

## Мухорталинское перлит-цеолитовое месторождение

И.В.Гордиенко, Л.Г.Жамойцина

Мухорталинское перлит-цеолитовое месторождение расположено в Заиграевском районе Республики Бурятия, в 80 км восточнее Улан-Удэ.

Первые геологические исследования района были проведены В.А.Обручевым (1895-1898 гг.) в связи с изысканием трассы для Транссибирской железной дороги. Наличие перлитов впервые было выявлено в результате съемки масштаба 1 000 000 (Арсеньев, Нечасова, 1951). В дальнейшем Мухорталинская структура изучалась различными исследователями на протяжении длительного периода, сначала как перлитовое (Ковальский и др., 1969; Волянюк, 1972), а затем как перлит-цеолитовое (Наседкин, Наседкина, 1980; Наседкин, 1981; Коробов, 1986, 1987; Коробов, Ульзутуев, 1987; Боярская и др., 1988; Семушин и др., 1989; Жамойцина, 1989; Магер, 1989). В результате геолого-съемочных работ разных лет (С.В.Костромин и др., 1965; Ф.И.Ковальский и др., 1969; Г.А.Ермаков и др., 1978) на площади месторождения был выделен ряд вулканических построек, отличающихся некоторыми особенностями. При этом отложения, выполняющие грабенообразную структуру, были отнесены к ичетуйской свите ниже-среднеюрского возраста, хотя по характеру разреза они хорошо сопоставимы с породами удинской свиты средне-верхнеюрского возраста, преимущественно кислого состава (Комаров, 1972). В процессе изучения цеолитовой минерализации геологами ПГО "Бурятгеология" были выделены три основных участка: Аршанский, Центральный и Восточный, среди которых наиболее перспективным является Центральный (Е.Г.Савельева и др., 1988; Толстопятов, Приходько, 1990).

### Геологическое строение месторождения

Мухорталинское перлит-цеолитовое месторождение приурочено к одноименной вулканотектонической впадине Илькинской тектонической депрессии мезозойского возраста. Сложено вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями удинской свиты (J<sub>2-3</sub>), залегающими на раннепалеозойских гранитоидах. Впадина ограничена с севера и юга разрывными нарушениями сбрососдвигового характера, осложненными более мелкими разломами. Поперечные разрывные нарушения разбивают структуру на ряд опущенных и приподнятых блоков, что позволяет отнести ее к грабенам рифтогенного типа.

В составе Мухорталинской вулканотектонической структуры выделяются три горизонта: нижний (туфоконгломератовый), средний (с двумя пачками — базальт-трахибазальтовой и существенно трахитовой) и верхний (трахириолитовый), в котором локализуется цеолитовая минерализация (рис. 1).

Нижний горизонт (J<sub>2-3ud1</sub>) залегает в основании разреза, образуя толщу мощностью от 150 до 200 м, сложенную глыбовыми конгломератами и ту-

фоконгломератами, распространенными в западной и северо-восточной частях месторождения. Среди них отмечаются линзы туфов, туфопесчаников, аргиллитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу.

Средний горизонт (J<sub>2-3ud2</sub>) представлен преимущественно трахитами и трахиандезитами с прослоями плагиопорфиров и ортофиров. Более ранние по времени образования потоки базальтов редки и отмечаются лишь местами. Трахитовая пачка распространена более широко и представлена трахитами разного состава: андезиновые, анортоклазовые и тридимитовые трахиты. В центральной части структуры они образуют экструзивные купола, выделяющиеся в верховьях падей Мухор-Булык (Западный), Барун-Аршан (Северный) и Хундуй (Восточный). Мощность пачки невыдержанная по разрезу и варьирует от нескольких метров до 100-140 м (Волянюк, 1972).

Верхний, продуктивный горизонт (J<sub>2-3ud3</sub>), занимающий площадь около 8 км<sup>2</sup>, довольно неоднороден по составу слагающих его пород как по вертикали, так и по латерали и залегает с угловым несогласием на нижележащих трахитах. В основании горизонта местами отмечаются алевроитовые пепловые туфы, сменяющиеся псефито-агломератовыми туфами зеленых, часто с голубоватым отливом, желто-зеленых тонов разной интенсивности, на фоне которой резко выделяются угловатые обломки более светлых тонов. По составу обломочной массы туфы преимущественно витрокластические и представлены кислым вулканическим стеклом мелкопузыристой, полосчато-флюидальной и перлитовой текстурой. Обломки, а зачастую и стекловато-пепловая цементирующая масса туфов в той или иной степени цеолитизированы. Верхняя часть туфового горизонта имеет более пятнистую окраску и часто псевдофлюидальную текстуру. Среди псефо-агломератовых туфов отмечаются линзовидные маломощные прослои с более однородной текстурой и ровной окраской, характеризующие мелкообломочные, псаммитовые, псефито-псаммитовые туфы. По простиранию туфовая толща довольно выдержанная с мощностью от 20 до 140 м.

В видимых разрезах выше туфов залегают протяженные пластообразные залежи перлитов мощностью до 40 м. В нижней своей части перлиты брекчированы и представлены обломками желто-зеленого, бурого или буровато-красного цвета в зеленоватой или зеленовато-серой стекловатой массе. Залегание перлитовых тел подчеркивается более или менее выдержанным чередованием полосчатого флюидального стекла темно-зеленого, буровато-коричневого до черного цвета, хотя чаще всего флюидальность носит прерывистый характер. В верхних слоях перлитового горизонта повсеместно отмечаются включения фельзосферолитов разных размеров и форм — от единичных

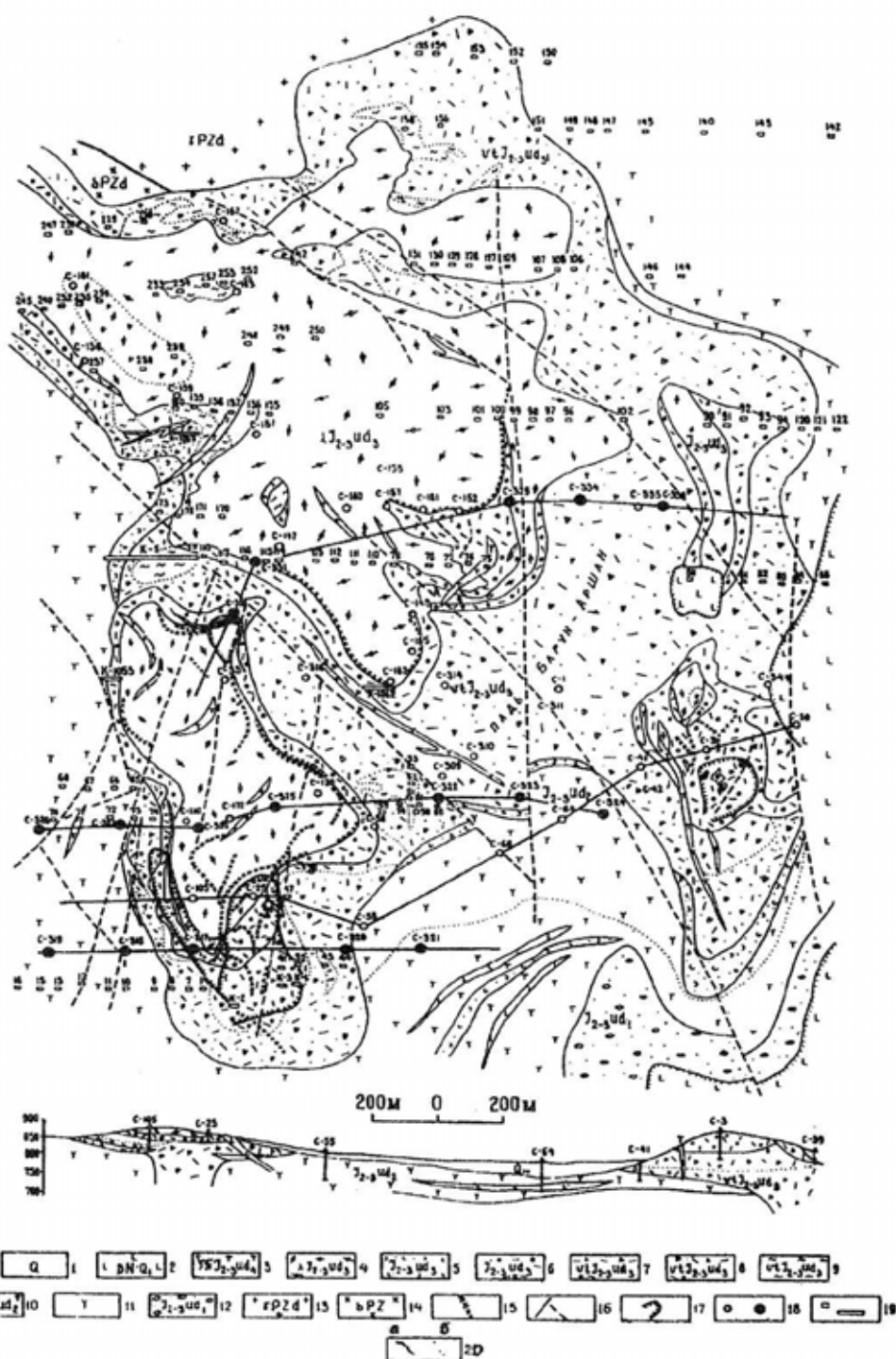


Рис. 1. Геологическая карта Мухорталинского перлит-цеолитового месторождения.

Составлена с использованием материалов геолого-разведочных работ ПГО "Бурятгеология" (Ф.И.Ковальского, С.В.Костромина, Е.Г.Савельевой и др.):

1 - четвертичные отложения, нерасчлененные; 2 - неоген-раннечетвертичные базальты (поля и силлы); 3-12 - удинская вулканогенная толща: 3 - анортклавовые трахиты (дайки), 4 - трахириолиты, туфобрекчии трахириолитов, 5 - пепловые туфы риолитового и трахириолитового состава, 6 - перлиты и их брекчированные разновидности, 7 - витрокластические туфы (псефито-псаммитовые, псефито-агломератовые), 8 - монтмориллонитизированные витрокластические туфы, 9 - спекшиеся туфы, 10 - тридимитовые трахиты и их брекчии, 11 - туфы тридимитовых трахитов, 12 - конгломераты, туфоконгломераты; 13 - биотитовые гнейсовидные граниты; 14 - диориты; 15 - зоны монтмориллонитизации; 16 - тектонические нарушения: установленные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктирная линия); 17 - карьеры; 18 - скважины и их номера; 19 - горные выработки (каналы и шурфы) и их номера; 20 - границы: а - установленные, б - предполагаемые

шаровидных обособлений до линзовидных цепочечных образований вдоль флюидалности (от нескольких миллиметров до 10-15 см). Центральные зоны сфероидов нередко заполнены вторичными минеральными агрегатами: халцедоном, полосчатым агатом, опалом разных оттенков, окислами марганца и железа. Часто в перлитах обнаруживаются закатанные глыбы брекчированных трахириолитов (размером 1,0-1,5 м), что позволяет предположить более позднее внедрение перлитовых тел относительно вышележащих лав трахириолитов. В контактовых зонах перлитов с трахириолитами отмечается образование монтмориллонитовых глин мощностью от 0,2-0,3 до 1,5 м, также содержащих мелкие сферолитовые агрегаты.

Трахириолиты (комендиты, по определению И.В.Белова, 1963) представлены плотными массивными породами кремовато-желтого или сиреневато-розового цвета с флюидално-полосчатой текстурой. Трахириолиты в пределах месторождения сохранились лишь местами и более широко распространены на участках Барун-Аршан, Аршан и Аршан-2. Породы афировые с микрофельзитовой, сферолитовой и микропоякилитовой структурой. Флюидалность подчеркивается субпараллельным чередованием прослоев с разной структурой полос. Общая мощность толщи варьирует от десятков сантиметров до 40-50 м.

Базальты и трахибазальты, согласно перекрывающие верхний горизонт, практически полностью денудированы и отмечаются лишь в виде отдельных пятен к северу и северо-востоку от Мухорталинского участка. Завершается вулканическая деятельность Мухорталинской вулканотектонической структуры внедрением даек анортоклазовых трахитов, трахидацитов и силлов трахидолеритов.

На месторождении отмечаются многочисленные разрывные нарушения с амплитудой смещения в пределах первых метров. Породы в зонах разломов раздроблены, перемяты и монтмориллонитизированы. Таким образом, формирование структуры проходило в несколько этапов и обусловлено тектоническим режимом района. Образование пирокластической толщи кислого состава с большим количеством стекловатого материала и интенсивная гидротермальная деятельность, достигшая своего максимума при выжимании экструзивных тел перлитов, явились благоприятными факторами для широко развитых процессов цеолитообразования, монтмориллонитизации и др.

Наибольший интерес для оценки цеолитоносности месторождения представляют витрокластические кислые туфы и брекчированные перлиты. Воздействие гидротермальных растворов привело к замещению кислых стекловатых компонентов туфов цеолитами в ассоциации с гидрослюдисто-смектитовым агрегатом, кристобалит-калишпатовыми образованиями и монтмориллонитизацией. Последняя в большей степени появляется на заключительной стадии процесса и накладывается как на ранее образованные метасоматиты, так и на исходные вулканы. Такая ста-

дийность метасоматического преобразования пород позволила ряду исследователей выделить прогрессивный (собственно цеолитовый) и регрессивный (монтмориллонитовый) этапы метасоматоза (Коровов, Ульзутуев, 1987), однако, по нашим данным, преобразования позднего этапа не изменили сколько-нибудь значительно характер количественного и качественного распределения цеолитов в породе (Семушин и др., 1989).

Изучение цеолитизированных вулкаников показало, что хотя цеолитизации в той или иной степени подвержены все разновидности туфов и перлитовых брекчий, интенсивность процесса зависит от литологических и структурно-текстурных особенностей обломочно-цементирующей массы (размер и состав обломков, пористость их, степень проницаемости и т.д.), а также от локализации метасоматитов в структуре месторождения (Коровов, Ульзутуев, 1987; Гордиенко и др., 1990).

На основании петрографического, рентгенографического и оптического анализа пород и слагающих их минералов выделены следующие разновидности цеолитизированных метасоматитов:

сильно спекшиеся тонкообломочные (псаммитовые, псефито-псаммитовые) витрокластические туфы. Состав обломков и основной массы стекловатый с псевдофлюидалной текстурой. Характерные ассоциации: морденит-адуляр-кристобалит-гидрослюда (иллит), морденит-гейландит (клиноптилоит)-адуляр-кристобалит-иллит;

спекшиеся туфы с разной степенью спекаемости (псефито-агломератовые, агломератовые). Преобладающая текстура обломков — мелкопузырчатая, псевдофлюидалная, перлитовая, основной массы — псевдофлюидалная. Основные ассоциации: морденит-адуляр-кристобалит-иллит-смектиты; адуляр-морденит-кристобалит-смектит. Характерная особенность — присутствие смектитового компонента в обломках стекол;

брекчированный перлит. Парагенетические ассоциации подобны вышеописанным. Кристобалит и адуляр, по данным рентгеноструктурного анализа, присутствуют во всех разновидностях метасоматитов, являясь постоянным спутником морденита, однако выделяются две разновидности их агрегатов, образующиеся на разных этапах цеолитообразования. Среди смектитовых образований отмечается селадонит (Наседкин, Магер, 1987), а монтмориллонит присутствует в разных количествах во всех разновидностях цеолитизированных пород, увеличиваясь на флангах участков и в зонах тектонического разуплотнения.

На основании определений количественного содержания цеолитового компонента в породах (термохимический и рентгеноструктурный методы) было выявлено, что цеолитовая минерализация накладывается практически на все разновидности кислых вулкаников, резко уменьшаясь до полного исчезновения в перекрывающих лавах трахириолитов и почти не захватывая трахиты подстилающего горизонта. Туфы цеолитизируются в разной степени: от 5-10 до 86-90%, причем независимо от глубины их

залегания. Контролирующими факторами высоких содержаний морденита являются близлежащие разломы, служащие, вероятно, подводящими каналами гидротермальных вод. Изучение площадного распределения морденитовой минерализации показало, что размещение морденитосодержащих парагенезисов определяется положением экструзивных куполов. Повышение содержаний морденита приурочено, как правило, к периферическим зонам куполов, располагаясь конформно их границам (рис.2). Цеолитоносные тела представляют собой отдельные протяженные пологозалегающие пластовые залежи. Наиболее богатое оруденение расположено в юго-западной части площади, где цеолитизированные отложения образуют два субогласных тела. Такое положение оруденения относительно экструзивных куполов является еще одним подтверждением гидротермальной природы цеолитовой минерализации и свидетельствует о термальном воздействии эффузивов — одним из решающих факторов цеолитообра-

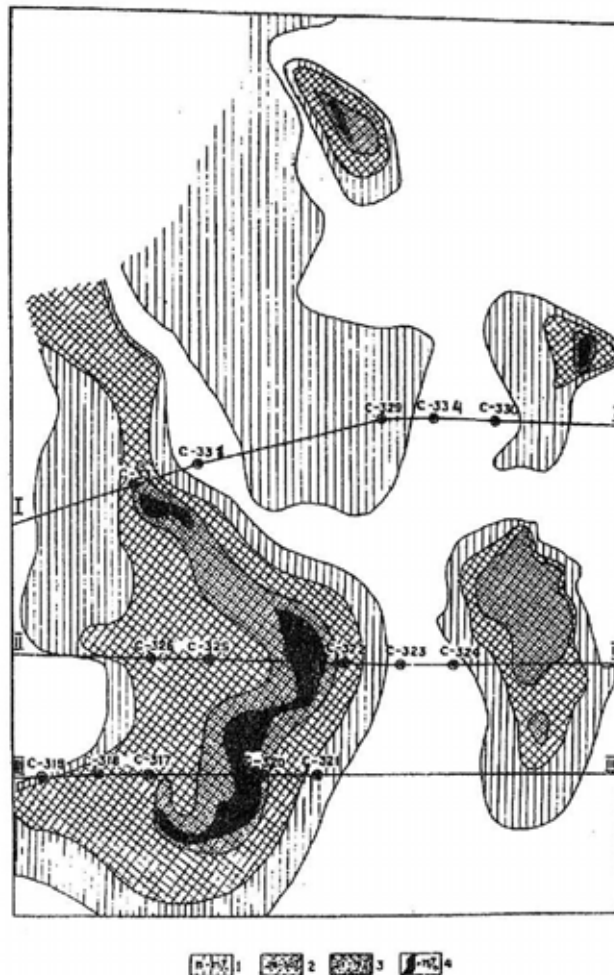


Рис. 2. Распределение цеолитовой минерализации по площади Мухорталинского перлит-цеолитового месторождения:

содержание цеолитов в породе, %: 1 — 5-25; 2 — 26-50; 3 — 51-75; 4 — свыше 75

зования. Пространственное распределение цеолитовой минерализации свидетельствует, что оруденение локализуется в верхней части разреза вулканогенных пород, занимая приповерхностные участки современного рельефа и местами выходя на поверхность. Распределение цеолитовой минерализации в разрезах дает основание предполагать, что значительный объем месторождения уничтожен эрозией и в настоящее время мы имеем дело лишь с его нижней частью.

### Характеристика пород продуктивной толщи

Продуктивная толща, к которой приурочена основная цеолитовая минерализация, составляет нижнюю пачку верхнего горизонта удинской свиты и сложена пирокластическими образованиями и нижними (подошвенными) прослоями перлитов (брекчированные разновидности).

Вулканические стекла представлены гидратированными разновидностями с характерной перлитовой отдельностью, темно-зеленого (почти черного), зеленого, красновато-бурого и буро-коричневого цвета с массивной или флюидальной текстурой. Периферические зоны перлитовых тел более пестроокрашены. Микроструктура перлитов нередко подчеркивается включениями мелкопризматических, почти игольчатых включений кристаллов моноклинного пироксена и рудного минерала. Стекло изотропно или слабо анизотропно вследствие начинающихся вторичных процессов. Брекчированные разновидности перлитов сложены разновеликими обломками стекол различной конфигурации и окраски, заключенными в зеленом флюидальном стекле. Реже отмечаются обломки сферолоидов кристобалит-полевошпатового состава (Волянюк, 1972), а изогнутые линзовидные пустотки выполнены кристобалитом, кварцем, опалом. Проницаемость стекол составляет 2,12-2,33 г/см<sup>3</sup>, при величине открытой пористости 3,5-0,4% (Коробов, Ульзутуев, 1987). Средний состав перлитов, %: неизмененных — SiO<sub>2</sub> - 69,48, TiO<sub>2</sub> - 0,26, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 13,26, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 1,10, FeO - 0,44, MnO - 0,08, MgO - 0,42, CaO - 0,01, Na<sub>2</sub>O - 3,58, K<sub>2</sub>O - 4,78, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - —, H<sub>2</sub>O+ - 3,08, сумма 98,95; брекчированных — SiO<sub>2</sub> - 67,63, TiO<sub>2</sub> - 0,15, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 11,62, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0,51, FeO - 1,18, MnO - 0,04, MgO - 2,14, Na<sub>2</sub>O - 1,36, K<sub>2</sub>O - 4,85, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 0,06, H<sub>2</sub>O+ - 9,93, CO<sub>2</sub> - 0,36, сумма 99,89. Содержание цеолитов — 86%.

Витрокластические туфы — основные цеолитосодержащие породы продуктивного горизонта. По размерности обломков выделяются псаммитовые, псефо-псаммитовые, псефито-агломератовые и агломератовые разновидности, по степени спекания — сильно спекшиеся и спекшиеся, по составу обломков это в основном туфы, содержащие вулканическое стекло, но в низах разреза до 25% объема обломков могут занимать мелкие пирокласты трахитов, фельзитов, калиевых полевых шпатов, плагиоклаза, кварца, биотита. Окраска пород зеленоватая, беле-

совато-пятнистая; обломочная составляющая окрашена более пестро: от белесовато-зеленых до коричнево- или красно-бурых тонов. Туфы интенсивно-спекшиеся обладают более однородным составом обломков и вмещающей массы и близкой текстурой. В процессе спекания границы между обломками и основной массой затушевываются, сглаживаются и туфы приобретают ровную псевдофлюидальную текстуру и однородную окраску. Обломки (75-90% объема породы) плохо различимы. Туфы залегают в виде невыдержанных по простиранию линзовидных прослоев, локализуясь в верхних участках туфовой толщи и имеют состав, %:  $\text{SiO}_2$  - 68,80,  $\text{TiO}_2$  - 0,19,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 12,72,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 0,78,  $\text{FeO}$  - 0,24,  $\text{MnO}$  - 0,02,  $\text{MgO}$  - 0,28,  $\text{CaO}$  - 1,48,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 1,29,  $\text{K}_2\text{O}$  - 4,73,  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 0,03,  $\text{H}_2\text{O}^+$  - 9,63,  $\text{CO}_2$  - 0,21, S - 0,10, сумма - 100,19. Спекшиеся туфы характеризуются более грубой обломочной структурой и резко пятнистой окраской. Количество пирокластики в них варьирует от 60 до 95% объема породы, форма и состав обломков более разнообразны, хотя преобладает вулканическое стекло с перлитовой, флюидальной, пузырчатой текстурой. Основная масса их имеет псевдофлюидальный характер. Состав туфов, %:  $\text{SiO}_2$  - 67,63,  $\text{TiO}_2$  - 0,14,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 10,78,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 0,88,  $\text{FeO}$  - 2,05,  $\text{MnO}$  - 0,09,  $\text{MgO}$  - 0,23,  $\text{CaO}$  - 2,24,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 1,79,  $\text{K}_2\text{O}$  - 3,87,  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 0,03,  $\text{H}_2\text{O}^+$  - 10,29,  $\text{CO}_2$  - 0,44, S - 0,10, сумма - 99,96.

Породы этого горизонта в той или иной степени цеолитизированы, а местами монтмориллонитизированы. Монтмориллонитизированные породы представляют собой пластичные и вязкие, жирные на ощупь образования преимущественно светлых тонов - белого, розовато-белого, красновато-желтого. Характерно, что ранее цеолитизированные участки породы, полевые шпаты, кварц, фельзиты процессами монтмориллонитизации почти не затронуты. Начинается процесс с образования волосовидных и паутинообразных агрегатов монтмориллонита соломенно-желтого цвета, развивающегося по флюидальности, перлитовой отдельности стекловатых частиц или с резорбции гиалокластитов по трещинкам и периферийным зонам. Интенсивность процесса аргиллизации зависит от структурно-текстурных особенностей обломков и характера локализации в них ранее образованных смешанослойных смектитовых компонентов, являющихся одним из основных проводников наложенной аргиллизации. По мере развития процесса образуются поля или пятнистые зоны, сложенные мелкочешуйчатыми скрытокристаллическими агрегатами желто-зеленой или желтовато-серой окраски, в которых видны реликты морденита и иллит-смектитов (Коробов, Ульзутуев, 1987).

На основе петрохимического изучения вулканических пород (более 75 оригинальных анализов) сделан вывод, что составы их варьируют в широких пределах от дацитов и риолитов до щелочных трахидацитов и комендитов. Характерной особенностью цеолитсодержащих туфов является повышенная щелочность в сравнении с другими аналогичными поро-

дами - в среднем выше 7,0 %; по соотношению щелочей, в частности  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,07-7,09$ , породы принадлежат к кали-натровой и калиевой сериям. Глиноземистость весьма высокая, железистость и магнизиальность - низкие. Повышенные содержания водного компонента связаны с цеолитизацией. Пересчет химических анализов на безводный остаток показывает увеличение содержания кремнезема, щелочей, кальция и алюминия.

### Минералогия и генезис месторождения

В вулканических породах Мухорталинского перлит-цеолитового месторождения основным цеолитовым компонентом является морденит. Реже отмечается клиноптилолит, а среди сопутствующих чаще других отмечаются гидрослюда, смектиты, адуляр, кристобалит, реже - монтмориллонит.

Морденит имеет следующую химическую формулу (в пересчете на 24 атома кислорода):  $\text{Ca}_{0,45-0,50} \text{Mg}_{0,06} \text{Fe}^{3+}_{0,06} \text{Na}_{0,04-0,54} \text{K}_{0,39-0,84} (\text{Al}_{1,7-2,07} \text{Si}_{9,63-10,26} \text{O}_{24}) \cdot 11,68-14,72 \text{H}_2\text{O}$ .

Состав выделенных монофракций морденита соответствует таковому из других районов (таблица), отличаясь незначительным количеством кремнезема и существенно - содержанием калия, повышенные концентрации которого можно объяснить региональными геохимическими особенностями цеолитсодержащих пород и, следовательно, составом обменных катионов, а также генетическими особенностями самого минерала.

Дифрактометрические параметры морденита соответствуют эталонным данным.

Цеолитизация вулканических пород разных метасоматических групп несколько различна. В метасоматитах первого типа с преимущественной псевдофлюидальной текстурой замещение обломков начинается с образования криптозернистых агрегатов полевошпатового (адулярового):  $\text{SiO}_2$  - 68,26-69,02,  $\text{TiO}_2$  - 0,07,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 17,37-17,61,  $\text{FeO}$  общ. - 0,34-0,60,  $\text{MnO}$  - 0,10,  $\text{MgO}$  - 0,03-0,12,  $\text{CaO}$  - 0,90-3,90,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 0,05-0,10,  $\text{K}_2\text{O}$  - 9,45-12,51 и кристобалит-полевошпатового:  $\text{SiO}_2$  - 74,19-74,44,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 13,66-14,16,  $\text{FeO}$  общ. - 0,37-0,69,  $\text{MgO}$  - 0,01-0,30,  $\text{CaO}$  - 0,03-2,86,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 1,0-8,19,  $\text{K}_2\text{O}$  - 1,11-10,47 состава в ассоциации с зеленоватыми в проходящем свете тонкочешуйчатыми выделениями гидрослюда (иллита) с составом компонентов:  $\text{SiO}_2$  - 46,42-49,65,  $\text{TiO}_2$  - 1,80,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 16,86,  $\text{FeO}$  общ. - 10,40,  $\text{MgO}$  - 1,36,  $\text{CaO}$  - 0,96,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 0,09,  $\text{K}_2\text{O}$  - 6,44,  $\text{H}_2\text{O}$  - 10-13%. В безжелезистых разновидностях уменьшается содержание железистой компоненты до 2,84, и увеличивается содержание алюминия до 26,9-28,0 %. Между такими шнуровидными обособлениями гидрослюдисто-полевошпат-кристобалитового агрегата позднее образуется морденит в виде аксилитовых, реже радиально-лучистых игольчатых агрегатов. Цвета интерференции выделений морденита низкие, серые до темно-серых или слабо-буроватых от окислов железа.

Метасоматиты второго типа отличаются тем,

## Химические составы морденита

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	66,00	67,70	68,71	64,01	69,91	68,73
TiO <sub>2</sub>	0,90	Н.о.	Н.о.			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,52	10,98	12,05	12,38	10,70	13,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,53	0,23	1,17	0,37	
MnO	0,02	0,04	0,06			
MgO	0,28	0,37	0,01	0,79	0,12	0,18
CaO	3,05	2,77	2,86	3,68	2,50	5,65
Na <sub>2</sub> O	1,78	1,53	0,06	1,71	3,25	0,39
K <sub>2</sub> O	1,98	2,12	4,48	1,05	0,40	1,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	Н.о.			
BaO				0,04		
SrO				0,10		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	14,16	14,20	12,00	15,00	12,96	10,02
Сумма	97,40	99,36	100,07	100,32	100,21	100,00
CaO:(Na,K)O	1,10	1,08	1,04			
SiO <sub>2</sub> :Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,80	10,20	9,67			
H <sub>2</sub> O:Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,41	7,29	5,64			

Примечания: 1-3 – мордениты из витрокластического туфа Мухорталинского перлит-цеолитового месторождения, обр. 688-2, 688-6, 693; 4 – морденит из осадочно-диагенетических образований, Италия (Gottardi, Galli, 1985); 5 – морденит из вулканогенных пород, Исландия (Gottardi, Galli, 1985); 6 – морденит туфов Ягодинского месторождения (Наседкин и др., 1988).

что в них замещение начинается с перлитовых трещинок отдельности, с развития буровато-зеленых, бурых, зеленовато-желтых ленточных или желвакообразных, каплевидных местами выделений смешанного иллит-сметитового состава и тонких волосявидных образований монтмориллонита. Они слабо реагируют на поляризованный свет, но в тонких срезах виден ясный плеохроизм в зеленовато-желтых тонах. Цвета интерференции высокие, погасание секториально-крестовидное. Морденит, располагаясь между выделениями иллит-сметитов, образует аксиолитовые агрегаты, часто растущие навстречу друг другу от стенок перлитовых трещин. Аксиолиты сложены тонкими, плотно сросшимися игольчатыми кристаллами, слабо анизотропными, с низкими темно-серыми до серых или буроватыми (от окислов железа) цветами интерференции.

Такие аксиолитовые или радиально-лучистые

образования морденита характерны для образований минеральных агрегатов первой, ранней генерации. При длительной переработке стекловатого материала пористых туфов под действием поровых (застойных) вод в условиях практически закрытой системы происходят перераспределение вещества и зачастую перекристаллизация первичных агрегатов в сторону их укрупнения с образованием зерен морденита второй генерации. Для них характерны гипотаблитчатые формы кристаллов. В мелких порах и пустотках совместно с морденитом местами образуется клиноптилолит в виде удлиненно-призматических кристаллов. Кроме того, отмечается адуляр, более поздний относительно адуляр-кristобалитовых сростков метасоматитов первого типа, развивающийся по основной массе туфов в виде отдельных точечных выделений. Тонкие, редкие, ветвящиеся прожилки выполняются кристобалитом и призмочками удлиненной формы, принадлежащими мордениту.

Благодаря работам по синтезу цеолитов из природных материалов известно, что цеолиты образуются в нейтральной или слабощелочной среде (Сендеров, Хитаров, 1970). Образование морденита и клиноптилолита свидетельствует о наличии слабощелочной среды минералообразования, источником которой могли быть, по аналогии с исследованными современными гидротермами, щелочно-хлоридно-бикарбонатные, сульфатно-хлоридно-натриевые, сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые и другие воды (Эллис, Уилсон, 1965; Набоко, 1959; Наседкин и др., 1988). Сравнение химических составов первичного неизмененного стекла и цеолитизированных разновидностей пород показало, что все необходимые компоненты для процесса цеолитизации содержатся в самом стекле и при наличии благоприятных факторов цеолитообразование возможно в результате перераспределения компонентов. Этому способствуют высокая пористость пород (витрокластических туфов), наличие зон разломов, трещиноватости. Отсутствие зон пропилитизации и сравнительно небольшие глубины измененных пород позволяют предполагать колебание температурного режима в пределах от 230 °С (температура образования морденита 150-230 °С) до 100-90 °С (температура образования клиноптилолита 200-120 °С и менее).

На механизм гидротермального цеолитообразования существует несколько точек зрения. Одни исследователи отдают предпочтение диффузии воды и реакциям в твердом растворе, другие – образованию цеолитов в результате гидратации и растворения стекла, сторонники третьей точки зрения связывают образование цеолитов с возникновением гелевидного вещества при гидратации (Сендеров, Хитаров, 1970; Наседкин, 1983; Брэк, 1977). Р.В.Боярская (Боярская и др., 1988) отмечает наличие признаков гелевидных растворов в гидротермально измененных стеклах Мухор-Талы, а также кристаллизацию цеолитов из истинных растворов. Последняя точка зрения подтверждается и нашими наблюдениями при помощи сканирующего электронного микроскопа: можно проследить образование морденитовых агрегатов от стадии нарастания на стенки растворенных пустоток до образования игольчатых хорошо ограненных кристаллов внутри пустоток.

### Технологические свойства цеолитовых руд, запасы и основные направления их применения

Руды Мухорталинского перлит-цеолитового месторождения относительно бедные, максимально установленные содержания морденита – 56,5%, среднее 38,4% (Толстопятов, Приходько, 1990). Нами установлены более высокие максимальные содержания морденитового компонента в туфах – до 86-90% (термохимический Опыт экспрессивного определения..., 1979) и рентгеноструктурный методы). Залежь цеолитизированных туфов занимает площадь 2700 тыс.м<sup>2</sup> при средней мощности 28,3 м. Запасы сырья категории С<sub>2</sub> составляют 63,7 млн т, прогнозные Р<sub>1</sub> – 100 млн т. Месторождение отне-

сено к 2-й группе, крупное по размерам (Толстопятов, Приходько, 1990).

По данным С.И.Толстопятова, В.И.Приходько (1990), ионообменные свойства, определяемые катионной спецификой сырья, весьма выгодно отличают цеолитсодержащие туфы месторождения: породы обладают декатионной натрий-калиевой формой с преобладанием калиевой, что довольно редко встречается у природных цеолитов. Высокое содержание щелочей (выше 7 %) обуславливает высокую обменную емкость; общая равна 0,55 мг-экв./г. Установлено, что модификация туфов в натриевую форму повышает их обменную емкость.

По абсорбционным способностям мухорталинские туфы лишь незначительно уступают цеолитам Холинского месторождения, они высококислотоустойчивы и высокотермоустойчивы (97 и 94% соответственно). Приведенные характеристики свидетельствуют о возможности применения морденитовых туфов в условиях неблагоприятных агрессивных сред, а также при доочистке сточных вод предприятий от ионов тяжелых металлов. Экспериментальные работы, проведенные нами по очистке сточных вод Гусиноозерской ГРЭС от нефтепродуктов с помощью цеолитсодержащих и других фильтрующих материалов, показали хорошие результаты, позволяющие применять природные цеолитсодержащие туфы при модифицировании их гидрофобизаторами. При этом оказалось, что благодаря высоким механическим свойствам морденитсодержащие туфы более пригодны, чем клиноптилолитовые. Так, при допустимых значениях изменчивости не выше 4%, истираемость не выше 0,5%, соответствующие показатели морденитсодержащего туфа составляют 5,26 и 0,21%, в то время как клиноптилолитового – 10,52 и 0,70% (Зонхоева и др., 1991). Однако применение цеолитсодержащих туфов Мухор-Талы в некоторых областях, в частности в сельском хозяйстве, может быть ограничено вследствие фиброгенности туфов (тонкоигольчатой формы морденитовых агрегатов) и токсичности – в них обнаружено повышенное содержание свинца (около 0,003% при максимальном значении 0,082%). По заключению Саратовского НИИ сельской гигиены туфы месторождения относятся к слаботоксичным веществам 4-й группы (Толстопятов, Приходько, 1990).

### 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.
- Брэк Д. Цеолитовые молекулярные сита. – М.: Мир, 1976. – 781 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., Жамойцина Л.Н., Семушин В.Н. Цеолиты Западного Забайкалья // Перспективы применения цеолитсодержащих туфов Забайкалья. – Чита, 1990. – С. 20-32.
- Жамойцина Л.Г. Петрохимия и цеолитность бимодальных

- вулканитов Мухорталинского месторождения // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов. Эндегенные процессы в литосфере: Тез. докл. V Вост.-Сиб. регион. петрогр. сов. – Иркутск, 1989. – С. 156-157.
- 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.
- Ковальский Ф.И., Костромин С.В., Костромина 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.
- Коробов 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-B86.
- Коробов А.Д. Гидротермальная аргиллизация пород Мухорталинского перлитово-цеолитового месторождения (Западное Забайкалье). – Саратов. ун-т., 1987. – 41 с. Деп. в ВИНТИ 23.11.87, № 8484-B87.
- Коробов А.Д., Ульзутуев Н.М. Некоторые особенности формирования высококремнистых цеолитов Холинского месторождения перлитов Бурятии // Геология и геофизика. – 1985. – № 2. – С. 129-136.
- Коробов А.Д., Ульзутуев Н.М. Морденитовые цеолиты месторождения Мухор-Тала (происхождение, состав и последующие изменения). – М.: ВИНТИ, 1987. – 108 с. – № 84 67-B87 Деп.
- Магер А.В. Закономерности распределения и вещественный состав цеолитовых месторождений Западного Забайкалья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М.: 1989. – 21 с.
- Набоко С.И. Вулканические эксгалации 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.
- 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.
- 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.
- Gottardi G., Galli E. Natural zeolites // Springer. – 1985. – 409 p.

\* \* \*