

ВУЛКАНОЛОГИЯ

Э. Х. ХАРАЗЯН

ШАРОВЫЕ ЛАВЫ И ГИАЛОКЛАСТИТЫ БАССЕЙНА р. ДЕБЕД  
 (АРМЯНСКАЯ ССР)

В последнее время в геологической литературе появилось довольно много работ, касающихся широко развитых и своеобразных продуктов эффузивного вулканизма: шаровых лав и гиалокластитов.

Указанные образования нами были обнаружены во время полевых работ летом 1965 г. в ущельях р.р. Памбак и Дебед, на участке между ж. д. ст. Туманян и Туманянским заводом огнеупорных глин.

В геологическом строении вышеназванных ущелий главную роль играют лавы долеритовых базальтов и андезито-базальтов, многочисленные потоки которых текли со стороны Лорийского плато и по р. Дзорагет вливались в ущелья р.р. Памбак и Дебед.

Лавовая толща, мощностью около 200—210 м, слагает оба борта долин этих рек. В средней части разреза толща расчленяется на две части: нижнюю и верхнюю, между которыми залегает пачка озерно-речных отложений, представленных глинами, глинистыми песчаниками, песчаниками и галечниками, общей мощностью до 50—52 м. У русел рек, из под лав выступают верхнеэоценовые вулканогенные породы (памбакская свита).

Лавовая толща бассейна р. Дебед изучена многими исследователями. Наиболее детальные работы проводились А. А. Адамян. Возраст лав разными авторами датируется по разному: верхний плиоцен по А. А. Габриеляну [4], А. Т. Асланяну [1] и Ц. Г. Акопяну [2] и средний антропоген по К. Н. Паффенгольцу [8].

**Геологическая обстановка и условия залегания шаровых лав и гиалокластитов**

Шаровые лавы и гиалокластиты в бассейне р. Дебед приурочены к двум горизонтам лавовой толщи: к низам нижней и верхней частей. Ниже приводится разрез (снизу вверх) лавовой толщи, составленный по левому борту ущелья р. Памбак, на северной окраине ст. Туманян.

В основании разреза обнажается фундамент толщи: вулканогенные образования Памбакской свиты верхнеэоценового возраста, на эродированной поверхности которой залегают многочисленные потоки нижней части лавовой толщи.

1. Первый горизонт шаровых лав и гиадокластитов, мощность 25—50 м.

2. Лавовый поток темносерых базальтов, мощность . . . . . 23 м.

3. Поток светлосерых, плотных базальтов, мощность . . . . . 4,5 м.

4. Поток темносерых с зеленоватым оттенком долеритовых базальтов, мощность . . . . . 24 м.

5. Прослой краснобурных шлаков, мощность . . . . . до 1,5 м.

6. Темносерые долеритовые базальты, мощность . . . . . 5 м.

7. Серые, светлосерые, плотные базальты, мощность . . . . . 5,5 м.

Выше, на размытой поверхности лав нижней части толщи, залегает пачка немых озерно-речных отложений, представленная многочисленными маломощными слоями глин, глинистых песков, песчаников и галечников. По простиранию пачка прослеживается на расстоянии 5,5 км, а затем к северу и к югу постепенно выклинивается. Наибольшая мощность пачки . . . . . 50—52 м.

Над озерно-речной пачкой залегают лавы верхней части толщи.

8. Второй горизонт шаровых лав и гиадокластитов . . . . . 12,5 м.

9. Верхняя часть потока темносерых долеритовых базальтов: нижняя часть прикрыта сильно развитым здесь делювием. Мощность видимой части потока . . . . . 0,3 м.

10. Поток темносерых долеритовых базальтов, с неправильной столбчатой отдельностью, мощность . . . . . 12 м.

11. Серые, темносерые долеритовые базальты с столбчатой отдельностью, мощность . . . . . 20 м.

12. Серые долеритовые базальты с невыдержанной мощностью, колеблющейся в пределах . . . . . 0—6 м.

13. Серые лавы долеритовых базальтов с невыдержанной мощностью, колеблющейся в пределах . . . . . до—6 м.

14. Поток долеритовых базальтов темносерого цвета, мощность невыдержанная, достигает . . . . . до 7 м.

На коротком расстоянии этот поток в оба конца выклинивается.

Ниже дается детальное описание горизонтов шаровых лав и гиадокластитов.

### Первый горизонт шаровых лав и гиадокластитов

Выходы первого горизонта шаровых лав и гиадокластитов начинаются от устья р. Чанахчи (правый приток р. Памбак). На левом борту они обнажаются севернее этого места на 800 м в выемке шоссейной дороги Кировакан-Алаверди. Дальше они в виде горизонта с невыдержанной мощностью (от 25—до 50 м) продолжают к северу на обоих бортах ущелья р. Памбак, а затем и р. Дебед, на протяжении около 7,5 км. Наиболее характерные обнажения встречены на двух участках: у ст. Туманян и у Туманянского завода огнеупорных глин.

Участок ст. Туманян. Дно ущелья р. Памбак у ст. Туманян сложено верхнеэоценовыми порфиритами и их туфобрекчиями. На эродированной поверхности последних около 25 м выше тальвега реки зале-

гает первый горизонт шаровых лав и гналокластитов, мощность которого на левом берегу реки не превышает 25—30 м, на правом достигает 45—50 м. Здесь они вертикальной стеной нависают над железнодорожным полотном и недоступны для осмотра. Детально изучены образования левого берега.

В строении горизонта доминирующую роль играют гигантские «капли» остывшей лавы, нагроможденные друг на друга и образующие первичную шаровую отдельность горизонта (фиг. 1). Промежутки между



Фиг. 1. Обнажение шаровых лав первого горизонта на участке ж. д. ст. Туманян.

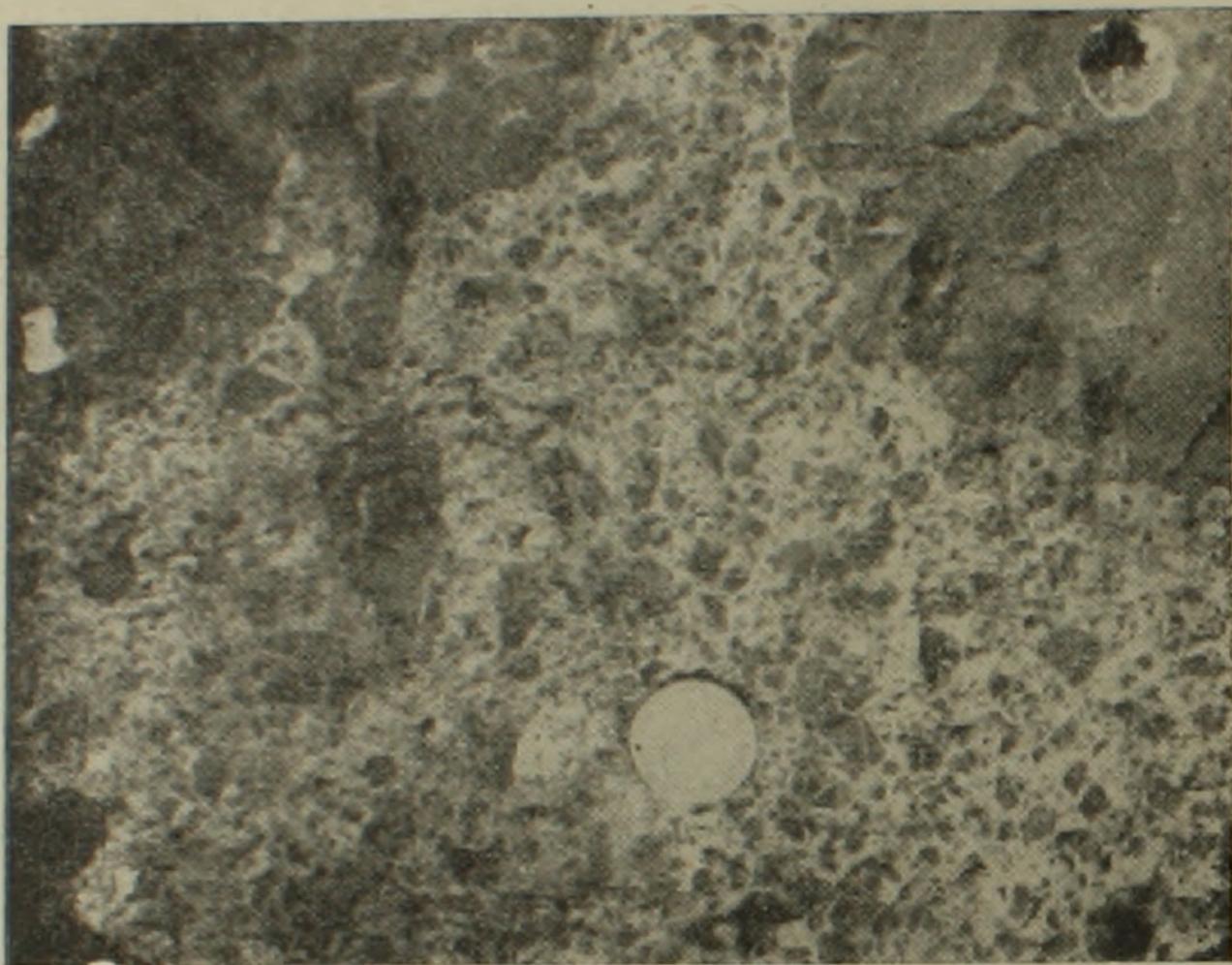
лавовыми шарами заполнены брекчиевидными образованиями, которые состоят из обломков черной стеклянной массы, озерно-речных глин светложелтого цвета и светлых, коричневатых-желтых продуктов разложения вулканического стекла. Последние образуют также тонкую корку (толщиной не более 3 мм) на поверхностях шаровых образований.

Шары округлые, грушевидные, овальновытянутые, в низах горизонта чуть сплюснутые, иногда и блинообразные. Размеры шаров различные и колеблются в пределах 25—60 см, но преобладают индивиды, имеющие размеры 30—40 см. Они имеют зональное строение, с наружной стороны покрыты смоляно-черной коркой стеклянной массы, а внутри уже слагаются из относительно закристаллизованного вещества серого-темносерого цветов. Граница между зонами нечеткая: к центру шара степень кристаллизации стекла постепенно увеличивается. Условная толщина стеклянной корки не превышает 4—4,5 см. Наружная часть шаров сильно растрескана радиальными и концентрическими трещинами охлаждения. Во внутренней части порода массивная и плотная. У многих шаров в середине встречаются округлые пустоты, которые частично заполнены радиально-лучистыми агрегатами карбонатов, в основном арагонита.

Как отмечено выше, промежутки между шарами заполнены обломками материала стеклянной корки шаров, песчано-глинистым веществом

и продуктами разложения стекла, которые находятся в хаотически перемешанном состоянии (фиг. 2). Иногда в этой массе присутствуют также обломки из кристаллизованной внутренней части разбитых шаров. Расположение шаров в этой массе незакономерное. Аналогичные междушаровые образования на о. Сицилия, А. Ритман [9] были названы гиалокластитамии. Ранее эти образования считались палагонитовыми туфами.

В верхней половине разреза горизонта, кроме вышеописанных образований, присутствуют также пять маломощных прослоек лавы, разде-



Фиг. 2. Гиалокластит с лавовым шаром в правом нижнем углу, первый горизонт, участок ст. Туманян.

ленных гиалокластитовыми массами. Все они имеют одинаковое залегание, падая на юг под углами 22—25°. Принимая во внимание, что в общем данный горизонт имеет нормальное залегание, такое положение лавовых прослоек можно объяснить первичным местным рельефом течения лавы (с севера на юг по ущелью). Вышеназванные прослойки по простиранию имеют многочисленные раздувы и пережимы. Их мощность соответственно колеблется в пределах 20—25 см и 5—15 см. Раздувы имеют зональное строение, аналогичное шарам, а пережимы состоят сплошь из стеклянной массы того же цвета.

Такое положение наблюдается по всему обнажению на расстоянии около 100—110 м.

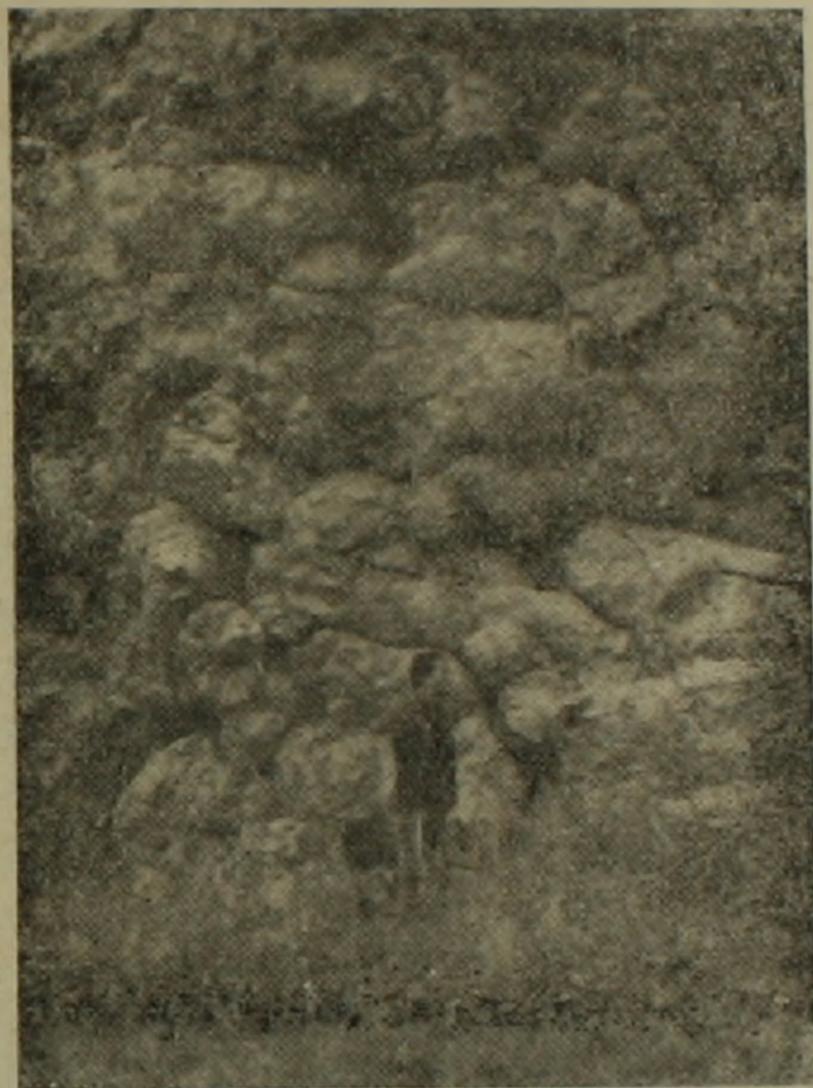
Объемное соотношение лавовых обособлений (шары и прослойки) и гиалокластитов в этом обнажении, примерно, отвечает отношению соответственно 1:1,5.

Разрез горизонта шаровых лав и гиалокластитов в описанном виде продолжается вниз по ущелью р. Памбак, а затем и р. Дебед до коленообразного изгиба ущелья, в 600 м к северу от здания Дзорагеса. Дальше, вниз по ущелью, количество обломочной массы постепенно умень-

шается и в самом конце горизонта ее остается очень мало, причем только в верхней половине разреза.

Участок завода огнеупорных глин. В 500 м к юго-западу от завода огнеупорных глин, на правом борту ущелья р. Дебед, над шоссеиной дорогой Кировакан—Алаверди, в виде вертикального обрыва высотой до 25 м, обнажается конечная часть первого горизонта шаровых лав и гналокластитов.

На этом участке разрез горизонта характеризуется чрезвычайным обилием лавовых шаров, их большими размерами и почти отсутствием гналокластитовой массы (фиг. 3).



Фиг. 3. Обнажение шаровых лав у завода огнеупорных глин, на правом борту ущелья.



Фиг. 3а. Деталь.

Шары в общем таких же форм, что и на первом участке. Они обычно располагаются очень плотно, иногда с взаимной деформацией. Междушаровые промежутки, как правило, остаются пустыми. Размеры шаров колеблются в пределах 0,4—1,5 м в диаметре, редко встречаются округлые большие глыбы застывшей лавы, поперечником до 5 м. Преобладают шары размером 0,5—0,8 м. Снаружи они сильно растресканы радиальными трещинами охлаждения, вследствие чего их поверхность имеет вид хлебной корки. Строение шаров такое же, что и у аналогичных образований первого участка. Отличаются они от последних только относительно малой толщиной стекловатой корки, не превышающей 1,5—2 см.

В верхних недоступных частях обрыва замечены отдельные скопления гиалокластитов в виде гнезд и линз небольших размеров (4—5 м по длине). Изучение их глыб в делювии, под обрывом, показывает, что в них отсутствует терригенный материал (песок, глина).

Общая мощность горизонта на данном участке не превышает 27—28 м. Дальше к северу, горизонт шаровых лав и гиалокластитов задернован и больше не обнажается.

### Второй горизонт шаровых лав и гиалокластитов

Обнажения второго горизонта шаровых лав и гиалокластитов очень ограничены. Фактически они наблюдались только в одном обнажении, находящемся на левом борту ущелья р. Памбак, над ст. Туманян, у развалин старого коровника. Здесь они залегают непосредственно над пачкой озерно-речных отложений. По простиранию горизонт прослеживается на расстоянии не более 50 м, после чего с двух сторон уходит под делювий.

В общем на этом обнажении наблюдается такая же картина, что и на участке ст. Туманян по первому горизонту. В строении горизонта главную роль играют шаровидные лавовые образования, промежутки между которыми заполнены гиалокластитовой массой. Размеры шаров невелики, изменяясь в пределах от 25 до 40 см. Они имеют зональное строение: стеклянная корка, в отличие от шаров первого горизонта, очень тонкая, не превышает 1—1,2 см. Широким развитием пользуются коричневато-желтые продукты разложения стекла. Гиалокластиты в отличие от предыдущих более рыхлые, в их цементе присутствуют также песчано-глинистые массы озерного водоема.

Мощность горизонта — 12,5 м. Выше этого места склон задернован, а еще дальше залегают долеритовые лавы верхней части толщи.

### Краткая петрографическая характеристика шаровых лав и гиалокластитов

**Шаровые лавы.** Как отмечалось выше, шары имеют зональное строение: состоят из черной стекловатой корки в наружной части и серого, темносерого, относительно закристаллизованного вещества, слагающего внутреннюю часть шаров. Граница между ними нечеткая: к центру стекловатая корка постепенно кристаллизуется и переходит во вну-

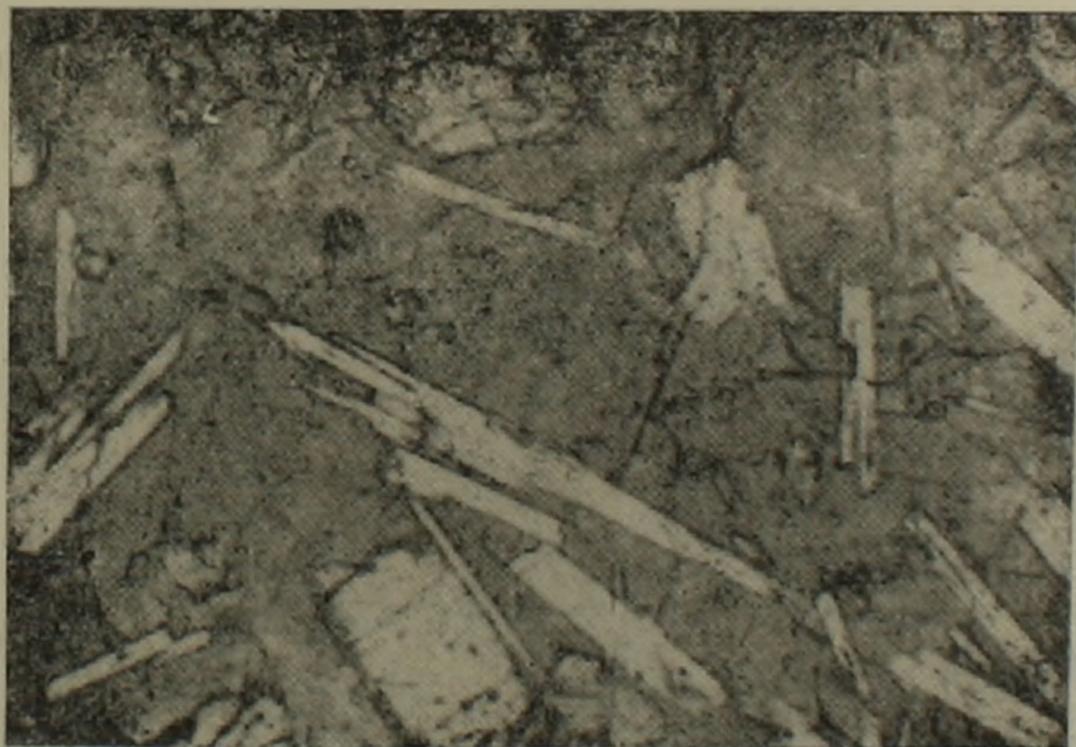
трениую закристаллизованную часть. Стекловатая корка плотная, иногда и трещиноватая, редко встречаются мелкие, округлые поры размером до 1 мм. Внутренняя часть шаров имеет массивное сложение, тоже с редкими мелкими порами.

В шлифах породы обеих зон имеют порфировую структуру, состоящую из вкрапленников основного плагиоклаза и оливина и стекловатой основной массы. Характер вкрапленников двух зон почти одинаковый, что касается основных масс, то они определенно отличаются друг от друга.

Плагиоклаз представлен идиоморфными, призматически удлиненными двойниковыми зернами, размеры которых достигают 1,6 мм по призме, при ширине кристалла не более, чем 0,3 мм. Во внутренней части шаров зерна плагиоклаза более трещиноватые, чем в стекловатой корке. Кроме того, меняется и количество зерен, которое в стекловатой корке не превышает 15—18% от общей массы, а к центру все увеличивается и достигает 40%. Состав плагиоклаза соответствует лабрадору № 53—54 (6 замеров).

Оливин образует крупные единичные зерна призматической, изометрической и реже ромбической форм. Иногда оливин образует гломеропорфировые скопления. Размеры зерен колеблются в пределах от 0,13 до 1,8 мм, преобладают зерна размером 0,9—1,8 мм. В основном зерна оливина трещиноватые, но свежие, редко по трещинам наблюдаются слабые процессы иддингситизации. Количество не меняется и составляет около 4—5%.

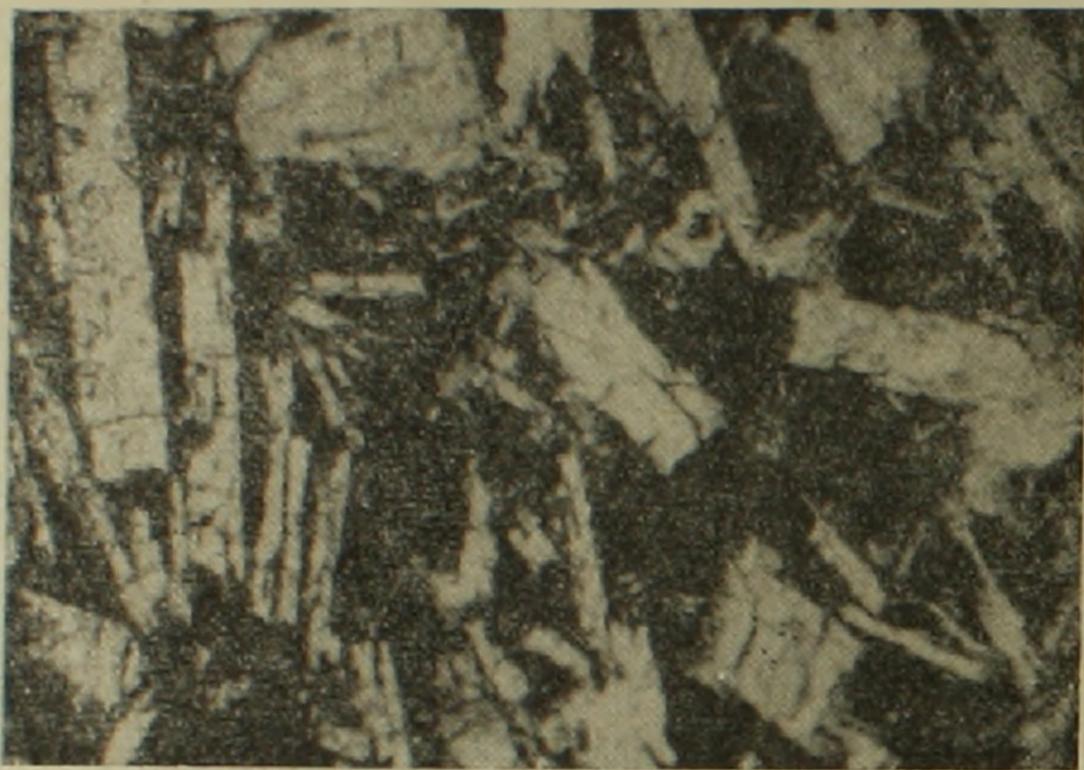
Основная масса корки имеет промежуточную стекловато-гиалопелитовую структуру (фиг. 4). Редкие микролиты представлены тонко-игол-



Фиг. 4. Микроструктура стекловатой корки шаров.  
Без анализатора, ув.  $\times 64$ .

чатым плагиоклазом и мелкими зернышками оливина. Отдельные поры заполнены грязнозеленым хлоритовым веществом радиально-лучистого строения и карбонатами. Стекло свежее, имеет светлый, желто-бурый цвет и составляет около 70—75% общей массы. Показатель преломления стекла равняется 1,565.

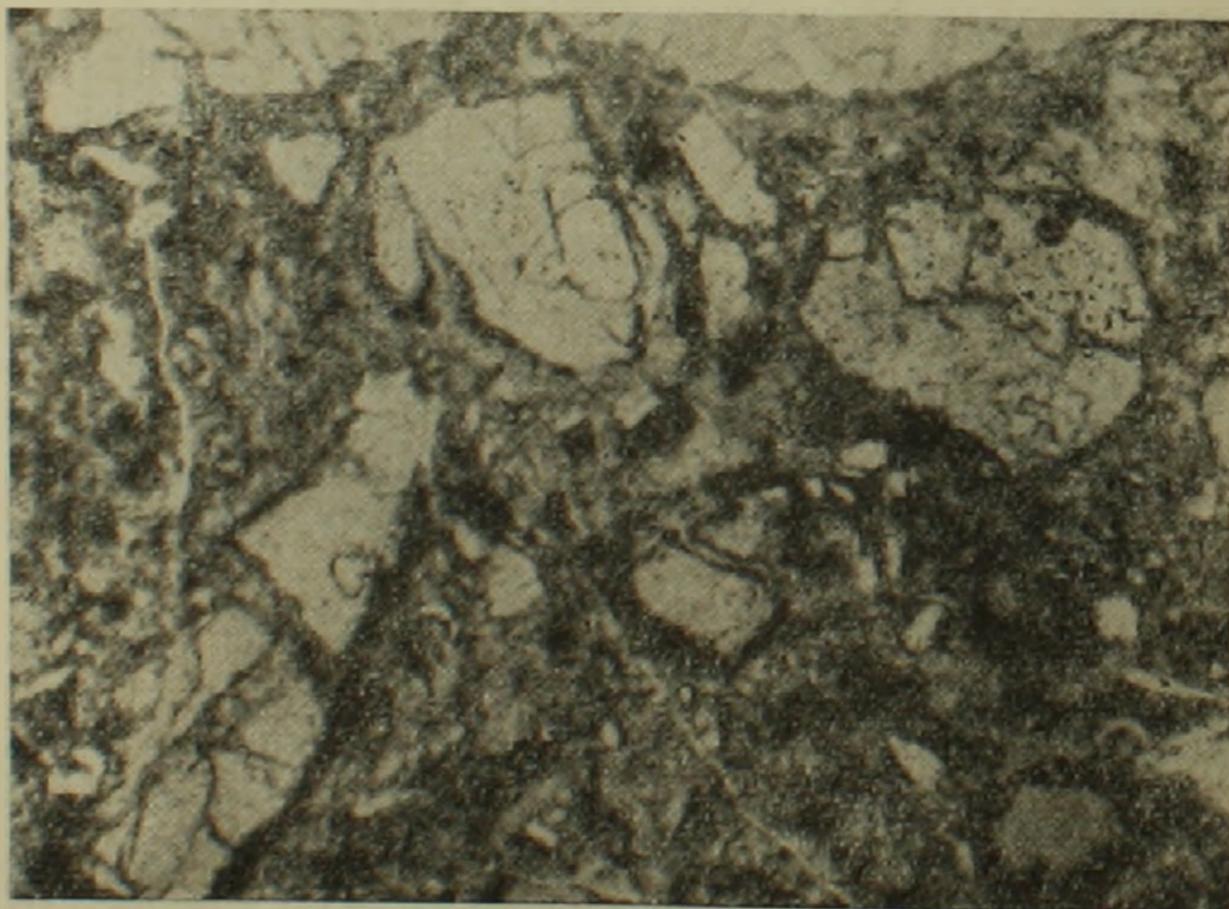
Структура основной массы внутренней, закристаллизованной части шаров интерсерталяная (фиг. 5), состоит из лейстов и микролитов плагиоклаза, мелких зерен оливина, отчасти замещенного илдингситом, и базальтового стекла чернобурого цвета. В небольшом количестве присутствует также рудный минерал. Содержание стекла составляет около 50—55%.



Фиг. 5. Микроструктура породы внутренней части шаров. Без анализатора, увел.  $\times 64$ .

В наружной поверхности шаров, в виде налета, отлагались вторичные, желтовато-коричневые продукты, в которых под биноклем были замечены ромбические кристаллы гипса, иногда в виде двойников «ласточкин хвост», полевые шпаты и отдельные зерна кварца.

Гиалокластиты—Имеют обломочное строение (фиг. 6), представленное кусками стекловатой корки шаров. Отдельные обломки по



Фиг. 6. Гиалокластит в шлифе. Без анализатора, увел.  $\times 64$ .

краям имеют желтые каемки продуктов разложения стекла. Цемент состоит из песчано-глинистого материала светложелтого цвета. В нем присутствуют также кристаллы гипса и карбонатное вещество.

Состав пород шаровых лав и гналокластитов по данным химических анализов (табл. 1) соответствует базальтам. Из таблицы видно, что химический состав стекловатых корок и внутренней закристаллизованной части шаров, почти одинаков, нет существенной разницы между ними. Для аналогии приводится также два анализа из Сицилианского прототипа шаровых лав и гналокластитов, заимствованные у А. Кампione (11).

Таблица 1

Результаты химических анализов шаровых лав и гналокластитов

Окислы	Бассейн р. Дебед у ст. Туманян			Иблейская об. Ю—В Сицилия		Место взятия проб
	1	2	3	4	5	
SiO <sub>2</sub>	48,25	48,60	50,45	47,18	47,16	1. Р-н ст. Туманян, первый горизонт, внутренняя часть. 2. Там же стекловатая корка. 3. Там же второй горизонт, внутренняя часть. 4. Г. Саравале (Сицилия), внутренняя часть шара. 5. Там же стекловатая корка.
TiO <sub>2</sub>	1,45	1,34	1,07	1,09	1,01	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,90	16,32	14,89	15,21	15,05	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,04	3,16	3,62	4,07	0,87	
FeO	9,34	8,26	8,83	7,26	11,00	
MnO	0,19	0,11	0,16	0,02	0,02	
MgO	6,35	6,60	6,87	6,64	6,34	
CaO	9,96	10,20	9,10	8,86	9,11	
Na <sub>2</sub> O	3,50	4,20	3,70	7,61	7,73	
K <sub>2</sub> O	0,90	1,10	1,00	1,41	1,32	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	—	—	0,08	6,06	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,46	0,47	0,18	0,72	0,42	
п.п.п.	0,16	0,13	—	—	—	
Сумма	99,93	100,49	96,87	100,14	100,09	

### О происхождении шаровых лав и гналокластитов

Первые представления о происхождении шаровых лав относятся к началу 20-го века и принадлежат английским геологам К. Рейду, Х. Дьюи и др. Согласно их взглядам, шаровые лавы образовались при подводных трещинных извержениях, когда лава, изливаясь на морское дно, под воздействием воды разбивалась на отдельные гигантские капли сфероидального облика. Эти сфероиды быстро охлаждались и покрывались твердой стекловатой коркой (Лебединский В. И. [7]).

В последующие годы вопрос о происхождении шаровых лав стал предметом более настоящего изучения ученых многих стран, как зарубежных, так и Советского Союза. Среди них, в первую очередь, нужно отметить работы Т. Андерсена (1910), Ж. Льюиса (1914), Р. Фаллера (1931), Р. Шрока (1950), А. Н. Заварицкого (1955), А. Ритмана (1958), М. А. Кашкай и И. А. Бабаева (1958), М. А. Гильяровой и многих других. Шаровых лав обязательно связывает с охлаждением жидкой лавы в

Нужно отметить, что большинство этих исследователей, образование водной среде (морское дно, или мелкий, пресноводный водоем).

По А. Н. Заварицкому [6], процесс образования шаровых лав происходит следующим образом: «Лава, вылившаяся во время подводного извержения, как бы разбивается на отдельные, гигантские капли, окруженные слоем пара и перекатывающиеся по дну. Застывая, этот гигантский аггломерат и образует поток шаровой лавы» и «каждый сфероид (Pillow) представляет собой, в известной степени самостоятельное, независимое от соседних, образование».

Что касается гналокластитов, то эти образования специально были изучены только в последние годы учеными Италии (А. Ритман, А. Кампионе, К. Стурнале и др.), Бельгии (М. Денайер, Ж. Онноре), США (А. Ф. Ричардс) и др. стран. В Советском Союзе гналокластиты впервые были описаны К. Г. Шириняном [10]. Но нужно отметить, что гналокластиты, описанные К. Г. Шириняном, отличаются от Сицилианского прототипа составом и условиями образования.

Обычно образование гналокластитов генетически связывается с шаровыми лавами, а их происхождение объясняется единым процессом охлаждения жидкой базальтовой лавы в водной среде.

А. Ритман (В. И. Влодавец [3]) различает три типа образования гналокластитов:

1. Гналокластиты, образующиеся благодаря дроблению стекловатой корки шаров подушечной лавы, с которыми они всегда связаны.

2. Гналокластиты, формирующиеся из подводной лавы, путем ее грануляции в контакте с водой.

3. Полосчатые гналокластиты, которые произошли благодаря переработке кластического материала морскими течениями и сплющиванию его под давлением вышележащего лавового потока.

Анализ приведенных нами данных об условиях залегания шаровых лав и гналокластитов басс. р. Дебед, а также их петрографическая характеристика показывают, что в данном случае имели место первые два типа образований.

Во время акчагыльской трансгрессии (начало верхнего плиоцена), в результате общего прогибания земной коры на Кавказе, в древних доплиоценовых тектонических депрессиях и некоторых крупных долинах, формировавшихся в нижнем-среднем плиоцене, устанавливается озерный режим и происходит накопление озерно-речных отложений (А. А. Габриелян и К. В. Думитрашко [5]). Допускается, что такого типа озерно-речной мелкий водоем образовался также в долине р. Палеодебед и сохранился до начала мощного цикла вулканических извержений в р-не Джавахкских гор. Многочисленные лавовые потоки долеритовых базальтов и андезито-базальтов, излившиеся из больших тектонических трещин р-на Джавахкского вулканического нагорья, благодаря большой текучести, распространялись на большие расстояния и по долине р. Дзорагет вливались в долину р. Дебед, непосредственно в озерно-речной водоем.

Очень жидкая лава, соприкасаясь с холодной водой, под воздействием ее закалки, мгновенно охлаждалась, вследствие чего возникли осо-

бые формы: шаровые или подушечные лавы. При такой резкой перемене температур на поверхности шаров образуется тонкая, стекловатая корка, которая при дальнейшем движении потока по дну водоема разбивается на отдельные, мелкие куски. Потом лавовый шар снова покрывается стекловатой коркой, снова разрушается и так до момента полного затвердевания лавы. Куски разбитой стекловатой корки шаров хаотически перемешиваясь с глинисто-песчаным материалом дна водоема, образуют гналокластитовую массу, заполняющую промежутки между шарами. После всего этого, когда водоем полностью заполняется лавовыми шарами и гналокластитами, последующие порции лавы охлаждаются уже в наземных условиях и образуют нормальные потоки. Так образуется нижняя часть лавовой толщи, общей мощностью около 88—90 м.

После завершения образования нижней части лавовой толщи, в вулканической деятельности наблюдается определенный перерыв, во время которого на вновь образованном мелкоозерно-речном водоеме (водоем, вероятно, образовался благодаря подпруживанию течения реки последними лавовыми потоками нижней части толщи) накапливается пачка сложенных глин, глинистых песчаников, песчаников и галечников, общей мощностью от 2—52 м.

Затем, вулканическая деятельность вновь возобновляется и начинаются излияния такого же типа, жидких базальтовых лав. Последние, теми же путями вливаются в новый озерно-речной водоем долины р. Дебел и образуют шаровые лавы и гналокластиты второго горизонта. При дальнейшем продолжении лавовых излияний, водоем заполняется и последующие лавы, перекрывая только что образованные шаровые лавы и гналокластиты, отлагаются в виде нормальных потоков, составляя верхнюю часть лавовой толщи бассейна р. Дебед.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 8.VI.1966

Է. Խ. ԽԱՐԱԶՅԱՆ

ԴԵԲԵԴ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԳՆԴԱԶԵՎ ԼԱՎԱՆԵՐՆ ՈՒ  
ՀԻԱԼՈՎԿԼԱՍՏԻՏՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մեր կողմից հայտնաբերված գնդաձև լավաների և հիալոկլաստիտների մերկացումները գտնվում են Փամբակ և Դեբեդ գետերի կիրճերում՝ Թումանյան երկաթուղային կայարանի և Թումանյանի հրակայուն կավերի գործարանի միջև ընկած հատվածում:

Այս շրջանում տարածված են վերին էոցենի հասակի հրաբխածին ապարները (Փամբակի շերտախումբ) և նրանց հողմնահարված մակերեսի վրա տեղադրված վերին պլիոցենյան Դոլերիտային բազալտների ու անդեզիտորազալտների հզոր հաստվածքը: Վերջինս ունի 200—210 մ հզորություն:

Կտրվածքի մեջտեղում լավային հաստվածքը բաժանվում է 2 մասերի՝ ստորին մաս և վերին մաս, որոնց միջև տեղադրված է լճա-գետային կավավազային, գլաբարային նստվածքների շերտախումբը մինչև 52 մ հզորությամբ:

Գնդաձև լավաներն ու հիալոկլաստիտները գենետիկորեն կապված են լավային հաստվածքի վերը նշված 2 մասերի ամենաստորին հորիզոնների հետ: Առավել մեծ զարգացում ունեն ստորին հորիզոնի առաջացումները, որի մերկացումները ձգվում են մոտ 7,5 կմ տարածության վրա, միջորեականի ուղղությամբ: Վերին հորիզոնի մերկացումները անհամեմատ ավելի սահմանափակ են:

Նշված հորիզոնների կառուցվածքում հիմնական դերը խաղում են լավային գնդաձև առաջացումները, որոնց միջև եղած տարածույթունները լցված են հիալոկլաստիտների բրեկչիանման մասսաներով:

Լավային գնդերը ունեն զոնալ կառուցվածք, կազմված մինչև 4,5 սմ հաստության, սև, ապակենման կեղևից և ներքին համեմատաբար ավելի բյուրեղացած մուգ մոխրագույն միջուկից: Այս երկու զոնաների միջև եղած սահմանը ցայտուն չէ. և նկատվում է աստիճանական անցումներ ապակենման կեղևային նյութից դեպի համեմատաբար բյուրեղացած միջուկի նյութը:

Հիալոկլաստիտների բրեկչիանման մասսայի մեջ բեկորները հիմնականում ներկայացված են լավային գնդերի ապակենման կեղևի կտորներով, շատ հազվադեպ՝ ջարդված գնդերի միջուկի կտորներով:

Բրեկչիայի ցեմենտը կազմված է կավերից, ավազներից և ապակու քայքայման հաշվին առաջացած դեղնաշագանակագույն նյութերից:

Ինչպես գնդաձև լավաների ապակենման կեղևն ու բյուրեղացած միջուկը, այնպես էլ հիալոկլաստիտային մասսայի բեկորներն ունեն խիստ նույնանման անտրոգրաֆիական կազմ և համապատասխանում են բազալտներին: Նրանք առաջացել են միևնույն, սկզբնական լավային հոսքից, վերջինիս ջրային ավազանը թափվելու և այդ պայմաններում սառչելու ժամանակ:

Գնդաձև լավաների և հիալոկլաստիտների ուսումնասիրությունը խիստ կարևոր նշանակություն ունի նրանց ձևավորման ժամանակի պալեոաշխարհագրական պայմանների վերականգնման համար:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Акопян Ц. Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. XXI, № 5, 1955.
3. Влодавец В. И. Проблема игнимбритов и гналокластитов на международном симпозиуме в Италии. Бюллетень вулканологической станции, № 33, Москва, 1962.
4. Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР (сер. геол. и географ. наук), т. 13, № 1, 1960.
5. Габриелян А. А. и Думитрашко Н. В. История развития рельефа. Геология Армянской ССР, т. I, изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
6. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, Москва, 1958.
7. Лебединский В. И. К вопросу о развитии взглядов на генезис шаровых лав. Сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР», Изд. АН СССР, Москва, 1963.
8. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1946.
9. Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. МИР, Москва, 1964.
10. Ширинян К. Г. Гналокластиты и условия их образования в Армении. Тр. лаборатории палеовулканологии, вып. 2, Алма-Ата, 1963.
11. Campione A. Guide for the Iblean Region (South-Eastern Sicily). Istit. di Vulcanolog. Universita di Catania, 1961.