

УДК 551.214 (479.25)

Р. А. МАНДАЛЯН

ЭФФУЗИВНО-ГИАЛОКЛАСТИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ В БЕРХНЕ-ЮРСКОМ-НИЖНЕМЕЛОВОМ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОМ КОМПЛЕКСЕ АРМЯНСКОЙ ССР

Среди продуктов подводных излияний основной магмы особый интерес представляет своеобразная эффузивно-гиалокластитовая ассоциация вулканических образований. Она играет важную роль в строении ряда эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций, а в настоящее время установлена во многих районах тихоокеанского акватория.

Вместе с этим важно подчеркнуть неодинаковую степень изученности составных слагающих эффузивно-гиалокластитовой ассоциации. Подушечные лавы были детально описаны еще в конце прошлого века. Основные положения об условиях их формирования, в особенности важная роль аквагенного фактора, сформулированная в начале XX века, сохранили в целом свое значение до настоящего времени [2, 3]. Между тем вопросы диагностики и механизма формирования лавокластических образований рассматриваемой ассоциации (разнообразные подушечные брекчии, гиалокластиты) в прошлом не были разработаны. Достижения в этой области пришли в последние два десятилетия¹. Как отмечает И. В. Хворова [11], специфическая природа их весьма трудно распознается в связи с тем, что они похожи на пирокластические образования. Однако это лишь внешнее сходство, так как «слагающий их материал не является продуктом вулканических взрывов, а возник в результате фрагментации основного расплава при очень быстром охлаждении» [11].

Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация имеет значительное развитие в вулканогенно-осадочном комплексе верхней юры-неокома Армянской ССР (Сомхето-Кафанская зона), однако распределена в нем неравномерно [5—7]. Кроме того, в каждой зоне развития ей присущи свои особенности. Поэтому представляется необходимой ее характеристика по типам формаций.

Вулканогенно-карбонатная формация. Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация широко развита в северо-восточной части Армянской ССР (междуречье Агстев, Ахум, Тавуш), где вулканические образования перемежаются по разрезу с мелководными карбонатными породами, включая коралловые и водорослевые разновидности [5]. По составу слагающих компонентов (подушечные лавы, их разнообразные брекчии, гиалокластиты, а также расслоенные и брекчиевидные разно-

¹ В связи с детальным изучением их древних и современных аналогов, развитием глубоководного бурения и драгирования.

видности миндалекаменных эффузивов) здесь она представлена полно и имеет максимальную мощность (многие сотни метров) в бассейне р. Ахум и в окрестностях с.с Ицакар и Навур. Далее к востоку (бассейн р. Хндзорут) эффузивно-гиалокластитовая ассоциация выклинивается и пространственно сменяется более кислыми вулканитами. Ниже приводится характеристика главных компонентов изученной ассоциации.

1. Подушечные лавы сложены округлыми вулканическими обособлениями с разным количеством «цементирующей» дресвяной массы, причем каждый сферонд (подушка) представляет собой самостоятельное тело с собственной поверхностью охлаждения. Для подушечных лав (точнее, их недеформированных разновидностей) характерно приспособление вновь образованных подушек к нижней, ранее сформированной поверхности. Размеры подушек варьируют в широких пределах от 10—15 см до 1,2 м в поперечнике. Преобладают тела средних размеров 45—60 см. (рис. 1). В пределах одного горизонта обычно наблю-



Рис. 1. Поток подушечной лавы, сложенный крупными сферондами (до 1,2 м) с небольшим количеством связующей массы. Правобережье реки Ахум.

дается некоторая отсортированность по размерам. С последним фактором, как правило, связан тип упаковки подушек и соответственно масштабы развития связующей массы в межподушечном пространстве. В мелкоподушечных разновидностях она обычно обильна, тогда как в крупноподушечных, как правило, сводится к минимуму. Имеется значительное разнообразие подушек. Здесь наблюдаются многие известные в литературе формы, такие как: округлая, или шаровидная, слегка сплюснутая (преобладают); типа «баллон» и каплеобразная; караваяобразная;; типа «булка» и полусферы (встречаются редко).

Подушечные лавы сложены основными и близкими к ним разновид-

ностями: миндалекаменными базальтами, андезито-базальтами, в меньшей степени развиты спилиты [5—9].

Представляется интересным частое наличие включений карбонатных осадков как в межшаровом пространстве, так и внутри лавовых сферондов [9].

В окрестностях села Ицакар и в бассейне р. Ахум среди описанных разновидностей, образующих мощные и выдержанные горизонты, развит своеобразный тип, названный зачаточно-подушечными лавами. Сложены они лавовыми обособлениями в форме подушек, шаров, капель и волнистых уплощенных образований, которые, однако, не образуют самостоятельных и изолированных друг от друга тел. В отличие от уже сформированных подушек зачаточные сферонды не имеют отчетливо проявленной корки закала и характеризуются исключительной крепостью. Размеры сфероидальных обособлений варьируют в пределах 8—35 см, без резких колебаний в пределах одного горизонта. Таким образом, они отражают незавершенность процесса формирования лавовых сферондов. При этом не произошло окончательного отпочкования и распада жидкой лавы на составляющие овоидальные тела с уже намеченными контурами и размерами. По внешнему облику поток сохраняет компактное строение. Вместе с этим в нем отчетливо проявлены элементы подушечного строения.

Подушечные брекчии. С подушечными лавами ассоциируют их брекчии, т. е. образования, состоящие из цельных и обломанных подушек с разным количеством гялокластитового заполнителя (рис. 2).



Рис. 2. Подушечные брекчии в левобережье р. Таауш. Сложены цельными подушками и их обломками с обильной гялокластитовой связующей массой (преобладает).

Среди подушечных брекчий развиты три главные разновидности: 1) состоящие из цельных и слабоповрежденных подушек (в меньшей мере и их обломков) с туфоподобной гиалокластитовой связующей массой; 2) аналогичные образования, в которых, однако, преобладают обломки подушек. Для обеих разновидностей характерно наличие включений карбонатных пород, нередко интенсивно преобразованных (перекристаллизация, ожелезнение, хлоритизация, обогащение лавокластической примесью), а также монтмориллонитизация, неоднородно проявленная в связующей массе¹. Преобладает второй тип подушечных брекчий, в котором, как правило, отсутствует сортировка. Подушечные брекчий отличаются и другими признаками: количественным соотношением обломков и связующей массы, степенью выветрелости последней², масштабами развития минеральных новообразований. Очень характерно наличие бескорневых карбонатных жил³. С подушечными брекчиями связаны брекчиевидные разновидности дезинтегрированных эффузивов, представленные главным образом камне-глыбообразными, реже валуноподобными включениями порфиритов с разным количеством связующей массы. Цельные подушки в них редки, чаще обнаруживаются их фрагменты. Это обстоятельство, как и характер связующей (гиалокластитовой) массы и пространственная связь с подушечными образованиями (лавами и брекчиями), делает возможным отнесение их к названной группе пород.

С подушечными брекчиями ассоциируют своеобразные разновидности, сложенные теми же подушками и их обломками с цементирующей тонкорасслоенной (но не дезинтегрированной) стекловатой лавой. В последующем при выветривании по ней развивается вторичная слоистость и происходит распад на обломки. При интенсивном ходе процесса они становятся трудноотличимыми от типичных подушечных брекчий.

Гиалокластиты представляют собой сравнительно отсортированную разновидность вышеотмеченного туфоподобного цемента подушечных брекчий, образованного при грануляции лавы. В обнажении они неоднородны, встречаются как массивные, так и слоистые образования различных цветов и оттенков: зеленовато-бурые (пятнистые), оливково-зеленые, а в сильно монтмориллонитизированных прослоях—светло-коричневые. Наряду с рыхлыми, слабо сцементированными типами (преобладают) развиты более плотные и тонкослоистые мелко-микро-обломочные разновидности, отличающиеся хрупкостью.

¹ Ее характеристика приведена ниже, при описании следующего члена эффузивно-гиалокластитовой ассоциации.

² В обнажении она, как правило, представлена рыхлыми, рассыпающимися при ударе молотком разновидностями, что крайне затрудняет дальнейшее петрографическое изучение.

³ По-видимому, значительная часть их образовалась не путем выполнения растворами трещин, а скорее первоначально представляла собой донный карбонатный осадок, выжатый в остывающую и брекчирующуюся лаву.

В шлифах видно, что порода состоит из плотно расположенных алогналиновых обломков. Форма их угловатая, границы нечеткие, в большинстве случаев устанавливаются по внутренней структуре при скрещенных николях. Размеры обломков различные: от мельчайших до 2,8 мм. Преобладают величины 1,2—1,6 мм. Образованы они желтовато-зеленым хлоритом, в котором иногда сохранены реликты слабаразложженного базальтового стекла. В сравнительно крупных фрагментах наблюдаются микролиты, реже лейсты и крупные вкрапленники измененного плагиоклаза и зерна пироксенов (авгита, титан-авгита). В крупно-обломочных (4—10 мм) и слабо измененных разновидностях более отчетливо проявлен характер гналокластитового материала—наличие обломанных (в форме черепков со сглаженными и рваными причудливыми очертаниями и полусфер) и цельных глобулей хлоритизированного и монтмориллонитизированного гналобазальта. В последних иногда наблюдается сферолитовая структура.

Гналокластиты содержат более крупные литокластические фрагменты, среди которых много разновидностей с гналопилитовой основной массой. Заполнитель разнороден, представлен хлоритом, монтмориллонитовым веществом, цеолитами, халцедоном, карбонатами. Обычно он скуден, однако обилен в глинистых, и в особенности в карбонатных разновидностях—вплоть до образования известковых и доломитовых разновидностей гналокластитов.

Таким образом выделяются 3 главных типа гналокластитов:

1. Слабо отсортированные массивные и толстослоистые (реже) разновидности, преимущественно крупнообломочные. Содержат цельные и обломанные подушки, брекчии и другой вулканогенно-обломочный материал. Как правило, это рыхлые породы выветрелого облика.

2. Слоистые и тонкослоистые, иногда плитчатые образования, испытавшие некоторую механическую дифференциацию. В них наблюдается более интенсивная, чем в первом типе, монтмориллонитизация витробазальтового компонента. Данный тип образует скопления в верхней части разреза формации (рис. 3).

3. Смешанные карбонатные (известковые и доломитовые) разновидности вышеописанных гналокластитов. По площади и мощности (до многих десятков метров) они наиболее развиты в зонах сочленения вулканического и карбонатного компонента формации.

Кроме описанных пород, преобладающих в разрезах, участками (западная окраина райцентра Берд, бассейн р. Ахум) получает развитие обычная пирокластика, образованная при эксплозиях,—витролитокристаллокластические, литокластические туфы, агломераты и другие породы основного и среднего состава.

Кроме того, встречаются тефроидные и вулкано-терригенные образования¹. Таким образом, своеобразный трещинный тип подводного вул-

¹ Наряду с окатанностью, приобретенной при размыве, округлая форма может оказаться унаследованной от вулканических явлений, т. е. иметь лавокластическую

канизма участками сменяется проявлениями взрывного вулканизма.

Некоторое своеобразие, также, возможно, обусловленное фактором мелководья бассейна, присуще процессам глинизации вулканитов. Монтмориллонитизация—характерный процесс в эффузивно-гялокластитовой ассоциации, проявленный неравномерно как по площади, так и в зависимости от состава исходной породы. В больших масштабах она



Рис. 3. Тонкослоистые, интенсивно глинизированные гялокластиты, включающие прослой и линзы доломитов. Село Навур.

развита в левобережье р. Ахум, где охватывает толщу вулканитов мощностью 350—400 м. Далее на восток, за исключением участков с. Навур и райцентра Берд, интенсивность процесса резко падает.

В лавах глинизацией иногда затронуты внешние ободки подушек, изредка она проникает на глубину 3—5 см. Далее вглубь сфероида процесс затухает. Наиболее интенсивно монтмориллонитизация проявлена в гялокластитах, в особенности в мелкообломочных разновидностях. С последними пространственно связаны пласты и залежи относительно чистых разновидностей глин мощностью от 0,1 до 2,4 м, редко более.

Макроскопически—это светло-коричневые и коричневые породы, жирные на ощупь. Порода состоит из монтмориллонита с примесью частично глинизированного и интенсивно хлоритизированного вулканического стекла, нередко в виде глобулей. На фоне глинистой массы в шлифах вырисовываются реликты стекла и обломки пузыристых гялобазальтов, указывающие на природу исходного вещества. Обломочная

природу. После размыва лавовых сферондов и распада шлаковидной корки, их, вероятно, весьма трудно отличить от валунов и галек, слагающих крупнообломочные вулкано-терригенные образования.

примесь представлена измененными плагиоклазами (основными-средними), пироксенами (авгит, титан-авгит), а также угловатыми и округлыми обломками частично глинизированных эффузивов (миндалекаменных базальтов, андезито-базальтов, реже спилитов). В монтмориллонитовых глинах присутствуют: хлориты, цеолиты, кальцит, доломит, лейкоксен, халцедон, сфен. Породообразующим глинистым минералом является монтмориллонит. На рентгенограммах фиксируется серия базальных рефлексов с $d \approx (001) = 14-15 \text{ \AA}$, который после насыщения глицерином увеличивается до $17-18 \text{ \AA}$. После прокаливания образца отражение первого порядка смещается к $10 \text{ \AA}$.

Термограмма типична для монтмориллонитовых глин: на них фиксируется три эндоэффекта и один экзотермический пик (образование высокотемпературных фаз) с максимумами соответственно при 150° , 560° , 860° и 930°C ; при этом первый эндоэффект (выделение слабо связанной воды) выражен значительно интенсивнее второго (выделение воды типа ОН) и третьего (окончательное разрушение решетки минерала). В качестве постоянной примеси, иногда существенной, присутствует хлорит.

По данным спектральных анализов содержание лития в глинах составляет 0,007; ванадия—0,015.

Ниже приводятся данные, характеризующие обменную емкость и состав обменного комплекса: K^+ —0,57 мг-экв/100 г; Na^+ —следы Ca^{2+} —87 мг-экв/100 г; Mg^{2+} —10,85 мг-экв/100 г. Обменная емкость—98,50 мг-экв/100 г., что характерно для монтмориллонитовых глин.

Таким образом, процессы монтмориллонитизации вулканитов протекали сложно и многообразно; помимо магматических явлений (подводные автометаморфические и поствулканические процессы) имело место диагенетическое преобразование вулканического стекла, протекающее при участии эндогенного фактора—пропаривания с подтоком вулканического тепла. На ход процесса, видимо, оказывали некоторое влияние седиментационная среда и карбонатные осадки. Такое предположение основано на наблюдаемой пространственной связи и тяготении процесса глинизации к карбонатным фациям, в особенности к доломитовым накоплениям.

Очевидно зоны мелководного бассейна с интенсивным прогревом вод, устойчивыми слабо и умеренно-щелочными условиями и повышенным обменом между придонной водой и осадками, являлись благоприятной средой для монтмориллонитизации тонкораздробленного, предварительно палагонитизированного и хлоритизированного базальтового стекла.

Вулканогенно-обломочная формация. Эффузивно-гналлокластитовая ассоциация неравномерно развита в составе вулканогенно-обломочной формации юго-восточного Зангезура. Она приурочена главным образом к нижней, окофорд-кимериджской свите, тогда как в верхней части разреза формации (титон—средний валанжин) представ-

Таблица 1

Химический состав глины

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	Вл.	CO_2	S	Сумма
1	43,15	0,95	14,14	9,40	0,44	3,13	8,07	0,07	0,06	0,62	9,11	11,0	5,50	—	100,14
2	42,47	1,05	14,45	8,25	0,14	5,71	5,94	0,01	0,07	0,85	12,16	9,32	—	—	100,42
3	51,81	1,22	14,07	6,39	0,28	1,02	4,94	—	0,06	1,00	9,56	10,25	—	0,08	100,79
4	49,80	1,14	14,53	6,76	0,14	2,28	3,77	0,01	0,10	1,02	12,36	8,45	—	—	100,48

Лаборатория ИГН, аналитик Оганесян Л.

Примечание: анализы 1 и 2 представляют среднюю пробу природного образца, 3—4 — пробу отмученной глинистой фракции.

лена неодинаково. В пределах хуступ-чимянской свиты [1] эффузивно-гналокластитовая ассоциация, как правило, не развита. Однако далее к северу, в зоне развития ее возрастного аналога—тапасар-кармиракарской свиты [1] гналокластитовый тип вулканизма проявлен отчетливо. Гналокластитовые накопления базальтового и андезито-базальтового состава здесь близки к описанному выше типу слабо отсортированных разновидностей. Некоторое отличие их от аналогов, развитых в вулканогенно-карбонатной формации, состоит в следующем: 1) неравномерной, а в целом более крупной величине глобул и их обломков. Наличии в значительно большем количестве много материала—фрагментов с гналопилитовой, диабазовой, интерсертальной, пилотакситовой структурами, в том числе и опациitized разновидностей. Нередко они преобладают над стекловатой массой; 2) худшей выдержанности по площади и разрезу, пространственной смене крупнообломочными разновидностями эффузивно-гналокластитовой ассоциации; 3) меньшими масштабами монтмориллонитизации витробазальтового компонента.

Приведенный тип гналокластитов, встречающийся, как правило, с подушечными брекчиями, а также со своеобразными брекчиевидными и расслоенными разновидностями миндалекаменных эффузивов, распространен в междуречье Халадж-Кашуни, правобережье р. Воротан, окрестностях с. Чакатен и др. (рис. 4).

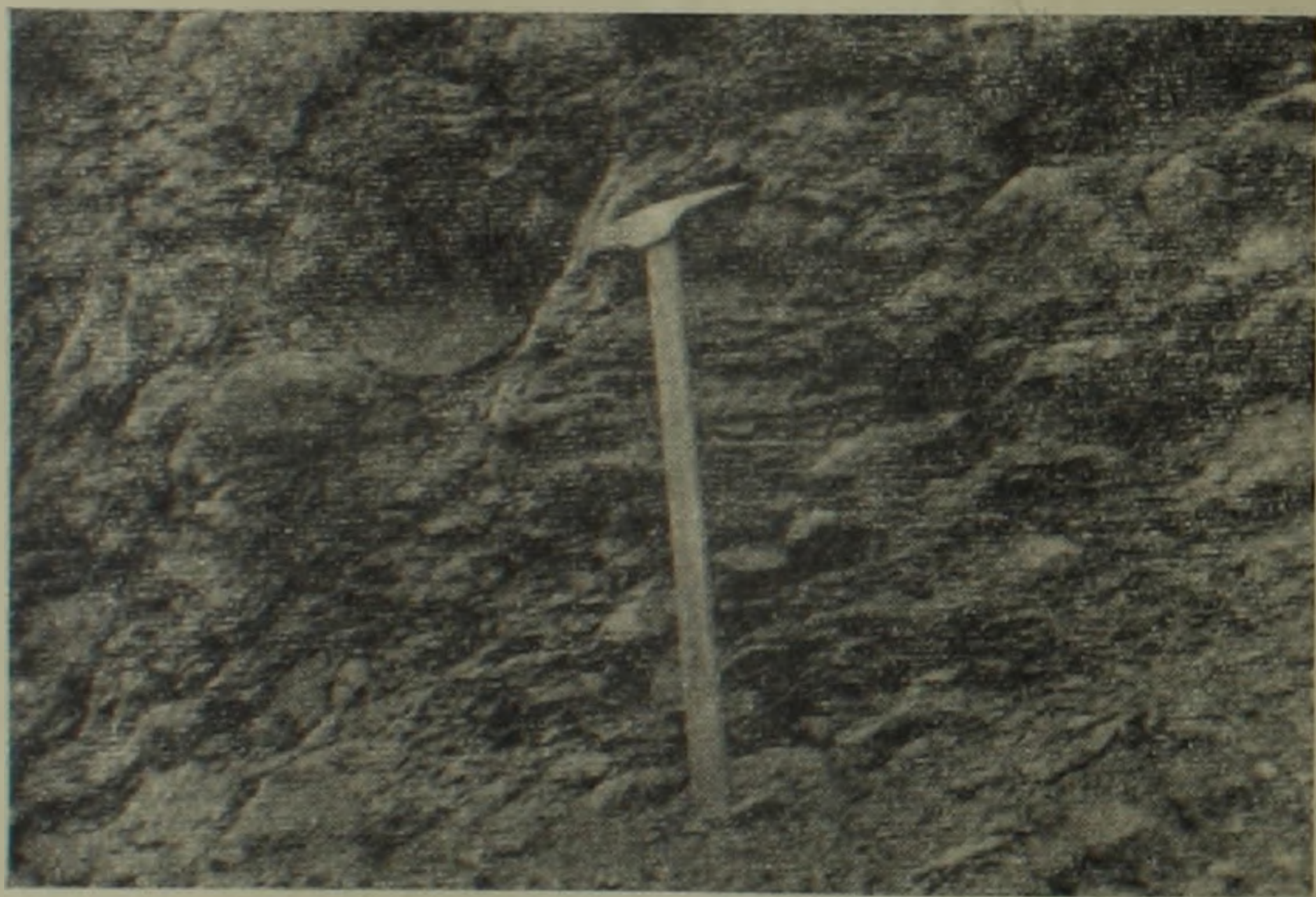
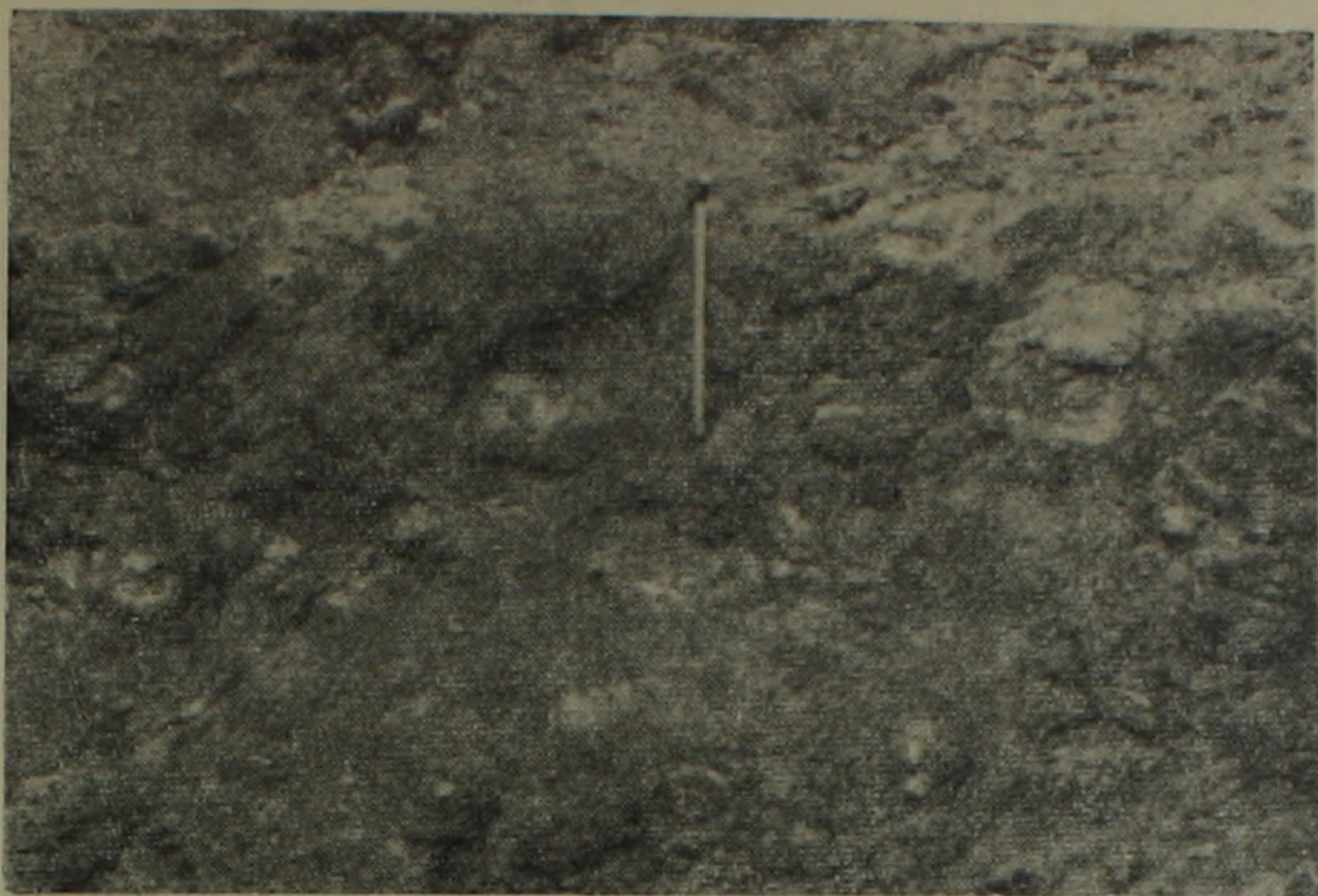


Рис. 4. Подушечные брекчии с преобладанием расслоенной связующей массы. Бассейн р. Хотанан.

Эффузивно-гналокластитовая ассоциация проявлена широко в бассейне реки Хотанан—левобережного притока р. Халадж, где представлена всеми типами описанных выше подушечных брекчий (рис. 5). Преобладают II и III типы, в которых связующая масса, представленная фрагментами вулканического стекла и литокластами, содержит здесь



Гис. 5. Подушечные брекчии. Преобладают слабо поврежденные подушки с неравномерным количеством связующей массы. Окрестности с. Нижний Хотаван.

многочисленные округлые и угловатые обломки вулканитов (1—5 см), минеральные новообразования, включения известняков.

Брекчии разнообразны и по соотношению обломков с гиалокластитовым заполнителем¹. Наряду с равномерной упаковкой подушек и их фрагментов наблюдаются неоднократные переходы к разновидностям с большим количеством связующей массы. В ней встречаются кремнисто-железистые конкреции, рассеянная пиритовая минерализация и более интенсивная лимонитизация.

Гиалокластиты андезитового ряда в вулканогенно-обломочной формации (окрестности с.с. Ариваник, Хдранд и др.) связаны с сильно трещиноватыми лавами брекчиевидного облика, в которых присутствуют в качестве второстепенного компонента. Изредка среди лав встречаются прослой, в которых много буровато-зеленых, сильно ожелезненных и хлоритизированных угловатых стекловатых обломков. Цельные глобулы в них не наблюдаются, или редки, монтмориллонитизация едва проявлена, более обильна цеолитизация. Истинная распространенность андезитовых гиалокластитов в вулканогенно-обломочной формации, возможно, несколько выше, чем это к настоящему времени определено. Отсутствие пространственной связи с подушечными образованиями, столь характерной для гиалокластитов базального ряда, затрудняет их полевую диагностику.

¹ Заметим также, что установление соотношения между собственно стекловатой массой гиалокластитов и разнообразным литокластическим компонентом весьма затруднительно, ввиду интенсивного преобразования базальтового стекла.

З а к л ю ч е н и е

1. Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация широко и разнообразно представлена в верхнеюрском-неокомском вулканогенно-осадочном комплексе Армянской ССР (Сомхето-Кафанская зона). Она является продуктом подводных, преимущественно трещинных излияний основной магмы. Формирование ее имело место в водной среде, в условиях мелко-водного морского бассейна. Важная роль водного фактора и седиментационной среды сказывалась не только при формировании лавокластического компонента ассоциации в связи с быстрым охлаждением вулканического расплава. Она оказывала влияние и в последующем (перенос и сортировка, некоторые вторичные преобразования, образование смешанных, карбонатно-гиалокластитовых разновидностей). Подушечные брекчии и неотсортированные крупнообломочные гиалокластиты, содержащие в обилии литокластический материал, образуются и при внедрении вулканического расплава в толщу карбонатных илов, а также формируются в подошве потоков при растекании лавы по нелитифицированным донным осадкам.

2. Масштабы развития ассоциации и пространственные переходы к другим типам вулканитов predetermined рядом факторов. Отметим главные из них.

а) Быстрый рост островных вулканических поднятий, в которых продукты вулканизма формируются вне сферы непосредственного воздействия морской воды. Наряду с лавами компактного строения и пирокластами здесь образуются грязевые потоки, которые, перемещаясь по склонам вулканических островов, транспортируются в морскую среду. При этом имеет место частичное смешение их с гиалокластитовым материалом.

б) Мелководье водной среды и соответственно небольшое гидростатическое давление столба морской воды. Это обстоятельство, как и предыдущее, придает изученной ассоциации особые черты, отличающие ее от глубоководных морских и океанических аналогов [10—12]. Помимо различий по микроструктурным признакам и характеру преобразований они состоят в следующем: обогащении мелководным карбонатным материалом, вплоть до перехода в смешанные карбонатно-гиалокластитовые разновидности; отсутствии яшмо-радиоляритового комплекса и некотором развитии в известняках спиккулового кремнезема с редкими радиоляриями.

в) Покишение вулканического расплава (андезиты, редко андезитодациты) и возрастание его вязкости.

3. Наличие гиалокластитов в пределах изученных формаций заслуживает внимания и при интерпретации данных поисковой геохимии. Известно, что процесс подводного преобразования гиалокластитов (сингенетическая палагонитизация, гидротермальное выщелачивание, гальмиролиз) нередко приводит к формированию многочисленных рудных корок и конкреций, обогащенных Fe, Mn, Ni, Co, Sn, Mo.

Считается также, что гялокластиты являются весьма благоприятной средой для метасоматоза и рудоотложения и, вероятно, многие рудные залежи в подводных вулканитах локализованы в мощных гялокластитовых накоплениях. С этих позиций развитие гялокластитов в пределах Кафанского антиклинория представляется интересным фактором заслуживающим внимания.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.IV.1978.

Ի. Ա. ՄԱՆՈՒՅԱՆ

ԷՖՈՒԶԻՎ ԶԻԱԼՈՎԼԱՍՏԻՏԱՅԻՆ ԱՍՈՑԻԱՅԻԱՆ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՎԵՐԻՆ ՅՈՒՐԱՅԻ-ՍՏՈՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՀՐԱՔԻԱԾԻՆ-ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԿՈՄՊԼԵՔՍՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ վերին յուրայի-ստորին կավճի հրաբխածին լավա-բային ֆորմացիաներում նշանակալի զարգացում ունեն էֆուզիվ հիալոկլաստիկ առցիացիայի ապարներ, որոնք կապված են հիմնային մագմայի ստորջրյա ճեղքային արտավիժումների հետ: Սրանց առաջացումը կապված է ծովի ջրի հետ շփման մեջ մտնելիս հալոցքի արագ սառեցման հետ, նրա հետագա բեկորատմամբ և դեզինտեգրացումով: Այսպես գոյանում են ինչպես հիալոկլաստիտային կուտակները, այնպես և նրանց կոպիտ բեկորային տարատեսակները, որոնք տարածականորեն կապված են բարձրկավոր լավաների հետ: Նուրբ բեկորատված ապակենման նյութը (հիալոբազալտները) որոշ տեղերում կրել է ուժգին վերափոխումներ և անցում մոնտմորիլոնիտային կավերի:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Занге-зура. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Гилярова М. А. Шаровые лавы Суисарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 10, 1959.
3. Лебединский В. Н., Макаров Н. Н. Вулканизм горного Крыма Изд. АН УССР, Киев, 1962.
4. Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. «Недра», М., 1977.
5. Мандалян Р. А. Верхняя юра—неоком. Геология Армянской ССР. т. V. Литология, Изд. АН Арм. ССР, 1974.
6. Мандалян Р. А. Основные черты литологии верхнеюрских—нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армении. Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. «Наука», М., 1974.
7. Мандалян Р. А. Продукты подводного вулканизма и некоторые черты вулканогенно-осадочного литогенеза верхнеюрских—нижнемеловых отложений Армении. Вулканогенно-осадочный литогенез (краткие тезисы IV Всесоюзного семинара), Южно-Сахалинск, 1974.
8. Мандалян Р. А., Агамалян В. А. О спилитах из верхнеюрских отложений северо-восточной части Армянской ССР, ДАН Арм. ССР, т. VIII, № 4, 1974.
9. Мандалян Р. А. О включениях карбонатных пород в шарово-подушечных лавах и их геологическом значении. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 3, 1975.

10. Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. В кн. «Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород». Тбилиси. Изд. ЦК КП Грузии, 1970.
11. Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1966.
12. Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. «Наука», М., 1976.
13. Шилов В. Н. Об условиях проявления гиадокластического типа вулканических проявлений. Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974.