

А. Х. МНАЦАКАНЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

ГЕОЛОГИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ТИПИЗАЦИЯ ЦЕОЛИТОЛИТОВ ШИРАКСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РА

Аутигенное минералообразование в риолит-дацитовых туфах пепловых потоков носит избирательный характер и наложено на различные по составу и размерности фрагменты вулканического стекла. Главными геолого-вещественными типами цеолитолитов являются клиноптилолитовые, морденитовые, анальцимовые и смешанные породы. Они различаются по величине Si/Al, соотношению окислов двухвалентных и одновалентных катионов при постоянном преобладании K_2O в сумме щелочей.

Геология

Площадь распространения цеолитолитов охватывает Ахурянский, Амасийский, Ашоцкий районы РА и расположена в контуре Севано-Ширакской структурно-формационной зоны. На севере она ограничена линией, соединяющей села Вардахпюр, Салут, Красар, Гоговит, Мумухан; на юге граница очерчивается по линии Крашен—Мец Сарнар—Кармакар—Кети—Капс, на востоке—по линии Дзорашен—Покр Сарнар—Мусаелян, на западе и северо-западе простирается до государственной границы.

Геологическое строение Севано—Ширакской зоны в разное время изучали К. Н. Паффенгольц [8], А. Т. Асланян [1], А. А. Габриелян [3], О. А. Саркисян [10], Р. Т. Джрбашян [2, 4, 5] и другие исследователи. По их данным, геологический разрез района представлен осадочными породами верхнего мела, осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями палеогена, миоцена и плиоцен-антропогена. Цеолитолиты локализованы в нижне-среднеэоценовой формации мощностью до 2000 м.

Толща цеолитизированных туфов является составной частью Ширакского блока, представляющего собой обращенную грабен-синклинальную структуру близширотного простирания [2]. С севера и юга этот блок ограничивается Северо-Базумским и Агстев-Памбакским разломами, подчиненными общему СЗ направлению структур Севано-Ширакской зоны. С запада и востока границы блока фиксируются Кечутским и Спитакским близмеридиональными разломами. В составе упомянутой вулканогенно-осадочной формации О. А. Саркисян [10] выделяет кетинскую и лусахпюрскую свиты нижнего-среднего эоцена и ширакскую свиту среднего эоцена («свиту слоистых туфогенов»). Именно в последней локализованы цеолитолиты Ширакской группы месторождений, поэтому ниже она рассматривается более подробно. Ширакская свита сложена преимущественно эксплозивным вулканическим материалом кислого состава—различной размерности туфами пепловых потоков, реже туфобрекчиями и игнимбритами риолитов, риодацитов и дацитов [5]. Эти породы многократно чередуются с пластами туфопесчаников, туфоалевролитов, содержащих существенную примесь переотложенной кислой пирокластикки. На разных стратиграфических уровнях свита просланчивается известняками, кремнистыми породами, реже мергелями. Свита характеризуется общей зеленовато-серой, голубовато-зеленой окраской слагающих ее пород и четким слоистым, местами массивно-слоистым сложением. Отложения пепловых потоков в ее составе отвечают периодически повторяю-

щимся вспышкам взрывных явлений, сменяющихся относительным затишьем, с накоплением мелководных терригенных и карбонатных осадков и переывом пирокластики. В поле развития пепловых потоков ширакской свиты Р. Т. Джрбашяном [4] описаны некрупные ($d=2,5$ км, $h=0,2-0,3$ км) кольцевые и неполно-кольцевые вулканотектонические структуры (ВТС) с кальдерными оседаниями в вершинной части. Отложения ширакской свиты слагают основание ВТС и в некоторых пунктах прорываются дайкообразными и дугообразно-вытянутыми субвулканическими телами трахиандезитов и диоритпорфиритов верхнего эоцена. Во внутренних частях ВТС выступают центральные неки и купола риодацитов и риолитов, также связанные с позднеэоценовым вулканизмом [4]. Факт пространственной совмещенности указанных ВТС с полем среднеэоценовых пирокластических потоков предполагает возможность их генетической связи, если учитывать длительный характер развития подобных структур. Вместе с тем, несомненно, что первичные источники извержения пирокластических потоков (трещины, отдельные центральные жерла или их система) разрушены и структурно преобразованы более поздними вулканическими процессами и внедрением субвулканических тел. В разрезах ширакской свиты воссоздается лишь многократная смена интенсивности вулканических взрывов с преобладанием тонкообломочных фаций и антидромная (риодацит, риолит-дацит) эволюция состава извержений.

Первые сведения о наличии цеолитов в среднеэоценовых отложениях Севано-Ширакской зоны имеются в докладной записке И. С. Гузиева и Р. Х. Хабибулина (ВНИИгеолнеруд). С 1981 по 1988 гг. геологической партией ГУ СМ АрмССР, руководимой М. С. Апресяном, в Севано-Ширакской зоне проводились геологоразведочные и поисковые работы на цеолитовое сырье. В результате этих работ были околтурены Лернанцский, Камхудский и Азизбеков-Магараджурский участки и подсчитаны их запасы по категории C_2 . В качестве первоочередного объекта разработки выдвигается СЗ фланг участка Лернанцк, находящийся в 12 км к северу от гор. Гюмри, в районе высоты Чатал (2130 м). Здесь выделен 41 пласт цеолитолитов, в том числе 17 пластов с суммарной мощностью 100—103 м, в которых содержание цеолитов составляет 50—80%. С 1983 г. систематическое изучение геологии и вещественного состава цеолитолитов Ширакского блока проводится в ИГН НАН РА авторами.

Площадь выходов изученных цеолитовых пород составляет около 250 кв. км. Выделяется ряд участков, разобобщенных выходами новейших отложений: в Ашоцком районе—Цогамарг, Торосгюх, Арпени, в Амасийском—Бандеван, Азизбеков, Магараджур, Огмик, в Ахурянском—Крашен, Кармракар, Кети, Лернанцк, Камхуд, Капс. Их литологические разрезы изучены И. Х. Петросовым.

Петрография

Гранулометрическим методом проанализировано более 160 образцов цеолитолитов и монтмориллонитизированных туфов дацитриодацитов. Для всех образцов характерно низкое содержание фракции 0,1—0,01 мм. Цеолитолиты Ширакской группы относятся главным образом к алевритовой размерности. Содержание пелитовой фракции постепенно возрастает от цеолитизированных туфов к породам смешанного состава и затем—к монтмориллонитизированным туфам. В таком же порядке несколько возрастает карбонатность пород.

Петрографический состав туфов варьирует в узких пределах—от дацит-риодацитового до риолитового. Эти различия обычно чередуются в разрезах; на участках Кети, Горосгюх, Капс и Магараджур дацитовые и риодацитовые туфы в количественном отношении преобладают. В целом намечается приуроченность риолитовых туфов к средним горизонтам разрезов и смена их по вертикали дацитовыми. В отдельных случаях, однако, пелитовые различия риолитовых туфов устанавливаются и на верхних горизонтах разрезов (участки Кети, Магараджур, Лернанцк, Артени), где вновь сменяются дацитовыми различиями. Таким образом, при наблюдаемой многократной смене состава извержений выдерживается антидромная последовательность. Такие соотношения скорее указывают на существование отдельных одновременно действующих вулканических жерл, поставлявших на поверхность в различной степени дифференцированный взрывной материал с завершающими выбросами пирокластичности дацитового состава.

Общими для всех изученных туфов признаками являются преобладание алевритовых различий, высокое содержание фрагментов газонасыщенного вулканического стекла, наличие неизмененных свежих порфирокластов и редкая встречаемость чужеродных обломков, устанавливаемых лишь в игнимбритах. Риолитовые туфы существенно отличаются от дацит-риодацитовых базокварцевым составом связующей массы и раскристаллизацией промежуточной стекловатой пыли в крипто-микрофельзитовый, местами пойкилитовый кварц-полевошпатовый агрегат, несколько затушевывающий первичную пепловую структуру. Это особенно характерно для спекшихся различий и указывает на процесс медленного охлаждения вязкого риолитового стекла в пепловом потоке.

Петрографические особенности позволяют отнести изученные туфы к «туфам пепловых потоков» по [9] и разделять их на два генетических типа: 1) туфы, сложенные «пеплом течения» (литокристаллолитокластические псаммитовые различия и игнимбриты) и 2) туфы, сложенные «пеплом выпадения» (кристаллолитокластические алевритовые и пелитовые различия). Аналогичные типы ранее были выделены авторами и на Ноемберянском месторождении цолитолитов [7]. Образование этих туфов связывается с взрывами вспученной стекловатой магмы риодацит-риолитового состава, которая благодаря сильной газонасыщенности изначально характеризовалась неоднородностью различных струй и фрагментов стекла и различным характером распределения газовой фазы [9]. Первый генетический тип имеет в пределах Ширакского блока ограниченное распространение и отвечает фациям, расположенным вблизи вулканического центра или связанным с наиболее мощными взрывными явлениями, которые приходятся на средний этап формирования ширакской свиты. Механизм их образования предполагает сохранение тепла и летучих в потоке и переход пепловых частиц в пластичное состояние со свариванием их контактов. Вторым генетическим типом резко преобладает и отвечает наиболее удаленным от источника извержений фациям или фиксирует сравнительно слабые взрывы, ритмично проявляющиеся на всем длительном этапе формирования ширакской свиты. Материал, из которого состоят эти туфы, испытал сильное охлаждение и дегазацию в момент извержения и осаждался в виде самостоятельных прослоев или смешивался с терригенным материалом.

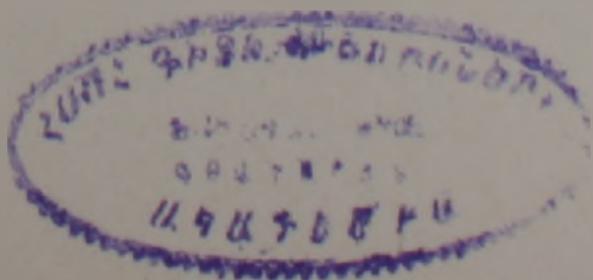
Переходя к рассмотрению поздних аутигенных преобразований описываемых туфов, отметим, что они проявлены во всех различиях

и практически не нарушают их первичного структурного облика, т. е. замещение и последующая кристаллизация новых минералов происходят без заметного перемещения границ обломков. Вторичное минералообразование имеет избирательный характер и наложено почти исключительно на витрокластикку—метастабильную стекловатую фазу, обладающую исходными различиями состава. Выделяются следующие ее типы.

I. Пепловые осколки и черепки, перлитовые обломки отвечают вспученному пузыристу стеклу, обогащенному кремнеземом, щелочами и летучими, в частности, водой. В дацитовых и риодацитовых туфах они преимущественно замещаются клиноптилолитом или морденитом, в риолитовых туфах—главным образом морденитом. II. Обломки пемзы и пенистого стекла, так же как и промежуточная стекловатая пыль в связующей массе, имеют более основной состав и замещаются крипто-тонковолокнистым монтмориллонитом или его тонкоагрегатной смесью с другими минералами. Это особенно выражено в дацитовых и риодацитовых туфах. III. Обломки вязкого стекла, часто встречающиеся в риолитовых туфах, практически лишены пор и обнаруживают сферолитовую раскристаллизацию в агрегаты халцедона.

Морфология и последовательные стадии формирования аутигенных минералов иллюстрируются зарисовками (рис. 1). Прослеживаются по крайней мере две стадии преобразования первичного материала туфов.

На I стадии образуется каемка кристоллических, тонкоигольчатых, реже аксиолитовых агрегатов клиноптилолита (морденита), ориентированных перпендикулярно к стенкам пепловых осколков; иногда они прорастают осколки насквозь. Одновременно промежуточная стекловатая пыль и пемза вдоль тонких волосовидных пор замещаются тонкоагрегатным криптокристоллическим монтмориллонитом, образующим также четкие каемки по внешним контактам витрокластов (рис. 1, А, Б, Г). Этот процесс отражает сравнительно раннюю стадию кристаллизации и одновременное возникновение на различных субстратах множества кристоллических центров. Для пеплитовых разностей туфов она оказывается единственной. На II стадии кристаллизации после растворения первичного стекла происходит рост кристаллов новых минералов в свободной полости и формируются сложные псевдоморфозы по витрокластам. В крупных черепках стекла и в его нераспавшихся шариках за каймой тонковолокнистого цеолита—I следуют хорошо образованные призматические кристаллы и тонкие друзы клиноптилолита—II (рис. 1, А, Б, В); из отдельных точек на стенках обломков разрастаются его радиально-лучистые агрегаты (рис. 1, В, Г). За счет поступления по контактам обломков новых порций вещества из поровых растворов образуются также характерные агрегаты пренита и селадонита (рис. 1, Б, В, Г); в риолитовых туфах развиваются полусферы халцедона и кварца, промежутки которых заняты цеолитовым (морденитовым) агрегатом (рис. 1, Е). В неоднородных, параллельно-полосчатых фрагментах пемзы по различным струям стекла образуются цеолиты, селадонит и монтмориллонит (рис. 1, А, Г). В перлитовых обломках внутренние зоны «луковиц» замещаются морденитом (или опалом), а по периферии, вдоль округлых трещин, развиваются агрегаты селадонита или халцедона, ассоциирующиеся с опалом (рис. 1, Д). В риолитовых игнибригах вдоль полос псевдофлюидальности развивается пластинчато-волокнуистый высокодвупреломляющий монтмориллонит, реже иддингсит; заключенные в этих полосах четковидно-ориентированные свет-



лые округлые включения и фрагменты пузыристого стекла замещаются изотропным цеолитом (по-видимому, анальцимом) (рис. 1, Д). В связующей массе дацитовых и риодацитовых туфов на II стадии за счет перекристаллизации формируются комочки и глобулы сферолито-

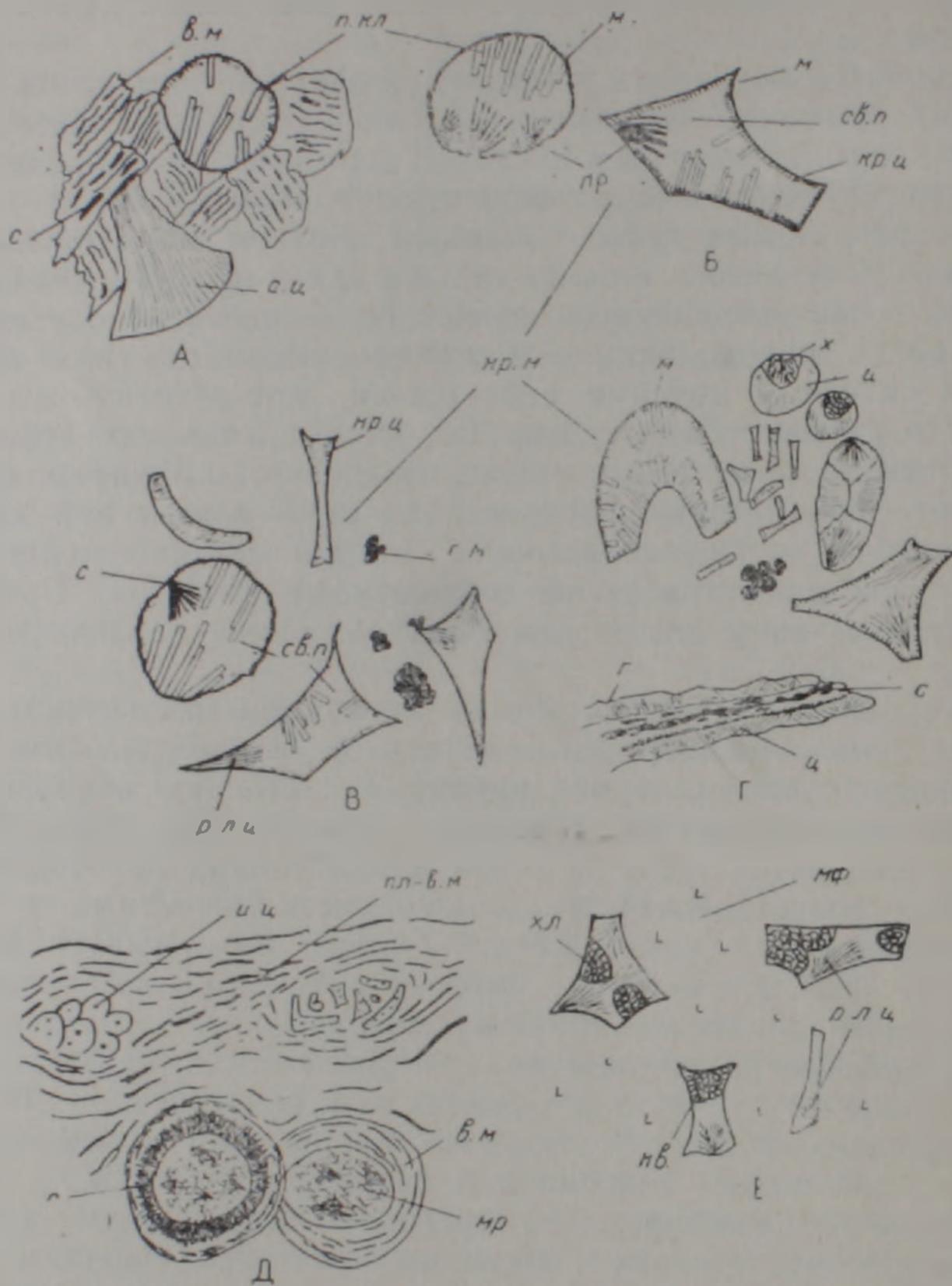


Рис. 1. Морфология новообразованных минералов и характер замещения в различных типах туфов Ширакской группы месторождений. А—Литокристаллолитокластический туф дацитового состава псаммитовой размерности. Б—Кристаллолитокластический туф дацитового состава псаммитовой размерности. В—Кристаллолитокластический туф дацитового состава алевритовой размерности. Г—Витрокластический туф дацитового состава алевритовой размерности. Д—Литокристаллолитокластический туф риолитового состава псефито-псаммитовой размерности. Е—Витрокластический туф риолитового состава алевритовой размерности. Сокращения: кр. м.—криптокристаллический монтмориллонит—I в связующей массе; в. м.—волоконистый монтмориллонит по трубчатым порам в обломках пемзы; м.—кайма монтмориллонита вокруг непловых обломков; г. м.—глобулы монтмориллонита—II; х.—хлорит; г.—гидрослюда; с.—селадонит; пр. кл.—призматический клинофиллит—II; кр. ц.—криптокристаллический цеолит—I; р. л. ц.—агрегаты радиально-лучистого цеолита; а. ц.—аксиолиты цеолита; мр.—морденит; хл.—сферолитовые агрегаты халцедона; кв.—кварц; мф.—микрофельзитовый агрегат связующей массы; св. п.—свободная полость.

вого монтмориллонита, крупночешуйчатые агрегаты селадонита и зонально-концентрические выделения хлорита или гидрослюда, а также мелкокристаллический кальцит. В связующей массе риолитовых туфов развивается вторичное окварцевание с разрастанием «глазков» и жилок кварца и кальцита.

Установленные две стадии преобразования изученных туфов можно отнести соответственно к диагенетической и начальной катагенетической. Для первой из них характерна начальная слабая индивидуализация новообразованных минералов; вторая является стадией прогрессивной кристаллизации и возникновения новых фаз, связанных с сохранением активности кремнезема, K_2O , MgO и CaO в поровых растворах.

Характерные парагенетические ассоциации новообразованных минералов: для дацитовых и риодацитовых туфов—клиноптилолит + монтмориллонит + гидрослюда (селадонит) + хлорит + пренит + морденит + анальцит ± кварц + кристобалит ± кальцит; для риолитовых туфов—морденит + монтмориллонит + гидрослюда (селадонит, идингсит) + опал (халцедон) + клиноптилолит ± анальцит + кварц + кристобалит ± кальцит.

Минералогия

Минералы в цеолитолитах и ассоциирующихся с ними осадочных породах генетически неоднородны и разделяются на ортомагматогенные, седиментационные и диагенетические. К последним авторы относят минералы, формирование которых охватывает стадию диагенеза и раннего катагенеза. В особую группу выделяются минералы гидротермального происхождения (кристаллический кварц, кальцит, агат, цеолиты и др.), имеющие на площади развития цеолитолигов ограниченное распространение. Появление цеолитов в указанной ассоциации может рассматриваться как пример конвергентности при формировании цеолитовых фаций.

Ортомагматогенные минералы представлены кислым плагиоклазом, кварцем, авгитом, гиперстеном, амфиболом, биотитом, апатитом, цирконом, магнетитом, ильменитом + хромитом, вулканическим стеклом. К седиментационным минералам относятся опал, халцедон, кристобалит, кальцит, к диагенетическим—цеолиты, монтмориллонит, хлорит, пренит, селадонит, гидрослюда IM, целестин, пирит, гидроокислы железа.

Содержание тяжелой фракции в изученных цеолитолитах колеблется от 0,08 до 2,55% объема породы. Наиболее распространенными минералами этой фракции являются: пироксены (3,5%), амфиболы (0—1%), биотит (0—1%), апатит (0—0,5%), циркон (0,1—1%), магнетит (5—7%), ильменит + хромит (2—10%), пирит (0—5%), барит + целестин (0—1%), гидроокислы железа (20—80%). Состав легкой фракции: цеолитизированное вулканическое стекло и литокласты (70—100%), глинистые минералы (6—8%), плагиоклаз (5—10%), кварц (0—6%), биотит (0—3%), опал + халцедон (1—5%), хлорит (0—1%), неизмененные витрокласты (0—10%).

Ниже приводится более подробное описание минералов цеолитовой группы, которые, по данным гранулометрии, петрографии и минералогии, концентрируются в основном в алевритовой, отчасти и пелитовой фракциях.

Клиноптилолит является одним из двух наиболее распространенных цеолитов, образуя высокие концентрации главным образом в дацитовых и риодацитовых туфах. На рентгенограммах (табл. 1) фикс-

Таблица 1

Результаты рентгеновского анализа фракций 0,01 мм цеолитолитов
Ширакской группы месторождений

Цеолитолит клиноптило- литовый		Цеолитолит морденито- вый				Цеолитолит аналци- мовый		Цеолитолит сме- шанного сос- тава			
Обр. 2, Кети		Обр. 6 Ia, Ухта ар		Обр. 9, Ма- гараджур		Обр. 1, Арпени		Обр. 7, Азиыбков		Обр. 1, Капс	
l	d n	l	d n	l	d n	l	d n	l	d n	l	d n
1	14.6	7	9.01	5	13.5	3	13.5	1	7.04	4	15.5
8	9.01	2	7.90	3	9.01	3	9.01	5	5.57	4	9.01
3	7.73	3	7.09	3	6.55	3	6.53	2	4.84	2	7.9
3	6.68	3	5.23	3	5.78	2	5.78	2	4.49	2	6.77
3	6.53	2	5.10	3	4.52	4	4.49	6	4.25	1	6.05
2	5.51	3	4.68	5	4.25	5	4.25	1	3.93	1	5.80
4	5.21	3	4.51	4	3.96	5	3.97	3	3.78	2	5.26
4	5.05	3	4.24	3	3.78	4	3.78	2	3.67	2	5.0
4	4.63	5	4.04	6	3.48	2	3.61	2	3.62	2	4.65
3	4.32	10	3.95	5	3.39	6	3.46	7	3.42	3	4.50
3	4.25	4	3.46	10	3.34	10	3.34	10	3.34	1	4.36
10	3.92	3	3.39	6	3.22	7	3.21	4	3.21	6	3.98
5	3.89	5	3.33	3	2.996	2	3.08	3	2.99	1	3.83
2	3.75	5	3.20	6	2.897	3	2.997	5	2.91	1	3.76
2	3.65	7	3.17	2	2.763	4	2.897	4	2.926	2	3.64
3	3.53	2	3.11	3	2.574	2	2.598	2	2.79	3	3.48
4	3.40	4	2.978	2	2.521	3	2.570	2	2.73	3	3.42
7	3.32	2	2.937	3	2.455	3	2.511	3	2.68	10	3.34
3	3.21	2	2.792	3	3.2.8	4	2.453	3	2.57	2	3.22
4	3.15			3	2.127	3	2.277	3	2.49	3	3.18
3	3.11			3	1.817	2	2.231	4	2.453	2	3.08
7	2.98			2	1.796	2	2.163	4	2.277	3	2.99
4	2.785			2	1.670	2	1.876	3	2.231	2	2.794
1	2.509			3	1.542	4	1.817	3	1.903	1	2.749
3	2.526					3	1.792	5	1.816	1	2.520
3	2.415					3	1.540	3	1.670	3	2.455
1	2.339							2	1.588	2	1.130
2	1.055							4	1.540	3	1.817
										2	1.542

Анализы выполнены в ИГН НАН РА Э. Х. Хуршудян и Н. В. Ревазовой

сирует серия характерных рефлексов с $d=8,9-9,0\text{Å}$, $7,90\text{Å}$, $6,65\text{Å}$, $4,6\text{Å}$, $3,98\text{Å}$, $3,95\text{Å}$, $3,48\text{Å}$, $3,46\text{Å}$, $3,40-3,39\text{Å}$, $2,98\text{Å}$. Кроме клиноптилолита, на этих рентгенограммах имеются отражения полевых шпатов, кварца, монтмориллонита, морденита и филлипсита. Кривые нагревания клиноптилолитовых фракций характеризуются одним широким эндотермическим пиком с максимумом в пределах $120-160^\circ\text{C}$. В некоторых образцах фиксируется также слабый эндоэффект при $730-780^\circ\text{C}$. На электронномикроскопических снимках устанавливаются частицы двух морфологических типов—удлиненные шиповидные и чешуйчатые, изометричные.

Морденит, наряду с клиноптилолитом, является одним из характерных цеолитовых минералов, концентрируясь преимущественно в туфах риолитового состава. На рентгенограммах (табл. 1) фиксируется целочисленная серия рефлексов с $d=13,5\text{Å}$, $6,53\text{Å}$, $5,78\text{Å}$, $4,49\text{Å}$, $3,97-3,96\text{Å}$, $3,48\text{Å}$, $3,46\text{Å}$, $3,22\text{Å}$, $3,20\text{Å}$, $2,897\text{Å}$, $2,52\text{Å}$, $1,817\text{Å}$. На этих рентгенограммах фиксируются также отражения, характер-

ные для клиноптилолита, монтмориллонита, филлипсита, анальцима, кварца. Термограммы образцов с породообразующим морденитом характеризуются наличием одного, умеренно выраженного, эндотермического пика в пределах 100—250°C с максимумом при 150—200°C. При этом теряется основная часть воды. До 500°C морденит сохраняет стабильность кристаллической решетки, обнаруживая более высокую термостойкость сравнительно с клиноптилолитом. На электронномикроскопических снимках образцов морденита фиксируются чешуйки неопределенной формы и шестовато-игольчатые образования.

Анальцим является одним из породообразующих компонентов в некоторых образцах цеолитизированных риолитовых туфов, ассоциируясь главным образом с морденитом, реже клиноптилолитом. На рентгенограммах образцов со значительным содержанием анальцима (табл. 1) выявляется серия характерных рефлексов с $d=5,57\text{Å}$, $4,84\text{Å}$, $3,67\text{Å}$, $3,42\text{Å}$, $2,91\text{Å}$, $2,90\text{Å}$, $2,79\text{Å}$, $2,68\text{Å}$, $2,49\text{Å}$, $1,903\text{Å}$, $1,497\text{Å}$. Термограммы характеризуются наличием одного эндотермического пика в интервале 200—300°C. Электронномикроскопические снимки аналогичны снимкам морденитовых и клиноптилолитовых фракций; отмечается преобладание изометричных форм.

Филлипсит зафиксирован в морденитовых (участки Арпени, Магараджур) и клиноптилолитовых (участки Торосгюх, Ухтасар, Кети, Цогамарг) породах в качестве второстепенной примеси. Диагностируется (табл. 1) по серии рефлексов с $d=4,25\text{Å}$, $4,04\text{Å}$, $3,53\text{Å}$, $3,17\text{Å}$, $2,937\text{Å}$, $2,526\text{Å}$, $1,97\text{Å}$.

Химизм

Химический состав цеолитов Ширакской группы изучен на основе 40 полных силикатных анализов; выборка представительных анализов алевритовых и алеврито-пелитовых фракций приведена в табл. 2. Эти анализы отнесены к моноцеолитовым типам, близким к теоретическим составам по эквивалентному отношению молекулярных количеств Al_2O_3 и $\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, равного $1 \pm 0,13$ [6, 11]; в смешанных типах это отношение резко отклоняется от 1. По результатам анализов рассчитаны отношения атомных количеств SiO_2 и Al_2O_3 , а также молекулярных количеств $\text{MgO} + \text{CaO}$ и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Кроме того, все имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы цеолитов использованы для построения диаграммы зависимости между $\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O}^+$ и отношением суммы $\text{MgO} + \text{CaO}$ к сумме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 2). Разделение существенно клиноптилолитовых и морденитовых типов фракций проводилось по Si/Al отношению, которое в теоретических составах клиноптилолитов равно 4,0—5,1, а в морденитах возрастает до 5,7 и выше [12].

Клиноптилолитовые типы характеризуются вариациями SiO_2 в пределах 64,56—68,95%, Si/Al отношения—от 3,80 до 5,21. Эти параметры в целом соответствуют клиноптилолитовым конечным членам гейландитовой серии твердых растворов по [12]. Строго говоря, различия с Si/Al меньше 4,0 (участок Цогамарг) могут быть классифицированы, по названному автору, как бедные Si клиноптилолиты. В изученных клиноптилолитовых типах соотношения двухвалентных и одновалентных катионов непостоянны для различных участков. Наиболее обогащены щелочами клиноптилолиты участка Цогамарг; в остальных случаях они представлены кальциевой разновидностью. Общим для всех клиноптилолитов является постоянное преобладание K_2O над Na_2O . Содержание $\Sigma \text{H}_2\text{O}$ варьирует в широких пределах

Химический состав фракций $> 0,01$ мм и $< 0,01$ мм цеолитолитов
Ширакской группы месторождений

Тип Окис- лы	Клиноптилолитовый						Морденитовый					Аналь- цимо- вый
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO ₂	68,60	67,59	68,60	67,13	68,24	64,56	73,34	75,79	70,22	75,80	70,41	76,05
TiO ₂	0,50	0,27	0,20	0,18	0,25	0,37	0,10	0,20	0,25	0,10	0,20	0,10
Al ₂ O ₃	12,00	15,08	12,30	13,03	11,60	12,19	11,38	11,21	10,75	10,30	10,10	11,34
Fe ₂ O ₃	2,10	0,82	0,65	1,33	1,19	1,85	1,02	1,78	1,89	0,80	0,77	0,54
FeO	0,30	1,40	1,00	0,28	—	0,28	0,56	0,28	—	0,50	0,56	0,56
MnO	0,06	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—	0,04	—
MgO	1,50	1,07	2,30	2,01	1,35	3,03	1,61	0,75	1,16	2,00	0,76	1,02
CaO	2,00	1,29	3,00	3,28	3,71	4,18	1,14	2,13	3,15	2,00	2,60	1,04
Na ₂ O	0,60	0,38	0,30	0,40	0,70	0,50	2,70	0,95	0,40	1,30	1,20	2,20
K ₂ O	1,70	6,30	1,25	1,40	0,50	3,90	3,50	3,10	0,75	3,00	2,10	4,30
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,07	—	—	—	0,09	—	0,07	—
H ₂ O ⁻	3,50	2,88	3,50	3,05	4,59	2,80	1,04	1,84	3,54	1,90	3,96	0,43
H ₂ O ⁺	7,00	3,49	7,00	8,70	7,03	8,04	3,63	1,30	8,16	5,10	7,05	3,03
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—
Σ	99,86	100,57	100,10	100,79	99,63	101,70	100,14	99,41	100,00	100,90	99,80	100,61
Si/Al (ат. кол.)	4,84	3,80	4,72	4,40	4,98	4,48	5,45	5,74	5,54	6,25	5,91	5,68
a ^{*)}	1,17	1,05	0,93	0,98	0,95	0,61	0,89	1,04	1,07	0,82	0,94	0,88
c ^{*)}	0,60	0,26	0,77	0,75	0,76	0,61	0,31	0,42	0,79	0,55	0,50	0,24

Примечание: 1—обр. 3/1, уч. Капс. фр. $< 0,01$; 2—обр. 5/2, уч. Цогамарг, фр. $> 0,01$; 3—обр. 2/1, уч. Кети, фр. $< 0,01$; 4—обр. 2/2, уч. Торосгюх, фр. $> 0,01$; 5—обр. 46/1, уч. Ухтасар, фр. $> 0,01$; 6—обр. фр. $> 0,01$; 9—обр. 4/1, уч. Лернацк, фр. $< 0,01$; 10—обр. 2/1, уч. Азизбеков, фр. $< 0,01$; 11—обр. 7/2, уч. Торосгюх, фр. $> 0,01$; 12—обр. 7/2, уч. Азизбеков, фр. $> 0,01$.

^{*)}a = Al₂O₃/CaO + MgO + Na₂O + K₂O (мол. кол.); c = CaO + MgO / CaO + MgO + Na₂O + K₂O (мол. кол.)

Анализы выполнены в ИГН НАН РА (аналитик З. Ш. Гаспарян).

(6,37—12,86%), отчетливо возрастая с увеличением суммы двухвалентных катионов (рис. 2).

Морденитовые типы отличаются более высокими содержаниями кремнезема (68,85—76,05%) и возрастанием Si/Al отношения в пределах 5,25—6,46. Для них характерно почти постоянное преобладание Na₂O + K₂O над CaO, за исключением единичных образцов участков Магараджур, Лернацк, Азизбеков. Как и в клиноптилолитовых типах, K₂O постоянно превышает Na₂O. Содержание H₂O значительно более низкое (3,20—11,70%), обнаруживая прямую зависимость от содержания двухвалентных катионов (рис. 2). Уменьшение содержания воды согласуется также с тем, что морденитовые типы приурочены главным образом к риолитовым туфам, связующая масса которых существенно раскристаллизована в безводный кварц-полевошпатовый фельзитовый агрегат.

Анальцимовые типы, хотя и являются смешанными, характеризуются определенным постоянством состава при ведущей роли анальцимового компонента. В них отмечается высокое содержание кремнезема (до 76,09%) и максимальное для всех изученных типов суммарное содержание щелочей (6,50—6,60%). Отношение Al₂O₃/MgO + CaO + Na₂O + K₂O резко отклоняется от 1, что связано с неэквивалентным возрастанием роли Na₂O и K₂O. Содержание Na₂O в этих типах заметно повышено, но в сумме щелочей продолжает преобладать K₂O. Содержание воды наиболее низкое в ряду изученных фрак-

ций (3,46—6,80%) и прямо коррелируется с низким содержанием окислов двухвалентных катионов (рис. 2).

Другие типы цеолитолитов, имеющие смешанный состав, характеризуются неустойчивым содержанием основных компонентов, что связано с непостоянным соотношением клиноптилолита, морденита, анальцима и монтмориллонита.

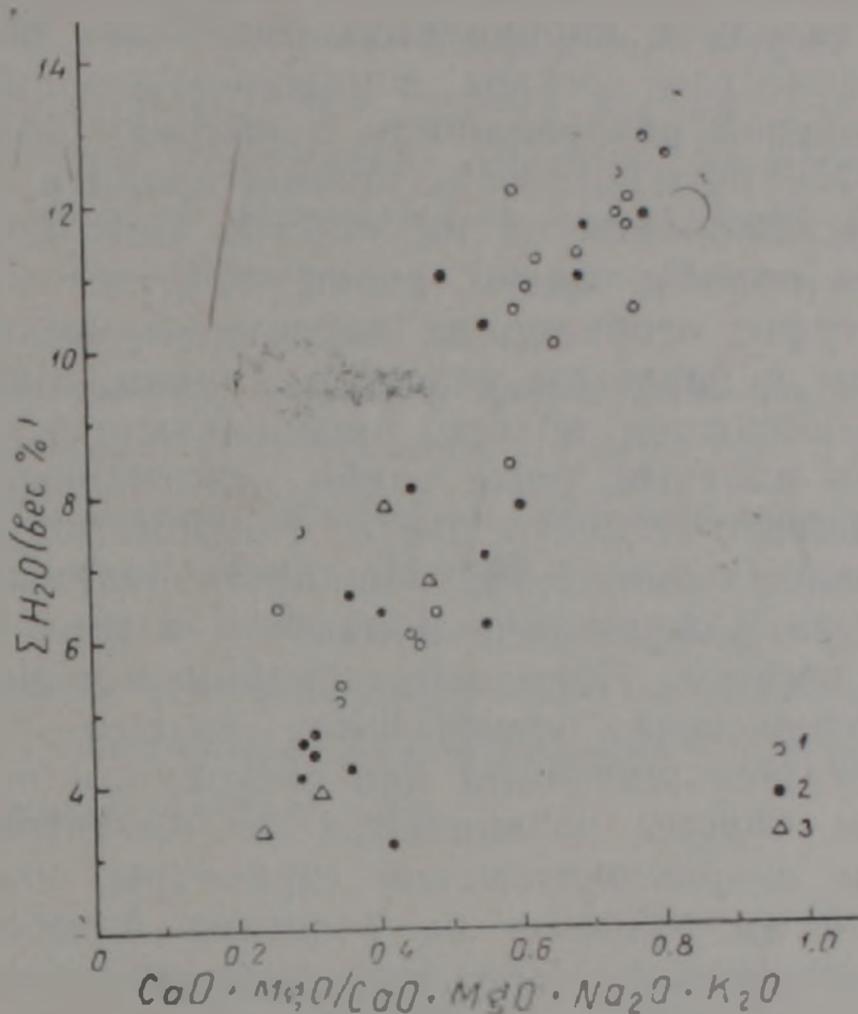


Рис. 2. Соотношения $\Sigma \text{H}_2\text{O}$ и $\text{CaO} + \text{MgO}$, $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в цеолитолитах Ширакской группы месторождений. Условные обозначения: 1—клиноптилолитовый тип; 2—морденитовый тип; 3—анальцимовый тип.

Резюмируя, отметим, что химический состав изученных фракций $<0,01$ и $>0,01$ м.м. приближается к моноцеолитовым типам, обнаруживая свойственные теоретическим составам тренды кристаллохимических зависимостей. На их основе выделяются два главных типа цеолитолитов—клиноптилолитовый и морденитовый, с четкими пределами вариаций главных компонентов. В обоих типах в сумме одновалентных катионов ведущую роль играет калий. Содержание $\Sigma \text{H}_2\text{O}$ в изученных цеолитолитах связано прямой зависимостью с отношением $\text{MgO} + \text{CaO} / \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, что согласуется с кристаллохимической координацией молекул воды в структуре цеолитов вокруг двухвалентных катионов [12, 13].

Малые элементы. Содержания микроэлементов в изученных фракциях цеолитолитов Ширакской группы в целом близки к их кларкам в дацитах и риолитах и в среднем составляют: Cr—0,00063%, Ni—0,001%, Co—0,001%, Cu—0,00083%, Sr—0,061% и Ba—0,041%. Отмечается почти вдвое повышенное против кларка содержание Sr, геохимически близкого к кальцию.

Типизация

Цеолитовые породы Ширакской группы месторождений разделяются на клиноптилолитовые, морденитовые, анальцимовые и цеолитолиты смешанного состава.

Клиноптилолитовые породы развиваются по дацитовым и риодацитовым туфам. Наиболее полно замещаются клиноптилолитом их витрокластические, тонкообломочные разновидности. Эти фации развиты преимущественно на участках Кети, Капс, Цогамарг, Торосгюх, Ухтасар. Породы слабо карбонатные (0—3%), плотные, иногда слабо уплотненные, зеленовато-серого, голубовато-серого и голубовато-зеленого цвета. Мощность пластов составляет 1—6 м, иногда более 10 м. Содержание клиноптилолита варьирует в пределах 60—80% объема породы. По особенностям состава породообразующий клиноптилолит относится к кальциевой разновидности с высоким содержанием воды. Существенно К—Na разновидность клиноптилолита с низким содержанием $\Sigma \text{H}_2\text{O}$ устанавливается на участке Цогамарг.

Морденитовые породы имеют своим субстратом главным образом риолитовые туфы, особенно их витрокластические разновидности. Последние приурочены к разрезам участков Арпени, Магараджур, Лернанцк, а также к широтной полосе, протягивающейся от с. Карашен до р. Ахурян. Это плотные, реже слабо уплотненные породы серовато-зеленого, голубовато-зеленого цвета. Карбонатность пород низкая, в среднем составляет около 1,5%. Мощность отдельных пластов достигает 10 м и более. Содержание морденита в этих породах доходит до 80% объема породы. Породообразующий морденит характеризуется высоким содержанием кремнезема, низким—окси кальция и воды и резко обогащен щелочами при постоянном преобладании K_2O .

Анальцимовые породы развиваются по риолитовым, реже риодацитовым туфам витрокластической структуры. Они приурочены к различным горизонтам разрезов на участках Азизбеков, Цогамарг, Магараджур, к северу от р. Чайр. Это серые, голубовато-серые, плотные, иногда рыхлые породы. Карбонатность низкая, колеблется в пределах 0—3,2%. Мощность пластов составляет 0,5—4 м, в разрезе участка Азизбеков достигает более 10 м. Содержание анальцима доходит до 50—60% объема породы. Они характеризуются высокой кремнеземистостью, повышенным содержанием Na_2O и K_2O и пониженным содержанием воды.

Породы смешанного состава объединяют клиноптилолит-морденитовые, морденит-клиноптилолитовые, клиноптилолит-морденит-анальцимовые породы с монтмориллонитом, гидрослюдой и кристобалитом и образуются практически за счет всех петрографических разновидностей туфов. Они имеют довольно широкое развитие, особенно в районе с. с. Лернанцк, Азизбеков, Арпени (клиноптилолит-морденитовые породы с анальцимом и монтмориллонитом), севернее р. Чайр (клиноптилолит-морденитовые породы с монтмориллонитом). Обычно это плотные, серого, зеленовато-серого цвета породы. Карбонатность их колеблется от 0 до 3,5%. На указанных участках эти породы образуют пласты с суммарной мощностью до 30—40 м, мощность отдельных пластов составляет 1,5—6 м. Соотношение цеолитовых минералов с монтмориллонитом и кварцем в них варьирует в широких пределах—от 10 до 50—60%. Химический состав цеолитов смешанного состава крайне неустойчив и обнаруживает широкие вариации кремнезема, глинозема, окиси кальция, щелочей и воды.

ՀՀ ՑԵՈԼԻՏՈԼԻՏՆԵՐԻ ՇԻՐԱԿԻ ԽՄԲԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԵՐԿՐԱՐԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ,
ՆՅՈՒԹԱԿԱՆ ԿԱԶՄԸ ԵՎ ՏԻՊԱՅՆԱՑՈՒՄԸ

Երկրաբանական տեղադրման պայմաններով և պետրոգրաֆիական շափանիշներով Շիրակի խմբի հանքավայրերի ցեոլիտացված տուֆերը պատկանում են հրաբխային պիրոկլաստիկ հոսքերի գոյացումներին, որոնց մեջ գերակշռող են «մոխրային տեղումների» հոսքերը: Աուտիգեն միներալագոյացումը կապված է տուֆերի վերափոխման դիագենետիկ և վաղ կատագենետիկ ստադիաների հետ, ընթանում է հրաբխային ապակու տարասեռ բեկորների հաշվին և ունի ընտրողական բնույթ:

Շիրակի ցեոլիտոլիտների գլխավոր երկրաբանա-նյութական տիպերն են՝ կլինոպտիլոլիտայինները ($Si/Al=3,80-5,20$) և մորդենիտայինները ($Si/Al=5,25-5,46$), որոնք քիմիական պարամետրերով մոտ են մոնոցեոլիտային կազմի ապարներին: Առանձնացվում են նաև անալցիմային և խառը կազմի ցեոլիտոլիտներ: Ուսումնասիրված ցեոլիտոլիտների համար բրնորոշ է K_2O մշտական գերակշռող դերը Na_2O նկատմամբ: ΣH_2O պարունակուիթյունը ուղիղ համահարաբերակցական կապի մեջ է երկվալենտ կատիոնների օքսիդների պարունակուիթյան հետ:

A. KH. MNATSAKANIAN, I. KH. PETROSOV

GEOLOGY, SUBSTANCE COMPOSITION AND TYPE
CLASSIFICATION OF ZEOLITOLITES OF THE SHIRAK DEPOSITS
GROUP IN THE REPUBLIC OF ARMENIA

Abstract

The autigenic mineral formation in rhyolitic dacite tuffs of ash flows is of selective character and is superimposed on volcanic glass fragments of different composition and sizes. The main geological-and-substance types of zeolitolites are clinoptilolite, mordenite, analcite and mixed rocks. They are differing by Si/Al values, the ratio of two-valent to one-valent cation oxides with permanent domination of K_2O in alkaline sum.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении: Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
2. Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А. Блоковое строение северо-западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений.—Советская геология, 1971, № 8, с. 15—27.
3. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1964.
4. Джрбашян Р. Т. Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.—мин. наук, Тбилиси, 1990, 59 с.
5. Джрбашян Р. Т., Елисеена О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. М.: Наука, 1968, с. 71—111.
6. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 4. М.: Мир, 1966, с. 372—451.

7. Мнацаканян А. Х., Петросов И. Х. Петрографо-минералогическая характеристика и особенности цеолитизации и монтмориλλονитизации кислых туфов Ноемберянского месторождения Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXVI, № 2, 1983, с. 19—37.
8. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Госгеолиздат. М.—Л., 1948.
9. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация.—В кн.: Проблемы вулканизма, М.: ИЛ, 1963, с. 370—477.
10. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклиория. Ереван: Изд. Митк, 1965.
11. Barrows K. J. Leolitization of Miocene volcanoclastic rocks, southern Desatoya Mountains. Nevada Geol. Soc. Amer. Bull. 1980, part 1, v. 91, № 4, p.p. 199—210.
12. Boles J. R. Composition, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some heulandite-group zeolites. Amer. Miner., 1972, v. 57, № 9—10, p.p. 1463—1493.
13. Valueva G. Dehydration behavior of heulandite-group Zeolites as a function of their chemical composition. Eur. J. Mineral., 1995, v. 7, № 6, p.p. 1411—1420.

Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVIII, 1995, № 1, 26—32.

А. И. КАРАПЕТЯН, Б. К. КАРАПЕТЯН, Г. П. СИМОНЯН, Э. Е. ХАЧИЯН

НОВАЯ КАРТА СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

Исходя из геолого-тектонических, структурных, неотектонических, геофизических и сейсмостатистических особенностей, на территории Республики Армения выделяются три сейсмические зоны, сейсмичность которых оценивается ожидаемым ускорением (значения в долях g), скоростью колебания грунтов (v) и соответствующей им балльностью по шкале MSK-1964.

Задачей сейсмического районирования (СР) является оценка потенциальной сейсмичности данной территории и составляющих ее частей.

Территория Армении является одним из сейсмоактивных районов Тавро-Кавказской области Средиземноморского сейсмического пояса Земли. В ее пределах, по историческим данным, неоднократно происходили сильные и разрушительные землетрясения, сведения о которых имеются в многочисленных рукописных и опубликованных работах, вошедших в сводный каталог сильных землетрясений на территории СССР [9].

По нормативной карте СР—78, действующей в период Спитакского землетрясения 1988 г., на территории Армении были выделены 7- и 8-балльные зоны сейсмичности и зона ВОЗ ($M=6.1—7.0$) вдоль юго-западной, южной и западной границ республики [11]. Спитакское землетрясение еще раз подтвердило, что указанная карта не отражает истинной картины сейсмичности территории РА и нуждается в необходимых изменениях и уточнениях [5, 13].

Исходя из этого, по поручению СМ СССР и приказу Государственного комитета по строительству и архитектуре Армянской ССР было решено до внесения уточнений и изменений в СНиП—7—81 при определении исходной сейсмичности строительных площадей руководствоваться утвержденной в 1989 г. временной схемой сейсмического районирования территории Армянской ССР масштаба 1:1000000 [1, 3]. На этой карте, кроме северо-восточного отрезка, который был включен в 8-балльную зону, остальная территория была отнесена к 9-балльной области. На карте были выделены также две зоны ВОЗ, которые соответствуют Ширако-Зангезурскому и Ереванскому сейсмогенным глубинным разломам общекавказского направления.