

УДК: 552.3 : 552.11 (479.25)

А. Х. МНАЦАКАНЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОСОБЕННОСТИ ЦЕОЛИТИЗАЦИИ И МОНТМОРИЛЛОНИТИЗАЦИИ КИСЛЫХ ТУФОВ НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Установлен избирательный характер замещения кислых туфов цеолитами и монтмориллонитом. Клиноптилолит и стильбит образуются за счет крупных фрагментов стекла, а тонкая витрическая пыль замещается монтмориллонитом. Выявлена стадийность преобразования туфов, при этом разным стадиям соответствуют разные петрографические типы бентонитов и цеолитолитов, а также морфология новообразованных минералов.

В разное время геологию района изучали В. В. Богачев, В. П. Ренгартен, К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, А. А. Атабежян, В. Т. Акопян, Г. А. Туманян и другие; осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы изучали В. В. Тихомиров, М. А. Сатиан, А. Х. Мнацаканян, И. Х. Петросов. Предварительная разведка месторождения, в результате которой были выявлены и подсчитаны крупные запасы цеолитолитов, проводилась под руководством Г. С. Авакяна.

Район месторождения расположен в области сочленения Сомхето-Карабахской и Прикуринской зон, но отчетливо тяготеет к первой из них. В районе развиты линейные и коробчатые структуры общекавказского простирания, сложенные преимущественно верхнемеловыми отложениями. Месторождение локализовано в отложениях сантона-кампана, слагающих северо-восточное крыло Айрумской антиклинали и южное крыло Ноемберянской синклинали. Непосредственно на месторождении эти отложения представлены дацитовыми, липарито-дацитовыми туфами пепловых потоков (бентонитизированными и цеолитизированными), туфопесчаниками, туфоконгломератами, известняками, мергелями и кремнистыми породами с суммарной мощностью около 500 м (рис. 1).

Месторождение занимает довольно большую площадь (порядка 30 кв. км.), охватывая территорию двух соседних республик—Азербайджана и Армении. Бентонитовые глины и цеолитолиты морфологически представлены пластообразными телами (рис. 2) субмеридионального простирания с падением по азимуту на ССВ 15° , под углом $10-25^\circ$. Максимальная видимая мощность бентонитовых глин в обнажениях составляет 12—15 м, цеолитолитов—около 50 м. Протяженность пластов достигает более 2—3 км., по падению—100, местами 150 м.

Бентонитовые глины и цеолитолиты образуют как самостоятельные пласты, так и пласты смешанного состава, в которых они замещают друг друга по простиранию и в разрезе.

Микроструктурные особенности и минеральный состав выделенных типов пирокластически-осадочных пород приведены в таблице 1, откуда видно, что разнообразие туфов Ноемберянского месторождения может быть сведено к двум главным петрографо-генетическим типам.

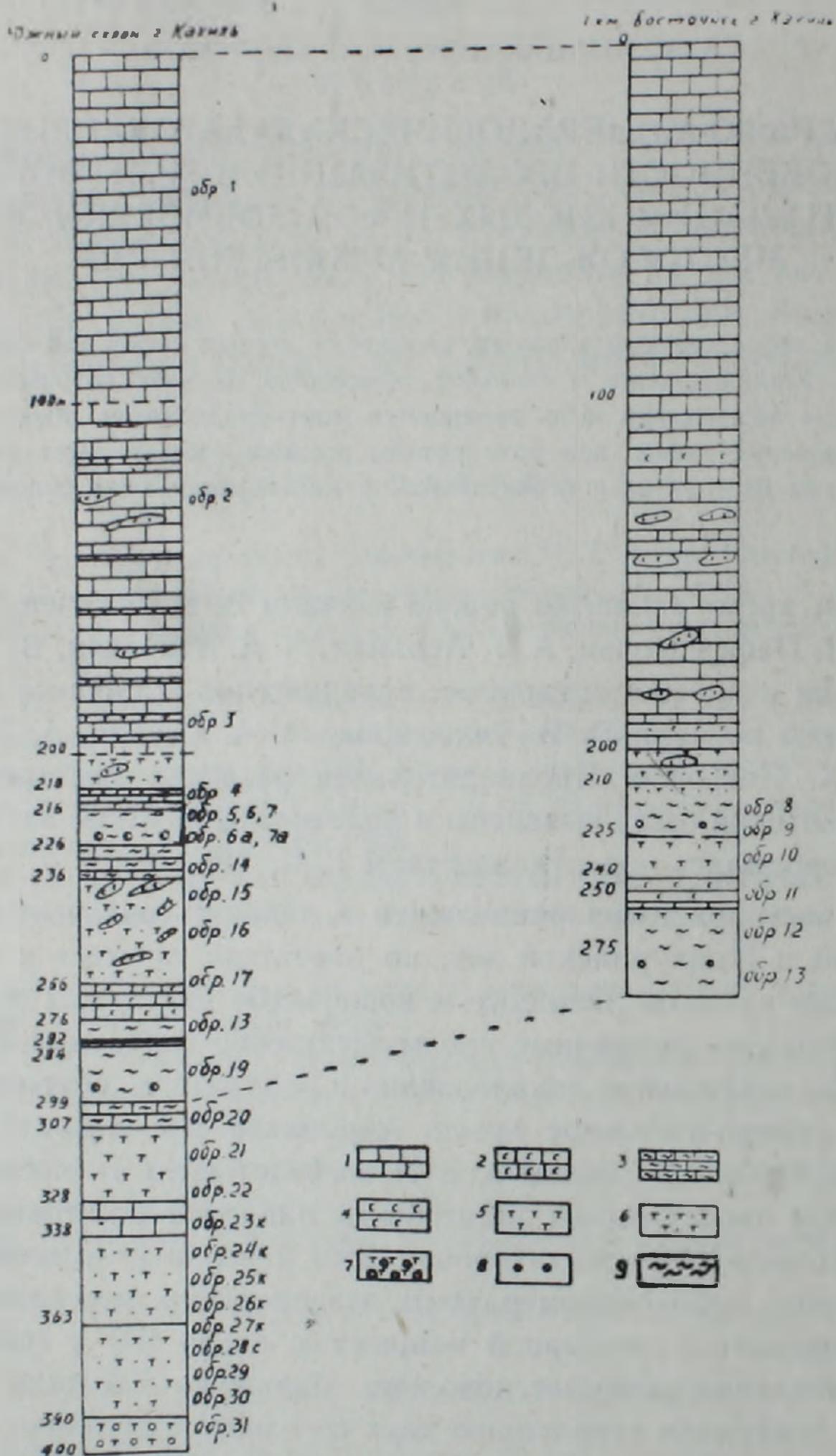


Рис. 1. Разрезы сanton-кампанских отложений в районе Ноемберянского месторождения. 1. Известняк. 2. Известняк окремнелый. 3. Известняк мергелистый. 4. Кремнистая порода. 5. Цеолитизированный туф. 6. Цеолитизированный и бентонитизированный туф. 7. Туфоконгломерат. 8. Железисто-кремнистая конкреция. 9. Бентонитовая глина.

Первый тип, отвечающий литовитрокристаллокластическим и пеплово-пемзовым туфам, представлен грубообломочными неотсортированными или слабо отсортированными породами. Слагающие их обломки пород, кристаллов и вулканического стекла неоднородны по размеру и со-

ставу (рис. 3). Обломки пород и кристаллов отвечают как родственным включениям-липаритам, кислому плагиоклазу ($N_{g'} = 1.564$, $N_{p'} = 1.555$), кварцу, биотиту ($N_m = 1.636$), роговой обманке, так и чужеродным — андезитами, кремнистым породам, клинопироксену. Среди обломков вулканического стекла выделяются пемза, перлит и стекло с неразорвавшимися пузырьками. Они отличаются по показателю преломления и характе-

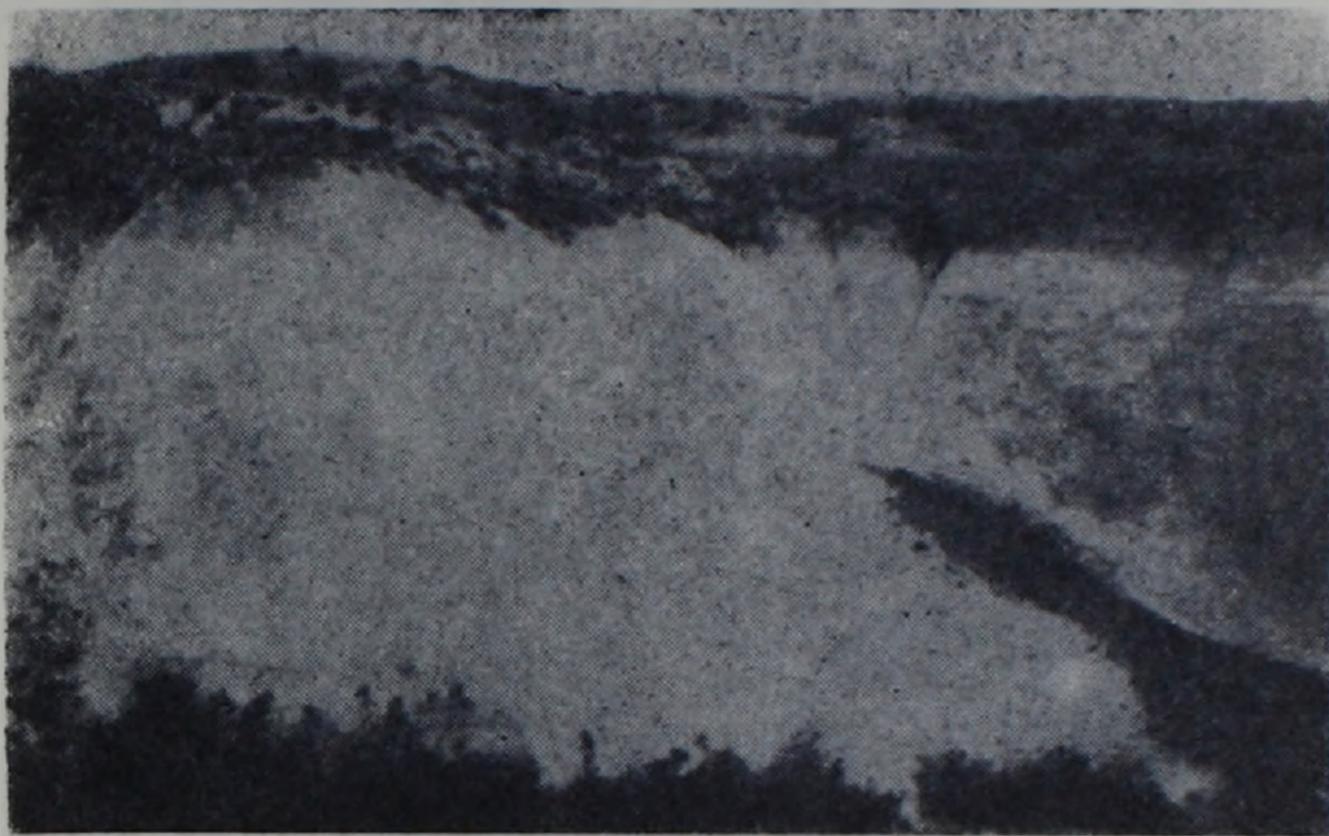


Рис. 2. Пластовая залежь цеолитолитов. Ноемберякское месторождение.

ру вторичных преобразований. Особенностью рассматриваемого типа являются искаженность пирокластической структуры и эвтаксидный, псевдофлюидальный, облик связующей массы. Последняя имеет пепловую структуру и состоит из деформированных в более или менее пластинчатые образования пепловых частиц и промежуточной тонкораздробленной стекловатой массы. Хорошо выраженное субпараллельное расположение искривленных и сплюснутых обломков пемзы, вытянутость пепловых частиц и появление прерывистых линий течения, вдоль которых происходит дробление и искривление фенокристаллов, обусловлены процессами легкого сваривания и деформации в пластичном состоянии. Более интенсивно этот процесс проявлен в существенно стекловатых пемзово-пепловых туфах.

Ко второму типу относятся кристалловитрокластические и витрокластические (пепловые) туфы и туффиты, состоящие из тонких частиц и отличающиеся одинаковым размером обломков стекла и кристаллов (рис. 4). Последние являются порфирированными вкрапленниками самой кислой магмы и представлены олигоклазом ($N_{g'} = 1.552$, $N_{p'} = 1.554$), санидином ($N_{g'} = 1.524$, $N_{p'} = 1.518$), кварцем, биотитом ($N_m = 1.638$), единичными зернами амфибола. Примесь чужеродного материала в них представлена той же размерности зернами кальцита и фаунистическими остатками. Первичная обломочная структура этих разностей выражена четко; облик ее определяется серповидными, рогульчатыми и более сложными формами, отвечающими обломкам стенок сферических пу-

зырьков газонасыщенного стекла. Этот пепловый материал погружен в стекловатую, чрезвычайно тонкораздробленную, массу, соответствующую вулканической пыли. Пепел и промежуточная масса в сравнительно свежих образцах различаются по показателям преломления; в измененных разностях различные составы указанных компонентов подчеркиваются особенностями их преобразования.



Рис. 3. Микроструктура литокристаллокластических туфов. Увеличение $\times 72$, без анализатора.

Отмеченные характерные признаки двух главных разностей туфов позволяют относить их к различным генетическим типам, выделенным К. С. Россом и Р. Л. Смитом [4] в группе туфов пепловых потоков. Первая разность сходна с туфами, сложенными «пеплом течения», вторая — «пеплом выпадения». Образование их связывается с эксплозивными взрывами вспученной стекловатой магмы липаритового, липарито-дацитового состава, которая в силу исключительно высокой газонасыщенности обладала первичной неоднородностью различных струй стекла и различным характером распределения газовой фазы. Эти особенности определили неоднородность собственно стекловатого материала обоих типов пород. В процессе образования туфов (и туффитов) из «пепла выпадения» неоднородный по составу пирокластический материал был несколько дегазирован и испытал сильное охлаждение, осаждаясь в виде самостоятельных прослоев или смешиваясь с известковистыми осадками. Этот генетический тип отвечает наиболее удаленным от вулканического центра фациям или фиксирует сравнительно слабые эксплозивные выбросы. Образование туфов из «пепла течения» сопровождалось длительной сохранностью тепла и значительной части летучей фазы, отчего пирокластический материал испытал сваривание контактов стекловатых обломков и переход их в пластичное состояние. Этот генетический тип характеризует фации, расположенные вблизи вулкани-

ческого центра или связанные с наиболее мощными взрывными явлениями.

На все разности туфов Ноемберянского месторождения наложены поздние изменения, не нарушающие, однако, первичного текстурного рисунка и подчеркивающие в большинстве случаев отдельные детали микроструктуры. Можно думать, что замещение и последующая пере-

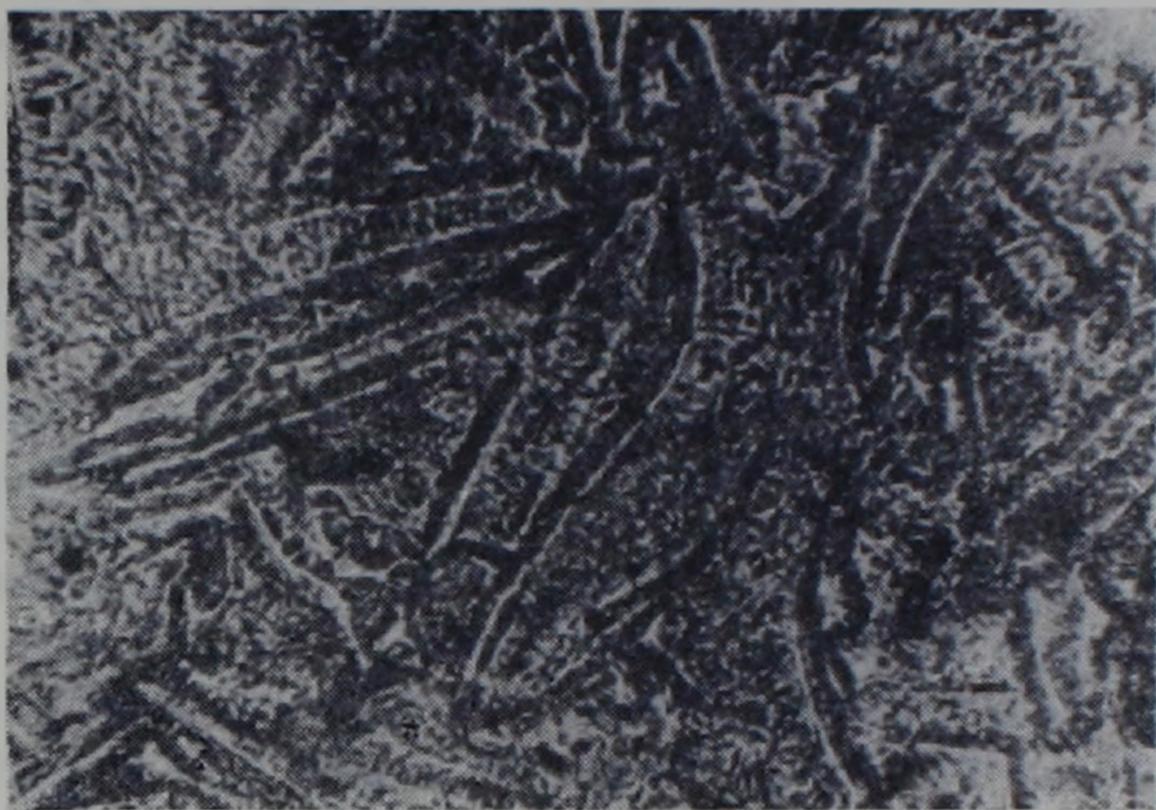


Рис. 4. Микроструктура пепловых туфов. Четко видна тонкая оторочка монтмориллонита вокруг каждого пеплового обломка. Увеличение $\times 72$, с анализатором.

кристаллизация исходного субстрата происходила без заметного пространственного перемещения и нарушения границ между обломками. Здесь же подчеркнем, что литокласты и порфирокласты в изученных породах остаются преимущественно свежими и преобразования захватывают почти исключительно витрокластичку, т. е. метастабильную стекловатую фазу. В сравнительно свежих образцах туфов устанавливаются по крайней мере три разности вулканического стекла, различающиеся по показателю преломления (кремнекислотности).

К первой относятся пепловые осколки и черепки, а также перлитовые обломки с № 1,490 ($\sim 73-75\% \text{ SiO}_2$), отвечающие вспученным, пузыристым стекловатым струям и участкам, обогащенным щелочами и летучими (в частности, водой), которые некоторое время еще удерживались в стекле после выпадения пепла. Эта разность стекла замещается преимущественно клиноптилолитом и стильбитом, появление которых в качестве породообразующих фаз очевидно определялось вариациями CaO , Na_2O и K_2O в составе стекла и условиями минералообразования.

Ко второй разности относятся обломки пемзы с характерной трубчатой, плоско-пористой текстурой и тонкораздробленный стекловатый материал, скрепляющий в виде промежуточной пыли пепловые частицы в связующей массе. Эта разность стекла имеет № 1,504—1,508, содержит порядка $66-68\% \text{ SiO}_2$ и преимущественно монтмориллонитизируется: в спекшихся туфах, вследствие экзотермических окислительных процес-

сов, она отчасти замещается гематитом (или гетитом). Тонкопористый и тонкораздробленный характер этой разности стекла свидетельствует, по-видимому, о процессах его быстрой дегазации при извержении. В грубообломочных туфах крупные обломки пемзы имеют неоднородное сложение и состоят из чередующихся полос стекла первой и второй разности.

Третья разность стекла сравнительно редка и встречается в грубообломочных фациях. Это вязкое, резко обогащенное кремнекислотой, стекло, лишенное пор и раскристаллизованное с образованием сферокристаллов тридимита ($Nm=1,480$).

Переходя к рассмотрению микроструктурных особенностей и морфологии аутигенных минералов, нужно подчеркнуть, что замещение носит избирательный характер: главные новообразованные минералы развиваются по различным исходным субстратам (рис. 5). На зарисовке и приведена деталь строения связующей массы в сравнительно свежем пепловом туффите. Видны пепловые осколки свежего нецеолитизированного стекла (первая разность), промежутки между которыми заняты вулканической стекловатой пылью (вторая разность). Далее можно видеть, что эти различные субстраты претерпевают по крайней мере две последовательные стадии преобразования. В первую стадию происходит замещение фрагментов кислого стекла цеолитами в виде тончайших волокнистых, параллельно-игольчатых и радиально-лучистых агрегатов клиноптилолита ($Nm=1,475-1,479$) или стильбита ($Nm=1,501$). В пепловых частицах они ориентированы перпендикулярно к стенкам осколков, прорастая их насквозь (рис. 5, а); в перлитовых обломках рост агрегатов цеолитов происходит за счет расширения круглых трещинок (рис. 5, с, т). В эту же стадию более основное по составу стекло в промежутках между пепловыми частицами замещается скрытокристаллическим бледно-зеленоватым монтмориillonитом с $Nm=1,574$. Эта стадия проявлена во всех туфах Ноябрьянского месторождения, но для перлитовых разностей является единственной. Во вторую стадию—стадию перекристаллизации и пространственного перемещения новообразованных минералов—происходит рост кристаллических индивидов клиноптилолита, стильбита и монтмориillonита, а также разукрупнение их агрегатов. Она особенно четко проявлена в грубообломочных разностях. В крупных пепловых обломках (рис. 5, б, д, е, ж, з) за зоной параллельно-волокнистого клиноптилолита проявляется образовавшаяся за счет растворения стекла свободная полость—«срединная просечка» (по терминологии А. Г. Жабина, [2]), в которой формируются мелкие друзы и срастания идиоморфных тонкопризматических прозрачных кристаллов клиноптилолита ($Nm=1,489-1,492$) или стильбита ($Nm=1,501$). По-видимому, на этой же стадии в дацитовых и липарито-дацитовых пепловых туфах развивается филлипсит, а в липаритовых фельзитовых туфах—морденит. Образование таких агрегатов может быть связано с поступлением новых порций вещества из поровых растворов по обоим контактам обломков. В промежуточной массе и в пемзовых обломках на второй стадии появляются скопления округлых комочков и гранул

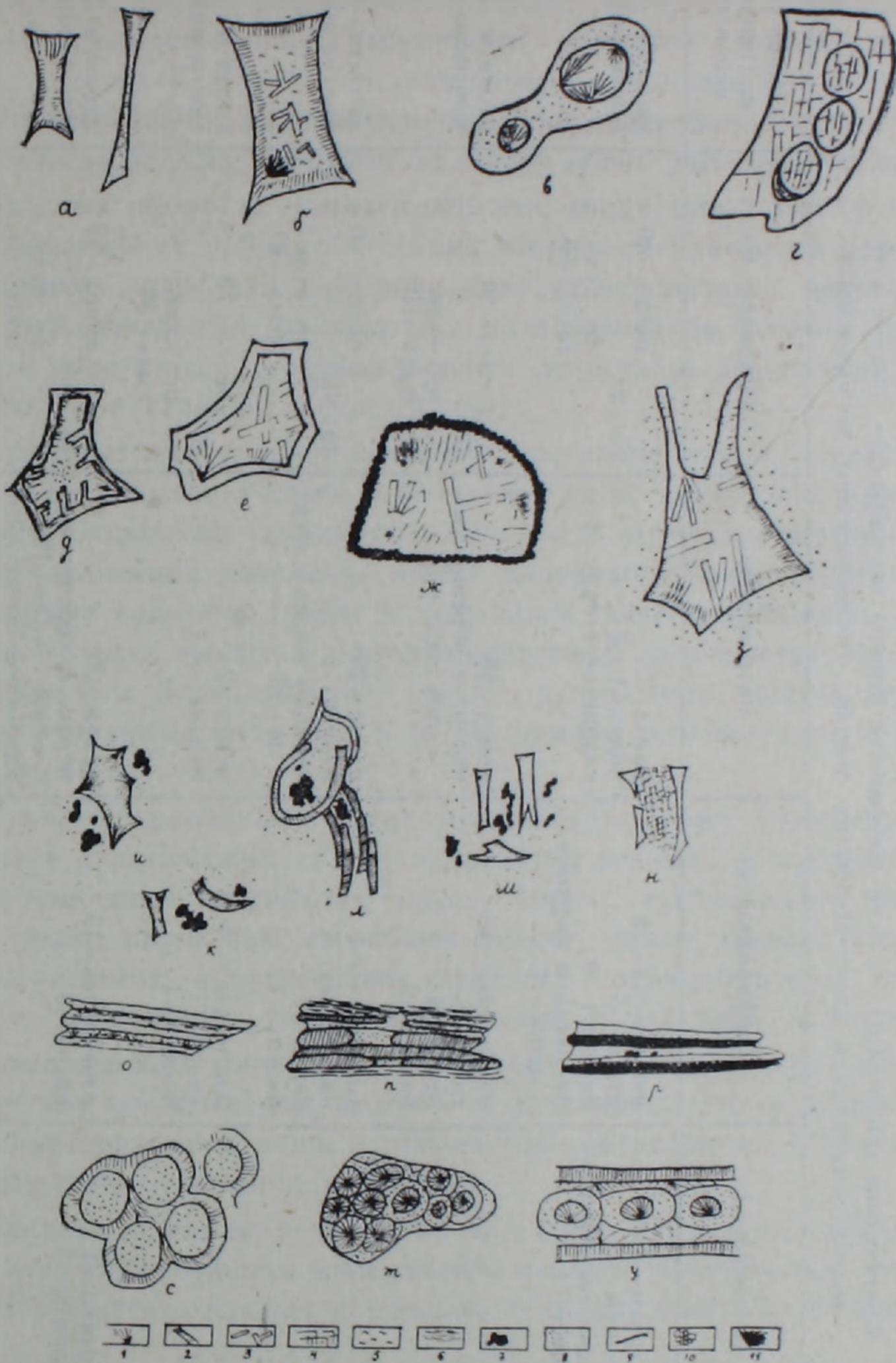


Рис. 5. Морфологические особенности новообразований и характер замещения в различных типах туфов Ноемберянского месторождения. 1. Радиально-лучистые агрегаты клиноптилолита. 2. Игольчатые агрегаты клиноптилолита и стильбита. 3. Призматические кристаллы клиноптилолита. 4. Агрегаты анальцима. 5. Изотропное стекло. 6. Волокнистые и волокнисто-чешуйчатые агрегаты монтмориллонита. 7. Гранулы монтмориллонита. 8. Скрытокристаллические агрегаты монтмориллонита. 9. Кайма монтмориллонита. 10. Тонкораздробленная вулканическая пыль в связующей массе. 11. Агрегаты селадонита.

Соотношение компонентов (в % от поверхности шлифа) и содержание главных аутигенных минералов в пирокластических породах Ноемберянского месторождения

Петрографические различия	Литокласты	Порфирокласты	Витрокласты	Связующая масса	Общее содержание монтмориллонита и цеолита в породе
Литокристалловитрокластические туфы	липариты—30 андезиты—4 кремнистая порода— менее—1	плагноклаз—25 кварц—5 биотит—1—2 пироксен и амфибол— менее—1	пемза—15 перлит—1—3 кварцевое стекло—1	15—20 { пепел—40 пр. вулк. пыль—60	цеолиты—10 монтмориллонит—25
Кристалловитрокластические туфы	—	плагноклаз—10 санидин—1 кварц—3 биотит—2	пемза—10 перлит и черепки кислого стекла—5	70 { пепел—50 пр. вулк. пыль—50	цеолиты—25 монтмориллонит—50
Витрокристаллокластические туфы	—	амфибол—<1 плагноклаз—8 кварц—2 биотит—1	пемза—20 перлит—1 черепки кислого стекла—25	40—45 { пепел—60 пр. вулк. пыль—40	цеолиты—50 монтмориллонит—40
Витрокластические (пепловые) туфы	—	плагноклаз—4 кварц—2 биотит—1	пемза—2 перлит—<1	90 { пепел—70 пр. вулк. пыль—30	цеолиты—70 монтмориллонит—25
Пемзово-пепловые туфы	андезиты—1 липариты—3	плагноклаз—15 кварц—5	пемза—20 перлит и черепки кислого стекла—10, кварцевое стекло—1	45—50 { пепел—40 пр. вулк. пыль—60	цеолиты—20 монтмориллонит—60

(рис. 5, к, л, м, п), представляющих тонкие сферолитовые или чешуйчато-пластинчатые агрегаты высокодвупреломляющего темно-зеленого, зеленовато-бурого монтмориллонита ($Nm=1,586-1,593$). По контактам пепловых частиц разрастаются хорошо раскристаллизованные чешуйчато-волокнистые или гранулярные агрегаты монтмориллонита (рис. 5, д, е, ж). С этой же стадией следует связывать появление селадонита ($Nm=1,630$), развивающегося в виде синевато-зеленых чешуйчатых, розетковидных агрегатов по стеклу обеих разновидностей. В крупных неоднородных обломках пемзы и перлита, характерных для грубообломочных спекшихся туфов, обе стадии вторичных изменений проявлены вдоль разных полос или в различных зонах перлитовых шариков, которые последовательно замещаются различными по степени кристалличности агрегатами монтмориллонита, лучистыми агрегатами клиноптилолита или стильбита (рис. 5, о-у).

Указанные две стадии замещения очевидно можно отнести соответственно к диагенетической и начальной катагенетической, причем на последней продолжает сохраняться активность калия, кремнезема и магния, определяющая появление новых минералов. Количественно-минералогические подсчеты (табл. 2) позволили оценить примерные содержания в породах цеолитов и монтмориллонита, замещающих разнообразные фрагменты вулканического стекла; приведенные цифры отвечают средним значениям подсчетов в 8—10 шлифах для каждого петрографического типа.

Бентонитизированные и цеолитизированные туфы содержат минералы двух генетических типов—ортомагматогенные и аутигенные. К первым относятся плагиоклаз, кварц, биотит, неизменное вулканическое стекло, пироксены, амфиболы, апатит, гранат, циркон, ильменит, хромит, магнетит; к аутигенным относятся монтмориллонит, цеолиты, халцедон, кристобалит, гидроокислы железа и марганца, целестин. Все ортомагматогенные¹ минералы и некоторые аутигенные образуют минералогические концентрации, поэтому из указанного списка подробно будут охарактеризованы лишь наиболее распространенные и интересные в генетическом отношении минералы.

Монтмориллонит встречается во всех типах измененных пород и является породообразующим минералом в бентонитизированных пепловых туфах. На рентгенограммах природных образцов (табл. 3) фиксируется рефлекс с $d_{(001)} = 15,1-15,3\text{Å}$ и серия кратных ему базальных отражений. После обработки глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до 17—18Å, после прокаливания сокращается до 9,9—10Å. Октаэдры минерала заселены преимущественно алюминием, степень однородности межслоевых промежутков достаточно высокая. Кривые нагревания типичны для монтмориллонитов: фиксируются три

¹ К этой группе авторы относят минералы, которые были в составе пирокластического материала и сохранились в осадках без существенного изменения.

эндоэффекта с максимумами при 140--160°, 600--700°, 880--920°, соответствующие выделению различных типов воды и аморфизации минерала, причем низкотемпературный эффект проявлен наиболее интенсивно (рис. 6). На снимках суспензий глинистой фракции и репликах с естест-

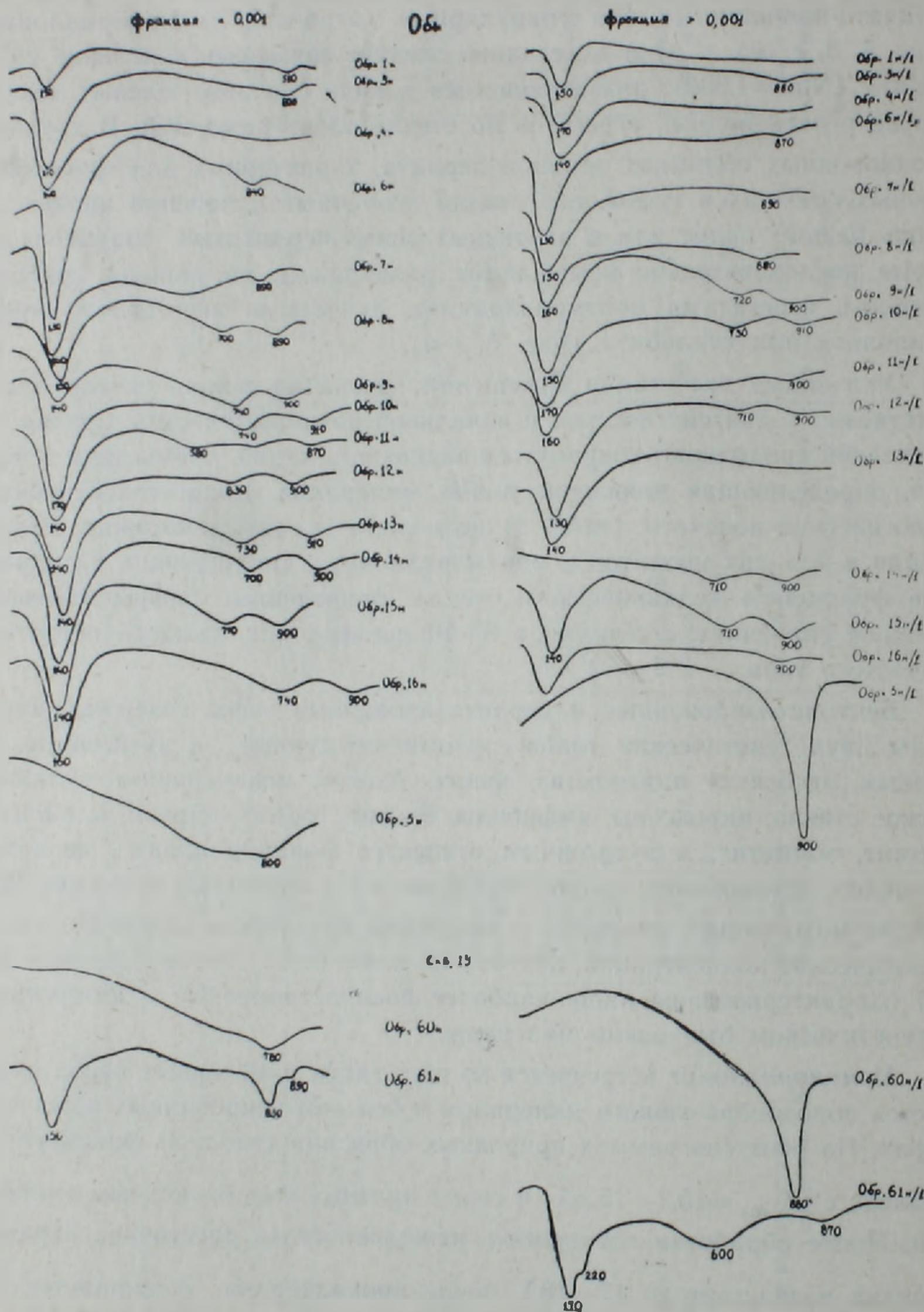


Рис. 6. Термограммы цеолитизированных и монтмориллонитизированных туфов Ноемберянского месторождения; н—фракция $< 0,001$ мм, н/1—фракция $> 0,001$ мм.

венных сколов четко фиксируются частицы двух морфологических типов: 1) листоватые и чешуйчатые агрегаты различных размеров и 2) брусковидные и игловидные образования. Последние возможно пред-

ставляют собой цеолитизированные фрагменты стекла. Для химического состава монтмориллонита характерно высокое содержание SiO_2 , MgO и воды, а также преобладание K_2O над Na_2O (табл. 4). С монтмориллонитом постоянно ассоциируют цеолиты, халцедон и кристобалит.

Рентгенограммы бентонитовых глин Ноемберянского месторождения (фракция <0,001 мм)

Таблица 3

128		47		12		22	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
7	15,1	7	15,2	7	15,4	4	15,1
2	8,95	3	7,65	3	8,9	2	9,0
3	7,65	4	6,64	3	7,68	3	6,50
2	7,3	4	6,13	4	5,15	3	6,23
3	7,1	3	5,85	5	4,44	3	5,90
6	6,12	5	4,49	5	4,05	5	4,49
3	5,85	4	4,25	2ш	3,32	4	4,05
3	5,20	2	3,78	2	3,21	3	3,96
4	4,65	1	3,63	2	3,18	2	3,42
5	4,49	1	3,45	2	2,97	2	3,32
4	3,96	10	3,33	2	2,806	3	3,17
5	3,89	3	3,22	3	2,57	4	2,97
4	3,55	2ш	3,06	3	2,50	3	2,56
4	3,42	2	2,93	2ш	1,697	6	1,818
4	3,33	2	2,897	4	1,501	4	1,542
3	3,17	4	2,580			3	1,498
6	2,97	5	2,459				
5ш	2,55	4	2,280				
4	1,501	3	1,980				
		6	1,818				

Таблица 4

Химический состав глинистой фракции (№ № 19, 18) и бентонитовых глин Ноемберянского месторождения

№№ обр.	окислы						
	7а	10	13	17	19а	19	18
SiO_2	61,86	58,98	62,35	60,04	61,90	56,61	57,32
TiO_2	0,26	0,26	0,23	0,46	0,46	0,71	0,56
Al_2O_3	12,05	16,05	12,57	14,32	13,23	18,11	16,44
Fe_2O_3	3,17	3,64	3,75	6,44	5,31	3,54	2,97
FeO	0,43	—	0,14	0,29	0,14	1,44	0,83
CaO	1,39	1,14	1,14	1,78	1,78	2,01	1,88
MgO	3,71	3,06	2,17	2,21	2,55	2,14	2,73
MnO	—	0,02	—	0,01	—	—	—
H_2O	7,82	8,43	8,35	6,52	8,39	9,32	8,71
п. п. п.	6,24	7,14	7,76	6,64	5,41	8,44	7,27
Na_2O	1,75	0,50	1,12	1,80	0,62	0,83	0,71
K_2O	1,75	0,50	1,27	2,37	0,92	1,01	1,31

Клиноптилолит встречается почти постоянно во всех бентонитизированных и цеолитизированных туфах; в последних нередко является единственным породообразующим минералом, составляющим более 70% объема породы. На рентгенограммах этих образцов (табл. 5) фиксируется серия интенсивных рефлексов с $d_{(021)} = 8,92-9,0\text{Å}$; $d_{(002)} = 7,94-7,97\text{Å}$; $d_{(132)} = 3,96-3,97\text{Å}$; $d_{(042)} = 3,91\text{Å}$; $d_{(044)} = 2,97-2,98\text{Å}$.

Как известно, клиноптилолит и гейландит изоструктурны и данные рентгеновского анализа не всегда достаточны для их идентификации. Однако они отличаются по характеру дегидратации и термической стабильности. При нагревании дегидратация клиноптилолита происходит непрерывно и не сопровождается изменением структуры вплоть до 750—800°C. Максимум эндотермической реакции обычно располагается в области 200°C. Иначе ведет себя гейландит, дегидратация которого протекает ступенчато и отражается на структуре минерала. На термограммах фиксируются два эндоэффекта: широкий с максимумом около 200°C и узкий с максимумом при 350°C (аморфизация минерала). На всех кривых нагревания (рис. 6) последний эндоэффект не фиксируется, что свидетельствует о присутствии порообразующего клиноптилолита. Наличие слабого эндотермического пика с максимумом при 880° связано с переходом клиноптилолита в аморфное состояние. На рис. 6 слева представлены термограммы фракции <math>< 0,001 \text{ м.м.}</math>, справа—фракции > 0,001 м.м. одних и тех же образцов. Как правило, на термограммах фракции <math>< 0,001 \text{ м.м.}</math> пики сравнительно более узкие и удлиненные, кроме того, фиксируется эндоэффект в интервале 640—740°C, который обычно отсутствует на кривых нагревания крупной фракции (или выражен менее интенсивно). Указанные особенности свидетельствуют о наличии монтмориллонита почти во всех клиноптилолитовых туфах и о том, что он концентрируется почти полностью во фракции <math>< 0,001 \text{ м.м.}</math>, а клиноптилолит—во фракции > 0,001 м.м. Это подтверждается данными рентгеновского и электронномикроскопического анализов. На снимках суспензий тонкой фракции (рис. 7, а) фиксируются преимущественно непрозрачные агрегаты монтмориллонита, а на снимках фракции > 0,001 м.м. (рис. 1, б)—удлиненные и игловидные частицы клиноптилолита. При электронографическом исследовании тонкой фракции (более 30 образцов) цеолитизированных туфов проявляются лишь монтмориллонитовые рефлексы, клиноптилолитовые совершенно не улавливаются. Таким образом, клиноптилолит образует в основном удлиненно-шестоватые и игльчатые кристаллы, которые в породе находятся в тесной агрегации с чешуйчатыми частицами монтмориллонита. Однако на сканирующих снимках фиксируются невыразительные по форме агрегаты, образующие сплошную массу, которая местами имеет гофрированную поверхность (рис. 8). Иначе выглядят сканирующие снимки клиноптилолитовых туфов из Айдагского месторождения Азербайджанской ССР [5], близких по возрасту и генезису к ноябрьским; на них видны удлиненнопризматические кристаллы, развивающиеся в поровом пространстве и по фрагментам стекла.

Как видно из табл. 6, содержание SiO_2 в клиноптилолитовых туфах достигает более 70%, в среднем составляет 69%. Это значительно выше, чем у высококремнеземистых клиноптилолитов. Надо полагать, что повышенное содержание SiO_2 связано с наличием в цеолитизированных туфах большого количества свободного тонкодисперсного кремнезема. В цитированной выше статье (Шуменко и др.) имеется весьма удачный сканирующий снимок, на котором псевдопризматические кри-

сталлы цеолита окружены сферами кристобалита-тридимита (возможно и халцедона) значительно меньших размеров. Сепарировать полностью подобные образования от цеолитовой массы практически невозможно. Отсюда неизбежность искажения в анализах истинного соотношения компонентов в клиноптилолите. Из табл. 6 видно, что пределы колебания основных компонентов плохо сопоставляются с теоретическим

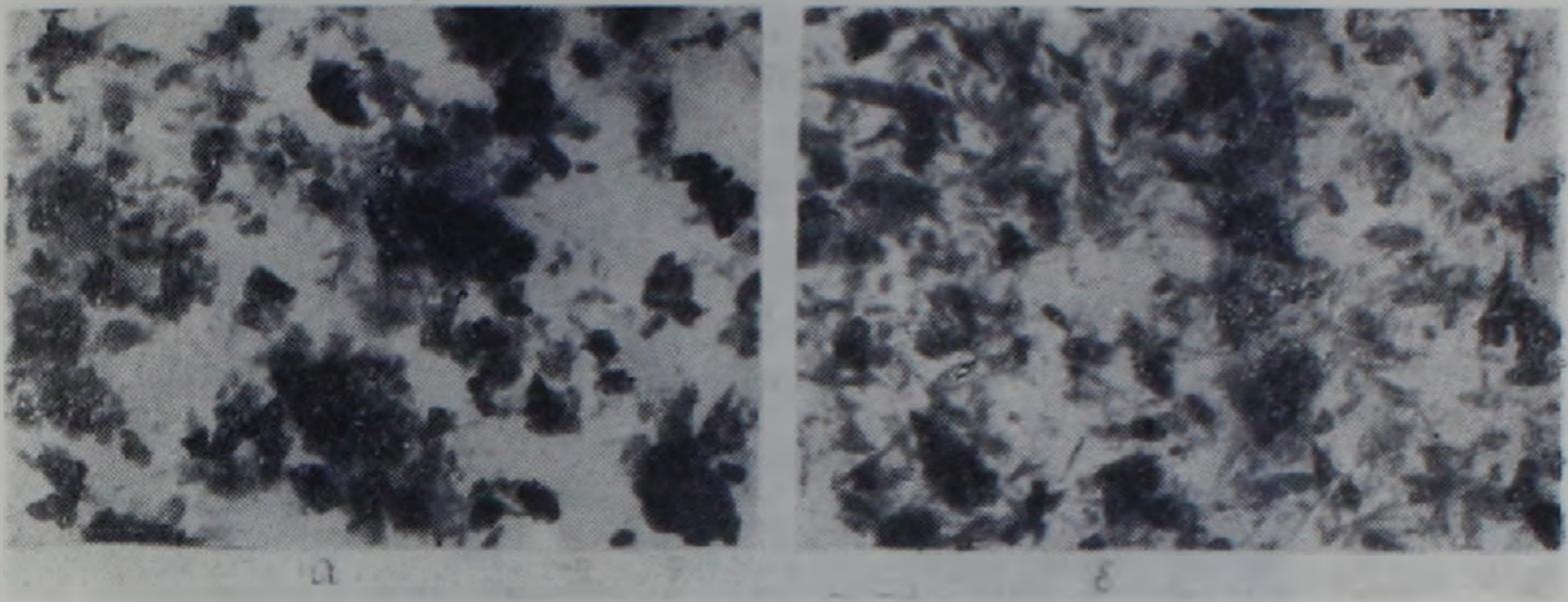


Рис. 7. Электронномикроскопические снимки фракций $<0,001$ мкм (а) и $>0,001$ мкм (б) цеолитизированных и монтмориллонитизированных туфов.

составом клиноптилолитов (Дир У. А. и др.). Однако, сумма щелочей всегда преобладает над содержанием кальция, что характерно для этого минерала. Обычно в составе клиноптилолита натрия заметно преобладает над калием, в нашем же случае K_2O вдвое (или в несколько раз) больше Na_2O . В среднем в ноябрьских клиноптилолитовых породах содержание K_2O составляет около 2%, а в одном случае достигает 4,5% от веса породы, столь высокое содержание K_2O явление достаточно редкое для клиноптилолитов любого генетического типа. Таким образом, ноябрьские клиноптилолиты характеризуются аномально высоким содержанием SiO_2 и K_2O .

Стильбит в породах Ноябрьского месторождения ранее был неизвестен (описание его впервые приводится в настоящей статье), между тем он является породообразующим минералом и вторым по распространенности после клиноптилолита. Наибольшие концентрации стильбита (до 50—60% от массы породы) отмечены на участке «Гогвели», в обнажениях севернее от него, в скважинах 19, 79, 157. Стильбит встречается в ассоциации с монтмориллонитом и (реже) клиноптилолитом.

О значительном содержании стильбита в ноябрьских цеолито-литах свидетельствуют весьма интенсивные отражения с $d=4,04$ — $4,07\text{Å}$; $4,6$ — $4,7\text{Å}$, $3,20\text{Å}$; $2,7$ — $2,8\text{Å}$ (табл. 7). Однако кривые нагревания образцов с породообразующим стильбитом (по данным рентгеновского анализа) характерны для монтмориллонита. Типичный для стильбита широкий эндотермический пик с двумя максимумами (около 250° и 330°C), вызванный ступенчатой дегидратацией минерала, не фиксируется. Исключение составляет термограмма фракции $>0,001$ мкм образца 61Н/1 (рис. 6). То обстоятельство, что на кривой нагревания

тонкой фракции ($< 0,001$ мм) того же образца указанные пики не фиксируются, позволяет предположить, что при значительном содержании монтмориллонита стильбитовые реакции не проявляются, несмотря на то, что температурные пределы дегидратации этих минералов полностью не совпадают. На снимках суспензии образцов с породообразующим стильбитом (рис. 7) морфология частиц сходна с частицами кли-

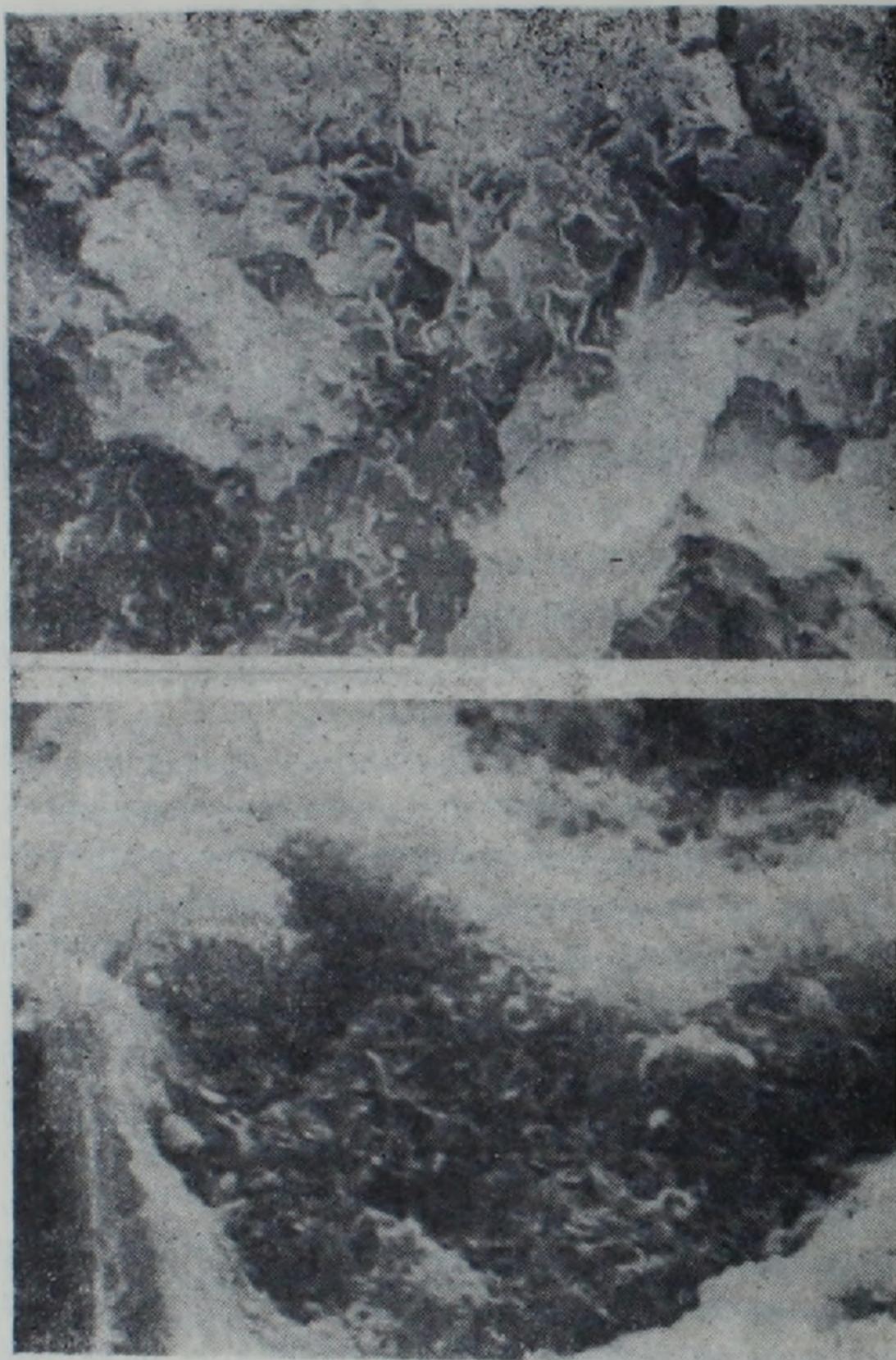


Рис. 8. Сканирующие снимки цеолитолита (а) и бентонита (б). Ноемберянское месторождение.

ноптилолита, причем на снимках крупной фракции (рис. 7, г) удлиненных и игольчатых кристаллов цеолита значительно больше, чем на снимках фракции $< 0,001$ мм (рис. 7, в). Из таблицы 8 видно, что только один образец (61Н/1, фракция $> 0,001$ мм) отвечает теоретическому составу стильбита, если исключить высокое содержание K_2O ; тонкая фракция того же образца не соответствует составу стильбита. Показательным является весьма высокое содержание CaO в отмеченном образце, при этом кальций не связан с карбонатом или сульфатом (параллельно определялись CO_2 и общая сера). Таким образом, наличие породообразующего стильбита в изученных образцах не вызывает сомнения, причем встре-

частая он совместно с монтмориллонитом и концентрируется преимущественно во фракции $>0,001$ м.м.

Морденит установлен в некоторых образцах туфов липаритового состава, в которых он встречается совместно с клиноптилолитом, стильбитом и монтмориллонитом. На дифрактограммах этих образцов (табл. 3, обр. 22, 47 и др.) фиксируются слабые (реже средней интен-

Таблица 5

Рентгенограммы клиноптилолитовых туфов Ноемберянского месторождения

113н		66н		92н		58н		40н		50н	
l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
6	9,0	5	9,1	6	9,0	6	9,0	6	9,02	5	9,0
3	7,9	3	6,8	2	7,9	3	7,2	3	7,9	4	7,9
3	6,5	3	6,5	2	7,2	3	6,5	3	7,2	3	6,7
4	4,49	2	5,15	2	6,8	3	5,15	3	6,7	3	4,65
3	4,27	4	4,65	3	6,5	4	4,9	2	5,1	5	4,27
6	3,97	4	4,49	2	5,26	3	4,27	4	4,27	6	3,97
2	3,75	3	4,27	2	5,13	6	3,97	5	3,97	5	3,91
2	3,42	6	3,97	4	4,49	2	3,75	5	3,91	10	3,34
10	3,34	2	3,75	3	4,27	2	3,42	8	3,34	4	3,21
4	3,21	2	3,42	6	3,97	10	3,34	4	3,21	4	3,17
3	3,17	10	3,34	2	3,75	4	3,21	4	3,17	5	2,97
2	3,07	4	3,21	2	3,42	3	3,17	4	2,97	3	2,58
4	2,97	3	3,17	10	3,34	2	3,07	5	2,79	3	2,46
2	2,80	4	2,97	4	3,21	4	2,97	3	2,58	3	2,28
2	2,73	2	2,81	3	3,17	2	2,79	3	2,46	2	2,14
2	2,67	2	2,73	4	2,97	2	2,72	2	2,28	4	1,818
4	2,59	2	2,67	2	2,67	2	2,65	2	2,13	4	1,541
4	1,817	4	2,569	4	2,569	4	2,57	4	1,820		

Таблица 6

Химический состав клиноптилолитовых туфов Ноемберянского месторождения

№№ обр.	66н	92н	50н	78н	78н/1	36н
окислы						
SiO ₂	69,05	69,40	68,19	73,96	75,37	70,45
TiO ₂	0,26	0,19	0,23	0,16	0,09	—
Al ₂ O ₃	13,18	13,10	12,05	11,65	10,94	11,77
Fe ₂ O ₃	1,01	0,52	1,31	1,56	1,24	1,56
FeO	0,56	0,28	1,14	0,23	1,57	0,28
MnO	—	—	—	—	—	—
CaO	2,22	2,05	2,40	1,19	1,62	2,38
MgO	1,35	1,00	1,80	1,76	1,52	1,10
H ₂ O	4,09	4,01	4,41	2,14	1,44	4,69
п.п.п.	5,03	7,50	6,09	3,30	3,21	6,50
CO ₂	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	1,30	0,85	0,65	0,29	0,33	0,25
K ₂ O	2,60	1,80	2,15	4,50	1,35	2,70

сивности) отражения с $d_{(021)} = 6,1-6,2\text{Å}$ и $d_{(201)} = 5,8\text{Å}$. Можно думать что эти рефлексы скорее всего принадлежат мордениту, несмотря на то, что прочие характерные отражения не улавливаются. Другие методы не дали дополнительной информации: реакция дегидратации морденита полностью совпадает с монтмориллонитовой, электронномикроско-

пические снимки не отличаются от снимков клиноптилолитовых и стильбитовых пород, в химическом составе указанных образцов нет надежных признаков присутствия заметного количества морденита. Таким образом, морденит, по нашим данным, встречается в качестве второсте-

Таблица 7

Рентгенограммы стильбитовых туфов Ноемберянского месторождения

6н		7н		61н		34н	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
7	9,01	2	15,8	2	15,5	5	15,3
3	7,9	6	9,0	3	7,9	2	8,95
2	5,40	3	7,9	2	7,1	3	7,69
8	4,05	5	6,7	3	5,82	5	4,50
2	4,65	5	4,59	2	5,54	5	4,06
10	3,97	3	4,30	1	5,15	3	3,97
3	3,56	10	4,06	4	5,0	3	3,87
4	3,42	7	3,97	5	4,49	3	3,34
5	3,18	3	3,32	5	4,0	2	3,21
2	3,11	3	3,22	2	3,78	2	3,18
2	3,07	3	3,18	8	3,45	3	2,97
6	2,97	2	3,08	6	3,35	2	2,79
5	2,804	3-4	3,98	4	3,208	3	2,57
2	2,730	3	2,79	2	2,997	4	1,501
		3	2,57	4	2,901		
		2	2,48	3	2,580		
		1	2,25	3	2,287		
		4	1,501	3	2,127		
				2	1,818		
				3	1,798		

Таблица 8

Химический состав стильбитовых туфов Ноемберянского месторождения

№№ обр	окислы				
	6н	61н	62н/1	10н	34н
SiO ₂	70,49	62,35	55,99	70,68	61,07
TiO ₂	—	0,39	0,34	0,32	0,9
Al ₂ O ₃	12,08	15,15	15,29	14,10	14,01
Fe ₂ O ₃	2,03	2,16	2,32	1,43	1,95
FeO	0,28	1,43	0,86	—	0,56
MnO	—	0,02	0,07	—	0,02
CaO	1,05	2,44	8,81	1,28	1,45
MgO	1,33	1,81	1,81	1,08	1,34
H ₂ O	5,31	4,79	2,42	4,24	4,10
п. л. п.	5,45	3,86	7,31	4,00	3,18
P ₂ O ₅	—	—	0,06	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—
Собщ.	—	0,25	0,12	—	0,01
NaO ₂	0,70	0,90	1,20	2,20	2,20
K ₂ O	1,90	4,50	4,20	1,55	2,20

ленной примеси в различных по составу цеолитолитах. Однако имеются данные о значительных концентрациях морденита в пределах Ноемберянского месторождения [1] и расположенного в 5—6 км от него — Камарлинского [3].

Г. С. Авакян отмечает, что в разрезе скв. 8 (интервалы 4—29 м и 56—74 м) вскрыты породы, состоящие на 50% из морденита и на 50% из монтмориллонита. Однако, приводимые им данные оставляют место для сомнения. Так, автор считает, что на иллюстрируемых дифрактограммах имеются интенсивные рефлексы с $d = 9,04—9,07\text{Å}$, $6,59—6,63\text{Å}$, $4,49\text{Å}$, $3,97\text{Å}$, $3,35\text{Å}$, $3,20—3,22\text{Å}$, которые свидетельствуют о значительном содержании в образцах морденита. Однако интенсивными на этих дифрактограммах являются монтмориллонитовые рефлексы, а из цеолитовых—только отражения с $d = 9,04—9,07\text{Å}$ и $3,97\text{Å}$, которые в не меньшей степени характерны и для клиноптилолита (кстати, на этих дифрактограммах четко фиксируется характерный только для клиноптилолита рефлекс с $d = 7,8—7,9\text{Å}$). Отражение с $d = 3,35\text{Å}$, судя по интенсивности и остроте пика, несомненно, принадлежит кварцу. Прочие (слабые) рефлексы скорее всего являются морденитовыми и, таким образом, речь может идти только о клиноптилолит-монтмориллонитовой породе с примесью морденита. Добавим, что характерные для последнего рефлексы $d = 13,5\text{Å}$, $6,1\text{Å}$ и $5,8\text{Å}$ вообще отсутствуют на приведенных дифрактограммах. Что касается кривых нагревания этих образцов, то они больше характерны для монтмориллонита, чем морденита (отсутствие экзоэффекта, наличие высокотемпературных эндоэффектов). Низкое содержание Al_2O_3 , которое расценивается в упомянутой статье как признак наличия порообразующего морденита, объясняется, очевидно, присутствием в образцах большого количества свободного кремнезема (об этом сказано выше). Короче, морденит имеется в образцах, описанных Г. С. Авакяном, однако в качестве второстепенной примеси, а не до 50%, как это указано в его статье.

А. С. Михайлов [3] описал морденитовые породы в районе села Камарли, на территории Азербайджанской ССР. Коротко остановимся и на этом, поскольку указанное проявление пространственно и генетически тяготеет к Ноемберянскому месторождению. Данные А. С. Михайлова о наличии здесь порообразующего морденита не вызывают сомнения. Однако не совсем ясно, какова мощность собственно морденитовых пород, которые чередуются с клиноптилолит-монтмориллонитовыми туфами и замещаются ими. В целом создается впечатление о локальном их распространении. Автор подчеркивает, что туфы везде клиноптилолитовые и анальцимовые, и причина приуроченности морденита к одному пункту неясна. Морденитовые породы тяготеют к полям развития кислых эффузивов и грубых туфов, т. е. к участкам активного вулканизма. С другой стороны, совместное нахождение клиноптилолита и морденита указывает на то, что условия их образования в значительной мере перекрываются. Резюмируя, можно сказать, что морденит в цеолитолитах Ноемберянского месторождения встречается редко и в качестве второстепенной примеси, лишь в одном пункте на обширной площади кли-

поптитолит-монтмориллонитовых пород он зафиксирован как один из основных компонентов, при этом остается неясным, какова мощность собственно морденитовых пород, поэтому можно думать, что в районе села Камарли морденит также не образует значительных концентраций, имеющих промышленное значение.

Анальцим чаще встречается в грубообломочных породах-туфобрекчиях и туфах псаммитовой размерности, в которых он заполняет поры и пустотки, образовавшиеся в результате растворения обломков перлита. Иногда цементирующий материал в этих породах в основном состоит из анальцима. Породы эти развиты преимущественно в основании вулканогенно-осадочной толщи. В тонкообломочных клиноптитолит-монтмориллонитовых и стильбит-монтмориллонитовых породах анальцим встречается очень редко и в качестве второстепенной примеси.

Филлипсит встречается довольно часто, но как незначительная примесь в монтмориллонит-клиноптитолитовых, реже — в стильбит-монтмориллонитовых породах. Филлипсит диагностируется по отражениям с $d_{(100)} = 7,6\text{А}$ и $d_{(020)} = 7,1-7,2\text{А}$ (табл. 5, обр. 40,58). Прочими методами филлипсит не фиксируется. Термограммы указанных образцов идентичны клиноптитолит-монтмориллонитовым: реакции дегидратации минералов совпадают, электронномикроскопические снимки сходны со снимками клиноптитолитовых и стильбитовых пород. Возможно, что повышенное содержание калия во многих ноябрьских цеолитах объясняется наличием в них заметного количества филлипсита. Встречается филлипсит на всей площади месторождения, но чаще и, вероятно, в сравнительно больших количествах, — в его северной части.

В ы в о д ы

1. Условия залегания и микроструктурное сложение сантон-кампанских кислых туфов Ноябрьского месторождения свидетельствуют об их отложении из пелловых потоков, представляющих высокотемпературную смесь пирокластического материала и газов.

2. Цеолитизация и монтмориллонитизация являются диагенетическими и раннекатагенетическими процессами, избирательно наложенными в этих туфах на неоднородную по составу витрокластику.

3. Главными породообразующими минералами бентонитов и цеолитов являются монтмориллонит, клиноптитолит и стильбит, впервые выявленный на месторождении. Морденит и филлипсит присутствуют в качестве незначительной примеси.

4. Монтмориллонит замещает фрагменты более основного стекла и промежуточную вулканическую пыль, концентрируясь преимущественно во фракции $< 0,001$ мм. Клиноптитолит и стильбит образуются по обломкам более кислого стекла и накапливаются во фракции $> 0,001$ мм.

5. Химический состав монтмориллонитовой фракции ($< 0,001$ мм) характеризуется высокими содержаниями SiO_2 , MgO , H_2O при $\text{K}_2\text{O} >$

> Na₂O. Клиноптилолиты (фракция > 0,001 мм) отличаются высокими содержаниями SiO₂ и K₂O, стильбиты — CaO.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18. XII. 1981.

Ա. Խ. ՄՆԱՏՅԱԿԱՆՅԱՆ, Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՆՈՅԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԹԹՈՒ ՏՈՒՑԵՐԻ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱԿԱՆ-ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ ԵՎ ՑԵՈԼԻ-ՏՍՑՄԱՆ ՈՒ ՄՈՆՏՄՈՐԻԼՈՆԻՏԱՑՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

Հողվածում ընդհանրացված են նոյեմբերյանի հանքավայրի թթու տուֆերի միկրոստրուկտուրային հետազոտությունների արդյունքները, ինչպես նաև բերված է դիագենեզի և վաղ կատազենեզի ստադիաներում առաջացած միներալների ամբողջական նկարագրությունը: Ցույց է տրվում, որ աուտիգեն միներալագոյացումն ընտրողական բնույթ ունի և ընթանում է հրաբխային ապակու տարասեռ բեկորների վերափոխման հաշվին: Ցեոլիտները տեղակալում են առավել թթու կազմի ապակին (հրաբխային մոխրի մասնիկներ, պեյլիտների բեկորներ), իսկ մոնտմորիլոնիտը զարգանում է ի հաշիվ հիմքային կազմի ապակու (պեմզայի բեկորներ, հրաբխային միջանկյալ փոշի): Բենթոնիտների և ցեոլիտոլիտների շերտերում ապար կազմող միներալներն են մոնտմորիլոնիտը, կլինոպտիլոլիտը և ստիլբիտը:

A. Kh. MNATZAKANIAN, I. Kh. PETROSOV

THE ARMENIAN SSR NOYEMBERIAN DEPOSIT ACIDIC TUFFS
PETROGRAPHICAL-MINERALOGICAL CHARACTERISTIC AND
THEIR ZEOLITIZATION AND MONTMORILLONITIZATION
PECULARITIES

Abstract

The selective substitution character of acidic tuffs zeolitization and montmorillonitization is established. The large fragments of glass are substituted by clinoptilolite and stilbite while the fine vitroclastic dust is substituted by montmorillonite. The tuffs transformation through several stages is revealed and different petrographical types of bentonites and zeolitollites as well as diverse morphological types of new-formed minerals correspond to various stages.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Г. С. Морденит в цеолитовых породах Ноемберянского месторождения. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1974.
2. Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Агрегаты. «Наука», М., 1979.
3. Михайлов А. С. Морденитовые породы южного борта Куринской депрессии. Литология и полезные ископаемые, № 5, 1975.
4. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация, В сб. «Проблема палеовулканизма». Изд. ИЛ», М., 1963.
5. Шуменко С. И., Шевченко А. Я., Супрычев В. А. Электронномикроскопическое изучение цеолитов из осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Литология и полезные ископаемые, № 3, 1978.