

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.52

Д.Д. КОТЕЛЬНИКОВ, Н.Н. ЗИНЧУК

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕОЛИТОВ В ОСАДЧОМ ЧЕХЛЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

С целью выяснения источников исходного материала и механизма образования цеолитов в отложениях осадочного чехла земной коры на основе проведенных ранее А.Г. Коссовской с соавторами [3, 20] обобщений, сделан обзор шести выделенных ими цеолитовых ассоциаций или фаций для их использования совместно с глинистыми минералами в процессе стадийного анализа накапливающихся в седиментационных бассейнах толщ. Это связано с тем, что аналогично глинистым минералам цеолиты определенного типа возникают в природе в соответствии с гидрохимическими и термобарическими параметрами среды. Однако в отличие от глинистых минералов, имеющих полигенное происхождение, цеолиты образуются за счет преимущественно щелочно-основного вулканогенного материала в щелочной среде.

Главнейшими источниками накопления отложений осадочного чехла земной коры являются продукты переотложения в той или иной мере гипергенно преобразованных изверженных, осадочных и метаморфических пород, а также биогенно-хемогенные образования и вулканогенный материал. Последний, обладая высокой реакционной активностью, в определенных литолого-фациальных условиях осадконакопления преобразуется в широкую гамму вторичных минералов, включая различные глинистые разновидности и цеолиты. Поэтому для выяснения условий генерации отдельных специфических минералов группы цеолитов особый интерес представляет оценка особенностей вулканогенного материала, среды минералообразования и степени постседиментационного преобразования содержащих их отложений.

Цеолиты относятся к группе водных алюмосиликатов щелочей и щелочных земель [2]. Структура цеолитов представляет каркас тетраэдров $[(Si, Al) O_4]$, отрицательные заряды которого сбалансированы главным образом гидратированными катионами Na, K и Ca. Структуры цеолитов сходны со структурами полевых шпатов и фельдшпатоидов, но отличаются наличием крупных полостей и каналов. В них присутствуют молекулы воды, которые при нагревании цеолитов до 450–500° С удаляются без разрушения их структуры и могут вновь восстанавливать прежние позиции при регидратации минералов.

На основе физико-химических свойств и приуроченности определенных ассоциаций цеолитов к отложениям различных литолого-фациальных

условий накопления А. Г. Коссовская [20] выделила шесть цеолитовых ассоциаций или фаций: современных и древних океанических осадков, высокоминерализованных щелочных озер, собственно осадочных образований с «камуфлированной» пирокластикой (эта фация объединяет три фациально-климатические минеральные ассоциации: альцимовую, клиноптилолитовую, Са-цеолитовую (гейландитовую), регионального катагенеза, наложенного гидротермального метаморфизма и метаморфизованных коренных пород океанического дна. Подробная характеристика цеолитов изложена в [3], где также установлены их условия образования в три этапа. Первый — это седиментогенез, а также диагенез—ранний катагенез¹, в течение которого определяющим фактором минералообразования является гидрогеохимическая среда осадконакопления. Второй этап соответствует позднему катагенезу¹—начальному метаморфизму, когда определяющим фактором образования новых минералов становятся повышение давления и особенно температура при погружении отложений на большие глубины. К третьему этапу относятся наложенные преобразования, обусловленные воздействием горячих глубинных растворов, поступающих в породы и привносящих дополнительные химические элементы, а также способствующих интенсификации растворения содержащихся в породах неустойчивых минералов и перераспределению находящихся в системе минералообразования компонентов между первичными и вновь образующимися фазами.

¹ Уточнение авторов.

Как показано А.Г. Коссовской с соавторами в [4, 6], цеолиты приурочены в основном к отложениям кайнозоя и мезозоя, т. е. относительно молодого возраста, и в значительно меньшей степени к отложениям палеозоя. При этом самые ранние, первичные формы цеолитов в виде гелеподобных глобулярных образований, отражающих литолого-фациальные и гидрохимические особенности генезиса, относятся к разновидностям, возникающим в осадках относительно древних, но главным образом современных океанов. В дальнейшем материал глобуль раскристаллизовывался и в зависимости от природы исходного материала и особенностей среды минералообразования возникали либо волокнистые, либо пластинчатые разновидности цеолитов. При этом тип возникающих в рассматриваемой части осадочного чехла земной коры цеолитов позволяет наряду с разрабатываемой нами схемой (в объеме четырех зон [8–10, 14, 15] последовательного преобразования глинистых минералов по мере погружения содержащих их отложений в стратисферу) использовать кристаллохимические особенности цеолитов для стадийного анализа осадочного процесса.

С целью выяснения механизма возникновения наиболее ранних генетических разновидностей цеолитов и их дальнейшей истории в течение осадочного процесса мы подробно остановимся на обзоре образования и трансформации этих минералов в отложениях I из выделенных А.Г. Коссовской шести фаций [3], т. е. в современных субаквальных отложениях, особенно океанического типа. Наиболее широкое распространение в них, в частности, в пелагических глинах, имеют пластинчатые разновидности цеолитов: филлипсит $(K_2Ca)[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4,5H_2O$ и клиноптилолит $(CaNa_2)[AlSi_3O_8]_2 \cdot 5H_2O$. Первый образует характерные крестообразные двойники. Второй выделяется в виде кристаллов таблитчатого и призматического габитусов. К нему близок по структурным особенностям гейландит $(Ca, Na_2)[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 6H_2O$.

Филлипсит приурочен к наиболее молодым отложениям — от миоценовых до современных. Минералы группы клиноптилолита–гейландита распространены в палеогеновых и меловых образованиях [21]. Максимально высокая генерация цеолитов наблюдается в миоценовых отложениях, что связано с интенсификацией вулканизма в этот этап, а также в эоцен–позднемиловых [19]. Наибольшей устойчивостью филлипсит обладает в диапазоне глубин от 0 до 50 м (от поверхности осадка). Ниже его содержание резко уменьшается и все большее распространение получает клиноптилолит (отложения в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах).

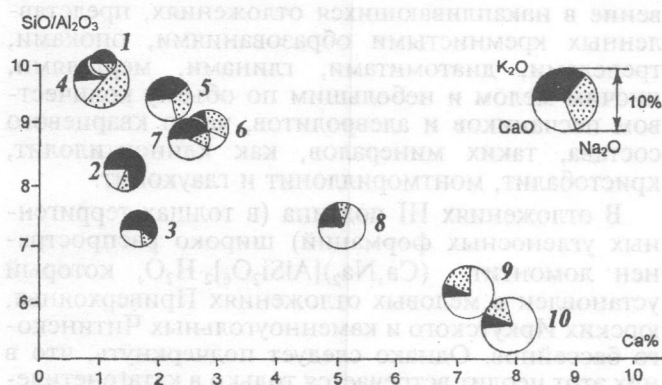
При pH 7–9 (морской воды и иловых растворов океанических осадков) отношение Si/Al в исходном материале определяет соотношение Si/Al в возникающем цеолите. По этому показателю наиболее близким материалом для синтеза филлипситов в океанах являются продукты гальмиролитического изменения, т. е. палагонитизации базальтов и туфов. В частности, величина Si/Al в океанических филлипситах составляет 2,4–2,8, т. е. близка к значениям для базальтов и их щелочных разновидностей (2,67). В андезитах этот показатель значительно

выше, а в риолитовых обсидианах достигает 4,7 [18, 22]. В связи с тем, что для синтеза филлипситов благоприятны щелочные условия среды минералообразования, обилие этого цеолита в центральной части Тихого океана свидетельствует о широком развитии в его пределах щелочного вулканизма. По данным В. Б. Курносова [11], филлипсит установлен в нижних частях разреза в Галапагоской рифтовой зоне, приуроченной к участкам проявления молодых базальтов. Рассматриваемый цеолит встречается также в низах мезозойской коры выветривания по долеритам и базальтам, представленным толеитовыми низкокалийевыми разновидностями, характерными для океанических рифтов. В целом в пределах абиссальных котловин океанов филлипсит типичен для красных глубоководных глин. Генезис минерала связан в этом случае с аморфизацией тонко рассеянной в глине базальтовой гиалокластикой. Филлипситы образуются также в пустотах и интерстиционных промежутках более крупных отдельностей указанного материала. Кроме того, этот минерал установлен в биогенных карбонатных и кремнистых породах, в том числе в ядрах железо-марганцевых конкреций, где в результате гидротермального воздействия кристаллы филлипсита стали зональными (цеолит, гидроксиды Fe и Mn, родохрозит). Н. А. Лисицыной и Г. Ю. Бутузовой [12] на подводных горах Маркус-Неккер, а также в северо-восточной котловине Тихого океана обнаружены цеолиты промежуточного состава типа филлипсит–гормотом и собственно гормотом, т. е. существование бариевая разновидность минерала $(K_2Ba)[Al_2Si_5O_{14}] \cdot 5H_2O$.

В парагенезисе с филлипситами и родственными с ними цеолитами находятся связанные с палагонитизацией толеитовых базальтов железистые смектиты, гидроксиды Fe и Mn, а в ряде случаев, как результат воздействия гидротерм, и барит. При этом смектиты характеризуются узкими удлиненными частицами, что указывает, по нашим данным [7, 9, 14, 15], на аутигенное происхождение в породах проницаемых пород на поздних этапах стадии раннего катагенеза. Существенное заселение октаэдрических позиций в структуре этого минерала катионами Fe^{3+} , приводит к удлинению связей Si–O в тетраэдрах. Сопровождающее этот процесс уменьшение прочности тетраэдрической сетки обуславливает протяженность слоев и сеток в одном направлении в плоскости *ab*, в частности, вдоль характеризующейся в этом случае наибольшей силой межатомных связей оси *a* [1]. Нередко под электронным микроскопом фиксируются не только отдельные удлиненные пластинки рассматриваемого минерала, но и их кластеры [23], представляющие ряды плоскопараллельных сростков пластинок, причем (в отличие от представлений А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [5] о беспорядочном сочетании между собой) каждый из наложенных один на другой рядов пластинок закономерно смещен по кристаллографическому закону в классе слоистых силикатов [13] на $60(120)^\circ$.

Химический состав цеолитов даже в пределах одного минерального вида, как показано в [6], непосредственно зависит от генетических особенностей. В частности, такая связь четко проявляется для клиноптилолитов и гейландитов на графике в

координатах $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ — содержания Na_2O , K_2O и CaO (рисунок). Так, для содовых озер США типично высокое значение отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, максимальное содержание Na и меньшее K . В свою очередь небольшая насыщенность катионами, среди которых основное значение имеет K , при низкой концентрации Ca и очень низкой Na является (согласно данному графику) специфической особенностью океанических цеолитов. В соответствии с данными по туфогенным породам Японии, отложения кремнисто-меловой формации Восточно-Европейской платформы, содержание щелочных катионов в структуре рассматриваемых цеолитов резко уменьшается, в результате чего свойственный им отрицательный тетраэдрический заряд компенсируется по схеме $2(\text{Na}, \text{K}) \rightleftharpoons \text{Ca}$ щелочноземельным катионом. Для гейландит-клиноптилолитовых пород Новой Зеландии и отложений геотермальных полей Камчатки и Исландии, а также вмещающих угленосные толщи пород Якутии и Минусинской котловины на фоне резкого снижения величины $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ роль Ca еще более возрастает при большом в целом (особенно в угленосных отложениях) общем количестве щелочных и щелочноземельных катионов. Промежуточная группа между клиноптилолитами и гейландитами, например, в катагенетически измененных туфах бывш. СССР и Японии, аналогично клиноптилолитам кремнисто-меловых формаций также характеризуется средними значениями отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и катионного состава. В частности, в туфогенных цеолитах преобладает Na и Ca , а в терригенных — Ca и K .



Характеристика химического состава разных генетических типов клиноптилолитов и гейландитов; клиноптилолиты меловых и эоценовых отложений океанов: 1 — Атлантического, 2 — Индийского, 3 — Тихого; 4 — содовых озер США; 5 — туфов Японии; 6 — туфов месторождений СССР; 7 — кремнисто-меловой формации Русской платформы; гейландит-клиноптилолиты: 8 — Новой Зеландии; гейландиты: 9 — геотермальных полей Камчатки и Исландии; 10 — угленосных отложений Якутии и Минусинской котловины. Диаметр кружка соответствует сумме катионов (по [6])

Высокая растворимость и активность кремнезема при одновременно пониженных реакционных свойствах Ca в щелочных условиях определяют синтез высококремнеземистых клиноптилолитов. В кислых условиях, для которых характерны низкие значения растворимости и активности Si и высокая активность Ca , возникает более низкокремнеземистый, чем клиноптилолит, его структурный аналог — гейландит. Это показывает, что по характеру присутствующих в отложениях осадочного

чехла земной коры цеолитов в комплексе с соответствующими для выделяемых нами [8—10, 14, 15] в каждой из четырех зон ассоциациями глинистых минералов можно существенно уточнить и детализировать гидрохимические условия осадконакопления и термобарические параметры постседиментационного преобразования осадков и формирующихся из них пород различных литолого-фациальных типов.

Клиноптилолит $[\text{Na}_2(\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}]$, по данным Дж. Болса [16], приурочен практически к тем же литологическим типам пород, что и филлипсит. Однако он встречается не только в глубоководных красных глинах, но и в мелководных отложениях. В частности, данный минерал широко распространен в кремнисто-радиоляриевых глинах как эоценового возраста в Атлантическом, так и мелового в Индийском океанах. Кроме того, клиноптилолит присутствует в кремнисто-глинистых породах. Широко представлены клиноптилолиты и в собственно глинистых отложениях эоцен—мелового возраста, содержащих рассеянные кристаллы цеолита, в пределах акваторий как Тихого, так и Атлантического океанов. Клиноптилолит часто содержится также в органогенных кремнистых и карбонатных породах в виде идиоморфных кристаллов в пустотах органических остатков. Клиноптилолит—гейландитовые минералы также распространены в черных сланцах Атлантического и лититах Индийского океанов [6].

Статистическая обработка накопленных наблюдений показала, что распространенность клиноптилолита в два раза больше, чем филлипсита. В отличие от филлипситов парагенез клиноптилолита с глинистыми минералами значительно шире, т. е. он ассоциирует не только с ферросмектитом, но и с палыгорскитом. Так, ассоциация клиноптилолит—палыгорскит—кристобалит широко распространена в эоцен—меловых отложениях как Тихого, так и Атлантического океанов. Смектит сингенетичен с клиноптилолитом, а палыгорскит является более поздним минералом [6]. Широкие вариации пород, в которых установлен клиноптилолит, определяют и значительное разнообразие парагенетически связанных с ним минералов. В глубоководных глинах это — смектиты и палыгорскиты, а также гидроксиды Fe и Mn . В кремнистых глинах и других типах кремнистых пород с клиноптилолитом ассоциируют минералы кремнезема, в частности опал С-Т, кристобалит и кварц. Для пород, обогащенных органическим веществом, типичен, кроме того, пирит.

Распределение филлипсита и клиноптилолита в океанических отложениях дает основание считать, что филлипсит неустойчив и, согласно данным С. Стонцифер [24, 25], Дж. Болса [16], Дж. Болса, В. Вайса [17], с глубиной погружения содержащих его отложений переходит в клиноптилолит. При этом метастабильность филлипсита проявляется в разрезах только собственно осадочных образований, так как в гальмитолитически измененных базальтах коренных пород океанического дна этот минерал сохраняется при погружении их на глубины 800—1000 м [6]. Отсюда следует, что относительно быстрый (на глубине ниже 50 м) переход низкокремнистого филлипсита в высококремнеземи-

стый клиноптилолит определяется катагенетическим растворением кремнийсодержащих организмов, а также нестабильных алюмосиликатов и способностью ассимилировать освобождающийся кремнезем более стабильным для зоны, соответствующей раннему катагенезу осадочного чехла земной коры, клиноптилолитом.

Особенностью II из шести рассматриваемых цеолитовых фаций [3], фации высокоминерализированных озер, как например, в трахитовых дацит-риолитового, а также в нефелинитовых вулканоогенно-осадочных современных плейстоценовых отложениях содовых озер Танзании и Кении кроме общего максимально высокого содержания в структуре цеолитов щелочных катионов [6] является концентрически зональное распределение по акватории данных озер. Это связано с изменением фациальных условий от прибрежных к центральным участкам озер, отражающимся как на литологической характеристике осадков, так и минерализации придонных вод и поровых растворов в накапливаемом материале. В прибрежных осадках рассматриваемых озер доминируют туфы с неизменным вулканическим стеклом и монтмориллонитом. К центральному частям озер стекло постепенно цеолитизируется и появляются филлипсит, клиноптилолит и другие цеолиты. В более удаленных от берега фациях туфы почти полностью цеолитизированы. В этих частях акватории озер присутствуют мономинеральные слои филлипсита, клиноптилолита, эрионита $(K, Na)_2Ca[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 12H_2O$ и шабазита $(Ca, Na_2)[AlSi_2O_6] \cdot 6H_2O$, но чаще всего прослой, в которых отмечены два или три цеолита. В центральных частях водоемов, которым свойственна максимально высокая минерализация поровых растворов, преобладающими минералами становятся аутигенные калиевые полевые шпаты, сирлезит $NaB[Si_2O] \cdot H_2O$ и иногда анальцит $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$, который по свойствам относится к цеолитам, а по структуре, химизму и парагенетическим ассоциациям сближается с фельдшпатоидами. Согласно преобладающему мнению исследователей, занимающихся изучением отложений высокоминерализированных щелочных озер, калиевые полевые шпаты и анальцит не образуются непосредственно по стеклу, а развиваются в следующей последовательности: стекло — алюмосиликатный гель — филлипсит — клиноптилолит — анальцит — калиевые полевые шпаты.

Кроме латеральной зональности в некоторых разрезах рассматриваемых озерных отложений наблюдается также периодическая или временная цикличность. В частности, к периодам опреснения, т. е. приближения к условиям с нормальной соленостью приурочены мощные клиноптилолитовые и морденитовые $(Ca, Na_2, K_2)[Al_2Si_9O_{22}] \cdot 6H_2O$ туфы, а к этапам эвапоритизации — филлипсит, эрионит, шабазит, анальцит и, наконец, калиевые полевые шпаты, сопровождаемые сирлезитом, даусонитом $NaAl(OH)_2CO_3$ и рядом других специфических эвапоритовых минералов. На основании этого, как считает А.Г. Коссовская [3], индикаторными минералами отложений щелочных озерных водоемов следует считать эрионит и шабазит.

Цеолитовые фации III типа, или собственно осадочных образований, несмотря на удаленность, как правило, последних от областей вулканической деятельности, также генетически связаны с преобразованием реакционноактивного материала. Таким материалом является дискретная пирокластическая. Поэтому А.Г. Коссовская [3] отнесла данный тип цеолитовых фаций к образованиям с «камуфлированной пирокластикой». Рассматриваемые цеолитовые фации приурочены к отложениям трех подтипов: красноцветных терригенно-хемогенных анальцитовых (I), кремнисто-меловых клиноптилолитовых (II) и терригенных угленосных (III) формаций.

В формациях I подтипа (например, в граувакках Оренбургского и Пермского Приуралья) установлен индикаторный анальцит в виде хорошо ограниченных кристаллов — тетрагонтриоктаэдров (за счет преобразования филлипсита и клиноптилолита). Он развит в отложениях, накапливаемых в щелочных условиях в осолоненных-лагунных частях морских бассейнов, содержащих реликты вулканического материала и обуславливающих избыток кремнезема в растворах.

Кремнисто-меловая формация II подтипа, включающая палеоген-меловые отложения ряда районов от Урала до Британских островов, характеризуется приуроченностью к ним клиноптилолита. Верхний мел и эоцен сопровождался развитием альпийского орогенеза. Поэтому в морской бассейне, занимавший в то время обширные, особенно южные, области Европы, поступал тонкий пирокластический материал. Он обуславливал возникновение в накапливаемых отложениях, представленных кремнистыми образованиями, опоками, трепелами, диатомитами, глинами, мергелями, писчим мелом и небольшим по объему количеством песчаников и алевролитов, часто кварцевой состава, таких минералов, как клиноптилолит, кристобалит, монтмориллонит и глауконит.

В отложениях III подтипа (в толщах терригенных угленосных формаций) широко распространен ломонтит $(Ca, Na_2)[AlSi_2O_6]_2 \cdot H_2O$, который установлен в меловых отложениях Приверхожья, юрских Иркутского и каменноугольных Читинского бассейнов. Однако следует подчеркнуть, что в них этот цеолит встречается только в катагенетически измененных породах, на чем подробнее мы остановимся ниже. В платформенных мало измененных отложениях, соответствующих зоне раннего катагенеза, присутствуют кальциевые цеолиты: гейландит и десмин $(Na_2Ca)[Al_2Si_6O_{16}] \cdot 6H_2O$, причем их содержания коррелируются с бурыми и длиннопламенными углями, а ломонтита — с газовыми и полужирными. В аналогичных по степени постседиментационного преобразования отложениях мела Якутии встречен также эпистильбит $Ca[Al_2Si_6O_{16}] \cdot 5H_2O$.

При погружении отложений на значительные глубины, соответствующие (с учетом величины геотермического градиента) стадии позднего катагенеза, т. е. в зону развития IV [3] из выделенных цеолитовых фаций регионального катагенеза (накального метаморфизма), или, согласно принятому нами разделению осадочного чехла земной коры

на четыре зоны, в третью зону, т. е. $MK_{3,5}$ — $AK_{1,4}$ [8, 9], широкое развитие в триасе Новой Зеландии и меле Приверхоанского прогиба получил ломонтит. Он возникает вслед за гейландитом при погружении отложений на глубины 200—2500 м и сменяется на более значительных глубинах пренит-пумпеллитовой и альбит-эпидотовой ассоциациями.

В результате последовательного повышения с глубиной погружения пород геостатического давления и особенно температуры, отражающей неравновесную систему минералообразования, возникает, в отличие от горизонтальной зональности, четко выраженная вертикальная смена ассоциаций не только глинистых [8, 9, 14, 15], но и сопутствующих им цеолитовых минералов. В частности, в Японии установлена следующая зональность цеолитосодержащих вулканогенно-осадочных формаций неогена, палеогена и мела (сверху вниз): малоизмененное вулканическое стекло с опалом и монтмориллонитом, клиноптилолитом и морденитом с монтмориллонитом; гейландит и альбит; ломонтит с корренситом и хлоритом; альбит—пренит—пумпеллит с хлоритом и эпидот—альбит.

V цеолитовая фация, соответствующая по [3] фации гидротермального метаморфизма, отличается от фации регионального катагенеза прежде всего отсутствием строгой вертикальной зональности последовательного замещения менее устойчивых цеолитов более термобарически стабильными, как это наблюдается, например, на о. Кунашир Курильской гряды. В отложениях рассматриваемой фации также установлена инверсия в распределении по разрезу глинистых минералов, т. е. выше могут находиться менее разбухающие по сравнению с нижележащими. Кроме того, в гидротермально измененных породах ассоциация одновременно присутствующих цеолитов характеризуется весьма значительным разнообразием. В этой ассоциации преобладают главным образом кальциевые цеолиты: морденит, гейландит, ломонтит, десмин, шабазит, стильбит, эпистильбит. Реже одновременно с ними присутствуют в указанных породах также натриевые разновидности цеолитов: альцитим и натролит. Перечисленные цеолиты замещают главные компоненты пород, а также заполняют в них трещины и пустоты. При этом в наибольшей степени изменению подвергаются туфы, преимущественно кислого состава.

Завершающая VI цеолитовая фация, относящаяся к возникновению цеолитов в магматических породах океанического дна, например, при изменении базальтов, долеритов и габро в разломных зонах Срединно-Атлантического хребта, носит явно выраженный вторичный характер. Этот тип цеолитообразования в определенной степени может быть сопоставлен с гидротермальным образованием цеолитов в областях современного вулканизма. В процессе изменения указанных выше основных пород преобладает натриевая цеолитизация. Главный в этом процессе — альцитим. Менее распространен

ны натролит, мезолит $(Na_2Ca_2)[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 8H_2O$, сколецит $(Ca[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 3H_2O)$, томсонит $(Na_2Ca_2)[(AlSi)_5O_{10}]_2 \cdot 6H_2O$, шабазит, стильбит, ломонтит и гейландит.

Важное значение для этого типа цеолитовых фаций имеет также специфический механизм цеолитообразования, связанный с условиями растяжения земной коры. Последнее обуславливает разуплотнение слагающих такие зоны пород и появление главным образом натриевых цеолитов за счет взаимодействия основных магматических пород с морской водой. В свою очередь цеолитовая фация регионального катагенеза или метаморфизма соответствует условиям погружения и уплотнения вулканогенно-осадочных отложений в зонах потенциального минералообразования. В результате возникают Са-цеолиты.

Таким образом, идентификация цеолитов в отложениях осадочного чехла земной коры позволяет прежде всего однозначно связывать генезис этих минералов с присутствием в изучаемых толщах пирокластического материала. Следовательно, такие отложения следует относить к формациям вулканогенно-осадочного типа и рассматривать развитие цеолитов в осадочных толщах и других генетических типах пород за счет реакционноактивного пирокластического материала как типоморфный признак непосредственной связи цеолитов с вулканической деятельностью. При этом в осадочном чехле в соответствии с прогрессирующим катагенетическим преобразованием отложений при последовательном погружении их в стратисферу наблюдается также вертикальная зональность распределения по разрезу определенных типов цеолитов. Особую важность имеет в этом случае идентификация цеолитов в осадочных породах зоны позднего катагенеза, в которых вулканический материал значительно изменен или находится в виде «камуфлированной» пирокластики. Поэтому наличие в катагенетически измененных отложениях цеолитов типа ломонтита аналогично установленному нами закономерному сохранению в интенсивно преобразованных породах большего количества разбухающих слоев в структуре смешанослойных фаз, связанных с аградацией монтмориллонита, как низкозарядного разбухающего минерала, по сравнению с продуктами деградации слюд [7, 9], сохраняющих в течение рассматриваемой стадии изменения свойственный первичным слюдам высокий межслоевой заряд, также является прямым указанием на вулканогенно-осадочный тип таких отложений. Кроме того, установление в отложениях указанного типа определенных ассоциаций или специфических разновидностей цеолитов открывает возможность синхронизировать разработанную нами [10, 12] зональность ди- и катагенетического изменения глинистых минералов с этапами возникновения и устойчивой сохранности на отдельных стадиях постседиментационного преобразования отложений соответствующих им цеолитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. / Б.Б. Звягин, З.В. Врублевская, А.П. Жужликов и др. М.: Наука, 1979. 224 с.

2. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М.: Мир, 1966. 482 с.

3. Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезн. ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.
4. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов // Литология и полезн. ископаемые. 1985. № 5. С. 16–38.
5. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материалах и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15–30.
6. Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Кац М.Я. Генетические типы цеолитов клиноптилолит-гейландитовой группы континентов и океанов // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 8–30.
7. Котельников Д.Д. Проблемы изучения глинистых минералов зоны гипергенеза и осадочного чехла земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 3. С. 35–42.
8. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Генезис и эволюция глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 4. С. 57–68.
9. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
10. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Структурные преобразования и морфологические особенности глинистых минералов в седименто- и литогенезе // Бюл. МОИП. Отдел. геолог. 1995. Т. 70. В. 3. С. 72–85.
11. Курносов В.Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1982. 224 с.
12. Лисицын Н.А., Бутузова Г.Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан // Литология и полезн. ископаемые. 1976. № 2. С. 9–21.
13. Минералы. Справочник. Т. IV. В. 2. Слоистые силикаты / Под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, 1992. 662 с.
14. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1971. 183 с.
15. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. Изд. 2-ое, перераб. и доп. М.: Недра, 1980. 232 с.
16. Bole J.R. Zeolites in deep-sea sediments. Mineralogy and geology of natural zeolites // Mineral.Soc.Amer. 1977. V. 4.
17. Bole J.R., Wise W.S. Nature and origin of deep-sea clinoptilolites // Natural zeolites. Tucson, Ariz. 1976. Oxford ect, 1978. P. 235–243.
18. Hay R.L. Zeolites react in sedimentary rocks // Geol. Soc. Amer. Shc. Pap. 1966. N 85. 122 p.
19. Kenefield J.P., Mc Birney A.R., Thunell R.C. Episodes of Cenozoic volcanism in the circum Pacific region // J.Volcanol. and Geoterm.Res.1977. V. 2, N 2. P. 145–163.
20. Kossovskaya A.G. Genetic association of sedimentary zeolites in Soviet Union // Molecular Sieves. 3rd int. Zurich, Washington, 1973. N 121. P. 200–208.
21. Peterson M.N.A., Edgar N.T., Rex R.W. Initial Reports DSDP. 1970. V. 2. 501 p.
22. Petzing J., Chester R. Composition and origin of palygorskite-montmorillonite zeolite-containing sediments from the Pacific ocean // Comments Chem. Zeol. 1978. V. 21. № 1/2. P. 177–180.
23. Rex R.W. Autigenic kaolinite and mica as evidence at low temperatures // International series of monographs in earth sciences. 1966. V. 25. P. 95–104.
24. Stoncipher S.A. Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments // Chem. Geology. 1976. V. 17. N 4. P. 307–318.
25. Stoncipher S.A. Chemistry of deep-sea phillipsite, clinoptilolite and host sediments // Natural zeolites: Occurrence properties. Oxford: Pergamon Press, 1978. P. 341–349.

ЯНИГП ЦНИГРИ

АК «АПРОСА»

Рецензент — С.В. Ежов

УДК 552.13

В.М. КОЗЛОВСКИЙ

ПРИРОДА СВЕКОФЕНСКИХ ПЛАГИОМИГМАТИТОВ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ.

Статья 1. Геолого-структурное положение и особенности вещественного состава

Природа жильных плагиомигматитов беломорского комплекса Северной Карелии связана со свекофенским диафторезом (1,85 млрд. лет), протекавшим в условиях амфиболитовой фации. В районе месторождения Хетоламбино жильные тела свекофенских плагиомигматитов расположены в неоднородной сложнопостроенной слоистой толще, состоящей из хрупких прослоев амфиболитов и пластичных прослоев биотитовых гнейсов и апоамфиболитовых биотитовых мигматитов ребольского этапа. Вмещающая хетоламбинская толща осложнена разрывными и складчатыми нарушениями. В условиях тектонических деформаций разгрузка механических напряжений в пластах амфиболитов приводит к образованию хрупких сколовых микротрещин. В трещинах под воздействием флюида хрупкие роговообманковые породы метасоматически замещаются пластичным кварц-биотит-плагиоклазовым плагиомигматитовым агрегатом. Дальнейшая деформация неоднородной толщи происходила по механизму пластического течения.

Метаморфизм амфиболитовой фации во многих районах мира, в том числе и в беломорском комплексе Северной Карелии, сопровождается широким развитием полимигматитовых образований. Наблюдения над измененными амфиболитами позволили Т.Ф. Щербаковой выдвинуть предположе-

ние о метасоматической природе мигматитов ребольского цикла. Происхождением они обязаны региональной плагиогранитизации, протекавшей в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при $T 700^{\circ}\text{C}$ и $P 600\text{--}700\text{ МПа}$ [2, 5, 6], по данным [7], $T 590\text{--}620^{\circ}\text{C}$, $P 1200\text{--}1400\text{ МПа}$, 2,6–2,8 млрд.