.

Никольский А. П. О метаморфизме верхнеархейских пород юго-западной части Русской платформы. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.

Никольский А. П., Ефимов А. И. Геологометаллогенетический очерк восточной части Украинского щита. М., Госгеолтехиздат, 1960. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 137).

Островский И. А. Искусственный щелочной гидроксил-амфибол. — ДАН СССР, 1948, т. XIX, № 5.

Островский И. А. Эксперименты в силикатной системе с летучими компонентами. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, М., Изд-во АН СССР, 1955.

Островский И. А. Искусственная чисто железистая слюда. — ДАН СССР, 1955, т. 101, № 1.

Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых водно-силикатных системах при высоких давлениях и температурах. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 9.

Павленко А. С. Особенности метасоматоза в одном из районов Северного Криворожья. — Изв. АН СССР, 1959, сер. геол., № 1.

Павленко А. С. Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — *Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР*, 1962, вып. 5.
- Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., «Наука», 1964.
- Петров Р. П. К номенклатуре метаморфических пород железистых формаций. — *Изв. АН СССР*, 1957, сер. геол., № 9.
- Полканов А. А. Интрузии эгиринового наволоча плутона щелочных пород Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. — *Зап. ВМО*, 1941, ч. 70, вып. 1.
- Половинкина Ю. Ир. Натровый метасоматоз как закономерность в образовании железистых кварцитов. — *Зап. ВМО*, 1949, ч. 28, № 1.
- Половинкина Ю. Ир. Эгирины Криворожского железорудного месторождения. — *Минерал. сб. Львов. геол. общ-ва*, 1951, № 5.
- Половинкина Ю. Ир. Кумминтонит и щелочные амфиболы Кривого Рога. — *Мин. сб. Львов. геол. общ-ва*, 1953, № 7.
- Половинкина Ю. Ир. Минералогические особенности пород с. Покровское, вызванные натровым метасоматозом. — *Минер. сб. Львов. геол. общ-ва*, 1955, № 9.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
- Руденко С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний. — *Зап. ВМО*, 1954, ч. 83, вып. 6.
- Руденко С. А. Генезис и структурные особенности мариполитов. — *Зап. ЛГИ*, 1962, т. 13, вып. 2.
- Рудник В. А. Химизм процессов гранитизации в районе Буренинского хребта на Дальнем Востоке. — *Петрогр. сб. ВСЕГЕИ*, 1967, № 8.
- Рудник В. А. Гранитообразование и тектогенез. — *Докл. сов. геол. к XXIII сессии МГК*, прел. 4, «Геология докембрия», Л. «Наука», 1968.
- Рудник В. А., Алексеев Л. И. Проявление метаморфизма в зонах глубинных разломов хребта Джагды-Тукурингра на Дальнем Востоке — В кн.: *Глубинные разломы. М., «Недра»*, 1964.
- Рудник В. А., Терентьев В. М. Щелочные метасоматиты зон региональных разломов — новый тип околорудных измененных пород. — *Мат-лы к II конф. по околорудн. метасоматизму. Изд. ОНТИ ВСЕГЕИ*, 1966.
- Сирицын В. М. Эволюция геологических процессов. — *Вестн. ЛГУ*, 1965, сер. геол. и геогр., № 18.
- Скрейнмакерс Ф. А. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. М., ИЛ, 1948.
- Смит Ф. Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов. — В кн.: *Эксперим. исслед. в области петрогр. и рудообразования*. М., ИЛ, 1954.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Стрыгин А. И. Новые данные по эгиринизации пород криворожской серии. — *ДАН УССР*, 1959, № 8.
- Стрыгин А. И. 1959. Типы метаморфизма железистых пород Криворожского бассейна. — *Геология и рудное дело*, 1959, сер. геол., № 2.
- Стрыгин А. И. Вопросы систематики, генезиса и рудоносности альбитов. — *Геол. журн. АН УССР*, 1970, т. 30, № 2.
- Стороженко А. А. О процессе фенитизации и фенитах, развитых вблизи Октябрьского щелочного массива (Украина). М., 1961. (*Тр. ЦНИГРИ*, вып. 40).
- Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. В кн.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
- Суражский Д. Я. Генетические типы промышленных месторождений урана. — *«Атомная энергия»*, 1956, № 2.
- Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960.

Сыромятников Ф. В., Иванов И. П., Макарова А. П. Новая конструкция экзоклава и ее возможности по экспериментированию в условиях закрытой и открытой систем при температуре до 800—1000° С и давлении до 100—120 ат. В кн.: Эксперим. исслед. в области глубин. процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Таттл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизирующейся водной гранитной жидкостью. — В кн.: Физ.-хим. пробл. формирования горн. пород и руд, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Тернер Ф. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

Тугаринов А. И. О геохимическом значении различий изотопного состава свинца в свинцоворудных месторождениях. — Изв. АН СССР, 1955, сер. геол., № 4.

Тугаринов А. И. Геохимические особенности щелочных метасоматитов в Центральной Азии. — В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963а.

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. — В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963б.

Тугаринов А. И. Уран в метасоматических процессах. — В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963в.

Тугаринов А. И., Гриценко В. А. Условия седиментации нижнепротерозойских формаций по данным вариаций изотопного состава серы в сульфидах. — В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.

Тугаринов А. И., Змеенкова А. В. Об источниках рудного вещества при эндогенном рудообразовании. — «Сов. геология», 1960, № 4.

Тугаринов А. И., Наумов Г. Б. Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. — «Геохимия», 1969, № 2.

Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Киев, Изд-во Киевск. ун-та, 1948.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.

Федосеев А. Д., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А. Волокнистые силикаты. М. — Л., «Наука», 1966.

Филипов М. С., Комлев Л. В. Уран и торий в гранитоидах Среднего Приднепровья. — «Геохимия», 1959, № 5.

Фридман И. И., Таттл И. И. Несмешимость жидкостей в системе  $H_2O-Na_2O-SiO_2$ . — В кн.: Вопр. физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950.

Хаин В. Е. Основные этапы в развитии земной коры. — Бюлл. МОИП, 1964, отд. геол., № 1.

Хейнрих Э. У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., ИЛ, 1962.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). — Бюлл. МОИП, 1952, отд. геол., т. 27, № 5.

Хитаров Н. И. Четырехсотградусная изотерма системы  $H_2O-SiO_2$  в пределах давления до 4000 кг/см<sup>2</sup>. — «Геохимия», 1956, № 1.

Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.

Хитаров Н. И. Информация о новых экспериментальных работах по глубинным процессам. — «Геохимия», 1966, № 9.

Хитаров Н. И., Кадяк А. А., Лебедев Е. Б. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. — «Геохимия», 1967, № 11.

Ходаковский И. Л. Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газово-жидких включений в минералах. В кн.: Минерал, термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.

Царовский И. Д. Типы геологических структур щелочных пород УССР. — Изв. АН СССР, 1954, сер. геол., № 4.

Царовский И. Д. Мариуполитизация и связанные с ней процессы оруденения. — *Мат-лы II всег. петрогр. совещания*. Ташкент, 1960.

Царовский И. Д. Нефелиновые сиениты Приазовья и Среднего Приднепровья. — В кн.: *Геология и геохронология докембрия*. М. — Л., 1964.

Царовский И. Д. Щелочные породы восточной части Украинского щита. В кн.: *Геохронология докембрия Украины*. Киев, «Наукова думка», 1965.

Чигарева О. Г., Федосеев А. Д. Синтез и исследование некоторых свойств волокнистых щелочных амфиболов. В кн.: *Исследование природн. и техн. минералообразования*. М., «Наука», 1966.

Чураков А. И. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы. — Изв. АН СССР, 1947, сер. геол., № 1.

Шаталов Е. Т. Общие закономерности формирования и размещения магматических пород. — В кн.: *Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов*. М., «Недра», 1965.

Шатский Н. С. Очерки геологии Волго-Уральской нефтеносной области и степных частей западного склона Южного Урала. — *Мат-лы по геологии СССР*, 1945, вып. 2 (6).

Шатский Н. С. О марганцевоносных формациях и о металлогении марганца. — Изв. АН СССР, 1952, сер. геол., № 4.

Шевченко Е. В. Физ.-мат. анализ скорости роста минералов в малых интрузиях. — ДАН СССР, 1965, т. 162, № 2.

Шефталъ Н. Н. Генезис пьезокварцевых месторождений в связи с данными искусственного выращивания кварца. — В кн.: *Вопросы геохимии и минералогии*. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. М. — Л., «Недра», 1966.

Щербakov Д. И. Успехи изучения урановых месторождений. — В кн.: *Геология гидротерм. урановых месторождений*. М., «Наука», 1966.

Щербина В. В., Якубович К. И. Границы изоморфной сместимости в зависимости от генетических условий. — В кн.: *Химия земной коры*, т. I. М., Изд. АН СССР, 1963.

Щукарев С. А. Об устойчивости сложных молекул при высоких температурах и возможном значении этого явления для геохимии. — В кн.: *Проблемы геохимии*. М., «Наука», 1965.

Эллис А. Дж., Махон У. А. Природные гидротермальные системы и экспериментальное изучение взаимодействия горячих вод с породами (ч. II). Реферат. — *«Геохимия»*, 1967, № 10.

Эллис А. Дж. Геохимия гидротермальных вулканических районов. — В кн.: *Проблемы геохимии*. М., «Наука», 1965.

Ярошевский А. А. Некоторые геологические аспекты зонной плавки. В кн.: *Проблемы геохимии*. М., «Наука», 1965.

Ahlfeld F. Los yacimientos de crocidolita en los Yungas de Cochoamba. *Notas Mus. La Plata*, 8, 355 (Engl. summary), 1943.

Baily D. K., Schairer J. F. The System  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  at 1 Atmosphere, and the Petrogenesis of Alkaline Rocks. *J. petrol.*, vol. 7, No 1, 1966.

Barrer R. M., White E. A. The hydrothermal chemistry of silicates. Part II. Synthetic crystalline sodium aluminosilicates *J. chem. soc.*, 1952, p. 1465.

Banerji A. K. Cross folding, migmatization and ore localisation along part of the Singbhum Shear Zone, South of Tatanagar, Bihar, India. *Econom. geol.*, vol. 57, No 1, 1962.

Barth T. F. W. Presentation of rock analyses. *J. geol.*, vol. 63, No 4, 1955.

Barth T. F. W. Ideas on the interrelations between igneous and sedimentary rocks. *Trans. Geol. mus. Oslo. Norway*, 1962.

Belton G. R., Richardson F. D. A volatile iron pyroxide. *Trans. Farad. Soc.*, vol. 58, 1960, p. 1562.

Bowen N. L. Magmas. Bull. geol. soc. Amer., vol. 58, 1947, p. 263—280.

Bowen N. L., Schairer J. F. The fusion relations of acmite. Amer. J. sci., 5 ser., vol. 18, 1929.

Cilliers I. I. de R., Freeman A. G., Taylor H. W. Croki-dolite from Koegas-Westerberg Area, South Africa. Econom. geol., vol. 56, No 8, 1961.

Clark L. M. The identification of minerals in boiler deposits. Examples of hydrothermal synthesis in boilers. Miner. mag., vol. 28, 1948, p. 359.

Clark jr. S. P., Ringwood A. E. Density distribution and constitution of the Mantle. Rev. Geophys., No 1, 1964.

Coes L. High pressure minerals. J. Amer. ceram. soc., vol. 38, 1955, p. 298,

Goldschmidt V. M. Die Iniektionsmetamorphose im Stavanger gebiete. Vidensk. Skr. Mat. Naturviss., H. 1, No 10, 1921.

Connah T. H. Uranium discoveries, Mount Isa, Queensland Govt. Min. j., vol. 55 (633), 1954, p. 581—582.

Craig H., Boata O. G., White D. E. The isotopic geochemistry of thermal waters. U. S. Nat. res. council nucl., sci. ser., Rept., vol. 19, Nuclear processes in geological settings. 1956, p. 29—44.

Das Gupta S. P., Sen Gupta P. R., Murthy M. V. N. Nature and significance of Wall rock alterations in some hydrothermal ore-deposits of India. Econom. geol., vol. 60, No 8, 1965.

Davidson C. F. Concentration of uranium by carbon compounds. Econ. geol., vol. 50, 1955, p. 879—880.

Dickinson S. B. Uranium in Australia. Mining mag., vol. 89, No 5, 1953.

Donnay G., Schairer J. F., Donnay J. D. H. Nepheline solid solution. Miner. mag., vol. 32, 1959, p. 93.

Drysdall A. R., Newton A. R. Blue asbestos from Lusaka, Northern Rhodesia, and its bearing on the origin of glaucophano-bearing rocks. Proc. K. Ned. Akad. Wetensch 53, 1960, p. 1455.

Du Toit A. L. The origin of the amphibole asbestos deposits of South Africa. Trans. geol. surv. S. Africa, vol. 48, 1945, p. 161—207.

Ehlers E. G. An investigation of the stability relations of the Al-Fe members of the epidote group. J. geol., vol. 61, 1953, p. 231—230.

Ellis A. J., Mahon W. A. J. Natural hydrothermal systems and experimental hot water rock interactions. Pt. I., Geochem. et cosmochem. acta, vol. 28, No 6, 1964.

Ellis A. J., Mahon W. A. J. Natural hydrothermal systems and experimental hot water rock interactions. Pt II, Geochem. et Cosmochem. Acta, vol. 31, No 4, 1967.

Ellis A. J., Wilson S. H. The geochemistry of alkali metal ions in the Wairakei hydrothermal system. N. Z. J. geol. and geophys., No 3, 1960, p. 593—617.

Ernst W. G. Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arvedsonite solid solutions. J. geol., vol. 70, No 6, 1962.

Ernst W. G. Polymorphism in alkali amphiboles. Amer. miner., vol. 48, No 3—4, 1963.

Eskola P. Die metamorphen Gesteine. In: Die Entstehung der Gesteine. Springer-Verlag, Berlin, 1939.

Eugster H. P. Stability of hydrous iron silicates. Carnegie inst. wash. year-book 55, 1956.

Friedman J. J. The solubility of quartz in sodium carbonate solution at high temperature. J. Amer. chem. soc., vol. 70, No 8, 1948, p. 2649—2650.

Gangadharam E. V., Kameswara Rao K., Aswathana-rayana U. Distribution of radioactivity in the Mosaboni copper mine, Bihar, India. Econ. geol., vol. 58, No 4, 1963.

Glemser O. Ergebnisse und Probleme von varhivelungen der Systeme Oxyd — Wasser. Angewandte Chemie, Bd. 73, 1961, S 758.

Clemser O., Wendlands H. G. Gaseous hydroxides. Advances in inorganic chemistry and radiochemistry., vol. 5, No 2, 1963, p. 215—259.

Goodspeed G. E. Mineralization related to granitization, *Econ. geol.*, vol. 47, No 6, 1952.

Goranson R. W. Aegirine from Libby, Montana. *Amer. miner.*, vol. 12, No 2, 1927, p. 37.

Goranson R. W. The solubility of water in granitic magma. *Amer. J. sci.*, vol. 22, 1931, p. 481.

Green Tr. H., Ringwood A. E. Origin of the calc-alkaline igneous rock suite. *Earth planet. sci. letters*, vol. 1, No 5, 1966.

Green D. H., Ringwood A. E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochem. et cosmochem. acta*, vol. 31, No 5, 1967.

Greenwood R. Younger intrusive rocks of Plateau Province, Nigeria, compared with the alkalic rocks of New England. *Bull. Geol. soc. Amer.*, vol. 62, No 6, 1951.

Groul F. F. Acmite occurrences in the Cuyuna Range, Minnesota, *Amer. miner.*, vol. 31, No 3—4, 1946

Hackman V., Wilkman W. Suomen Geologinen Vleiskartta. Lehti D<sub>6</sub>, Kuolarjarvi. Helsinki, 1929.

Hall A. L. On the metamorphism of the Lower Witwaterstrand System in the Vredofort Mountain Land. *Trans. geol. soc. Son. Africa*, vol. 28, 1926.

Hall A. L. Asbestos in the Union of South Africa. *Mem. Geol. surv. Sou. Africa*, No 12, 1930.

Hamilton D. L. Nephelines as crystallization temperature indicators. *J. geol.*, vol. 69, No 3, 1961.

Harris P. G. Zone refining and the origin of potassic basalts. *Geochem. et cosmochem. Acta*, vol. 12, 1957, p. 195—208.

Heier K. S., Rhodes J. M. Thorium, uranium and potassium concentrations in granites and gneisses of the Rum Jungle complex, Northern territory, Australia. *Econ. geol.*, vol. 61, No 3, 1966.

Hutton C. O. Metamorphism in the lake Wakatipu region, western Otago, New Zealand. *Dept. sci. and Ind. Res. N. Z. geol. mem.*, No 5, 1940.

Jacobson R. R. E., MacLeod W. N., Black R. Ring complexes in the younger granite province of Northern Nigeria. *geol. soc. London Mem.*, No 1, 1958.

Jagi K. Synthetic pyroxenes of the acmite — diopside system. *J. miner. soc. Japan*, vol. 3, No 4, 1958, p. 763.

Keyser F. D. Arfvedsonite in granites of Ingham District, North Queensland. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 12, No 4, 1966.

Klein C. Jr. Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush iron formation. *Southwestern Labrador, J. petrol.*, vol. 7, No 2, 1965.

Kozu S. Preliminary note on studies of cancrinite from Korea. *Japan J. geol., geogr.*, vol. 9, No 1, Abs., 1931.

Kranck S. H. A study of phase equilibria in a metamorphic iron formation. *J. petrol.*, vol. 2, No 2, 1961.

Luth W. C., Tuttle O. F. The hydrous vapour phase in equilibrium with granite and granite magmas. *Trans. Amer. geophys. union*, vol. 48, No 1, 1967.

Matheson R. S., Searl R. A. Mary Kathelin Uranium deposit, Mount Isa-Cloncurry district, Queensland, Australia. *Econ. geol.*, vol. 51, No 6, 1956.

Mawdsley I. B. Uranite-bearing deposits Charlebois Lake area, North-Eastern Saskatchewan. *Canad. min. mot. bull.*, vol. 45, 1952, p. 428.

Michel-Lévy M. C. Température de formation de l'aegyrine. *Bull. Soc. franc. min., cryst.*, No 10—12, 1954.

Mikkola E. Suomen Geologinen Vleiskartta Lehti B<sub>7</sub>—C<sub>7</sub>—D<sub>7</sub>. Helsinki, 1941.

Milton C., Eugster H. P. Mineral assemblages of the Green River formation. *Researches in Geochemistry*. N. Y. John Wiley, 1959.

Miyake Y. Elements of geochemistry. Maruzen Co., Ltd, Tokyo, 1965.

Miyashiro A., Seki Y. Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature. Amer. j. sci., vol. 256, 1958, p. 422.

Morozewicz I. A. Der Mariupolit und seine Blutsverwandten. Tscher. Miner. und Petrogr. Mitteil., Bd. 40, H. V—VI, 1930.

Orville P. M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Amer. j. sci., vol. 261, 1963, p. 201—237.

Parkin L. W., Glasson K. R. The geology of the Radium Hill uranium mine, South Australia. Econ. geol., vol. 49, No 8, 1954.

Peacock M. A. The nature and origin of the amphibole asbestos of South Africa. Amer. miner., vol. 13, No 2, 1928, p. 339.

Pecora W. T. Nepheline syenite pegmatites, Rocky Bay stock, Bearpaw Mountains, Montana. Amer. miner., vol. 27, No 2, 1948, p. 397.

Phillips B., Muan A. Phase equilibria in the system CaO-iron oxide — SiO<sub>2</sub> in the air. Amer. Ceram. soc., vol. 42, No 9, 1959.

Pichamuthu C. S. On Bababudanite, a sodaamphibole from the banded ferruginous quartzites of Misore, India. Geol. mag., vol. 73, 1936, p. 43—44.

Pichamuthu C. S. Soda metasomatism in the ferruginous quartzites of the Bababudan Hills, Misore State. Proc. Ind. acad. sci., sec. A, vol. 31, No 3, 1950.

Ramberg H. The facies classification of rocks, a clue to the origin of quartzofeldspathic massifs and veins. J. geol., vol. 57, No 18, 1949.

Richardz S. A peculiar blue-green amphibole from the metamorphosed iron formation of the eastern Mesaby Range, Minnesota. Amer. miner., vol. 15, 1930, p. 65—69.

Rosenquist J. Th. The metamorphic facies and the feldspar minerals. Universitetei i Bergen Arbök, Naturv. No 4, 1952.

Rowe R. B. Petrology of the Richardson radioactive deposits, Wilberforce, Ontario. Canad. geol. surv. bull., No 23, 1952.

Sabine P. A. Optical properties and composition of acmitic pyroxenes. Miner. mag., vol 29, No 113, 1950.

Schäfer H. Transport Reaktiven. Naturwissenschaften, Bd. 50, 1963, p. 53.

Siggerud T. The occurrence of uranium and thorium in Norway. Int. conf. peaceful uses atomic energy, proc., 6, 1956, p. 178—181.

Sinclair W. E. The Kliphus crocidolite deposits. Trans. Inst. min. and metall., London, vol. 66, 1957, p. 69.

Stringham B. Fields of formation of some common hydrothermal alteration minerals. Econ. geol., vol. 47, No 4, 1952.

Sullivan C. J., Matheson R. S. Uranium-copper deposits, Rum-Jungle, Australia. Econ. Geol. vol. 47, No 7, 1952.

Tilley C. E. The petrology of the metamorphosed rocks of the Start area (South Devon). Quart. j. geol. soc. Lond., vol. 79, No 1, 1923.

Trendall A. F. Progress report on the Brockman iron formation in the Wittenbom-Jampire area, Miner. Abs., vol. 17, No 7, London, 1965.

Turner F. J. The development of pseudostratification by metamorphic differentiation in the schists of Otago, New Zealand. Amer. j. sci., vol. 239, No 1, 1941.

Turner F. J. Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects. MacGraw Hill, N. Y., 1968.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O. Geol. soc. Amer., Mem. 74, 1958.

Vennervirta H. Uranium ore-deposits Paukkajanvaara. In: The Mines and Quarries of Finland, Helsinki, 1954.

Villiers J. E. De. The origin of the Iron and Manganese Deposits in the Postmasburg and Thabazimbi Areas. Trans. geol. soc. South Africa, vol. XLVII, 1944, p. 123—135.

Villiers J. E. De. Some Minerals Occurring in South African Manganese Deposits. Trans. geol. soc. South Africa, vol. XLVIII, 1945, p. 17—25.

Villiers J. E. De. The manganese deposits of the Union of South Africa. Congreso geológico internacional Symp. sobre yacimientos de manganese. T. 2, Africa, Mexico, 1956.

Warren C. H. Petrology of the alkali granites and porphyries of Quincy and the Blue Hills, Massachusetts, Proc. Amer. Acad. arts and sci., vol. 49, No 5, 1913.

Washington H. S., Merwin H. E. The acmitic pyroxenes. Amer. miner., vol. 12, 1927, p. 233.

White D. E. Thermal springs and epithermal ore deposits. Econ. geol., vol. 38, No 1, 1943.

White D. E. Thermal waters of volcanic origin. Geol. Soc. amer. bull., vol. 68, 1957, p. 1637—1658.

Wyart J., Michel-Lévy M. Crystallization des mélanges  $\text{Na}_x\text{K}_{1-x}\text{AlSiO}_4$  en présence d' eau sous pression (formation de nepheline, kalsilite, hydrocancrinite, hydrosodalite, mica), C. r. acad. sci. Paris, vol. 229, 1949, p. 14.

Yllie P. I., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars. Amer. j. sci., vol. 257, No 9, 1959.

Yllie P. I., Tuttle O. F. Hydrothermal melting of shales. Geol. mag., vol. 98, No 1, 1961.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	С.
Введение . . . . .	3
<i>Часть первая</i>	
<i>Геология и петрография щелочных метасоматитов</i>	
Г л а в а I. Общее геологическое развитие древних щитов и тектоническая позиция щелочных метасоматитов . . . . .	8
Г л а в а II. Типы щелочных метасоматитов и связанных с ними урановых месторождений . . . . .	12
Общие особенности щелочных метасоматитов . . . . .	13
Типы щелочных метасоматитов . . . . .	13
Типы метасоматических месторождений урана . . . . .	16
Щелочные метасоматиты как особая формация . . . . .	17
Г л а в а III. Щелочные метасоматиты в породах формации железистых кварцитов . . . . .	23
Проявление щелочного метасоматоза . . . . .	24
Месторождения и рудопроявления урана в связи с метасоматитами в железистых породах . . . . .	32
Особенности щелочного метасоматоза и оруденения в железистых породах . . . . .	42
Г л а в а IV. Метасоматиты в щелочноземельных сиенитах и гранитах рапакиви . . . . .	44
Проявления щелочного метасоматоза . . . . .	44
Месторождения и рудопроявления в связи с метасоматитами в щелочноземельных породах . . . . .	52
Г л а в а V. Щелочные метасоматиты в гнейсовых и мигматитовых толщах и гранитоидах . . . . .	59
Проявления щелочного метасоматоза . . . . .	59
Месторождения в связи с метасоматитами в гранитах и гнейсо-мигматитовых толщах . . . . .	70
<i>Часть вторая</i>	
<i>Геохимия и металлогения щелочных метасоматитов</i>	
Г л а в а VI. Типоморфные минералы метасоматитов как индикаторы условий их образования . . . . .	84
Моноклинные пироксены . . . . .	84
Амфиболы . . . . .	89
Слюды . . . . .	95
Полевые шпаты . . . . .	98

	С.
Минералы группы эпидота — клиноцоизита . . . . .	101
Карбонаты . . . . .	102
Выводы . . . . .	103
Г л а в а VII. Анализ минеральных парагенезисов . . . . .	104
Диаграмма парагенезисов для натровых метасоматитов в щелочноземельных сиенитах . . . . .	104
Диаграммы парагенезисов для щелочных метасоматитов в породах формации железистых кварцитов . . . . .	103
Выводы . . . . .	117
Г л а в а VIII. Миграция вещества при метасоматозе . . . . .	118
Методы расчета и оценка миграции вещества при щелочном метасоматозе . . . . .	118
Выводы . . . . .	127
Г л а в а IX. Генезис метасоматитов . . . . .	127
Гипотезы постмагматического и метаморфогенного проис- хождения растворов при щелочном метасоматозе . . . . .	128
Гипотеза метеорно-ювенильного происхождения раство- ров при щелочном метасоматозе . . . . .	135
Источники вещества при метасоматозе . . . . .	150
Соотношения процесса щелочного метасоматоза с ультра- метаморфизмом и гранитизацией . . . . .	156
Место и особенности рудного процесса при щелочном ме- тасоматозе . . . . .	159
Выводы . . . . .	169
Заключение . . . . .	171
Литература . . . . .	176

*ВАДИМ ГЕОРГИЕВИЧ КУШЕВ*

ЩЕЛОЧНЫЕ  
МЕТАСОМАТИТЫ  
ДОКЕМБРИЯ

Ведущий редактор *Л. Н. Кулакова*  
Технический редактор *А. Б. Яцуржинская*  
Корректор *Р. С. Янбекова*  
Переплет художника *И. Г. Школьникова*

М-23069. Сдано в набор 28/1 1972 г.  
Подписано к печати 19/IV 1972 г. Формат бумаги 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Печ. л. 12. Уч.-изд. л. 14,77. Изд. № 167. Тираж 1350 экз.  
Бумага № 1. Заказ № 1499. Индекс 1—4—1—Л.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171,  
Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типо-  
графия № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете  
Министров СССР. Московский проспект, 91.  
Цена 1 р. 68 к.

В 1973 г. Ленинградское отделение издательства «Недра» выпускает следующие книги.

## ГЕОЛОГИЯ

С. С. Кузнецов. Как читают историю Земли (5 л., ц. 23 коп.).

В. Е. Клейнбок, Н. И. Шумская. Таблицы для определения показателей преломления и коэффициентов абсорбции непрозрачных минералов по их отражательной способности (20 л., ц. 1 р. 24 к.).

Г. М. Саранчина, Н. Ф. Шинкарев. Петрология магматических и метаморфических пород (25 л., ц. 1 р. 50 к.).

Е. О. Погребницкий, В. И. Терновой. Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых (25 л., ц. 1 р. 50 к.).

А. В. Скропышев, А. Л. Кукуй. Исландский шпат (12 л., ц. 1 р. 44 к.).

Е. В. Рухина. Литология ледниковых отложений (12 л., ц. 1 р. 44 к.).

Л. Н. Капченко. Связь нефти, рассолов и соли в земной коре (11 л., ц. 1 р. 34 к.).

Коллектив авторов. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 (65 л., ц. 3 р. 49 к.).

Коллектив авторов. Фациальные типы глинистых пород (Методическое руководство, 22 л., ц. 1 р. 34 к.).

Коллектив авторов. Основные требования к содержанию обязательных геологических карт масштаба 1 : 50 000 (14 л., ц. 1 р. 24 к.).

Коллектив авторов. Атлас морфоструктур рудных полей (35 л., ц. 3 р. 74 к.).

Л. И. Салоп. Общая стратиграфическая шкала докембрия (25 л., ц. 2 р. 74 к.).

Т. Н. Спизарский. Обзорные тектонические карты СССР (25 л., ц. 2 р. 74 к.).

Коллектив авторов. Геохронология СССР (в трех томах), том I. Докембрий (30 л., ц. 3 р. 24 к.).

С. В. Москалева. Гипербазиты и их хромитонность (20 л., ц. 2 р. 24 к.).

Б. Н. Можяев. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины (25 л., ц. 2 р. 74 к.).

## ГЕОФИЗИКА

А. А. Л о г а ч е в, В. П. З а х а р о в. Магниторазведка  
Изд. 4 (22 л., ц. 1 р. 01 к.).

Е. П. Л е м а н. Рентгенорадиометрический метод опробования месторождений цветных и редких металлов (11 л., ц. 80 коп.).

Ю. С. Р ы с с. Поиски и разведка рудных тел способом контактных поляризованных кривых (12 л., ц. 84 коп.).

К о л л е к т и в а в т о р о в. Метод переменного естественного электрического поля (10 л., ц. 75 коп.).

## БУРЕНИЕ

Б. Б. К у д р я ш о в, А. М. Я к о в л е в. Новая технология бурения скважин в мерзлых породах (10 л., ц. 80 коп.)

С аннотациями этих книг можно ознакомиться в Темплане издательства «Недра» на 1973 г. Своевременно оформляйте заказы в местных магазинах Книготорга или в магазине № 17 «Недра» (199178, г. Ленинград, В-178, Средний пр., д. 61). Тираж книги определяется собранными заказами.

*Ленинградское отделение издательства «Недра»*

468

HEAPA