

Маргинтуйское месторождение цеолитов

И.В.Гордиенко, Л.Г.Жамойцина

Первая сводка материалов о цеолитах в миндалекарбонатных базальтах рассматриваемой территории содержится в известной работе А.Е.Ферсмана "Цеолиты России и их минералогия" (1952), где описаны стильбит (десмин), шабазит, натролит и другие минералы класса цеолитов.

При геологической съемке масштаба 1:200 000 в 1959-1961 г.г. в миндаликах базальтов отмечались шабазит, стильбит, томсонит, а при проведении поисково-съемочных работ 1:50 000 в 1961 г. в устье р. Джиды А.К.Извековым среди неогеновых субщелочных базальтов были описаны анальцит и натролит.

Тогда же на правобережье р. Чикой Л.И.Лещуковым и его коллегами было выявлено Мыльниковское проявление исландского шпата, в пределах которого также отмечались миндалины, выполненные анальцитом, натролитом, стильбитом и шабазитом.

В начале 70-х гг. в результате поисков исландского шпата в базальтоидах Чикойского поля Е.Я.Киевленко были описаны шабазит, стильбит, ломонтит, гейландит, сколецит и морденит.

Наличие цеолитов в вулканиках хр. Калинового было вновь подтверждено в 1977 г. сотрудниками ВостСибНИИГТИМСа Н.Г.Ключанским и В.А.Новиковым, а в 1980-1981 г.г. ими уже установлены проявления Калиновое, Бурхан и др. с относительно высокой цеолитонасностью пологопадающих базальтов. Среди цеолитовых минералов отмечались морденит, стильбит, эрионит, шабазит и др.

В 1982-1983 г.г. геологической съемкой масштаба 1:50 000 в поле трахиандезитобазальтов было выявлено шесть проявлений цеолитовой минерализации: Байцы, Нарин, Армай, Халзанское, Чулота, Ундур, расположенных в 8-12 км восточнее с. Калинишина (Леонов и др., 1986). На первых трех проводились детальные поиски с применением бурения с целью изучения цеолитонасности на глубину до 100 м и определения качества сырья.

В 1984-1986 гг. сотрудниками Бурятского геологического института СО АН СССР и ПГО "Бурятгеология" проводились детальные палеовулканологические и минералого-петрографические исследования в пределах Маргинтуйского вулканического поля. В результате этих работ были обнаружены новые участки цеолитовой минерализации в базальтоидах (Гордиенко и др., 1989).

Геологическое строение поля

Маргинтуйское вулканическое поле площадью более 1000 км² расположено в Кяхтинском, частично в Джидинском, Селенгинском и Бичурском районах Республики Бурятия. Поле вытянуто в северо-восточном направлении от устья р. Джиды до бассейна рек Чикой и Хилок на расстоянии 70-80 км при ширине 20-30 км. С северо-запада и юго-востока оно

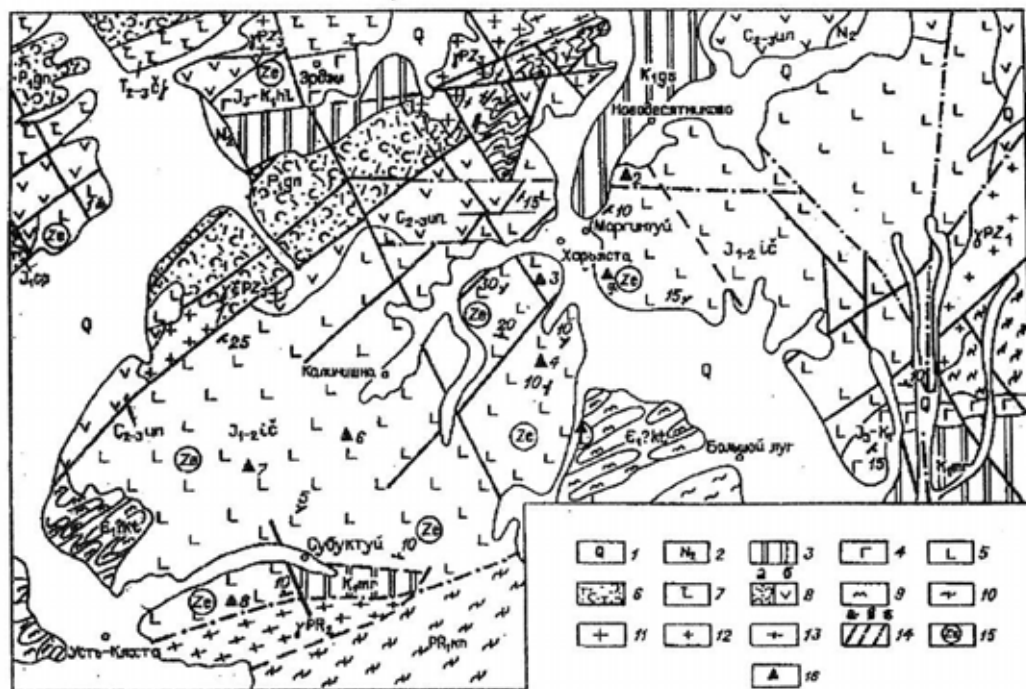
ограничено глубинными разломами, которые отделяют его от Бургутуй-Заганского и Боргойского горстообразных поднятий. С глубинными разломами окраинных частей поля сопряжены грабен-синклинальные структуры (Убур-Дзокойская, Харлунская, Усть-Джидинская и др.), выполненные верхнеюрско-раннемеловыми молассами и базальтоидами. Широко развиты поперечные разрывные нарушения северо-восточного и субмеридионального простирания, создающие блоковую структуру поля. К краевым и межблоковым пространствам приурочены глубинные разломы, контролируемые трещинные излияния базальтовой магмы и последующее образование палеовулканических построек центрального типа. В вулканическом поле выделяется ряд структур кольцевого, линейного и центрального типов (Байцевская, Армайская, Наринская, Субуктуйская, Усть-Джидинская, Красногорская и др.).

Маргинтуйское вулканическое поле как крупная грабен-синклинальная структура унаследовала древнюю рифтогенную вулканическую зону, наиболее активно развившуюся в верхнем палеозое и триасе (Гордиенко, 1985). Верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные образования представлены двумя толщами: унгуркуйской трахиандезит-базальтовой (С₂₋₃) и гузанской (боргойской) трахиандезит-риолитовой (С₂-Р₁). Верхнепалеозойские отложения в ряде мест перекрыты черноярской трахиандезит-трахибазальтовой толщей (Т₂₋₃), образование которой непосредственно предшествовало формированию Маргинтуйского вулканического поля (рисунок).

Ранее базальтоиды поля сопоставлялись с неогеновыми (миоценовыми) базальтами Витимского плато и бассейна р. Джиды (Белов, 1963; Давыдов и др., 1981). Однако геолого-съемочными работами последних лет (Леонов и др., 1986) было обнаружено перекрытие (с размывом) восточной части Маргинтуйского поля фаунистически охарактеризованной хилокской осадочно-вулканогенной толщей верхней юры-раннего мела. На основании этих взаимоотношений, а также по геохронологическим данным (К-Аг, 156 ± 5 млн лет) возраст базальтоидов Маргинтуйского вулканического поля принимается как среднеюрский. По составу и структурному положению базальтоиды поля вполне сопоставимы с ичетуйской свитой ранне-среднеюрского возраста (Комаров и др., 1965; Булнаев и др., 1975).

Породы, слагающие Маргинтуйское вулканическое поле, довольно однообразны как по структурно-текстурным признакам, так и по вещественному составу. Представлены они преимущественно базальтами того или иного состава с резко подчиненным количеством андезитов-базальтов, туфов базальтового состава и брекчий, а также пород дифференцированных серий - трахитов, сиенит-трахитов, отмечаемых лишь на одном из участков.

В основании разрезов палеовулканических по-



Геологическая схема Маргинтуйского вулканического поля (составил В.Е.Леонов):

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – плиоцен (N₂): красноцветные пестрокрашенные глины с прослоями гравия, песка и дресвы; 3 – ранний мел (K₁gr), гусинозерская серия K₁gs (муртойская свита): конгломераты, песчаники, алевролиты (под рыхлым чехлом); 4 – верхняя юра – ранний мел, хилокская свита (J₃-K₁hl): трахибазальты, трахиандезиты, туфы, конгломераты, песчаники; 5 – ранняя-средняя юра, ичетуйская свита (J₁₋₂ic): афировые и порфиоровые трахибазальты, трахиандезитобазальты, лавобрекчии и туфы, редкие линзы песчаников и алевролитов; 6 – ранняя юра, капсальская свита (J₁cp): туфы трахитов и риолитов, лавы андезитов и андезитобазальтов с прослоями кремнистых арциллитов, алевролитов и песчаников; 7 – средний-верхний триас, черноярвовская свита (T₂₋₃sj): афировые и порфиоровые трахиандезитобазальты с линзами туфотерригенных пород; 8 – верхнепалеозойские вулканы: а – гунзанская свита (P₁gn): туфы и туфолавы риолитов, дацитов, андезитов, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, б – унгуркуйская свита (C₂₋₃un): зелено-каменные андезитобазальты, андезиты и туфы; 9 – нижний кембрий (?), катаевская свита (C₁?kt): андезитовые, диабазовые порфириты, альбитофиры, туфы, песчаники, алевролиты, хлорит-серицитовые сланцы, гематит-кремнистые кварциты; 10 – нижний протерозой, кяхтинская толща (PR₁kh): биотит-амфиболовые гнейсы, сланцы, мигматиты; 11 – позднепалеозойские интрузии (YPZ₃): мелко-, среднезернистые граниты, сиениты, гранит-порфиры, эруптивные брекчии риолит-порфиров и лейкогранитов; 12 – раннепалеозойские интрузии (YPZ₁): лейко- и мезократовые массивные и гнейсовидные граниты, граносиениты, гранодиориты, диориты и габбро-диориты; 13 – протерозойские интрузии (YPZ₂): гнейсограниты, плагиограниты, пегматоидные граниты, мигматиты и пегматиты; 14 – разрывные нарушения достоверные (а), предполагаемые (б) и дешифрируемые (в); 15 – участки цеолитизированных пород; 16 – проявления цеолитовой минерализации: 1 – Усть-Джидинское, 2 – Подутесное, 3 – Душэ, 4 – Армайское, 5 – Байцевское, 6 – Бурхан (195-й км), 7 – Калиновое, 8 – Субуктуйское (207-й км), 9 – Верхне-Маргинтуйское

строк, как правило, вскрываются афировые или лейстовые разновидности базальтов с мелкой округлой пористостью в их подошвенных частях. Породы в основном обладают массивной, плотной текстурой, так же как и лавы средних частей потоков с редкой пористостью, центральные части которых при достаточно большой мощности потока нередко хорошо раскристаллизованы до образования микроделеритовой структуры, и лишь в верхних участках лав наблюдаются сильная пористость и ошлакованность пород. Местами среди последних отмечаются горизонты вулканических бомб и канатных лав. В различных вулканических аппаратах вскрывается от 3-4 до 11-13 лавовых потоков разной мощности – от 1,5 до 20 м и более. Центральные части палеовулканов сложены делеритами и габбро-делеритами, образующими штоко- и лакколитообразные сложнопостроенные субвулканические тела. Они нередко являются жерловинами палсовулканов и разветвляются в виде силлов, внедрившихся по границам лавовых потоков.

По структурно-текстурным признакам среди базальтоидов выделяются афировые, мелко-, средне-, крупнолейстовые разновидности, массивные или пористые (миндалекаменные). Число, форма и размер миндалин варьируют в широких пределах, к ним приурочена основная цеолитовая минерализация месторождения.

Петрографическая характеристика пород

Базальты представляют собой серые, буровато- или сиреневато-серые породы с интерсертальной, толеитовой и микроделеритовой структурами основной массы. Порфиоровые вкрапленники могут присутствовать или отсутствовать. Текстура массивная, пилотакиновая, пористая. В последние по размеру миндалин (пор) выделяются мелко-, средне-, крупноминдалинные, а по их числу – слабо- и сильно пористые (пенистые) разновидности, характерные для верхних, большей частью ошлакованных горизонтов лавовых потоков, имеющих буроватый оттенок.

Число и размеры пор сильно варьируют даже в пределах одного потока от 5-10 до 50-60% от объема породы и от 0,3-1,5 до 100 мм и более.

В порфировых разновидностях вкрапленники чаще всего представлены таблитчатыми и призматическими зернами плагиоклаза, овально-неправильными, сглаженными – оливина (до 10-15%) и очень редко – моноклинным пироксеном (Белов, 1963).

Основная масса базальтов сложена микролитами плагиоклаза, короткостолбчатыми и удлинённо-призматическими зернами моноклинного пироксена и округлыми зернами оливина (не всегда). Рудный минерал (магнетит) рассеян в виде мелких зерен и их хлопьевидных скоплений по основной массе и в виде пойкилитовых вростков включен в темноцветные минералы; в ожелезненных шлаковых разновидностях практически полностью замещает оливины (иддингсит) и основную массу породы, в которой лишь местами просвечивают тонкие лейсты прозрачного плагиоклаза. В отдельных разновидностях пород появляется интерстиционный калиевый полевой шпат, сопровождающийся кристаллизацией аморфного, чешуйчатого или пластинчатого биотита. В интерстициях зерен почти всегда присутствует хлорит, в ассоциации с пренитом (или палагонитом?), а в цеолитизированных разновидностях нередко отмечается и радиально-лучистый (чаще всего) цеолит. Последние ассоциации минералов являются, по-видимому, результатом девитрификации стекла, в чистом виде не наблюдаемого. Из других вторичных минералов отмечаются боулингит, иддингсит, изредка буровато-серые пятнистые скопления кальцита, хотя этот минерал не является характерным для пород Маргинтуйского вулканического поля.

В качестве акцессорного присутствует тонкоигольчатый апатит в виде включений в других минералах и в основной массе. Реже он образует более крупные призматические кристаллы.

Составы минералов во вкрапленниках и основной массе пород несколько различаются:

оливин вкрапленников ($Fe_{23,0-24,3}$) имеет магнезиальный состав ядра ($2V_{\text{M}} + 80-81^{\circ}$). К краям зерен магнезиальность несколько уменьшается, а железистость возрастает. Оливин основной массы более железистый ($Fe_{34,3-35,5}$), с ростом железистости увеличивается концентрация хрома и марганца;

плагиоклазы порфировых выделений имеют преимущественно андезиновый состав (Ap_{38-40}) с большей основностью их центральных зон (Ap_{51-65}), в то время как микролиты более кислые с варьирующей основностью от андезина (Ap_{22-30}) до олигоклаза (Ap_{17-21}). Вокруг зерен плагиоклаза зачастую образуется узкая кайма, сложенная анортоклазом ($Or_{19-30}Ab_{59-67}An_{10-13}$). Последний нередко заполняет интерстиции между лейстами основного плагиоклаза основной массы базальтоидов и имеет более щелочной состав ($Or_{40-57}Ab_{39-54}An_{3-5}$);

моноклинный пироксен преимущественно отмечается в основной массе и представлен титанистым авгитом ($Wo_{37-59}En_{44-46}Fs_{13-19}$) с содержанием титана до 2,5%. Отмечается слабовыраженная скрытая зональность: к красной части зерен уменьшается

магнезиальная составляющая и увеличивается щелочность минерала;

рудный минерал представлен магнетитом с содержанием титана от 10,56 до 17,05%.

Долериты и габбро-долериты отличаются от базальтоидов более полной раскристаллизацией минеральных фаз, меньшей степенью вторичных процессов.

Туфы характеризуются мелкообломочным (пепловые, псаммитопсефитовые) обликом, наличием грубой слоистости. Они образуют редкие маломощные (2-3 м) прослои и отмечаются лишь на одном из участков. Обломочный материал (50-80% объема породы) представлен гиадобазальтами, вулканическим стеклом, плагиоклазами, реже оливином. Цемент – поровый, соприкосновения, палагонит-хлоритового состава.

Агломератовые брекчии встречаются иногда на склонах и вблизи жерловин палеовулканов, но первичная природа их не совсем ясна. Они сложены угловатыми обломками разных размеров гиадобазальтов, скрепленных хлорит-палагонитовым цементом. В цементирующей массе отмечается множество мелких пустот разной формы, выполненных или теми же минералами, что и цемент брекчий, или хлоритом радиально-лучистой формы. В обломках гиадокластов присутствуют оливин, плагиоклаз, находящийся в неизменном буром вулканическом стекле. Сами обломки также имеют совершенно свежий облик. Нахождение брекчий в основании склона вулкана, плохая их сортировка и присутствие стекла внутри обломков указывают на то, что описываемые породы могли образоваться экзогенным путем (лахаровые брекчии). Однако не исключено возникновение таких пород и в жерлах палеовулканов в результате взрывных явлений.

Трахиты – чрезвычайно редкие в пределах месторождения породы, отмечаются лишь в скважинах на одном из участков (Байцы). Это красно-буро-лиловые тонкозернистые породы с неравномерным количеством (5-15%) вкрапленников красно-розового или розовато-серого полевого шпата и кислого плагиоклаза, размером до 5 мм. Базис сложен короткостолбчатыми или тонколейстовыми агрегатами пелитизированного калишпата и равномерно рассеянных чешуек биотита, реже хлорита и серицита. Из акцессорных отмечают апатит, сфен, магнетит.

По химическому составу исследованные базальтоиды относятся к субщелочным и щелочным оливиновым базальтам и трахибазальтам. Им присущи широкие вариации составов: от трахибазальтов с почти нормальной щелочностью (с наличием нормативного гиперстена от 2 до 13) к субщелочным оливиновым базальтам и трахибазальтам с содержанием нормативного нефелина 0,8-5,0%, и щелочным разновидностям (базанитоидам с нефелиновым параметром 5-8% и более). Количество кремнезема варьирует от 42 до 52% при сравнительно высокой щелочности ($K_2O+Na_2O=4,9-7,85\%$) и умеренной доли калия в них ($K_2O/Na_2O=0,5-0,8$). В щелочных разновидностях значения калиевой составляющей

повышается до 3,69 %, а величина $K_2O/Na_2O=0,88-1,05$ сопоставима с таковой в шохонитовых сериях.

Породы умеренно-глиноземистые ($al'=0,5-1,5$), мезо-меланократовые ($F=15,5-22,0$), отмечается повышенная роль железа, фосфора, титана.

Таким образом, анализ имеющегося петрографического и петрохимического материала позволил отнести породы Маргинтуйского вулканического поля к единой субщелочной трахит-трахибазальтовой кали-натровой серии, характерной для рифтогенных структур континентальных подвижных областей.

Минералогия и генезис месторождения

Цеолитовая минерализация сосредоточена преимущественно в миндалинах и приурочена в основном к верхним пористым частям лавовых потоков, а также к зонам развития околожерловых фаций и жерловищ палеовулканов, где наиболее полно проявились процессы фумарольно-сульфатарной деятельности. Цеолиты, локализуясь в средних и верхних частях горизонтов пористых базальтов, образуют согласно залегающие пологие залежи мощностью от 0,5 до 3-5 м при средних содержаниях цеолитового компонента от 15 до 40, местами 60-80%.

В пределах Маргинтуйского вулканического поля выделено и детально изучено более 20 проявлений, из них два – шабазитовые. По степени распространенности цеолиты представлены следующим рядом: анальцит, стильбит, гейландит, шабазит, мезолит, натролит, реже отмечаются сколецит, томсонит, стеллерит. По мнению некоторых авторов (Ключанский, 1979), в базальтоидах поля присутствуют левин, эрионит и морденит, но нашими рентгеновскими исследованиями эти данные не подтвердились. Шабазит отмечается в большинстве проявлений, но высокие его содержания характерны лишь для некоторых из них. Распределение цеолитовых минералов по площади не имеет четких закономерностей: цеолитовая минерализация установлена как в центре поля, где мощности базальтовых излияний максимальны, так и на его периферии, где мощности базальтовых потоков значительно сокращены. Анализ отдельных вулканических построек показывает, что низы разреза характеризуются наличием в большей степени натровых минералов (анальцит, натролит, мезолит-натролит), в то время как в верхних горизонтах присутствуют более кальциевые минералы: шабазит, стильбит, гейландит. Однако четкого разделения нет и зачастую мезолит-натролитовые ассоциации сопровождают шабазитовое, стильбит-гейландитовое оруденение. В пределах отдельных лавовых потоков зональность цеолитизации также весьма слабо выражена: подошвенные части потоков, характеризующиеся массивной текстурой и незначительной пористостью, в основном обогащены анальцит-натролитовой минерализацией в ассоциации с глинисто-хлоритовыми минералами. В верхних пористых частях потоков это преимущественно стильбит, гейландит, шабазит и мезолит.

Одним из самых распространенных цеолитов на

изученной площади является а н а л ь ц и м, образующий тетрагон-триоктаэдрические кристаллы от долей миллиметра до 5-6 см. Составы анальцитов из разных проявлений мало отличаются друг от друга и отношение SiO_2/Al_2O_3 варьирует в сравнительно узком интервале – 4,0-4,12. Кристаллохимическая формула:

$Na_{0,84-0,96}(Al_{0,98-1,00}Si_{2,05-2,10}O_6) \cdot 1,51-1,86H_2O$. По своим рентгеноструктурным характеристикам анальциты находятся в полном соответствии с типичными анальцитами других районов.

Шабазит образует хорошо ограненные ромбоэдрические, близкие к псевдокубической, формы. Часты двойники прорастания, псевдогексагональные тройники, размеры зерен от мелких – доли миллиметра до крупных – 1,5 см. В составе шабазитов разных проявлений наблюдаются значительные вариации содержания алюминия, кальция, натрия и калия. В число ионнообменных катионов входит стронций в значительных количествах (до 2,10%). Отношение SiO_2/Al_2O_3 меняется в интервале 4,4-4,7. Кристаллохимическая формула: $Ca_{0,72-0,83}Sr_{0,03-0,06}Na_{0,05-0,16}(Al_{1,76-1,86}Si_{4,12-4,19}O_{12}) \times 5,30-5,81H_2O$.

Результаты рентгенографического изучения шабазитов показывают исключительно высокую сходимость с эталонными данными.

Стильбит чаще всего ассоциирует с гейландитом и шабазитом, реже с минералами натролитовой группы (мезолитом и сколецитом). Образует уплощенные пластинчатые кристаллы, сростки их, щетки, сноповидные сростки от долей миллиметра до 2-6 см. Стильбит – минерал высококремнистый, отношение SiO_2/Al_2O_3 колеблется в пределах 5,5-6,0. Кристаллохимическая формула: $Ca_{0,99-1,04}Na_{0,14-0,30}K_{0,01-0,14}(Al_{2,23-2,36}Si_{6,64-6,74}O_{18}) \cdot 6,34-7,56H_2O$.

Гейландит образует в основном уплощенные таблитчатые кристаллы клиновидного облика или тонкие слюдоподобные параллельно сросшиеся агрегаты. Составы их очень близки составам стильбитов, отмечаются повышенные содержания калия, стронция и более низкие – воды. Отношение SiO_2/Al_2O_3 колеблется от 5,3 до 6,0. Кристаллохимическая формула: $Ca_{0,72-0,82}Sr_{0,09-0,13}Na_{0,13-0,30}K_{0,11-0,23}(Al_{2,24-2,47}Si_{5,59-6,80}O_{18}) \cdot 6,03-26H_2O$.

Дифрактограммы стильбита и гейландита полностью совпадают с эталонными данными.

Минералы группы натролита (натролит, мезолит, сколецит, томсонит) образуют удлиненные игольчатые формы или короткостолбчатые кристаллы, но чаще встречаются в виде радиально-лучистых сростаний, причем тесная парагенетическая связь этих минералов в большинстве сростков затрудняет выделение мономинеральных фракций из таких агрегатов. По данным микронзондовых определений, химических составов монофракций индивидуализированных форм минералов кристаллохимические формулы имеют вид: натролит –

$Na_{1,71-1,73}(Al_{2,00-2,05}Si_{3,02-3,06}O_{10}) \cdot 2,10-2,16H_2O$, мезолит – $Ca_{2,5}Na_{0,9}(Al_{6,5}Si_{9,5}O_{32}) \cdot 8,78-8,86H_2O$,

сколецит— $\text{Ca}_{1,08}\text{Na}_{0,04}\text{K}_{0,01}(\text{Al}_{1,94}\text{Si}_{3,0}\text{O}_{10}) \cdot 2,97\text{H}_2\text{O}$, томсонит— $\text{Ca}_{1,78}\text{Na}_{1,33}(\text{Al}_{4,9}\text{Si}_{5,10}\text{O}_{20}) \cdot 6,0\text{H}_2\text{O}$.

В целом цеолиты Маргинтуйского вулканического поля по химическому составу являются водными алюмосиликатами кальция, натрия и калия. В отдельных разновидностях в качестве обменного катиона присутствует стронций (гейландит, шабазит), в незначительных количествах отмечаются магний, литий, цезий, марганец, а также редкоземельные элементы с явным преобладанием легких лантаноидов. Все цеолиты характеризуются относительной выдержанностью и стабильностью состава и физико-химических свойств.

В вопросе о генезисе цеолитов определяющими факторами являются источники растворов и вещества, пути их миграции и условия осаждения. Источником растворов и вещества могла стать газотермальная деятельность, сопровождающая вулканические извержения, в результате которой образуются минерализованные флюиды, имеющие существенное значение для цеолитового минералообразования в базальтах (Зеленов, 1972). Характерно, что в цеолитизированных разновидностях базальтов отмечаются низкие содержания кремнезема (SiO_2 — 42-46, реже 47%, в то время как их нецеолитизированные аналоги имеют более высокие значения SiO_2 — от 47 до 52%). Отмечается также связь цеолитизации и увеличение содержания Fe_2O_3 (или $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$), иногда MgO и щелочных компонентов. Эта же зависимость отмечается в мидалекаменных цеолитизированных базальтах других регионов мира (Lin Szubin B, 1979; R.Christian et al, 1988).

Сравнение химических анализов неизмененных и цеолитизированных базальтоидов вулканического поля позволяет наметить тенденцию к выносу феррических и привносу щелочных элементов и кальция в цеолитизированные базальты. Именно эти компоненты и их соотношения между собой в конечном итоге определяют составы цеолитов и их парагенезисов. Следовательно, немаловажная роль в цеолитообразовании принадлежит составу преобразуемых вмещающих и подстилающих базальтов, просачиваясь через которые газогидротермы могут приобретать необходимые компоненты. Не случайна связь между широким распространением кальциевых, натриевых, кальций-натриевых цеолитов с субщелочными и щелочными разновидностями базальтов, способными выносить кальций и натрий при воздействии на них гидротерм. Возможность образования кальциевых цеолитов при воздействии воды и разбавленных растворов при 25-60 °С в достаточно изолированной системе (pH 9-10) на базальтовое стекло отмечается и экспериментальными работами (Gislason Sigurdur R., Eugster Hans P., 1987).

Наиболее вероятными путями миграции растворов могли быть широко распространенные в базальтовом поле палеовулканические постройки, зоны интенсивной трещиноватости и пористости пород. Исходя из многочисленных термодинамических расчетов, экспериментальных данных и геологических наблюдений в зоне современных гидротерм, можно

сделать вывод, что образование цеолитовых парагенезисов осуществлялось в температурном диапазоне 50-100 °С. Наши данные, основанные на аналитической геотермометрии, свидетельствуют об интервале 110-210 °С.

Отсутствие какой-либо определенной температурной зональности и зональности в характере распределения цеолитовой минерализации в вулканическом поле, относительно гомогенный состав вмещающих базальтов свидетельствуют об однородных условиях цеолитообразования. Незначительные изменения в составе цеолитовых парагенезисов могут быть связаны, по-видимому, с локальными колебаниями температурного режима, щелочно-кислотного потенциала среды, степени замкнутости системы и т.д.

Таким образом, цеолитообразование в базальтах Маргинтуйского вулканического поля осуществлялось за счет гидротермальных растворов, связанных со становлением палеовулканических структур, и перераспределения компонентов вмещающих пород. С участием более поздних нагретых подземных вод связано в основном образование кальцитовых прожилков в зонах тектонических нарушений, образование тонких натечно-плесочных агрегатов на кристаллах цеолитов, а также спорадические прожилки натролита, стильбита, гейландита, приуроченные в основном к зонам брекчирования базальтов.

Технологические свойства цеолитовых руд, запасы и основные направления их применения

Прогнозные ресурсы цеолитов Маргинтуйского месторождения оценены по категории Р₃ и составляют около 40 млн т, что соответствует небольшому месторождению. Практический интерес могут иметь выявленные здесь проявления шабазитовой минерализации с запасами категории Р₁ — 420 тыс.т. Они требуют детальной разведки.

Поскольку цеолитоносные базальты на проявлениях характеризуются в среднем низкими (до 25%) содержаниями цеолитового компонента, изучалась возможность обогащения сырья наиболее доступным и дешевым способом получения цеолитовых концентратов. В результате выявились высокая вскрываемость цеолитосодержащих базальтов при дроблении и возможность получения с помощью электромагнитной сепарации полицеолитовых концентратов с содержанием цеолитового компонента до 96-98% при относительно незначительных затратах.

Проведенные лабораторно-технологические испытания цементов, приготовленных с добавлением цеолитовых концентратов, дали обнадеживающие результаты, а технологические испытания цементов с добавкой цеолитоносных базальтов, проведенные на Тимлюйском цементном заводе в пос. Каменск Республики Бурятия, свидетельствуют, что добавки (от 12,8 до 18,4%) цеолитоносных базальтов повышают качество выпускаемого продукта — портланд-

цемента с увеличением марки 520 и 400 до 550 и 420 с улучшением прочности на 1-10%.

Кроме того, проведенные исследования некоторых физико-химических свойств шабазита позволили установить возможность использования его для сорбции ионов тяжелых металлов, а также для сорбции и десорбции золота (Семушин и др., 1992).

Литература

- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 372 с.
- Бунаев К.Б., Доржиев В.С.; Очиров Ц.О. и др. Мезозойская тектоника Забайкалья. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 207 с.
- Гордиенко И.В. Особенности геологического развития Прибайкалья и Забайкалья в среднем и позднем палеозое // Тектоника Сибири. - Новосибирск: Наука, 1985. - Т.12. - С. 94-101.
- Гордиенко И.В., Жамойцина Л.Г., Зонхоева Э.Л. и др. Цеолитонность базальтов Забайкалья. - Новосибирск: Наука, 1989. - 94 с.
- Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.Л. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР масштаба 1:500 000. - Улан-Удэ: БГТУ, 1981. - 148 с.
- Зеленов К.К. Вулканы как источники компонентов осадочных толщ. - М.: Наука, 1972. - 215 с.
- Ключанский Н.Г. Генетические типы цеолитов на юге Сибирской платформы и прилегающих частях складчатого обрамления // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. - Иркутск: ТУ НТГО, 1979. - С. 117-118.
- Комаров Ю.В., Киселев А.И., Лямина Н.А., Скобло В.М. Среднеюрские эффузивные породы Юго-Западного Забайкалья // Петрография Восточной Сибири. Т.3. - М.: Наука, 1965. - С. 295-314.
- Семушин В.Н., Жамойцина Л.Г., Зонхоева Э.Л. Природный шабазит (свойства, генезис, добыча и применение). - Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1992. - 54 с.
- Lin Szubin B. Amygdaloidal zeolites in the Penghu basalts Penghu Islands, Taiawn. Proc.Geol.Soc.China. - 1979. - № 22. - P.68-83.
- Robert Christian, Goffe Bruno, Salot Pierre. Zeolitization of a basaltic flow in a continental environment: an example of mass transfer under thermal control // Bull. Mine. - 1988, 111. - № 2. - P.207-223.

* * *