

Холинское перлит-цеолитовое месторождение

И.В.Гордиенко, Л.Г.Жамойцина

Месторождение располагается в пределах Хилокской депрессионной зоны Западного Забайкалья. Оно приурочено к среднесюрской палеовулканической постройке, располагающейся на юго-восточном склоне Холинского хребта, в 45 км северо-западнее ж-д. ст. Могзон Читинской области.

Холинское месторождение было открыто в 1963 г. как перлитовое в результате среднемасштабных геолого-съёмочных работ, проведенных Бурятским геологическим управлением (З.М.Марсеев и др., 1964). При этом, кроме перлитов с прогнозными ресурсами около 19 млн м³, было отмечено широкое распространение процессов цеолитизации вулканических туфов. В последующие годы месторождение неоднократно разведывалось геологами и геофизиками ПГО "Бурятгеология" на перлитовое сырье (Ю.И.Воронов и др., 1969; В.В.Митрофанов и др., 1974; Ф.Н.Людифун и др., 1975; Е.И.Ткаченко и др., 1976 и др.) и цеолиты (Е.Г.Савельева и др., 1983-1986). В этот же период на месторождении проведены научно-исследовательские работы по изучению петрографии, минералогии, геохимии вулканических пород и гидротермально-метасоматических процессов цеолитизации (Наседкин, 1980, 1983; Ключанский, 1979; Коробов, Ульзутуев, 1985; Боярская и др., 1988; Магер, 1989; Гордиенко и др., 1990; Жамойцина и др., 1992 и др.). В результате этих работ месторождение довольно хорошо изучено, разведано, подсчитаны запасы перлитового и цеолитового сырья. В настоящее время по своим параметрам Холинское месторождение является одним из наиболее крупных объектов и поставщиков цеолитового сырья в России.

Геологическое строение

В геологическом строении месторождения принимают участие разнообразные метаморфические, осадочно-вулканические и интрузивные образования, хотя преимущественным развитием пользуются мезозойские вулканические отложения удинской свиты средней-верхней юры (рис.1). В фундаменте и обрамлении Холинской вулканотектонической структуры вскрываются палеозойские гранитоиды, представленные средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми палеозоя, слагающие небольшие ксенолиты среди гранитоидов. Кроме того, здесь развиты пермо-триасовые вулканические образования, распространенные в северной и юго-западной части структуры. Они представлены ортофирами, кератофирами, риолитами и кварцевыми порфирами. Местами среди них отмечаются прослои туфопесчаников, туфоконгломератов и туфов кислого состава. Однако основную роль в формировании Холинской вулканотектонической структуры и одноименного перлит-

цеолитового месторождения играли юрские вулканические отложения (средней-верхней юры). Они характеризуются в пределах месторождения резкой фациальной изменчивостью и подразделяются на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю (Савельева Е.Г. и др., 1986).

В нижней подсвите ($J_2\text{-}zud_1$) преобладают крупнообломочные туфы и конгломераты, отлагающиеся в западной части месторождения, а также в центральной и восточной, где они перекрываются более молодыми отложениями. Мощность подсвиты варьирует от 130 до 300 м.

В средней подсвите ($J_2\text{-}zud_2$), представленной кислыми туфами, в результате геолого-съёмочных работ было выделено три горизонта (снизу вверх):

первый горизонт ($J_2\text{-}zud_2^1$). Кристаллолитокластические туфы смешанного и умеренно кислого состава, слабоцеолитизированные. Эти породы выходят в юго-восточной и восточной частях месторождения. Их мощность около 30-100 м;

второй горизонт ($J_2\text{-}zud_2^2$). Витролитокластические туфы смешанного и умеренно кислого состава, слабоцеолитизированные. Имеют ограниченное распространение на месторождении, в основном в его юго-восточной части, где эти туфы тяготеют к покровам андезитовых порфиритов. Мощность 13-100 м;

третий горизонт ($J_2\text{-}zud_2^3$). Представлен в различной степени цеолитизированными пелитовыми, алевритовыми, псаммитовыми и псефитовыми витролитокластическими туфами трахиодацитового состава. Наблюдается частое переслаивание выделенных разностей мощностью от нескольких миллиметров до десятков метров. Этот горизонт широко распространен на месторождении (рис.2). Именно в нем заложен карьер по добыче цеолитов. Особый интерес здесь представляют цеолитизированные крупнопсефитовые витролитокластические туфы розоватого или зеленоватого цвета мощностью от 15 до 20 м.

Общая мощность средней подсвиты 200-250 м.

Породы верхней подсвиты ($J_2\text{-}zud_3$) являются наиболее распространенными в пределах Холинского месторождения и условно также разделены на ряд горизонтов.

Фельзиты ($J_2\text{-}zud_3^1$), занимающие северо-восточную часть участка Мохейский, отнесены к первому горизонту, а риолиты, располагающиеся в юго-западной части участка - к второму ($J_2\text{-}zud_3^2$). В центре участка отмечаются выходы пород третьего горизонта ($J_2\text{-}zud_3^3$), представленные коричневыми перлитами и их лавобрекчиями. Цеолитизация отмечается лишь в пределах пород последнего горизонта. Распределение цеолитовой минерализации (см. рис.2) неравномерно и увеличивается с глубиной (от 30 в верхах горизонта до 80% в нижних его частях). Мощность цеолитизированных пород достигает 40 м; породы четвер-

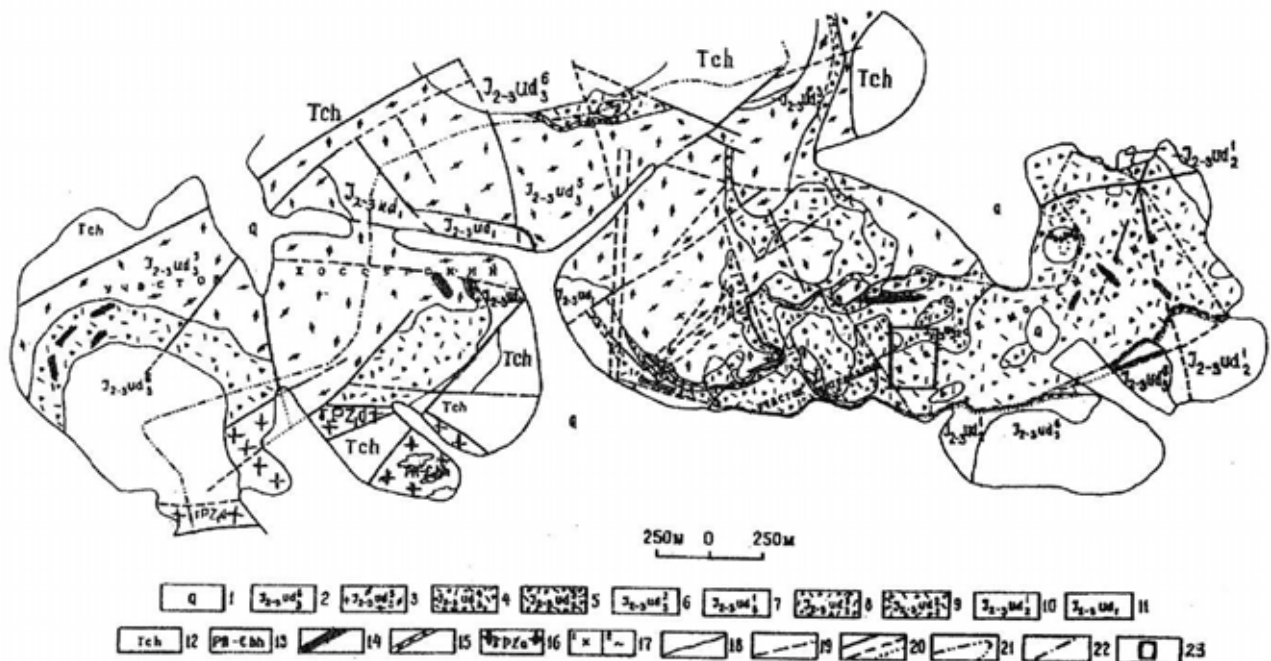


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта Холинского перлит-цеолитового месторождения.

Составлена по материалам геолого-разведочных работ ПГО "Бурятгеология" (Савельева Е.Г. и др., 1986):

1 – нерасчлененные четвертичные отложения; 2-22 – вулканогенная толща, удинская свита (J_2-3ud): 2 – базальты и андезитобазальты, 3 – риолиты, их туфы, туфобрекчии, перлиты черного и коричневого цветов, 4 – перлиты зеленого цвета, 5 – перлиты коричневого цвета и их лавобрекчии, 6 – риолиты, 7 – фельзиты, 8 – цеолитизированные крупнопесчистые витрокластические туфы, 9 – цеолитосодержащие пелито-мелкопесчистые витрокластические туфы, 10 – туфы итнимбритоподобные, кристаллолитокластические, 11 – крупнообломочные туфы и конгломераты, 12 – триасовая система, цаган-хунтейская свита (Tch): кварцевые порфиры, фельзиты, ортофиры, 13 – протерозой, кембрийская система, хохюртовская свита (PR – Chh): микросланцы, 14, 15 – мезозойские интрузии, удинский субвулканический комплекс: 14 – долериты, 15 – кластолавы, 16 – палеозойские интрузии, джидинский интрузивный комплекс: граниты среднезернистые биотитовые и биотит-роговообманковые, 17 – породы: 1 – кремнистые, 2 – аргиллизированные, 18-19 – контакты: 18 – установленные, 19 – предполагаемые, 20 – разрывные нарушения: установленные (сплошная линия), предполагаемые (пунктирная линия), под четвертичными отложениями (точки), 21 – граница Читинской области и Республики Бурятия; 22 – границы участков; 23 – положение открытого карьера, где ведется добыча цеолитовых туфов

того горизонта ($J_2-3ud_3^4$) образованы перлитами зеленого цвета и слагают три крупные залежи в юго-восточной части Холинского месторождения, а также отмечаются в виде маломощных жил в его западной части; пятый горизонт ($J_2-3ud_5^5$) составляют риолиты, туфы их и брекчии, фельзиты и перлиты черного и коричневого цвета общей мощностью 40-115 м. Потоки базальтов и андезитов мощностью 100-150 м, отмечаемые на севере и западе месторождения, отнесены к шестому горизонту ($J_2-3ud_6^6$). Практического интереса в отношении цеолитосодержащих пород последних трех горизонтов не представляют.

В вулканогенных породах отмечаются дайки субвулканического комплекса, связанные, по-видимому, с заключительной фазой вулканизма, имеющие северо-восточное и северо-западное простирание, протяженностью 200-600 м и мощностью до 15 м. В основном это долериты и кластолавы кислого состава. Последние приурочены к ослабленным зонам разломов. Породы здесь перетерты, отмечаются зеркала скольжения и интенсивная каолинизация.

Структура месторождения

Для структуры Холинского месторождения характерно сочетание поднятых и опущенных относительно друг друга на 50-350 м блоков, закономерно погружающихся к центру вулканотектонической структуры. Строение последней определяется трещинной тектоникой субширотного направления, связанной с развитием Хилокской депрессионной зоны рифтогенного типа. Основными разломами, контролирующими размещение вулканических построек, являются субмеридиональные сбросово-сдвиговые нарушения, определяющиеся серией более мелких разрывов субширотного и северо-восточного направлений. Последние, по-видимому, являлись подводными каналами и зонами разгрузки гидротерм, предопределивших замещение стекла вулканогенных пород цеолитами. По наиболее крупным разломам установлено вертикальное смещение блоков с амплитудой 20-25 м.

По форме залегания цеолитизированные породы образуют четыре пологие пластовые залежи, наибо-

	Геологическая колонка	Возраст	Глубина, м	Содержание цемента, %
1	▲ ~ ▲	$J_2 ad_2$	1,7	
2	• • • •	$J_2 ad_2$	5,2	67,5
3	— — — —		9,8	52,5
4	• • • •			63,0
				24,6
5	• • • •			65,5
6	• • • •	$J_2 ad_2$		83,0
				47,8
7	• • • •			64,0
				66,0
8	▲ ~ ▲	$J_2 ad_2$	72,0	33,0

Рис. 2. Разрез продуктивной цеолитонесущей толщи Холинского месторождения (Боярская и др., 1988):

1 – щебень туфа, сушесть; 2 – витрокластический мелкопсефитовый туф; 3 – разнообломочный витро- и литовитрокластический туф (от пелитового до мелкопсефитового); 4 – витрокластический алевролитовый туф; 5 – витрокластический псефит-псаммитовый туф; 6 – витро- и литовитрокластический псаммит-псефитовый туф; 7 – литовитрокластический псефитовый туф; 8 – дресва и щебень туфа, глина

лее крупная из которых (3,6x2,1 км) при мощности 120 м располагается в пределах Мохейского участка. Для добычи цеолитов наиболее благоприятна центральная часть Мохейского участка в связи с близкповерхностным залеганием продуктивной толщи. Именно в этом месте в настоящее время заложен карьер и идет добыча цеолитов (рис.3).

Уровень грунтовых вод на месторождении находится примерно на одном горизонте – на глубине 30 м в южной части и на глубине 60-70 м – в северной. По совокупности признаков изменчивости геологического строения и качества сырья месторождение относится к 2-й группе геологической сложности (Толстопятов, Приходько, 1990).

Петрографическая и петрохимическая характеристика продуктивной толщи цеолитизированных туфов Мохейского участка

Здесь развиты наиболее измененные разновидности кислых вулканических туфов месторождения. Основной объем продуктивной толщи приурочен к третьему горизонту средней подсвиты удинской свиты ($J_2-3ud_2^3$). Он представлен в различной степени цеолитизированными туфами. Среди них по составу обломков выделяются витролитокластические, витрокластические, кристалловитролитокластические туфы трахириодацитового состава. Это плотные, массивные породы преимущественно светлой окраски (с розоватыми, зеленоватыми и желтоватыми оттенками). По размеру обломков выделяются пелитовые, алевролитовые, псаммитовые, псефитовые и смешанные разновидности. Преобладают псаммитовые туфы.

Псаммитовые туфы (размер обломков 0,1-1,0 мм) составляют около 50% объема пород, слагающих среднюю подсвиту. Макроскопически это плотные породы, массивной или слоистой структуры. Цвет серовато-белый, розовый, реже зеленоватых оттенков. Часто на общем фоне породы выделяются пестроокрашенные (бурые, коричневатые, ярко-зеленые) литокласты. Слоистость обусловлена чередованием слоев разной размерности или за счет изменения цветовой гаммы.

В псаммитовых туфах обломки стекловатых пород угловатые или слабооплавленные размером от 0,18x0,36 до 0,70x0,93 мм. Обломки стекла имеют перлитовую, гялиновую, флюидальную или псевдофлюидальную текстуру.

Литокласты в туфах представлены раскристаллизованным перлитом с характерными сферолитовыми, гребенчатыми, перисто-фибрилитовыми и аксиолитовыми структурами, а также мелколейстовыми трахириолитами и трахидацитами с фельзитовой текстурой. Размеры обломков 0,40x0,80 мм.

Обломки кристаллов в туфах представлены остроугольными обломками альбита, санидина, адуляра, редко биотита и кварца (размеры 0,30x0,34 и 0,69x0,74 мм).

Цементирующая масса сложена преимущественно пелито-алевролитовой витрокластикой. Количественные взаимоотношения между обломками варьируют в широких пределах, но преобладают обломки стекла, по которым развивается цеолит, реже монтмориллонит и селадонит.

Среди псаммитовых туфов встречаются кристалловитрокластические туфы, состоящие из обломков стекла (40-60%), кристаллов полевых шпатов (60%), цементирующей массы (40-50%). На отдельных участках цемент представляет собой уплотненный пепловой (сваренный) материал, который за счет уплотнения, деформации и сильного вторичного преобразования превратился в гомогенное стекло с псевдофлюидальной текстурой.

0,5x0,5 до 2,5x4,0 мм) с флюидальной, перлитовой, гялиновой или слабо кавернозной текстурой. Среди других обломков трахириолиты, трахидациты, фельзиты, раскристаллизованное стекло, единичные обломки андезитов и базальтов. Их размеры 0,80x1,30, 3,0x5,0 мм, реже до 10 мм, единичные до 5 см. Обломки кристаллов остроугольные, редко правильной формы. Среди них отмечаются санидин, адуляр, альбит, кварц, редко биотит (размеры от 0,09x0,18 до 0,12x0,20 мм). Цемент псефитовых туфов витрокластический. Стекловатый материал как обломков, так и основной массы цеолитизирован и монтмориллонитизирован на 20-70%.

Кроме разнообразных вышеописанных цеолитизированных туфов, на Мохейском и Центральном участках наблюдаются в различной степени цеолитизированные вулканические стекла (перлиты). Макроскопически породы обладают типичной брекчиевой структурой, бутылочно-зеленой и серовато-зеленой окраской. Микроскопически в обломках стекла встречаются сферолитовые и веерообразные агрегаты калиево-натриевого полевого шпата и кристобалита. Изменение стекла происходит вдоль перлитовых трещин, где образуется монтмориллонит и клиноптилолит. Содержание последнего может достигать в брекчированных разностях перлитов до 40%.

По химическому составу вышеописанные туфы близки между собой. Эти породы по высокому содержанию кремнезема (65-70%) и сумме щелочей K_2O+Na_2O (5-8%) принадлежат к трахириолитовым и трахириолитдацитовым разностям вулканических пород. У них довольно низкое содержание глинозема Al_2O_3 (10-12%), суммы железа Fe_2O_3+FeO (в среднем до 2%), магния и кальция. Высокая влажность пород связана с их интенсивной цеолитизацией. Средний химический состав цеолитизированного туфа, %: SiO_2 - 63,47, TiO_2 - 0,16, Al_2O_3 - 12,69, Fe_2O_3 - 1,27, FeO - 0,29, MnO - 0,34, MgO - 0,53, CaO - 0,92, Na_2O - 2,58, K_2O - 2,85, H_2O^- - 9,29, H_2O^+ - 5,55, сумма 99,94 (Боярская и др., 1988). В породах, пересчитанных на безводный остаток, увеличивается количество кремнезема, глинозема, извести и щелочей.

Минералогия и генезис месторождения

В цеолитизированных вулканокластических породах Холинского месторождения преимущественным распространением пользуется клиноптилолит. Редко встречаются гейландит и морденит. Из нецеолитовых минералов больше других распространен монтмориллонит, а также селадонит, кварц, кристобалит, опал, адуляр.

Клиноптилолит имеет следующую идеализированную формулу элементарной ячейки: $Na_6[(AlO_2)_6(SiO_2)_3] \cdot 24H_2O$ (Брек, 1976). В составе этого минерала, как правило, (Na_2O+K_2O) преобладает над CaO , MgO . Рентгенографически этот минерал диагностируется по характерным межплоскостным расстояниям: $d = 8,8-8,9; 7,85; 5,10; 3,92-$

$3,97; 2,92-2,98 \text{ \AA}$ и др. На дериватограммах (кривые ДТА и ДТГ) клиноптилолиту соответствует большой асимметричный эндозэффект в области 50-500 °С, с максимумами в интервале 100-250 °С. Под микроскопом клиноптилолит проявляется в виде прозрачных бесцветных агрегатов с показателем преломления ниже канадского бальзама. Интерференционная окраска темно-серая, что свидетельствует о весьма низком двупреломлении. Для всех разновидностей цеолитизированных пород месторождения характерны 3 основные формы генерации клиноптилолитовых агрегатов: 1) в цементирующей массе, 2) в пустотах выщелачивания, порах, интерстициях между обломками и т.д., 3) в микропрожилках (Наседкин, Магер, 1987).

Клиноптилолит первой генерации локализуется в основной массе, где он образует скрытокристаллические агрегаты, а также выполняет трещинки перлитовой отдельности и обломки гялокластов. Вследствие малых размеров (1-10 мкм) кристаллических индивидов трудно судить о габитусе минерала, но слабая тенденция к сферолитовому росту позволяет предположить тонкопризматические или игольчатые кристаллы (Наседкин, Магер, 1987). Клиноптилолит второй генерации образует более крупные (0,01-0,03 мм), хорошо ограниченные кристаллы, инкрустирующие в виде друзовидных скопленений стенки пустот и каверн, в одном случае образованных в процессе выщелачивания при гидратации стекла, в другом - не связанных с выносом вещества. Такие же кристаллы могут развиваться внутри крупных обломков стекла и перлитовых трещин. Третья модификация клиноптилолита представлена игольчатыми агрегатами и выполняет тонкие прожилки (Боярская и др., 1988).

Гейландит имеет идеализированный состав элементарной ячейки: $Na_4[(AlO_2)_4(SiO_2)_8] \cdot 10H_2O$. Характерно преобладание CaO над Na_2O . В цеолитизированных туфах месторождения гейландит однозначно не определяется. По данным В.В.Наседкина и А.В.Магера (1987), в шлифах среди длиннопризматических и ромбовидных кристаллов клиноптилолита иногда отмечаются крупные изометричные кристаллы другого цеолита, с более высоким показателем преломления, которые можно отнести к гейландиту, что тем более вероятно в связи с активным привносом Ca , который мог стимулировать его кристаллообразование. По-видимому, гейландит присутствует в метасоматитах Холинского месторождения в виде примеси на фоне доминирующего клиноптилолита.

Морденит - это высококремнистый цеолит. Идеализированный состав элементарной ячейки: $Na_8[(AlO_2)_8(SiO_2)_4] \cdot 24H_2O$ (Брек, 1976). В составе морденита преобладает (Na_2O+CaO) над K_2O . Рентгенографически морденит определен по межплоскостным расстояниям: $d = 13,5; 9,0; 6,61; 3,99; 3,48; 3,37; 3,33; 2,88; 2,55 \text{ \AA}$. Хотя наиболее сильные рефлексы этого минерала совпадают с образо-

ваниями, характерными для клиноптилолита, термографически этот минерал также диагностировать трудно, поскольку он имеет ту же область термической гидратации, что и клиноптилолит (50-500°C). Морденит на месторождении встречается редко (Наседкин, Магер, 1987).

В зависимости от набора типоморфных минералов на месторождении выделяются следующие типы цеолитизированных туфов (цеолитов с содержанием цеолитов 50% и более): 1) клиноптилолитовый с содержанием клиноптилолита 80-96%; 2) монтмориллонит-клиноптилолитовый. Содержание минералов группы клиноптилолита – 60-70%, монтмориллонита – 30-40%; 3) селадонит-клиноптилолитовый с содержанием клиноптилолита 50-65%, селадонита – 10-30%; 4) кристобалит-адуляр-клиноптилолитовый с содержанием цеолитов 50%, адуляра и кристобалита вместе около 50%; 5) кристобалит-адуляр-морденитовый с содержанием морденита около 50%.

На месторождении четко выражена горизонтальная зональность, которая проявилась в смене минеральных ассоциаций с запада на восток по направлению от вулканического центра: клиноптилолит – клиноптилолит+селадонит – клиноптилолит+селадонит – монтмориллонит – клиноптилолит+монтмориллонит – монтмориллонит. Такая зональность связывается с понижением температуры при неизменном составе преобразующих растворов (Магер, 1989). Является общепризнанным, что цеолиты Холинского месторождения по генезису относятся к гидротермально-метасоматическому типу (Жамойцина и др., 1992). Однако причины возникновения цеолитообразующих источников гидротермальных растворов трактуются по-разному. Одни исследователи считают их ювенильными, связанными главным образом с вулканической деятельностью (Наседкин, 1980, 1983 и др.; Гордиенко и др., 1990), другие большую роль отводят горячим подземным или вадозным водам (Коробов, 1986). Авторы разделяют точку зрения В.В.Наседкина (1980) и А.В.Магера (1989), которые считают, что кристаллизация основной массы цеолитов происходила из истинных (ювенильных) гидротермальных растворов. При этом все компоненты, необходимые для образования цеолитов, заимствовались непосредственно из вулканического стекла при его гидратации. По их данным, образование цеолитов происходило по следующей схеме: стекло+вода – гидратированное стекло – метгель – цеолиты или раствор – цеолиты.

Цеолитообразование в вулканогенной толще продолжалось, по-видимому, длительное время при многократной перекристаллизации цеолитовых новообразований. Поэтому на конечных стадиях формирования месторождения, возможно, происходило перераспределение вещества цеолитизированных туфов под воздействием нагретых поровых подземных вод с образованием низкотемпературных цеолитов и, главным образом, аргиллизитов.

Технологические свойства цеолитовых руд, запасы и основные направления их применения

Как указывалось выше, подавляющую часть объема продуктивной толщи месторождения составляют клиноптилолитовые туфы. Среднее содержание цеолита (клиноптилолита) в породе около 60%, максимальное 80-90%. Влажность 8-10%, твердость 3-4 по шкале Протодьяконова. Распределение клиноптилолита в рудах выдержанное. В разрезе продуктивной толщи геометризуются горизонты с повышенным содержанием цеолитов до 70-80%, что позволяет выделять богатые руды с целью их селективного извлечения.

Разведанные запасы цеолитовых руд по категории С₂ составляют 400 млн т., прогнозные ресурсы – более 600 млн т. В пределах эксплуатационного карьера подсчитанные запасы цеолитовых руд по категории С₁ составляют 60 млн т (см. рис.3).

Цеолиты являются новым перспективным видом минерального сырья, широко применяемого в различных отраслях промышленности, сельского хозяйства и экологии.

Качество и возможные области применения клиноптилолитовых туфов Холинского месторождения оценивались различными организациями по техническим заданиям ПГО "Бурятгеология". Они приведены в работе С.И.Толстопятова и В.И.Приходько (1990) и заключаются в следующем. Наиболее изучено в настоящее время использование холинских цеолитов в качестве диетических добавок к кормам птицы и животных. Крупномасштабные испытания проводятся на ряде птицефабрик Бурятии. Исследования показали достаточно высокую эффективность применения цеолитов в качестве кормовых добавок. Они способствуют лучшему использованию питательных веществ рациона, улучшают физиологическое развитие животных и птиц, повышают резистентность организма. При этом снижается расход кормов, повышается продуктивность и снижаются затраты на производство единицы продукции, например при откорме свиней затраты на 1 ц прироста снижаются на 6-9%.

Цеолиты месторождения испытывались в качестве мелиорантов при выращивании картофеля, пшеницы, овса и волоснеца сибирского. В целом результаты экспериментов неоднозначные. Достоверно установлено, что привнесение больших доз (75-150 т/га), а также в условиях общего дефицита влаги они действуют на растения угнетающе. Наиболее эффективно применение их при культивировании картофеля в условиях орошения. Внесение цеолитов в количестве 15 т/га дает прибавку урожая до 20-30 ц/га. Установлена повышенная устойчивость клубней против парши.

На ряде промышленных предприятий Иркутской области проведены эксперименты по очистке воздушной среды от паров воды, водорода, азота, ртути и летучих соединений серы. Причем цеолиты хорошо ре-

генерируются, выдерживают высокие температуры (до 600 °С), устойчивы к воздействию агрессивных сред без каких-либо следов разрушения.

Весьма перспективным представляется использование цеолитов при производстве цемента. Добавки их в количестве 10-15% в клинкер не снижают марки цемента, при этом срок начала схватывания сокращается на 0,5-2,2 ч, конца схватывания — на 0,5-3,2 ч.

Клиноптилолитовые туфы месторождения обладают достаточно высокой механической, термической и химической стойкостью, являются хорошими сорбентами, катализаторами, ионообменниками (катионообменная емкость холинских цеолитов составляет 0,46-2,17 мг-экв./г).

Благодаря этим свойствам они могут с успехом применяться в процессах очистки сточных и питьевых вод, а также газов от различных вредных примесей. Так, нашими исследованиями были получены положительные результаты по использованию клиноптилолитосодержащих туфов Холинского месторождения в качестве фильтрующих и сорбционных материалов при очистке сточных и питьевых вод Гусиноозерского и Улан-Удэнского промышленных узлов от взвешенных веществ, солей жесткости, ионов тяжелых металлов, радиоактивных элементов, железа, фтора, аммония, а также бактериальных примесей. Установлено, что в процессах водоподготовки цеолитовые туфы могут с успехом заменить дефицитный кварцевый песок, дополнить механическую очистку от взвешенных веществ сорбционной очисткой от коллоидных и растворенных примесей (Зонхоева и др., 1991). Кроме того, гидрофобизированные цеолиты способны извлекать из воды молекулярно растворенные примеси хлорорганических веществ, нефтепродуктов, фенола и др. Из воздуха с помощью цеолитов извлекают диоксид углерода, сульфид водорода, меркаптаны, диоксид серы, ртуть и другие компоненты.

Комплекс выполненных исследований показывает, что клиноптилолитовые руды Холинского месторождения практически по всем показателям не уступают природным цеолитам лучших месторождений страны и могут применяться в самых различных областях народного хозяйства.

В настоящее время на Холинском месторождении действует карьер по добыче, переработке, расфасовке и отгрузке потребителям цеолитового сырья МП "Цеолит" Забайкальского ГОКа (пос. Первомайский Читинской области, тел. (8-30267) 4-23-01).

Литература

- Арсеньев А.А., Нечаева Е.А. Краткий очерк вулканизма Удино-Хилокского междуречья // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. — М., 1952. — Вып. 128. — С. 48-119.
- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 372 с.
- Боярская Р.В., Магер А.В., Наседкин В.В., Соболева С.В. Минералогия и генезис клиноптилолитов Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1988. — № 12. — С. 82-92.
- Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. — М.: Мир, 1976. — 781 с.
- Буллаев К.Б., Доржиев В.С., Очилов Ц.О. и др. Мезозойская тектоника Забайкалья. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — 207 с.
- Волянюк Н.Я. Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования (к вопросу о ликвации в кислых лавах). — М.: Наука, 1972. — 148 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.
- Гордиенко И.В., Жамойцина Л.Н., Семушин В.Н. Цеолиты Западного Забайкалья // Перспективы применения цеолитосодержащих туфов Забайкалья. — Чита, 1990. — С. 20-32.
- 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.
- Жамойцина Л.Г., Семушин В.Н., Гордиенко И.В. Генетические типы цеолитовых месторождений Забайкалья и Монголии // Геология и геофизика. — 1992. — № 2. — С. 113-126.
- Жамойцина Л.Г. Петрохимия и цеолитонность бимодальных вулканитов Мухорталинского месторождения // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов. Эндеогенные процессы в литосфере: Тез. докл. V Вост.-Сиб. регион. петрогр. сов. — Иркутск, 1989. — С. 156-157.
- Зеленов К.К. Вулканы как источники компонентов осадочных толщ. — М.: Наука, 1972. — 215 с.
- Зонхоева Э.Л., Онходоева Л.А. и др. Очистка нефтесодержащих сточных вод различными материалами природного и искусственного происхождения // Природные цеолиты России: Тез. докл. республ. совещ. Т.1. — Новосибирск, 1991. — С. 121-125.
- Зонхоева Э.Л. и др. Свойства цеолитового туфа как фильтрующего материала // Там же. — С. 112-115.
- 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.
- Ковальский Ф.И., Костромин С.В., Костромин Л.Н. Геологическое строение и условия формирования месторождений вулканических стекол Забайкалья // Закономерности формирования и размещения вулканических стекол (свойства и применение). — М.: Наука, 1969. — С. 62-67.
- Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1972. — 156 с.
- 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.
- Коровов А.Д. Ископаемые озера в юрских вулканогенных толщах Западного Забайкалья и их роль в формировании месторождений цеолитов / Саратов. ун-т, 1986, 10 с. Деп. ВИНТИ 29.05.86, № 4330-В86.
- Коровов А.Д. Гидротермальная аргиллизация пород Мухорталинского перлитово-цеолитового месторождения (Западное Забайкалье) / Саратов. ун-т, 1987, 41 с. Деп. в ВИНТИ 23.11.87, № 8484-В87.
- Коровов А.Д., Ульзутуев Н.М. Некоторые особенности формирования высококремнистых цеолитов Холинского месторождения перлитов Бурятии // Геология и геофизика. — 1985. — № 2. — С. 129-136.
- Коровов А.Д., Ульзутуев Н.М. Морденитовые цеолиты месторождения Мухор-Тала (происхождение, состав и последующие изменения). — М.: ВИНТИ, 1987, 108 с. Деп., № 84 67-В87.

- Магер А.В. Закономерности распределения и вещественный состав цеолитовых месторождений Западного Забайкалья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — М., 1989. — 21 с.
- Магматические горные породы. Т.3. Основные породы. — М.: Наука, 1985. — 488 с.
- Набоко С.И. Вулканические экзальтации и продукты их реакций // Тр. лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 16. — 1959. — 303 с.
- Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. — М.: Наука, 1983. — 195 с.
- Наседкин В.В. Основные закономерности формирования месторождений водосодержащих стекол и пути их промышленного использования // Перлиты. — М.: Наука, 1981. — С. 17-42.
- Наседкин В.В., Наседкина В.Х. Генетические и морфологические типы клиноптилолит-морденитовой минерализации вулканических областей // Природные цеолиты. — М.: Наука, 1980. — С. 122-135.
- Наседкин В.В., Соловьева Т.Н., Нистратова И.Е. и др. Сравнительная характеристика минерального состава цеолитовых пород горы Ягодной и продуктов современного минералообразования долины р. Банной, п-ов Камчатка // Современные гидротермы и минералообразование. — М.: Наука, 1988. — С. 70-86.
- Опыт экспрессного определения содержания цеолитов в горных породах с использованием портативных цеолитных лабораторий ПЦЛ-1 и ПЦЛ-2. Методическое руководство / И.А.Белицкий, И.В.Дробот, Г.В.Мальцева и др. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. — 80 с.
- Семушин В.Н., Гордиенко И.В. Геодинамические обстановки формирования Монголо-Забайкальской цеолитовой вулканической провинции // Вулканизм (эволюция, геодинамика, рудоносность): Тез. докл. VIII Всесоюз. палеовулк. симп. — Ч.1. — Хабаровск, 1989. — С. 89-90.
- Семушин В.Н., Жамойцина Л.Г., Алсагаров В.И. Минералогическая зональность Мухорталинского месторождения цеолитов/Минералогия магматических пород и месторождений Забайкалья. — Улан-Удэ: БНЦ СО АН СССР, 1989. — С. 194-203.
- Семушин В.Н., Жамойцина Л.Г., Зонхоева Э.Л. Природный шабазит (свойства, генезис, добыча и применение). — Улан-Удэ, БНЦ СО РАН 1992. — 54 с.
- Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. — М.: Наука, 1970. — 283 с.
- Толстопятов С.И., Приходько В.И. Геологическое строение месторождений цеолитизированных туфов Бурятской АССР// Перспективы применения цеолитсодержащих туфов Забайкалья. — Чита, 1990. — С. 11-19.
- Эллис А., Уилсон С. Геохимия ионов щелочных металлов в гидротермальной системе Вайракей / Геохимия современных гидротермальных процессов. — М.: Мир, 1965. — С. 108-127.
- Gislason Sigurdur R., Eugster Hans P. Meteoric water-basalt interactions. 1: A laboratory study // Geochim. et cosmochim. acta. — 1987. 51. — № 10. — P. 2827-2840.
- Gottardi G., Galli E. Natural zeolites // Springer. — 1985. — 409 p.
- Lin Szubin B. Amygdaloidal zeolites in the Penghu basalts Penghu Islands, Taiwan. Proc.Geol.Soc.China. — 1979. — № 22. — P. 68-83.
- Robert Christian, Goffe Bruno, Saliot Pierre. Zeolitization of a basaltic flow in a continental environment: an example of mass transfer under thermal control // Bull. Miner. — 1988, 111. — № 2. — P. 207-223.

* * *